

ГЕОДИНАМИКА, МАГМАТИЗМ, СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ

*Материалы Всероссийской конференции
12–15 ноября 2007 года*



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ КАРНЦ РАН
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ ПО РУДООБРАЗОВАНИЮ
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
НАУЧНЫЙ СОВЕТ РАН ПО ПРОБЛЕМАМ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РФ



ГЕОДИНАМИКА, МАГМАТИЗМ, СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ

МАТЕРИАЛЫ ВСЕРОССИЙСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ
Петрозаводск, 12–15 ноября 2007

ПЕТРОЗАВОДСК
2007

УДК 55(470.2)(063)

Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2007. 470 с.

Сборник охватывает материалы, посвященные различным проблемам геодинамических обстановок, минерагении и процессам седиментогенеза. В целом ряде докладов рассмотрены магматические и вулканоплутонические ассоциации горных пород и, связанные с ними новые перспективные типы оруденения северо-запада России. Кроме того, в сборнике изложены результаты исследований по вопросам технологии комплексного использования сырья.

Представленные на конференции материалы отражают современное состояние геологических исследований северо-запада России.

Тексты представленных материалов публикуются в авторской редакции.

Редакционная коллегия:

Академик Д.В. Рундквист, А.И. Голубев (ответственный редактор), А.М. Курчавов, В.В. Щипцов, А.В. Первунина

Материалы изданы при финансовой поддержке ОНЗ РАН и РФФИ – грант № 07-05-06085.

ISBN 978-5-9274-0303-5

© Институт геологии КарНЦ РАН, 2007
© Карельский научный центр РАН, 2007

ОРГКОМИТЕТ КОНФЕРЕНЦИИ

СОПРЕДСЕДАТЕЛИ:

Богатиков Олег Алексеевич – акад. РАН, МПК РАН (г. Москва)
Лаверов Николай Павлович – акад. РАН, вице-президент РАН (г. Москва)
Рундквист Дмитрий Васильевич – акад. РАН, президент РМО (г. Москва)
Щипцов Владимир Владимирович – директор ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск)

ЗАМЕСТИТЕЛИ ПРЕДСЕДАТЕЛЯ:

Голубев Анатолий Иванович – зам. директора по науке ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск)
Курчавов Анатолий Михайлович – МПК РАН (г. Москва)
Шишков Алексей Юрьевич – зам. начальника управления по недропользованию РК
(г. Петрозаводск)

УЧЕНЫЙ СЕКРЕТАРЬ:

Первунина Аэлита Валериевна – ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск)

ЧЛЕНЫ ОРГКОМИТЕТА:

Бавлов Владимир Николаевич – федеральное агентство по недропользованию (г. Москва)
Бортников Николай Стефанович – чл.-корр. РАН ИГЕМ РАН (г. Москва)
Вревский Александр Борисович – ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург)
Войтеховский Юрий Леонидович – ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты)
Глебовицкий Виктор Андреевич – чл.-корр. РАН СПбГУ (г. Санкт-Петербург)
Казанский Вадим Иванович – ИГЕМ РАН (г. Москва)
Кожевников Владимир Николаевич – ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск)
Куликов Вячеслав Степанович – ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск)
Леонов Юрий Георгиевич – акад. РАН, академик-секретарь ОНЗ РАН (г. Москва)
Митрофанов Феликс Петрович – акад. РАН, ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты)
Морозов Андрей Федорович – федеральное агентство по недропользованию (г. Москва)
Петров Олег Владимирович – ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург)
Слабунов Александр Иванович – ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск)
Филиппов Николай Борисович – ГГУП “Минерал” (г. Санкт-Петербург)
Юшкин Николай Павлович – акад. РАН, ИГ КомиНЦ УрО РАН (г. Сыктывкар)

Палеолитогенез реннедокембрийских железисто-кремнистых формаций Восточно-Европейского кратона

Аксаментова Н.В.

Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси, г. Минск, e-mail: aksam@igig.org.by

В пределах Восточно-Европейского кратона железисто-кремнистые формации раннего докембрия приурочены к четырем стратиграфическим уровням [1]: нижнеархейскому – > 3200 млн лет (кальцифир-метабазит-гнейсовые), верхнеархейскому (лопийскому) – 3200–2600 млн лет (метаультрабазит-базитовые, метакератофир-туффит-сланцевые и флишоидные вулканотерригенные) и двум нижнепротерозойским, нижнекарельскому – 2600–2300 млн лет (терригенно-сланцевые, хемогенные) и верхнекарельскому – 2300–2100 млн лет (доломит-метапесчаник-сланцевые и кластогенные).

Многолетними детальными исследованиями большого числа геологов [1, 2, 6, 8, 9 и др.] убедительно показано, что: 1) железисто-кремнистые формации докембрия – это формации первично седиментогенные и 2) разновозрастные формации существенно различаются минеральным и химическим составом слагающих их породных ассоциаций, что связывается с разными физико-химическими и палеогеографическими условиями железорудного осадконакопления и необратимой химической эволюцией внешних оболочек Земли.

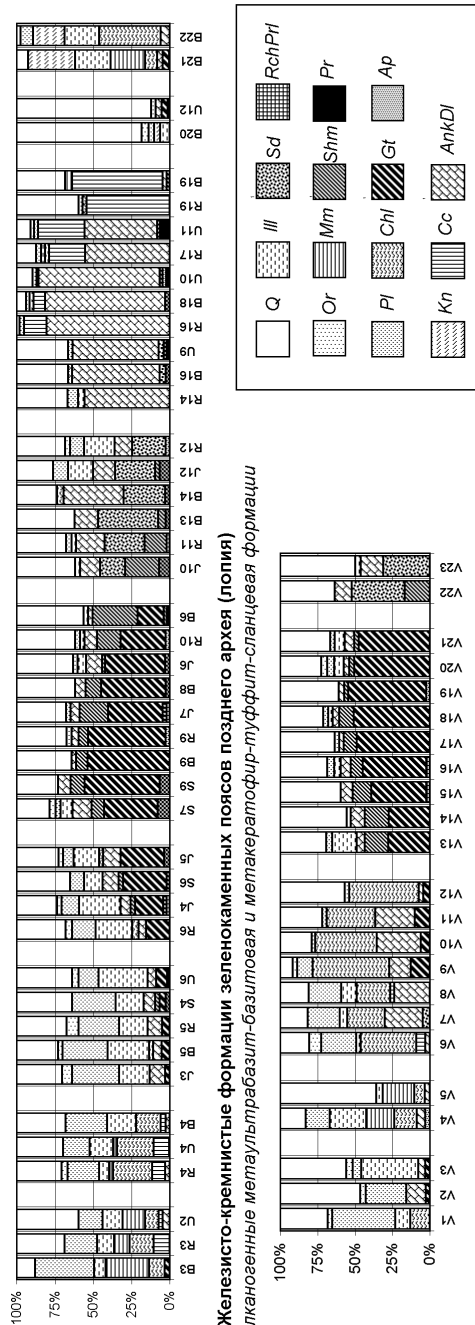
Использование разработанного О.М. Розеном [5] метода пересчетов валовых химических анализов горных пород и их литогенетической интерпретации позволяет представить вероятностную модель первичного состава и условий накопления разновозрастных железисто-кремнистых формаций раннего докембрия.

Кальцифир-метабазит-гнейсовые железисто-кремнистые формации нижнего архея являются характерным членом разреза гранулитовых комплексов Украинского щита (бугская серия, >3200 млн лет), Воронежского кристаллического массива (бесединская толща, 3420 и 3180 млн лет) и Белорусско-Прибалтийского региона (рудьянская, стайцельская серии, вайвараская и ульястеская толщи). В их составе наряду с типичными для гранулитовых комплексов основными кристаллическими сланцами и глиноземистыми гнейсами широко представлены железистые (силикатно-магнетитовые и магнетитовые кварциты) и метакарбонатные (эвлизиты, кальцифиры, пироксенолиты, бессиликатные мраморы) породы.

Судя по расчетному количественно-минеральному составу (рисунок) и соотношению главных нормативных минералов (*Q*, *Pl*, *Chl*, *Mm*, *Ill*) исходными осадками глиноземистых гнейсов (B3–U6), по-видимому, являлись отложения сравнительно невысокой степени зрелости типа граувакк–субграувакк преимущественно алевритопелитовой и песчано-алевритовой размерности. Ограниченное распространение разностей с нормативным монтмориллонитом и повышенная железистость хлорита ($F_{об} = 0,60–0,73$) позволяют предполагать, что в первичном составе гнейсов мафический материал или продукты синхронного вулканизма находились в подчиненном количестве. Характерно присутствие в гнейсах графита, сопровождаемого иногда сульфидной минерализацией (“черные гнейсы” ульястеской толщи [4]). Выделяется группа гнейсов, обогащенных гетитом (R6–J5), первичными породами которых могли быть железистые глинистые сланцы и аргиллиты.

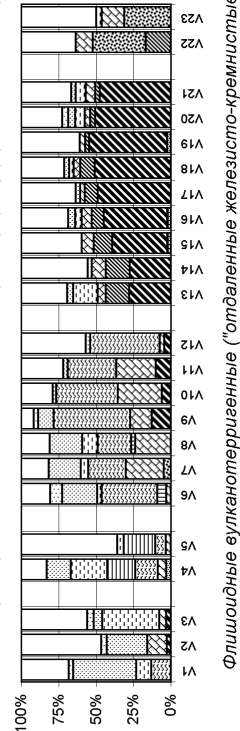
Силикатно-магнетитовые и магнетитовые кварциты (S7–B6) и эвлизиты (J10–R12) интерпретируются соответственно как первичные железистые глинисто-кремнистые и глинисто-кремнисто-карбонатные илистые отложения. Преобладающим глинистым минералом в них был, по-видимому, шамозит ($F_{об} = 0,84–0,96$) – минерал, образующий залежи в некоторых нематаморфизованных осадочных железорудных месторождениях. Метакарбонатные породы (R14–B19) образовались, очевидно, за счет карбонатных и кремнисто-карбонатных осадков. Как железистые, так и карбонатные породы обеднены терригенным материалом и содержат повышенные концентрации марганца (до 8–15% MnO в железистых кварцитах стайцельской серии и вайвараской толщи). Особенностью железистых пород рудьянской серии является повышенное содержание фосфора (до 1,3–2,7% P₂O₅).

Железисто-кремнистые кальцифир-метабазит-гнейсовые формации гранулитовых комплексов раннего архея

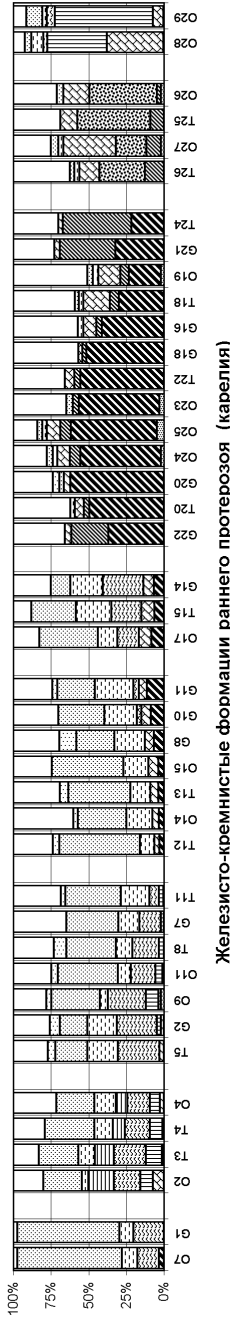


Железисто-кремнистые формации зеленокаменных поясов позднего архея (лопия)

Вулканогенные метальфабазит-базитовая и метакратифир-туфзит-сланцевая формации



Флишоподобные вулканотерригенные ("отдаленные железисто-кремнистые") формации



Железисто-кремнистые формации раннего протерозоя (карелия)

Доломит-металпесчанико-сланцевая формация позднего карелия

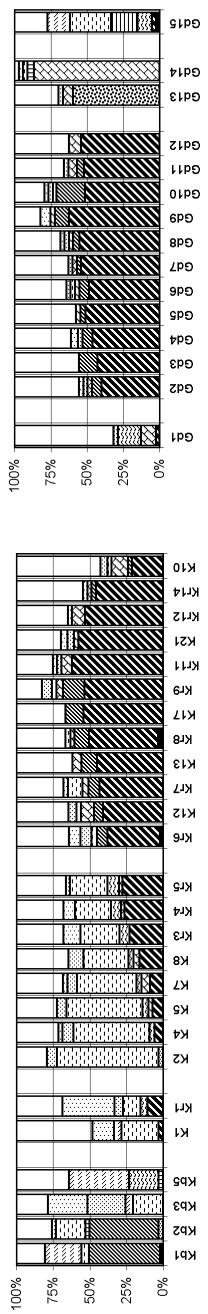


Рис. Литохимические спектры метасидментогенных пород раннекембрийских железисто-кремнистых формаций Восточно-Европейского кратона

Нормативные минералы, вычисленные по программе MINLTH по данным химических анализов, заимствованных из [1, 7] и работ В.И. Боголова, В.А. Горькова, В.Н. Гусельникова, Я.Я. Кивисиллы, Н.А. Корнилова, М.С. Точилина, В.М. Чернова, М.А. Ярошук и др.: Q – кварц, Or – ортоклаз, Pl – плагиоклаз, Kfs – калийный полевой шпат, An – анортит, Ilm – иллимит, Sd – шимманит, Mm – монтомориленит, Chl – хлорит-серпентин, Cc – кальцит, Sst – сидерит, Shm – шамозит, Gt – гетит, Dlnk – доломит+анкерит, RchPr – родохрозит+пирролизит, Pr – пирит, Ap – апатит. Буквенные обозначения перед цифрами соответствуют названиям стратиграфических подразделений, включающих железисто-кремнистые формации: В – бугская серия, R – рудьянская серия, S – стайцельская серия, J – вайварская толща, U – ульявская толща, V – конско-верховцевская серия, O – оловская серия, T – тундровская серия, G – гимольская серия, Kb – коры выветривания, подстилающие курскую серию, K – курская серия, Kt – криворожская серия, Gd – гданцевская свита.

Подавляющее большинство исследователей считает железистые и карбонатные породы хемогенно-осадочными образованиями, а наиболее вероятными поставщиками Si, Fe, Mn, P – подводные эксгалационно-гидротермальные источники. Региональные литологические различия формаций свидетельствуют о разной удаленности областей седиментации от источников сноса терригенного материала и зон разгрузки подводных гидротерм, а сами формации в современном эрозионном срезе кристаллического фундамента представляют, по-видимому, метаморфизованные фрагменты латерально-фациальной зональности отложений архейских осадочных бассейнов (или единого бассейна) Восточно-Европейского кратона.

Железисто-кремнистые формации лопия подразделяются на два типа: вулканогенно-осадочные (метаультрабазит-базитовые, метакератофир-туффит-сланцевые) и вулканотерригенные флишоидные.

Вулканогенно-осадочные формации, входящие в состав центрально-приазовской, конкско-верховцевской (3136 \pm 10, 3168 \pm 8 млн лет) и михайловской (3128 \pm 23, 3264 \pm 54 млн лет) серий, сосредоточены в пределах Карельско-Курско-Криворожского зеленокаменного пояса [3], протягивающегося в меридиональном направлении в центральной части Восточно-Европейского кратона. Среди вмещающих пород этих формаций преобладают метавулканиды основного и ультраосновного (V7–V11), реже кислого состава (V1). Ассоциирующие с ними слюдистые и хлоритовые сланцы по нормативному минеральному составу интерпретируются как алевропелитовые граувакки (V6) и монтмориллонит-гидрослюдистые глинистые и глинисто-кремнистые осадки (V3–V5, V12). Последние могли быть кремнистыми илами, обогащенными глинистыми продуктами разложения вулканитов или гидрослюдистым материалом, приносимым с суши. Железистые породы, так же как в метабазит-кальцифир-гнейсовых формациях, представлены двумя разновидностями: первичными кремнисто-железистыми шамозитсодержащими (V13–V21) и железисто-карбонатными (V22, V23).

Иной литохимический спектр вмещающих пород характерен для **вулканотерригенных флишоидных формаций** оловской, тундровской и гимольской (> 2700 млн лет) серий, распространенных за пределами пояса или в его краевой части. Здесь преобладающими породами являются разнообразные плагиогнейсы, часто чередующиеся в разрезе. По нормативному минеральному составу (сравнительно невысокое содержание кварца, большое количество и исключительно плагиоклазовый состав полевых шпатов, обогащенность глинистым веществом смешанного состава с существенной долей хлорита) они трактуются как низкозрелые осадки типа известковистых петрокластических и полимиктовых граувакк (T5–G14) алевритовой и псаммитовой размерности. Доля собственно вулканогенного материала в составе этих формаций сравнительно невелика. Это были в основном мелко- и тонкозернистые вулканотерригенные породы основного и среднего состава – туфоалевролиты и туффиты (O7–O4), накапливающиеся обычно вдали от областей активного вулканизма. Весьма ограниченно распространены и карбонатные породы (O28, O29), а железистые (G22–O26), как и в рассмотренных выше формациях, обеднены терригенным материалом (<2–7%).

Структурно-текстурные и литохимические особенности метатерригенных пород позволяют классифицировать их как дистальные фации отложений турбидных потоков. Накопление их происходило, очевидно, в глубоководной части морского бассейна, где осаждение железисто-кремнистых и железисто-карбонатных илов периодически прерывалось отложением приносимого турбидными потоками песчаного и глинистого материала. Этим, очевидно, объясняется частое и незакономерное переслаивание незрелых граувакковых отложений с хемогенными осадками, лишенными терригенной примеси. Источники сноса вулканогенного и терригенного материала находились, по-видимому, в пределах Карельско-Курско-Криворожского пояса, где в то же самое время шло накопление вулканогенно-осадочных железисто-кремнистых и собственно вулканогенных формаций.

Терригенно-сланцевые, доломит-метапесчаник-сланцевые и кластогенные формации нижнего и верхнего карелия представлены саксаганской и гданцевской свитами криворожской серии, коробковской свитой курской серии и оскольской серией КМА. Все исследователи отмечают существенные отличия протерозойских железисто-кремнистых формаций от архейских. Это выражается в исключительно высокой (до 80–90%) их продуктивности, выдержанности и большой мощности пластов магнетит-гематитовых, магнетитовых и гематитовых кварцитов, а также кардинальном отличии состава вмещающих пород, среди которых преобладают филлитовидные слюдистые

сланцы, кварцитосланцы, кварцевые метапесчаники. В их нормативном составе преобладают три компонента – кварц, иллит и гетит (K1–Kг5). Содержание иллита иногда достигает 50–70%. Первоначально это были, по-видимому, кремнисто-железисто-гидрослюдистые илы. Причем, как неповторимыми в геологической истории являются мощные железорудные толщи, так же практически не имеют аналогов и исходные осадки филлитовидных слюдястых сланцев. Такого типа отложения сформировались вероятнее всего за счет размыва и переотложения зрелых кор глубокого химического выветривания (Kb1–Kb5). Значительная суммарная мощность сланцевых горизонтов, достигающая многих сотен метров, свидетельствует об огромном объеме образовавшихся на кристаллическом фундаменте кор выветривания, которые были широко распространены на всей территории Восточно-Европейского кратона. Присутствие их указывает на длительный перерыв в осадконакоплении, кратонизацию и пенепленизацию территории, предшествовавшие накоплению железисто-кремнисто-сланцевых формаций.

Реконструированные первичные породные ассоциации (литохимические серии) железисто-кремнистых формаций раннего докембрия Восточно-Европейского кратона различаются составом и количественными соотношениями главных типов первичных седиментогенных пород. При этом железистые породы имеют близкий нормативный состав, что объясняется единым способом отложения железисто-кремнистого вещества в условиях ограниченного поступления терригенного материала [2, 8]. Состав же вмещающих пород, зависящий от многих факторов (тектонический режим, состав пород в областях сноса и степень их выветривания, влияние вулканизма и пр.), различен и может служить индикатором палеогеографических условий и тектонических обстановок железорудного осадконакопления.

Литература

1. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Типы формаций / *Плаксенко Н.А., Горьковец В.Я., Ярошук М.А. и др.* Киев: Наук. думка, 1988. 192 с.
2. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Генезис железных руд / *Белевцев Я.Н., Кравченко В.М., Кулик Д.А. и др.* Киев: Наук. думка, 1991. 216 с.
3. *Куликов В.С., Рыбаков С.И., Берковский А.Н., Чекулаев В.П., Крестин Е.М., Сиворонов А.А., Малюк Б.И.* Геология и металлогения архейских зеленокаменных поясов фундамента Восточно-Европейского кратона // 27-й МКГ. Секция 04.05. Т. II. М., 1984. С. 338.
4. *Пуура В.А., Вахер Р.М., Клейн В.М., Коппельмаа Х.Я., Нийн М.И., Ванамб В.В., Кирс Ю.Э.* Кристаллический фундамент Эстонии. М.: Наука, 1983. 208 с.
5. Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений / *Розен О.М., Аббясов А.А., Аксаментова Н.В. и др.* М.: Научный мир, 2006. 400 с.
6. *Страхов Н.М.* Железорудные фации и их аналоги в истории Земли // Тр. ИГН АН СССР. Геол. сер. 1947. Вып. 73. № 22. 267 с.
7. Химический состав породообразующих минералов кристаллического фундамента Беларуси. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 1997. 168 с.
8. *Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю.* Проблемы геохимии железа и фосфора в докембрии // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 4. С. 339–352.
9. *Щеголев И.Н.* Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. М.: Недра, 1985. 197 с.

Минерагения ультрамафических пород кристаллического фундамента Беларуси

Аксаментова Н.В., Толкачикова А.А.

Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси, г. Минск, e-mail: aksam@igig.org.by; tolk@igig.org.by

В кристаллическом фундаменте Беларуси ультрамафические породы до недавнего времени были известны по данным лишь шести буровых скважин на трех локальных участках. В последние годы при проведении РУП “Белгеология” геолого-поисковых работ в центральной части республики было выявлено несколько интрузивных массивов, приуроченных к протяженной (> 400 км) Старицкой зоне

разломов глубинного заложения северо-восточного простирания. Размеры большинства массивов, очевидно, не превышают первых кв. км. Наиболее крупный Аргеловщинский массив имеет дайкообразную форму и вытянут в длину на 15 км при максимальной ширине 0,6–0,8 км. Массивы сложены роговообманковыми перидотитами, роговообманково-оливиновыми пироксенитами, вебстеритами, горнблендитами, габброидами и прорваны редкими дайками микрогаббро-порфиритов и жилами плагиогранитов. Все они объединены в аргеловщинский комплекс нижнего протерозоя [1, 7]. Ультрамафические породы имеют сложный и непостоянный минеральный состав, и их разновидности часто чередуются в разрезе, что позволяет предполагать наличие внутренней расслоенности массивов, хотя и не так явно проявленной, как в типичных расслоенных интрузивах. Особенностью комплекса является преобладание пироксенитов, а также амфиболовых и амфиболизированных разновидностей пород; ультрабазиты типа дунитов и оливинитов пока не были встречены.

Первичными пороодообразующими минералами ультрамафитов аргеловщинского комплекса являются оливин (от Fo₇₉ до Fo₆₃), диопсид (En₄₃₋₄₁Wo₅₀Fs₆₋₉), ромбический пироксен (En₇₂₋₆₅Wo₂Fs₂₆₋₃₃), роговые обманки (чермакитовая, магнезиальная, актинолитовая, железистая), основной плагиоклаз. Нередко они сохраняются лишь в виде реликтов среди вторичных минералов – тремолита, актинолита, серпентина, идингсита, хлорита, флогопита, биотита. Характерно широкое развитие в ультрамафитах кумулятивных структур, свойственных породам расслоенных интрузивов. Причем наиболее ранней кумулятивной фазой является магнезиальный (mg=0,87) хромсодержащий диопсид (0,60% Cr₂O₃). Появление ранних клинопироксеновых кумулятов вместо оливиновых характерно для формирующихся в глубинных условиях интрузивов дунит-пироксенит-габбровой ассоциации и расслоенных массивов основных и ультраосновных пород стабильных структур земной коры [2, 4]. С такими интрузивами в разных регионах связаны проявления и месторождения руд черных и цветных металлов и платиноидов.

По целому ряду геолого-петрографических и минералогических признаков ультрамафиты кристаллического фундамента Беларуси сопоставимы с породами рудоносных мафит-ультрамафит-ультрабазитовых комплексов Воронежского кристаллического массива (мамонский), Кольского полуострова (нясюкский, печенгский) и Урала. Близок и их микроэлементный состав (таблица 1). Наибольшее сходство устанавливается с породами сравнительно близко расположенного протерозойского мамонского ультрабазит-базитового комплекса, имеющего платиноидно-медно-никелевую металлогеническую специализацию. Это позволяет предполагать вероятность присутствия аналогичных рудных проявлений и в магматических породах аргеловщинского комплекса, на что также указывает наличие в них разнообразных окисно-рудных и сульфидных минералов (таблица 2).

Таблица 1. Средние содержания V, Cr, Ni, Co, Cu (г/т) в породах мафит-ультрамафит-ультрабазитовых комплексов

Породы	Элементы	Мафит-ультрамафит-ультрабазитовые комплексы				
		1	2	3	4	5
Перидотиты, верлиты	V	60–70	–	450	130	60–220
	Cr	1400–2600	1200–1500	1400	1400	1000–3400
	Ni	620–1300	600–1100	910	380	170–950
	Co	80–110	100–200	70	80	90*
	Cu	30–80	200–700	300	350	30*
Пироксениты, горнблендиты	V	130–260	–	360	190	160–400
	Cr	630–2000	1100–1400	980	970	700–1100
	Ni	220–900	300–700	280	220	150–200
	Co	60–180	70–200	70	80	40–50
	Cu	45–150	150–300	150	200	37*
Габбронориты, оливиновые габбро, габбро	V	170–240	–	340	210	
	Cr	170–650	70–270	870	230	
	Ni	80–140	70–90	660	90	
	Co	30–70	60	60	50	
	Cu	30–80	70–80	230	100	

Примечание. 1 – аргеловщинский, 2 – мамонский [6, табл. 12], 3 – нясюкский [5, табл. 2] и 4 – печенгский [3, табл. 2] комплексы; 5 – ультрамафиты Платиноносного пояса Урала [2, табл. 58–82 и 4, табл. 39 – отмечены звездочкой].

Таблица 2. Химический состав (мас.%) некоторых окисно-рудных и сульфидных минералов

Минералы	<i>Mt</i>	<i>ti-Mt</i>	<i>Ilm</i>	<i>cr-Mt</i>				<i>cr-Sp</i>			<i>CPy</i>	<i>Brv</i>	<i>Pn</i>
№№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	3,80	4,72	0,78	8,38	1,21	3,64	1,00	1,43	1,68	1,01	–	–	–
TiO ₂	0,38	18,86	50,69	2,97	–	1,03	1,47	3,10	2,45	2,70	–	–	–
Al ₂ O ₃	0,03	0,26	0,01	4,13	–	0,25	–	4,80	6,01	6,96	–	–	–
FeO	91,42	68,75	44,49	65,18	89,03	78,49	80,18	69,38	60,89	58,01	–	–	–
MnO	0,48	0,68	0,81	0,71	–	–	–	0,53	0,85	0,21	–	–	–
MgO	2,16	3,40	3,93	4,28	–	4,82	2,68	1,93	2,21	3,12	–	–	–
CaO	0,28	0,40	0,20	2,97	–	0,18	–	0,13	3,04	0,10	–	–	–
Na ₂ O	0,26	0,15	–	0,22	–	–	–	–	0,09	–	–	–	–
K ₂ O	–	0,22	–	–	–	–	0,08	–	–	–	–	–	–
Cr	0,07	1,30	0,14	6,76	2,60	3,99	6,87	12,27	14,51	18,05	–	–	–
Ni	0,16	0,20	0,38	–	–	0,21	–	0,21	0,03	0,36	0,28	19,87	31,99
Co	0,07	0,18	–	–	–	–	–	–	–	–	0,18	4,16	2,53
Cu	–	–	–	–	–	–	–	–	0,22	0,04	20,85	–	–
Fe	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	29,20	22,33	29,65
S	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	44,29	51,70	33,04

Примечание. *Mt* – магнетит, *ti-Mt* – титаномагнетит и *Ilm* – ильменит из роговообманкового перидотита; *cr-Mt* – хроммагнетит из оливин-роговообманкового пироксенита (4), горнблендита (5) и тремолит-серпентиновой породы по верлиту (6, 7); *cr-Sp* – хромшпинель из оливин-роговообманкового пироксенита; *CPy* – халькопирит и *Brv* – бравоит из роговообманкового перидотита (образец 636d–173, см. рисунок); *Pn* – пентландит из амфиболлизированного вебстерита (?).

Окисно-рудные минералы (магнетит, титаномагнетит, ильменит, хроммагнетит, хромшпинель) присутствуют в виде пылевидных и мелких неправильных, субизометричных или пластинчатых зерен, включенных в амфибол, ромбический пироксен и биотит или локализующихся по краям зерен оливина в замещающих его вторичных минералах. Чаще всех встречается магнетит, который легко диагностируется микроскопически, поскольку образует довольно крупные зерна величиной до 1–3 мм. Остальные минералы, в том числе и сульфидные, определены микрозондированием на рентгеновском энергодисперсионном анализаторе Link ISIS (ИГЕМ РАН, аналитик А.А. Носова). Магнетит из роговообманкового перидотита содержит небольшую примесь Ti, а также Mn, Cr, Ni, Co. Характерно присутствие значительного количества MgO (2,16%), входящего, по-видимому, в состав магнезиоферритовой молекулы. В магнетитах из измененного верлита и габбро MgO отсутствует, а элементы-примеси менее разнообразны: в первых установлены TiO₂ и Cr₂O₃ в количестве 1,2%, а во вторых – V₂O₅ (0,77%). В роговообманковом перидотите помимо магнетита выявлены титаномагнетит и ильменит, содержащие соответственно 18,7 и 50,7% TiO₂. Подобно магнетиту они содержат большое количество MgO (3–4%), что указывает на глубинные условия их кристаллизации. В титаномагнетите присутствует кроме того 1,9% Cr₂O₃. В оливин-роговообманковом пироксените, горнблендите и измененном перидотите установлен хроммагнетит (4–10% Cr₂O₃), а в роговообманковом пироксените – хромшпинелиды с умеренным содержанием хрома (18–26% Cr₂O₃). Для этих минералов характерно довольно высокое содержание TiO₂ и MgAl₂O₄-компоненты, что может быть обусловлено особенностями фракционирования магматического расплава при повышенных давлениях, когда ведущей ликвидусной фазой являлся моноклинный пироксен [4].

Сульфидные минералы представлены в основном пиритом, реже халькопиритом, количество которых иногда достигает 4–5%. Они образуют округлые, субизометричные зерна, изредка октаэдрические и кубические кристаллы величиной от 0,03 до 0,8–1,5 мм, а также тонкие каемки вокруг зерен магнетита. В габбро помимо рассеянной вкрапленности встречаются гнездовидные выделения пирита размером около 5 см. Он имеет стандартный состав (Fe 45,53%, S 53,35%); в виде примеси присутствуют Ni (0,10%) и Co (0,97%). Халькопирит из роговообманкового перидотита также

содержит примесь Ni и Co, а Fe в нем преобладает над Cu, что сближает его с кубанитом. Микронзондированием кроме этих минералов в амфиболлизированном пироксените и роговообманковом перидотите выявлены обогащенный кобальтом пентландит (2,5% Co), кобальтсодержащий сульфид железа и никеля – бравоит, галенит с примесью Fe (4,8%) и Ni (2,6%) и As-содержащий сфалерит (0,26% As). Эти минералы часто ассоциируют с магнетитом и ильменитом и локализуются в микроинтерстициях зерен оливина (рисунок).

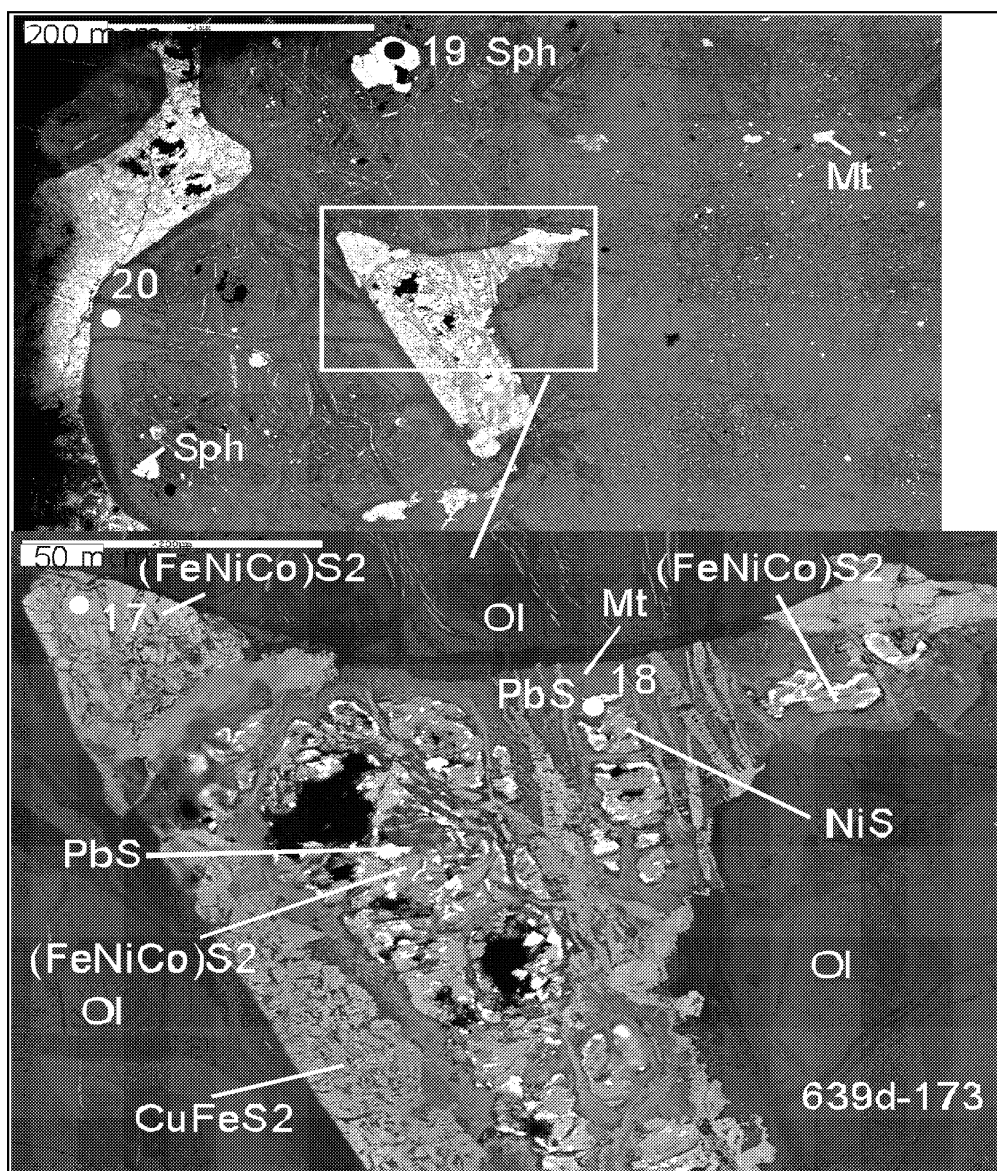


Рис. Характер распределения в роговообманковом перидотите магнетита (Mt) и сульфидных минералов: халькопирита (CuFeS_2), галенита (PbS), бравоита (FeNiCoS_2)

В распределении рудных минералов намечается зональность, выражающаяся в приуроченности магнетита, халькопирита и пентландита к краевым частям сульфидных скоплений, а бравоита, галенита и сфалерита – к их центральной части, что указывает на последовательную смену сульфидов Fe, Cu, Ni более подвижными сульфидными соединениями Co, Pb и Zn в условиях снижения температуры. Выделение рудных минералов происходило, вероятно, в течение всего процесса застывания расплава. Причем такие окисно-рудные минералы, как ильменит, магнетит, титаномагнетит, хромомгнетит и хромшпинелиды с высоким содержанием магнезиоферрита, кристаллизова-

лись, очевидно, еще в глубинных условиях, но после образования железомagneзиальных силикатов, в связи с возрастанием окислительного потенциала. Позже из более дифференцированного и водонасыщенного расплава, давшего начало горнблендитам и габброидам, выделялись магнетит и хромомagnetит с минимальным количеством примесей. И, наконец, с поздней стадией кристаллизации пород было связано выделение сульфидных минералов в виде рассеянной вкрапленности, а также межкристалльных и мелких шлировых выделений. Присутствие их свидетельствует об обособлении остаточного рудного раствора, обладающего достаточной подвижностью для проникновения в застывающую породу. Это говорит о рудогенерирующей способности магматического расплава и о возможности появления рудных концентраций сульфидов в благоприятных для их локализации участках (зонах), в частности, вблизи нижнего интрузивного контакта. Сульфидная (пентландит, бравоит) акцессорная минерализация ультрамафитов и повышенные концентрации никеля во всех разновидностях пород являются показателями сульфидно-никелевой металлогенической специализации аргеловщинского комплекса.

Литература

1. Аксаментова Н.В. Мафические дайки кристаллического фундамента Беларуси. Минск: Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси, 2005. 93 с.
2. Борисенко Л.Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М.: Наука, 1966. 224 с.
3. Жангуров А.А., Предовский А.А. Химизм пород и природа первичной магмы никеленосных интрузий Печенги // Петрология, минералогия и геохимия, серия "Вопросы геологии и металлогении Кольского полуострова". Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 1974. Вып. 5. Часть 2. С. 72–83.
4. Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы / Богатилов О.А., Васильев Ю.Р., Дмитриев Ю.И. и др. М.: Наука, 1988. 508 с.
5. Федотов Ж.А., Бакушин Е.М., Федотова М.Г. Основной и ультраосновной магматизм северного обрамления Печенгского синклиория // Петрология, минералогия и геохимия, серия "Вопросы геологии и металлогении Кольского полуострова". Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 1974. Вып. 5, ч. 2. С. 3–18.
6. Чернышов Н.М., Бочаров В.Л. Химические составы ультраосновных и основных пород докембрия Воронежского кристаллического массива. Справочник. Воронеж: ВГУ, 1972. 240 с.
7. Черняховский А.Б., Пасюкевич В.И., Илькевич Г.И. // ДАН БССР. 1981. Т. XXV. № 12. С. 1120–1123.

Минералогия и условия формирования золоторудного проявления Педролампи (Карелия, Россия)

Алексеев В.Ю., Волков А.В., Прокофьев В.Ю.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
г. Москва, victor@igem.ru

Рудопоявление Педролампи расположено в центральной Карелии в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Пояс протягивается в субгоризонтальном направлении на 400-500 км. Его геотектоническое положение определяется приуроченностью к Хаутоварско-Койкарской мобильно-проницаемой зоне, разделяющей Карельский мегаблок на 2 сегмента: Центрально-Карельский и Онежский. В составе пояса выделяют несколько локальных структур, которые образуют в плане субмеридиональные полосы, соединяющиеся на северном окончании в районе оз. Сегозеро. Характерной особенностью пояса является широкое развитие коматиито-базальтовых и андезит-дацитовых ассоциаций с возрастом соответственно (3.05-2.95млн. лет) и (3.05-2.95, 2.09-2.85 млн. лет) [1]. Рудопоявление Педролампи вместе с проявлениями Эльмус, Орехозеро, Тампус и другими образует Эльмусское рудное поле.

Золотая минерализация рудопоявления локализована в субмеридиональной зоне расланцевания на контакте лопийских пород с ятулийскими кварцитопесчаниками. Вмещающими основное золотое оруденение породами являются тектонически проработанные, раслацованные, окварцованные, карбонатизированные, пиритизированные и турмалинизированные породы лопия, пред-

ставленные серицит-кварцевыми, кварц-карбонатными сланцами бергаульской серии и хлорит-серицитовыми кварц-карбонат-хлоритовыми сланцами семчереченской свиты [2], по другим данным [3] субстратом рудоносных метасоматитов являются metabазальты семчереченской свиты. Повышенные содержания золота (от 2 г/т до 38 г/т) установлены нами также в рассланцованных и ожелезненных кварцито-песчаниках ятулия у контакта с архейскими породами

Продуктивной является площадь развития гидротермально-метасоматических изменений с хорошо выраженной пиритизацией. В пределах этой площади выделяются линейные участки прокварцевания мощностью от первых до десятков сантиметров. Концентрируясь на отдельных участках, они образуют зоны прокварцевания с густой вкрапленностью пирита с содержанием (г/т) Au 2,1; Ag 1,1 (рис.1б).

Рудная зона вскрыта небольшим карьером, вытянутым в с – с-з направлении. В восточной части карьера обнажаются светло-серые протерозойские кварцито-песчаники. У контакта с архейскими породами они преобразованы в хлорит-серицитовые сланцы, светло-серые или буроватые за счет окрашивания гидроокислами железа. В сланцах фиксируются линзовидные тела и непротяженные горизонты конгломератов – вероятно, реликтов базального горизонта ятулийских конгломератов. Эти образования часто сопровождаются зоной ожелезнения. Азимут простираения горизонтов конгломератов субогласный с направлением контакта архейских и протерозойских пород. Обломочный материал в основном представлен сланцами и, редко, кварцем. Причем единичные обломки кварца имеют хорошую окатанность, а среди сланцев преобладают остроугольные формы. Цемент состоит из мелких обломков того же состава и разного количества железистого материала. Мощность ожелезненной зоны составляет от 1 до 2 метров. На отдельных локальных участках доля гематитового (мартитового) цемента составляет около 80%. Содержание золота в таких участках, по данным атомно-абсорбционного анализа, повышается (в г/т) до 38,8, серебра 4, платины 0,18, палладия 0,47; Rh -0,001, Ir – 0,005. Золото содержится в мартитовом цементе в виде мелких зерен, нитевидных и линзовидных включений размером до 0,7–1,5 мм по длинной оси и от 0,001 до 0,3 мм в поперечнике (рис1а.) Золото высокопробное около 930%. В виде примеси присутствует серебро(до 3%) и часто фиксируется столько же железа.

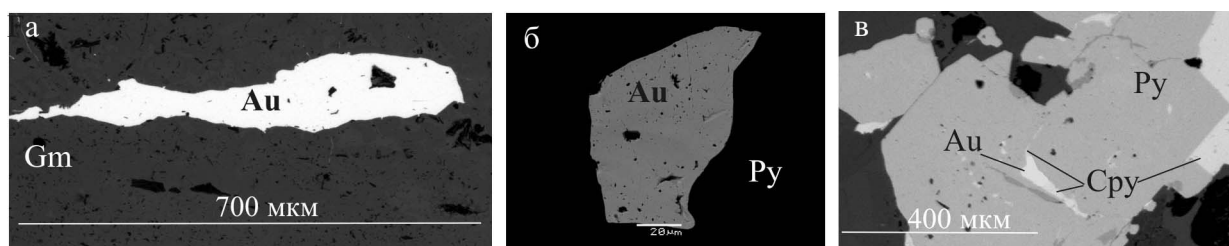


Рис. Морфология выделений золота: а) – в ятулийских конгломератах, в гематитовом (мартитовом) цементе; б – в пирите продуктивной зоны; в – из зоны смятия. Принятые сокращения: Gm – гематит, Py – пирит, Cpy – халькопирит, Au – золото

Граница AR и PR пород имеет тектонический характер. Она представлена зоной интенсивно рассланцованных, подробленных, ожелезненных пород. Азимут простираения контакта у точки наблюдения 330–335°. В этом же направлении по контакту фиксируется жила светло серого, полупрозрачного кварца, которая прослеживается на 18 метров. Ее мощность уменьшается в юго-восточном направлении. Минерализация в подобных жилах не установлена. К западу от контакта выделяется толща, состоящая из зеленовато-серых карбонат-кварц-хлоритовых, карбонат-серицит-хлоритовых сланцев. Мощность толщи около 11 метров. Характерной чертой этой толщи является наличие многочисленных бурых пятен на поверхности, связанных с окислением крупных до 4–10 см стяжений и кристаллов пирита. Отмечается концентрация пирита вдоль зон окварцевания или по отдельным трещинам. Сливаясь, пятна образуют изометричные площади размером 30–50 см в диаметре или вытянутые на несколько метров бурые потоки, придавая всей толще бурый цвет, по которому она четко выделяется на фоне соседствующих пород. В сланцах встречаются линзы кварца (будины) от 5 до 60 см, имеющие субогласное или кососекущее положение по отношению к сланцеватости по-

род. По границе линз обычно развита милонитизация пород. Особенности строения и характер изменения этой толщи, вероятно, обусловлены ее первичным составом и особенностями развития. Возможно, в результате сдвиговых движений по разлому породы толщи были взброшены.

В западной части проявления вскрыта зона смятия с кварцевым жильным материалом, с крупнокристаллическим желтовато серым карбонатом, вкрапленностью и гнездами турмалина, с пирит-халькопиритовой минерализацией. Мощность зоны 1-3 м. Ранее проведенными исследованиями здесь были установлены содержания золота до 80 г/т [2].

Изучение рудных минералов, и прежде всего пирита рудопроявления выявило различие в составе элементов примесей, в содержании и составе золота, что может свидетельствовать о длительности рудообразования и разных источниках. Среди пиритов рудных зон преобладают кристаллы кубического габитуса размером от 1,5 мм до 30–40 мм и пиритовые стяжения до 80 мм и более. Изотопный состав серы пиритов этой зоны показал, что мелкие кристаллы (до 1,5 мм) имеют изотопный состав серы $\delta^{34}\text{S}$ от + 4,84 до 6,4‰, а более крупные кристаллы (от 7мм) обогащены легким изотопом $\delta^{34}\text{S}$ от 0,00 до – 2,21‰. Что может служить показателем изменения условий образования и заимствования серы из разных источников. Это подтверждается составом элементов примесей. Крупные кристаллы обогащены Co, стяжения, кроме этого, содержат повышенные значения Cu и As. Содержание золота в пиритах колеблется от 0,005 до 21,64 г/т. Причем, максимальные количества установлены в более мелких кристаллах, а крупные содержат обычно менее 1 г/т (табл. 1). В зоне смятия, на западном фланге проявления, в отличие от центральной зоны преобладает халькопирит. Пирит мелкий (до 1-1,5мм), образует кубические кристаллы и изометричные зерна, часто в сростаниях с халькопиритом. Халькопирит присутствует в виде зернистых агрегатов размером до 2 мм. В подчиненном количестве находится сфалерит, образующий мелкие (<1мм) зерна. Нейтронно-активационным методом в пирите установлено высокие значения (ppm) Co до 2859,9; As до 5415,8; Au 16,89. Кроме этого пирит, сфалерит и халькопирит обогащены Se (табл1). В отличие от высокопробного золота, характерного для всего рудопроявления, в зоне смятия установлено золото, содержащее Ag до 41,64% (рис.1в). Появление высоких концентраций мышьяка, обогащение золота серебром могут служить показателем другого (малоглубинного) процесса образования оруденения в этой зоне. Подтверждением этого служат результаты термо- и криометрических исследований флюидных включений в кварце.

Таблица 1. Элементы примеси в сульфидах

№ проб	Место отбора пробы	Минерал	Размер крист-галлов (мм)	Элементы (ppm)						
				Co	Ni	Cu	As	Sb	Se	Au
53a	Рудная зона	пирит	До 1	347	н/о	н/о	–	4,4	26,4	21,6
53/1	«»	«»	2-3	66	773	39	–	–	н/о	н/о
53г	«»	«»	3-7	221	н/о	н/о	75,5	4,2	28,2	7,19
П53П	«»	«»	5-8	528	794	11	45	–	н/о	н/о
П53/2	«»	«»	22	921	н/о	н/о	–	4,2	18,4	0,58
П53/д	«»	«»	22	727	н/о	н/о	–	7,5	28,7	1,43
П53А	«»	«»	25	1143	663	16	–	–	н/о	н/о
Ст	Продуктивная зона	стяжение	55	846	771	709	127	183	25,3	0,22
				362			305		20,4	
				516			85		31,2	
py	Зона смятия	пирит	≤ 1	2860	н/о	н/о	5416	2,2	70,	16,9
chp	«»	халькопирит	≤ 1	6,4	н/о	н/о	12	1,3	289	0,05
sf	«»	сфалерит	< 1	238		н/о	463	463	291	0,93

Примечание: н/о – не определялся; - содержания отсутствуют или ниже порога чувствительности.

В кварце из продуктивной зоны имеются трехфазовые включения хлоридных рассолов с кристаллом галита (тип IV) и сингенетичные им существенно газовые включения (тип II) с плотной углекислотой, отражающие гетерогенное состояние флюида. Трехфазовые включения рассолов содержат водный раствор хлоридов кальция, магния и натрия (Т эвт. –53 °С) с концентрацией солей 54.9 мас. % экв. NaCl и гомогенизируются в жидкость при температуре 486 °С. Существенно газовые

включения содержат плотную углекислоту (плотность 0.58–0.66 г/см³), развивающую давления 2120–1770 бар при температуре 486 °С.

Кроме того, в этом же образце были обнаружены сингенетичные газово-жидкие (тип III) и существенно газовые (тип II) включения, свидетельствующие о гетерогенном состоянии флюида. Двухфазовые газово-жидкие включения содержат водный раствор хлоридов магния и натрия (Т эвт. –45 °С) с концентрацией солей 13.9 мас. % экв. NaCl, и гомогенизируются в жидкость при температуре 280 °С. Существенно газовые включения содержат плотную углекислоту (плотность 0.94–0.88 г/см³), развивающую давления 2230–1840 бар при температуре 280 °С. В кварце из остальных образцов были обнаружены сингенетичные углекислотно-водные (тип I) и существенно газовые (тип II) включения, свидетельствующие о гетерогенном состоянии флюида. Углекислотно-водные включения содержат водный раствор хлоридов магния и натрия (Т эвт. –40... –31 °С) с концентрацией солей 8.8–6.3 мас.% экв. NaCl и углекислоты 6.2–3.9 моль/кг р-ра, и гомогенизируются в жидкость при температурах 342–257 °С. Существенно газовые включения содержат плотную углекислоту (плотность 0.93–0.69 г/см³), развивающую давления 2520–1770 бар при температурах 342–257 °С. Наибольшие различия в температуре гомогенизации, концентрации солей, давлении установлены во флюидных включениях продуктивной зоны и зоны смятия на западном фланге рудопроявления. Во флюидных включениях последней получены самые низкие параметры давления (табл.2).

Таблица 2. Результаты термо- и криометрических исследований индивидуальных флюидных включений в кварце золоторудного проявления Педролампи

№ пробы	Минерал	n	Температура, °С	Концентрация	d г/см ³	Давление, бар	$\frac{P_{\text{общее}}}{P_{\text{H}_2\text{O}}}$
			гомогенизации	солей, мас.% экв. NaCl			
Продуктивная зона	Кварц*	11	486	54.9	1.10	2120–1770	3.1–3.7
	-«-*	14	–	–	0.58–0.66		
	-«-* П-В	2	280	13.9	0.90	2230–1840	37.2–30.7
	-«-* П-В	32	–	–	0.94–0.88		
Зона смятия Пз	Кварц*	6	320–257	6.3	0.98	1770–940	16.4–22.9
	-«-*	32	–	–	0.82–0.69		
Кварц. жила П-38	Кварц*	8	342–289	8.0–6.5	1.01–1.03	2520–2140	17.7–24.0
	-«-*	13	–	–	0.92–0.89		
Кварц. жила П-56	Кварц*	7	317–292	8.8	1.07	2380–2070	22.9–30.6
	-«-*	16	–	–	0.93–0.90		

Примечание. * – гетерогенное состояние флюида (вскипание). П-В – первично-вторичные включения.

Минералогические, изотопные, термобарогеохимические данные свидетельствуют о длительном периоде рудообразования и разных источниках рудного вещества, принимавших участие в этом процессе. Высокие концентрации солей флюидных включений указывают на возможную связь с магматизмом. Наличие слабо эродированного «близповерхностного» оруденения позволяет рекомендовать продолжение поисков подобных объектов в районе и оценить развитие оруденения на глубину.

Литература

1. Светов С.А. Эволюция магматических систем в зоне перехода океан-континент в архее восточной части Феноскандинавского щита. Автореферат на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. С-Пб. 2004. 41 с.
2. Минерально – сырьевая база республики Карелия. Книга 1. Петрозаводск. 2005. 280 с.
3. Кулешевич Л.В. Эволюция эндогенных режимов формирования золотого оруденения Карелии. Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 2006. Вып. 6. С. 81–98.

**Генезис архейских базитовых вулканитов Балтийского щита
и возможные геодинамические режимы их формирования на основе
анализа геохимических данных**

Арестова Н.А.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail: narestova@mail.ru

Одной из важных проблем в геологии раннего докембрия является определение состава первичной океанической коры и возможных геодинамических режимов ее формирования. Наиболее перспективным для этих целей является изучение состава вулканитов основного и ультраосновного состава, входящих в состав архейских зеленокаменных поясов. В ряде поясов, которые предположительно возникли в результате аккреции, базальтовые и коматиит-базальтовые фрагменты могут рассматриваться как реликты древней океанической коры. Поскольку геохимический и изотопно-геохимический состав базитов и ультрабазитов является функцией состава источника плавления, РТ параметров и степени плавления источника, детальный геохимический анализ базитов, сопоставленный с геологическими данными, позволяет судить об условиях образования расплавов формировавших древнюю океаническую кору. Условия образования коматиитов, входящих в состав зеленокаменных поясов, в настоящее время не вызывают особых разногласий. Большинство исследователей считает, что коматииты кристаллизовались из глубинных высокотемпературных расплавов, производных плюмов. Условия генезиса базальтов зеленокаменных поясов могут существенно различаться.

В последние годы появилось большое количество исследований, авторы которых, основываясь на анализе современных базитов, образованных в различных геодинамических обстановках, значительно расширили представления об их геохимических и изотопно-геохимических различиях [1,2,3 и др.]. При сопоставлении данных геохимии раннедокембрийских и современных базальтов, образованных в различных геодинамических обстановках, можно делать выводы о типе мантийного источника и геодинамической обстановке при образовании раннедокембрийских базальтов. Керром с соавторами [2] и Конди [3] была показана роль HFS элементов и их отношений ($Nb/Y - Zr/Y$, $Zr/Nb - Nb/Th$ и $mg - Ni$) для подобных определений.

В свете вышеизложенных представлений был проанализирован большой объем как собственных, так и литературных данных по составу архейских базальтов зеленокаменных поясов Балтийского щита [4,5,6,7,8,9] (всего использовано около 200 собственных и около 100 анализов из литературных источников).

Исследованиями последних лет были установлена последовательность формирования архейской коры Балтийского щита [10]. Наиболее ранним по времени формирования является Водлозерский домен с возрастом коры 3.2-3.4 млрд. лет, затем следуют Западно-Карельский домен с возрастом коры 3.1-3.0 млрд. лет, Кольский и Беломорский домены с возрастом коры 3.0-2.9 и наиболее молодым является Центрально-Карельский домен с возрастом коры менее 2.85 млрд лет. Характеристика базальтов в работе приведена соответственно их положению в блоковых структурах щита с различным возрастом коры.

1) Наиболее древние базальты (2.96-2.91 млрд лет) выделены в пределах и в обрамлении Водлозерского домена. Базальты зеленокаменных поясов западной окраины Водлозерского домена (Хаутаваарский, Койкарский, Семченский, Палаламбинский, Остерский) и восточной окраины (Кенозерский пояс), которые рассматриваются как аккреционные структуры [4,11, 12], по своим геохимическим характеристикам можно разделить на три группы. Базальты первой группы присутствуют во всех поясах и составляют в отдельных поясах от 80 до 100% всех базальтов. Они характеризуются магнезиальностью от 0.60 до 0.50, $Nb/Y=0.10-0.28$, $Zr/Y=2.15-3.3$, $Zr/Nb=10-22$, концентрациями Ni 100-160 г/т. Базальты этой группы обладают плоским недифференцированным распределением РЗЭ с концентрациями в 3.5–5.0 раз выше, чем в примитивной мантии, $(Nb/Nb^*)\sim 1$. Соответственно отношениям HFS элементов ($Nb/Y - Zr/Y$), базальты первой группы более соответствуют характеристикам современных базальтов плато, образованным из плюмового источника близкого к РМ.

Базальты второй группы выделены только в пределах Семченского пояса, где они составляют менее 10% всех базальтов пояса. В базальтах второй группы $mg=0.65-0.57$, $Nb/Y = 0.05-0.08$, $Zr/Y=1.6-2.8$ $Ni=42-100$ ppm. В базальтах второй группы “плоское” распределение РЗЭ с $(La/Yb)_N=1.0$, $(Nb/La)_N=0.7$, концентрации РЗЭ в три раза выше, чем в примитивной мантии. Геодинамическая обстановка формирования базальтов группы согласно соотношениям HFS элементов $(Nb/Y - Zr/Y)$ и $mg-Ni$, более соответствуют задуговым бассейнам.

Базальты третьей группы выделены в Семченском, Койкарском и Остерском и Кенозерском поясах, где они составляют около 10% всех базальтов поясов. Они имеют наиболее низкую магнезиальность $mg=0.50-0.38$, $Nb/Y=0.13-0.24$, $Zr/Y=2.5-3.5$, низкие концентрации Ni – около 50 ppm, и Cr – около 100 ppm. Базальты этой группы обогащены ЛРЗЭ: $(La/Yb)_N=1.8$, $(La/Sm)_N=1.2$, $(Nb/La)_N=0.7$. Эти отношения в совокупности с остальными геохимическими характеристиками близки характеристикам современных базальтов островных дуг.

Базальты поясов северной окраины Водлозерского домена (Шилосский, Каменозерский), которые рассматриваются как окраинно-континентальные рифты [11,12] или обдуцированная океаническая кора [9], магнезиальные ($mg= 0.64-0.49$) концентрации $Ni = 180 - 85$ ppm, $Nb/Y=0.10-0.18$, $Zr/Y=2.2-3.2$. Базальты этих поясов преимущественно обеднены ЛРЗЭ $(La/Yb)_N=0.5-0.7$, $(La/Sm)_N=0.6$ концентрации РЗЭ в 2.5-3.5 раза выше, чем в примитивной мантии, но встречаются базальты с ‘плоским’ распределением РЗЭ, признаки контаминации коровым веществом отсутствуют – $(Nb/La)_N=0.8-1.5$. Соответственно отношениям HFS элементов $(Nb/Y - Zr/Y)$, они более всего соответствует современным базальтов плато, образованным из плюмового источника близкого к РМ.

2) Следующий этап базальтового вулканизма 2.88-2.81 млрд лет широко проявлен в Кольском, Центрально-Карельском, Западно-Карельском и в меньшей степени Беломорском

В Кольском домене базальты зеленокаменных поясов (Полмос-Поросозерского, Урагубского, Корватундровского пояса) по химическому составу разделяются на две группы. Базальты первой группы характеризуются высокой магнезиальностью $mg=0.61$, $Ti/Zr=100$, близко к мантийному, концентрации $Ni = 100-200$ ppm, $Nb/Y=0.10-0.20$, $Zr/Y=2.1-2.8$. Базальты первой группы характеризуются недифференцированным распределением РЗЭ: $(La/Yb)_N = 0,9$, $(Gd/Yb)_N = 1.0$. По соотношению HFS элементов (Kerr et al., 2000, Conde, 2005) базальты первой группы соответствуют базальтам океанических плато, выплавленных из РМ источника. Базальты второй группы с $mg=0.44$, обладают более высокими концентрациями титана, концентрации $Ni = 50-124$ ppm, $Nb/Y=0.12-0.40$, $Zr/Y=3-6$. Положение базальтов второй группы на диаграммах Nb/Y -, Zr/Y и $mg-Ni$ с полями базальтов различных геодинамических обстановок, выделенных по (Kerr et al., 2000, Conde, 2005), более соответствует базальтам островных дуг. Соотношение базальтов первой и второй групп составляет примерно 70% и 30%.

Базиты “мафической зоны” Беломорского домена по своим геохимическим особенностям соответствуют базальтам архейских зеленокаменных поясов и делятся на две группы. Базальты первой группы с $mg= 0.61-0.52$, $SiO_2=47.8-50.8\%$, низкотитанистые и умеренноглиноземистые. концентрации $Ni=169-300$ ppm, $Cr = 290-350$ ppm, отношение Ti/Zr (102-120) в базальтах близко к отношению в РМ. Для базальтов характерно “плоское” распределение РЗЭ $(La_N/Yb_N = 1.24)$ с концентрациями в пять раз выше, чем в РМ. На диаграмме $Zr/Y - Nb/Y$ с выделенными полями базальтов различных геодинамических обстановок (Kerr et al., 2000 Conde, 2005) они соответствуют вулканитам океанических плато. Базальты второй группы ($mg= 0.47-0.42$) характеризуются более низкими концентрациями $Ni = 50-80$ ppm и $Cr=40-150$ ppm, отношение Ti/Zr (92 –78) ниже, чем в примитивной мантии. Базальты второй группы обогащены ЛРЗЭ $(La_N/Yb_N = 3.07)$, для них характерны более высокие Zr/Y и Nb/Y отношения, соответствующие базальтам островных дуг и задуговых бассейнов.

В Хизоваарском поясе зеленокаменном поясе Центрально-Карельского домена базальты характеризуются $mg = 0.64 -0.47$, отношение Ti/Zr (93-130) близко к мантийному. концентрации $Ni - 125 - 60$ ppm. Базальты обеднены ЛРЗЭ: $(La/Sm)_N=0.65-0.80$, $(Gd/Yb)_N=1.06-1.1$, концентрации РЗЭ в базальтах в 4-5 раз выше, чем в примитивной мантии, в них отсутствуют признаки контаминации коровым веществом: $(Nb/La)=0.9-1.05$. Соотношение $Zr/Y - Nb/Y$ в базальтах и высокие концентрации Ni позволяют сопоставлять их с базальтами океанических плато.

В Западно-Карельском домене базальты этого возраста представлены в Костомукшском зеленокаменном поясе, которые рассматриваются как окраинно-континентальные рифты [11,13] или обдуцированная океаническая кора [10]. Базальты характеризуются: $mg = 0.60-0.44$ концентрации Ni 300 – 80 ppm, $Nb/Y = 0.10-0.28$, $Zr/Y = 2.15-3.3$, Ti/Zr отношение в неконтаминированных базальтах равно 110, а в контаминированных базальтах оно снижается до 90-100. Неконтаминированные базальты слабо обеднены ЛРЗЭ ($La/Sm = 0.8$, $(Gd/Yb)_N = 1.0$ (или $(Tb/Yb)_N = 1.0$); с концентрациями РЗЭ в 4–7 раз выше, чем в мантии; $(Nb/La)_N$ отношение составляет 1.0 В контаминированных базальтах $(La/Sm)_N = 0.9-1.2$, $(Tb/Yb)_N = 1.05$; $(Nb/La)_N$ отношение составляет 0.65-0.85. Соответственно отношениям HFS элементов ($Nb/Y - Zr/Y$), они более всего соответствует характеристикам современных базальтов плато, образованным из плюмового источника близкого к РМ.

Проведенный анализ пространственного положения, распространенности и геохимических особенностей архейских базальтов Балтийского щита позволяет сделать следующие выводы.

Наиболее ранние фрагменты архейской океанической коры (2.96-2.94 млрд лет) распространены вблизи древнего ядра Балтийского щита – Водлозерского домена, в его восточном и западном обрамлении. Базальты этих фрагментов океанической коры преимущественно представляют собой базальты океанических плато образованных из плюмового источника. Базальты, по своим геохимическим характеристикам близкие к базальтам срединно-океанических хребтов (MORB) не встречены. Небольшое количество базальтов сопоставимое с современными базальтами островных дуг и задуговых бассейнов образовалось на окраине древнего ядра континентальной коры и океанической коры.

Базальты поясов северного обрамления Водлозерского домена (2.92-2.91 млрд лет) все без исключений представляют собой базальты океанических плато образованные из плюмового источника.

Следующие по времени по времени формирования фрагменты океанической коры (2.88–2.81 млрд лет). Среди базальтов поясов Кольского и Беломорского доменов преобладающими также являются базальты океанических плато. Базальты, по своим геохимическим характеристикам близкие к базальтам срединно-океанических хребтов (MORB) не встречены. В поясах Кольского домена возрастает относительное количество базальтов аналогичных современным базальтам островных дуг и задуговых бассейнов, однако возможно этот факт связан с меньшим объемом представленной выборки анализов.

Базальты поясов Центрально-Карельского и Западно-Карельского доменов, аналогично базальтам поясов северного обрамления Водлозерского домена представлены высокотемпературными базальтами океанических плато.

Следовательно, судя по сохранившимся фрагментам океанической коры Балтийского как с для этапа 2.96-2.91 млрд лет, так и для этапа 2.88-2.81 млрд лет мы можем считать, что поступление вещества для разрастания океанической коры происходило за счет плюмовых источников и плит-тектонический механизм в полной мере не действовал. На границах континентальных ядер и океанической коры, а вероятно и внутри океанической коры происходило взаимодействие вещества с образованием островных дуг, и активность этого взаимодействия со временем возрастала.

Литература

1. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. / Eds: A.D.Saunders, M.J.Norry // *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Society, Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313-345.
2. Kerr A.C., White R.V., Saunders A.D. LIP reading: recognizing oceanic plateaux in the geological record. // *J. Petrol.* 2000. V.41. (7) P.1041-1055.
3. Condie K. C, High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle h\plumes? // *Lithos*. 2005. V.491-50479. P.
4. Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, изд-во Кар.НЦ РАН. 2000. 222 с.
5. Кожевников В.Н. Геология и геохимия Северо-Карельских зеленокаменных структур. Петрозаводск: Изд-во Кар 1992..НЦ РАН, 199 с.
6. Вревский А.Б. Петрология коматиитов, изотопно-геохимическая эволюция верхней мантии и геодинамика архейских зеленокаменных поясов. Автореф. дисс. доктора геол.-мин. наук. С.-Петербург: СПбГУ., 2000. 37 с.
7. Слабунов А.И. Керетская гранит-зеленокаменная система Карелии // *Геотектоника*. 1993. № 5. С. 61–74.

8. Puchtel I.S., Hofman A.W., Mezger A.W., et al. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth Plan. Sci. Lett. 1998. V. 155. P. 57–74.

9. Puchtel I.S., Hofman A.W., Amelin Yu.V., et al. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. № 21. P. 3579–3595.

10. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., и др. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование. // Геотектоника. 2000. № 6. С.26-42.

11. Арестова Н.А. Эволюция базит-ультрабазитового магматизма Балтийского щита интервала 3.4 - 2.4 млрд лет. Автореферат докт. дисс. С.-Петербург. ИГГД. 2004. 45 с.

12. Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Коваленко А.В., Крылов И.Н. Карельская гранит-зеленокаменная область. Водлозерский домен. Ранний докембрий Балтийского щита (ред. В.А.Глебовицкий) СПб. Наука. 2005. С. 288–343.

13. Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Коваленко А.В., Чекулаев В.П. Карельская гранит-зеленокаменная область. Западно-Карельский домен // Ранний докембрий Балтийского щита (ред. В.А.Глебовицкий) СПб. Наука. 2005. С. 343–395.

14. Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Коваленко А.В., Слабунов А.И. Карельская гранит-зеленокаменная область. Центрально-Карельский домен // Ранний докембрий Балтийского щита (ред. В.А.Глебовицкий) СПб. Наука. 2005. С. 395–471.

Палеомагнетизм позднеархейских интрузий санукитоидов и его значение для геодинамических реконструкций Балтийского щита в раннем докембрии

Арестова Н.А.¹, Гуськова Е.Г.², Храмов А.Н.³, Иосифиди А.Г.³

1. Институт геологии и геохронологии докембрия, г. Санкт-Петербург e-mail: narestova@mail.ru
2. Санкт-Петербургский филиал Института Земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН, г. Санкт-Петербург
3. Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, МПР, РАН, г. Санкт-Петербург

В настоящее время большинством исследователей позднеархейский период (2.75-2.60 млрд лет) считается переломным в развитии Земли. На основе анализа характера и объемов мантийного магматизма в пределах планеты этот период связывают с формированием первых суперплюмов, приводивших к растяжению и разрыву первичных континентов [1,2]. Современные представления о геодинамической обстановке формирования коры Балтийского щита в позднем архее являются противоречивыми. Ряд исследователей считает, что в период 2.75-2.60 млрд лет на Балтийском щите преобладали процессы сжатия – аккреционные и коллизионные процессы и противопоставляют его этапу растяжения 2.4-2.5 млрд лет [3,4]. Наши исследования позволяют считать, что в позднем архее на Балтийском щите преобладал внутриконтинентальный рифтогенез с растяжением ранее сформированной коры [5,6]. Характерной особенностью магматизма этого периода является появление первых субщелочных мантийных пород, получивших название санукитоидов, и базитов, обогащенных легкими редкоземельными элементами, связанных с плюмовым магматизмом.

Наряду с исследованием характера магматизма, важная роль в решении геодинамических задач принадлежит палеомагнитным методам исследований, которые позволяют дать количественную оценку взаимных перемещений отдельных тектонических блоков внутри плиты и возможных перемещений плиты. Имеющиеся до начала наших работ палеомагнитные данные для докембрийских пород Балтийского щита [7,8,9 и др.] позволили дать верхнюю оценку масштаба и возраста подобных движений и получить представление о дрейфе всего щита в протерозое. В течение последних лет проводились попытки реконструкции положения позднеархейского кратона и отдельных его блоков [10,11]. Проведенные реконструкции позволяют предположить, что к концу архея был сформирован архейский континент, включавший Карельскую, Кольскую и Супериор провинции и уже с позднего архея началось его растяжение и разрыв [12].

Для решения задач геодинамики Балтийского щита в позднем архее и раннем протерозое проведено палеомагнитное исследование сиенитов и санукитоидов массивов Хижьярви, Нюк Центрально-Карельского домена Карельского мегаблока и санукитоидов Туломского массива Кольского мегаблока.

Измерения проводились по стандартным методикам в палеомагнитной лаборатории ВНИГРИ на рок-магнитометрах JR-4, аstaticеских магнитометрах LAM-24 (Брно, Чехия) и системы ВНИГРИ; часть образцов измерялась в лаборатории магнитных свойств СПбФИЗМИРАН на аstaticеском магнитометре МА-21; Ступенчатое терморазмагничивание ориентированных кубиков проводилось на термоустановке системы ВНИГРИ; ее пятислойный пермаллоевый экран обеспечивает экранировку земного магнитного поля не хуже, чем до 15 нТл. Часть кубиков в качестве дубликатов размагничивались переменным магнитным полем также в лаборатории ВНИГРИ.

Хижьярвинский массив $\varphi=64,3^\circ$ с.ш. и $\lambda=32,7^\circ$ в.д. имеет форму уплощенной линзы 3×7 км, вытянутой в северо-западном направлении с пологим наклоном на северо-восток. Породы массива характеризуются наличием магматической расслоенности и представлены меланосиенитами с тонкими (до 0,5 м) прослоями пироксенитов вдоль западного контакта массива и лейкосиенитами. Возраст сиенитов и пироксенитов массива, полученный U-Th-Pb изотопным методом по цирконам (SHRIMP) составляет 2744 ± 4 млн лет [13]. Палеомагнитное изучение проведено для 28 образцов сиенитов и пироксенитов. В процессе терморазмагничивания в исследованных образцах выделяются две и более компонент с различными спектрами блокирующих температур. Анализ распределения направлений компонент намагниченности позволяет выделить для сиенитов интрузии Хижьярви 5 групп направлений. Для определения возраста выделенных компонент использованы изотопные определения возраста пород и полевые данные о соотношениях пород в обнажениях, учитывалось время метаморфизма пород и сохранности магнитных минералов Компоненте А со средним направлением $D=1,2^\circ$, $J=30,7^\circ$, $K=25,7$, $\alpha_{95}=10,4$ ($N=9$) соответствует палеополус с координатами $\Phi=42,2^\circ$ с.ш. и $\Lambda=211,0^\circ$ в.д. Палеополус компоненты А располагается в области «сфекофеннской» части кривой кажущейся миграции палеополуса для Балтийского щита; «магнитный» возраст, приписываемый компоненте А, составляет 1850 млн. лет. Компоненте С со средним направлением $D=133,8^\circ$, $J=4,5^\circ$, $K=39,9$, $\alpha_{95}=10,7$ ($N=6$) соответствует палеополус с координатами $\Phi=15,3^\circ$ с.ш., $\Lambda=261,0^\circ$ в.д. Возраст этой компоненты оценивается в >2500 млн. лет и может отражать время кристаллизации пород Хижьярвинской интрузии Компоненте D со средним направлением $D=104,4^\circ$, $J=56,6^\circ$, $K=21,0^\circ$, $\alpha_{95}=15,0^\circ$ ($N=6$) соответствует палеополус с координатами $\varphi=27,3^\circ$ ю.ш., $\lambda=272,9^\circ$ в.д. «Магнитный» возраст компоненты оценивается в 2450 млн. лет. Компоненте F со средним направлением $D=243,4^\circ$, $J=42,9^\circ$, $K=21,5^\circ$, $\alpha_{95}=10,1^\circ$ ($N=11$) соответствует палеополус с координатами $\Phi=11,7^\circ$ с.ш., $\Lambda=336,7^\circ$ в.д. Тогда «магнитный» возраст этой компоненты оценивается в 2200 млн. лет или, в случае «переворота координат палеополуса, в 1200 млн. лет. Компоненте А1 со средним направлением $D=278,8^\circ$, $J=70,9^\circ$, $K=45,6^\circ$, $\alpha_{95}=7,7^\circ$ ($N=9$) соответствует палеополус с координатами $\Phi=51,1^\circ$ с.ш., $\Lambda=328,9^\circ$ в.д. На современном этапе палеомагнитных исследований трудно приписать этой компоненте какой-либо «магнитный» возраст.

Нюкозерский массив $\varphi = 64,4^\circ$ с.ш., $\lambda = 31,5^\circ$ в.д. является наиболее крупным из массивов подобного состава на Балтийском щите, имея площадь не менее 100 км^2 . имеет неоднородное строение и сложен породами, варьирующими по составу от кварцевого диорита до субщелочного гранита. Возраст пород массива составляет 2732 ± 10 млн лет [14] Из пород массива измерено 40 образцов. Анализ распределения измеренных значений естественной остаточной намагниченности J_n и магнитной восприимчивости K , образцов Нюкозерской интрузии, показал, что они являются, в основном, слабомагнитными: 60% значений J_n расположены в интервале (0.1-5.0) мА/м, 80% значений K – в интервале $(0.1-1.0) \times 10^{-3}$ ед. СИ. В процессе палеомагнитных исследований 40 образцов Нюкозерской интрузии в них были выделены 3 компоненты намагниченности А, D, F. Компоненте А со средним направлением $D=322,5^\circ$, $J=39,3^\circ$, $K=11,4$, $\alpha_{95}=11,2$ ($N=9$) соответствует палеополус с координатами $\Phi=42,4^\circ$ с.ш. и $\Lambda=260,9,0^\circ$ в.д. «Магнитный» возраст, приписываемый компоненте А, составляет 1970 млн. лет. Компоненте D со средним направлением $D=115,8^\circ$, $J=60,7$, $K=23,2^\circ$, $\alpha_{95}=3,2^\circ$ ($N=6$) соответствует палеополус с координатами $\varphi=28,6^\circ$ ю.ш., $\lambda=258,6^\circ$ в.д. «Магнитный» возраст

компоненты оценивается в 2450 млн. лет. Компоненте F со средним направлением $D=239.6^\circ$, $J=35.3^\circ$, $K=23.35^\circ$, $\alpha_{95}=12.8^\circ$ ($N=5$) соответствует палеополюс с координатами $\Phi=5.9^\circ$ с.ш., $\Lambda=327.6^\circ$ в.д. Тогда «магнитный» возраст этой компоненты оценивается в 2200 млн. лет.

Тулумский массив $\varphi = 68.8^\circ$ с.ш., $\lambda = 32.8^\circ$ в.д. расположен в Центрально-Кольском блоке на берегу р. Тулома. представляет собой вытянутое в ССЗ направлении тело площадью 1.5x4.0 км. Интрузия залегает согласно с направлением складчатости ССВ простирается в Кольских гнейсах. Горные породы интрузии представлены гиперстеновыми монцодиоритами с включениями монцогаббро и прорываются жилами кварцевых монцитов. Внедрение интрузии происходило одновременно с метаморфизмом гнейсов Кольской серии. Время кристаллизации санукитоидов интрузии Тулома 2728 ± 10 млн лет [15].

Было исследовано 44 образца. В процессе магнитной чистки наблюдалось три типа кривых терморазмагничивания. Анализ распределения высоко- и среднетемпературных компонент намагниченности J_n после чистки позволяет выделить три компоненты намагниченности А, D, F. Компоненте А1 со средним направлением $D=347.8^\circ$, $J=69.8^\circ$, $K=34.6$, $\alpha_{95}=5.8$ ($N=11$) соответствует палеополюс с координатами $\Phi=73.8^\circ$ с.ш. и $\Lambda=239.5^\circ$ в.д. Компоненте D со средним направлением $D=96.5^\circ$, $J=56.6$, $K=33.3^\circ$, $\alpha_{95}=3.2$ ($N=8$) соответствует палеополюс с координатами $\Phi=28.6^\circ$ ю.ш., $\Lambda=258.6^\circ$ в.д. «Магнитный» возраст компоненты оценивается в 2450 млн. лет. Компоненте F с направлением $D=259.7^\circ$, $J=57.9^\circ$, $K=46.9$, $\alpha_{95}=8.9$ ($N=8$) соответствует палеополюс с координатами $\Phi=32.0^\circ$ с.ш., $\Lambda=327.6^\circ$ в.д., «магнитный» возраст компоненты оценивается в 2200 млн. лет.

Результаты палеомагнитных исследований трех интрузий санукитоидов – Хижъярви, Ньюозеро, в Центральной Карелии и интрузии Тулома на Кольском полуострове, были сопоставлены между собой и с положениями кривой кажущейся миграции палеополюса (AWP).

Для интрузий Хижъярви и Ньюозеро Карелии и интрузии Тулома Кольского полуострова наблюдается почти полное совпадение положения палеополюсов, и следовательно, магнитного возраста для компонент намагниченности D и F между собой и с кривой AWP. Магнитный возраст палеополюса D оценивается в 2450 млн лет. Аналогичное положение палеополюса D получено нами ранее для раннепротерозойских расслоенных интрузий Федорова Тундра, Генеральская, Имандровский лапполит, Мончегорский плутон Кольского блока Кивака Центрально-Карельского домена [7, 16,17], Авдеевской дайки Бураковской интрузии [8,12], изотопный возраст которых оценивается в 2.50-2.45 млрд лет. Помимо собственно раннепротерозойских пород компонента D выделяется в базальтах, андезитах и габбро архейского возраста из зеленокаменных поясов северной и западной окраин Водлозерского домена [16.] Следовательно, термальное событие 2,5- 2,45 было достаточно сильным, и вызвало частичное или полное перемагничивание более древних архейских пород.

Более древняя (позднеархейская?) компонента С выявлена нами лишь в Хижъярвинском массиве. Положение компоненты С для Хижъярвинского массива сиенитов приближается к положению полюса С, полученного для мощной габброноритовой дайки пос Шальский, Водлозерский блок [8,12]. Изотопный возраст дайки в настоящее время определен Sm-Nd методом и составляет 2608 ± 50 млн лет (12). Поскольку Водлозерский блок, особенно центральная его часть, практически не испытал воздействия наложенных свекофенских процессов, то возраст палеополюса, полученного для дайки габброноритов, скорее всего соответствует его изотопному возрасту.

Проведенное палеомагнитное исследование трех санукитоидных массивов, расположенных в различных блоках Балтийского щита, позволяет сделать следующие выводы.

1. Наиболее древняя из выделенных, предположительно позднеархейская, компонента намагниченности С сохранилась лишь в одной из трехисследованных интрузий санукитоидов Балтийского щита. Полученное положение позднеархейского палеополюса для санукитоидных интрузий на данном этапе исследований может быть использовано для геодинамических реконструкций в позднем архее (2,7-2,6 млрд лет) лишь в совокупности с данными, полученными для позднеархейских базитовых интрузий и даек.

2. Раннепротерозойская компонента D выделена в трех изученных массивах расположенных в различных блоковых структурах Балтийского щита: Центрально-Кольском и Центрально-Карельском доменах совпадает в пределах кругов доверия и с положением полюса 2,45 млрд лет на AWP. Эти ре-

зультаты свидетельствуют, что на этапе 2.45 Карельский и Кольский домены находились в составе единого континента и не испытывали существенных раздвижений. Таким образом, установленный с помощью различных методов исследования режим растяжения не привел к разрыву щита.

Литература

1. Isley, A.E., Abbott, D.H. Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation // *J. Geophys. Res.* 1999. V.104. № B7. P. 15461-15477.
2. Condie K.C. Mantle Plumes and their Record in Earth History. Cambridge University Press, 2001. 306 p.
3. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика строение и эволюция континентальной коры. Труды ГИН. Вып. 503. 1996. 276 с.
4. Слабунов А.И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита в архее Автореферат докт. дисс. Москва. 2005. 45 с.
5. Арестова Н.А. Эволюция базит-ультрабазитового магматизма Балтийского щита интервала 3.4–2.4 млрд лет. Автореферат докт. дисс. С.-Петербург. ИГГД. 2004. 45 с.
6. Лобач-Жученко С.Б. 2700 млн лет – важнейший рубеж в истории архея. Петрология и геодинамика архея. Материалы I Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики архея. С.-Петербург. 2005. С. 231–235.
7. Храмов А.Н., Федотова М.А., Писакин Б.Н., Прияткин А.А. Палеомагнетизм раннепротерозойских интрузий и связанных с ними пород Карелии и Кольского полуострова: вклад в разработку модели докембрийской эволюции Русско-Балтийского кратона // *Физика Земли*. 1997. № 6. С. 24–41.
8. Краснова А.Ф., Гуськова Е.Г. О геодинамике развития Водлозерского блока Карелии в свете палеомагнитных данных // *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1990. № 1 С. 103–110.
9. Mertanen S., Pesonen L. J., Huhma H., Leino M.A.N. Palaeomagnetism of Early Proterozoic layered intrusions, northern Finland. // *Geol. Surv. Finland Bull.*, 1989. № 374. P. 1–40.
10. Храмов А.Н., Арестова Н.А., Гуськова Е.Г., Иосифиди А.Г. Палеомагнитные исследования. // В: Ред. А.Ф. Морозов, Н.И. Павленкова. Строение и динамика литосферы Восточной Европы: результаты исследований по программе ЕВРОПРОБЫ. М.: Геос. 2006. С. 182–188.
11. Mertanen S., Pesonen L. J. Drift history of the Fennoscandian Shield – palaeomagnetic evidences. In: Lehtinen M., Nurmi P.A., Ramo O.T. (Eds) Precambrian geology of Finland – Key to the evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier sci.B.V. Amsterdam 2006
12. Mertanen S., Vuollo J.I., Huhma H., и др. Early Paleoproterozoic-Archean dykes and gneisses in Russian Karelia of the Fennoscandian Shield – new paleomagnetic, isotope age and geochemical investigation. // *Precambrian Res.* 2006. V. 144. P. 239–260.
13. Библикова Е.В., Арестова Н.А., Иваников В.В. и др. Изотопная геохронология посттектонической ассоциации санукитоидов, сиенитов и гранитоидов в архее Центральной Карелии. // *Петрология*. 2006
14. Чекулаев В.П., Т.Б. Баянова, Н.А. Арестова, и др. О возрасте высоко-Mg гранитоидов Нюкозерского массива, Карелия // *Докл. РАН*. 2004. Т.394. № 1. С. 101–104.
15. Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen O. et al. U-Pb zircon ages from Sorvaranger, Norway, and western part of the Kola peninsula, Russia. In: (Ed.) Roberts D., Nordgulen O. Geology of the eastern Finnmark – western Kola peninsula region. Proceeding of the 1st. international Barents Symposium. 1995. P. 29–47.
16. Арестова Н.А., Гуськова Е.Г., Краснова А.Ф. Палеомагнетизм пород Шилосской структуры Южно-выгозерского зеленокаменного пояса, Восточная Карелия. *Физика Земли*. 2000 № 5. С. 70–75.
17. Печерский Д.М., Бураков К.С., Захаров В.С., Шарков Е.В. Поведение направления геомагнитного поля в течении остывания Мончегорского плутона // *Физика Земли*. 2004. № 3. С. 64–85.

Редкометалльная минерализация щелочных интрузий Кольской провинции: петрологический аспект

Арзамасцева Л.В., Арзамасцев А.А.

Геологический институт КНИЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: arzamas@geoksc.apatity.ru

Главной особенностью щелочных пород Кольской провинции являются высокие концентрации Zr, Hf, Nb, Ta, редкоземельных элементов (REE), Y, Sr и Th, которые в ряде массивов достигают промышленных значений и представляют значительный экономический интерес. Основными

минералами-концентраторами указанных элементов являются апатит, лопарит, перовскит, пироксен, эвдиалит, титанит. Большая часть микроэлементов являются изоморфными примесями, вхождение которых в кристаллическую решетку минерала контролируется содержанием этого микроэлемента в расплаве и РТ параметрами кристаллизации. Для пород Кольской щелочной провинции содержания редких металлов в минералах-концентраторах могут варьировать в пределах одного, иногда двух порядков. Задачей наших исследований являлось изучение поведения названных выше микроэлементов в щелочных ультрамафитовых сериях, и, в частности, установление причин различного распределения редкоземельных элементов в ультрамафитах карбонатитовых интрузий и Хибинского массива.

В северо-восточной части Балтийского щита с палеозойским этапом тектоно-магматической активизации связано образование щелочных интрузивных комплексов, традиционно относимых к двум сериям: щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами и агпаитовых нефелиновых сиенитов, представленных крупнейшими плутонами Хибин и Ловозера. Вместе с тем в Хибинском и в меньшей степени в Ловозерском массивах установлена, в редуцированном виде, полная серия пород, типичная для щелочно-ультраосновных массивов провинции. В Хибинах наиболее широко представлены породы фойдолитового ряда – это кольцевая интрузия ийолит-мельтейгитов.

С целью изучения трендов эволюции щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции было изучено распределение редкоземельных (REE) и редких элементов в минералах и породах ряда дунит - клинопироксенит - мелилитолит - мельтейгит - ийолит - нефелиновый сиенит. Геологические данные и экспериментальные исследования показывают, что формирование пород щелочно-ультраосновной серии в массивах Ковдор, Вуориярви, Африканда, Себлявр и др. обусловлено процессами фракционной кристаллизации нефелинитовых расплавов с образованием оливиновых, клинопироксеновых и мелилитовых кумулатов и комплементарных им фойдолитов и нефелиновых сиенитов. Согласно данным о поведении некогерентных элементов в магматическом процессе можно было бы предполагать, что такие элементы, как Sr, Zr, Hf, Nb, Ta, Th и REE будут накапливаться в ходе кристаллизации магм в конечных дериватах щелочно-ультраосновной серии. Однако в большинстве щелочно-ультраосновных интрузий региона конечные продукты кристаллизации, представленные ийолитами, нефелиновыми и канкринитовыми сиенитами, существенно обеднены такими элементами, как Nb, Ta, Sr, Y и REE.

Методом ICP-MS были проанализированы как валовые пробы пород, так и фракции сосуществующих перовскита, апатита, титанита, клинопироксена, мелилита, оливина, нефелина и магнетита. Полученные данные позволили выявить факторы, определяющие различное распределение REE в щелочных ультраосновных сериях и, в особенности, оценить роль аксессуарных фаз – концентраторов REE – перовскита, апатита и титанита.

Установлено, что распределение большинства микроэлементов в породах щелочно-ультраосновных массивов с карбонатитами (ковдорский тип) принципиально отличается от такового в щелочно-ультраосновной серии Хибин (хибинский тип). Так, в последовательном ряду дифференциатов ковдорского типа наблюдается обеднение REE, Y, Nb, Ta, и Sr поздних ийолитовых и нефелин-сиенитовых дериватов. В отличие от ковдорской серии, в щелочно-ультраосновных породах Хибин наблюдается принципиально иной характер распределения – наиболее поздние дифференциаты серии (ийолиты и мельтейгиты) в значительной степени обогащены REE, Y и Sr по отношению к среднему составу щелочно-ультраосновных пород провинции.

Оценки состава магм, проведенные для Кольской щелочной провинции [1], позволяют полагать, что единая для ковдорского и хибинского типов первичная магма щелочных ультрамафитов первоначально отвечала оливиновому меланефелиниту. Анализ физико-химических параметров кристаллизации расплавов показывает, что для первичных оливин-меланефелинитовых расплавов ковдорской серии была характерна ранняя кристаллизация перовскита, являющегося главным концентратором REE, а также Nb, Ta и Sr. Осаждение перовскита совместно с оливином и клинопироксеном привело к резкому обеднению редкими землями остаточной магмы и образованию деплетированных в отношении REE, Y, Nb и Ta ийолитовых и нефелин-сиенитовых дериватов (Рис.).

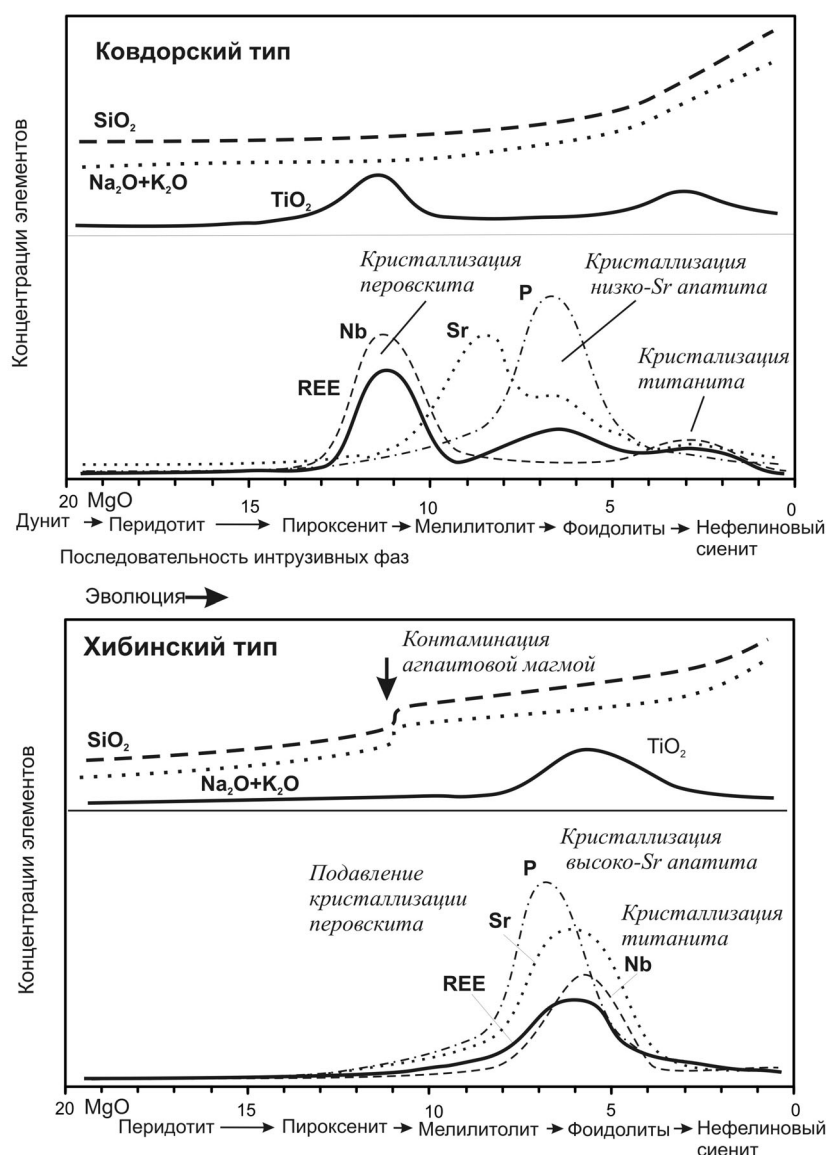


Рис. Распределение петрогенных и микроэлементов в эволюционном ряду дифференциатов щелочно-ультраосновных серий ковдорского и хибинского типов

В отличие от ковдорского типа, формирование пород щелочно-ультраосновной серии Хибин было осложнено подмешиванием к первичной оливин-меланефелинитовой магме небольших порций фонолитового расплава, что привело к изменению порядка кристаллизации REE-содержащих титанатов. Более высокие содержания кремнезема и щелочей, а также изменение режима летучих компонентов блокировали раннюю кристаллизацию перовскита и обусловили сохранение редких металлов вплоть до заключительного этапа эволюции меланефелинитового расплава. В результате в хибинских ийолит-уртитах произошло существенное обогащение содержащегося в них титанита, а также апатита. В частности, содержание SrO в хибинском апатите составляет 3-5 мас.%, что почти на порядок превышает таковые в апатите ковдорской серии.

Вариации состава минералов, кристаллизация которых происходила на разных этапах формирования пород агпаитовых массивов, свидетельствуют о значительном перераспределении микроэлементов между сосуществующими фазами в ходе кристаллизации расплавов и последующих изменений пород. Показано, что такие элементы, как REE, Y, Zr, Hf, V, Sr, в значительном количестве присутствующие в минералах раннемагматической ассоциации, и, в первую очередь, в клинопироксене, в ходе позднемагматических процессов концентрируются в аксессуарных фазах заключитель-

ной стадии кристаллизации – в Ва-лампрофиллите, эвдиалите, а также в поздних генерациях апатита и титанита. Литофильные элементы, а также Ga, сравнительно равномерно рассеянные во всех раннемагматических минералах, в ходе перекристаллизации сосредотачиваются в единственном лейкократовом минерале постмагматической стадии – в микроклине. Полученные коэффициенты сокристаллизации для сосуществующих пар перовскит/апатит и апатит/титанит свидетельствуют о преимущественном вхождении редкоземельных элементов в состав апатита, а не титанита, что имеет определяющее значение для геохимии таких промышленно важных пород, как титанит-апатит-нефелиновые руды.

Таким образом, в числе главных факторов, обусловивших различие в накоплении редкоземельных и редких элементов в щелочных ультраосновных породах ковдорского и хибинского типов является: (1) условия кристаллизации из первичной щелочно-ультраосновной магмы главных фаз-концентраторов REE – перовскита, апатита, титанита; (2) изменение состава первичной магмы и, соответственно, порядка кристаллизации главных и аксессуарных минеральных фаз в результате смешения с порциями фонолитовых расплавов, поступивших из автономного источника.

Поддержка: РФФИ (проект 06-05-64130), Программа 4 ОНЗ РАН.

Литература

1. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Глазнев В.Н., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Кольская щелочная провинция в палеозое: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. № 1. С. 3–24.

Плюм-литосферное взаимодействие в условиях древнего сублитосферного мантийного кия: пример Кольской щелочной провинции

Арзамасцев А.А., Глазнев В.Н.

ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: arzamas@geoksc.apatity.ru

Анализ результатов мультидисциплинарных работ по изучению субкратонных областей показывает присутствие под щитами мантийного "кия", имеющего мощность до 250 км. Эти области не вовлекались в конвективный кругооборот, дрейфовали вместе с литосферой и сохраняли следы эндогенных событий, происходивших в течение длительной истории щитов. Для Восточно-Европейской платформы установлено влияние древнего мегалита на характер размещения и вариации изотопно-геохимического состава кимберлитов [1]. Нами предпринята попытка оценить роль докембрийского сублитосферного кия на обширные проявления палеозойского щелочного магматизма в СВ Фенноскандии, обусловленного плюм-литосферными процессами [2].

Морфология нижней границы мантийного кия. Полученные в последние годы трехмерные геотермические модели Фенноскандинавского щита [3], согласующиеся с результатами сейсмографических исследований [4], достоверно свидетельствуют о существовании под его северо-восточной частью области относительно холодной мантии, простирающейся до глубины 240 км. Зона максимальной мощности термической литосферы пространственно приурочена к наиболее древней раннеархейской провинции щита, в краевых частях которой располагаются проявления палеозойского щелочного и кимберлитового магматизма.

Морфология верхней границы мантийного кия. Глубина кровли переходного слоя (области переходного слоя верхняя мантия – нижняя кора) в районе распространения проявлений щелочного магматизма варьирует в пределах 35–45 км, причем такие крупнейшие щелочные массивы, как Хибинь и Ловозеро пространственно приурочены к области выраженного градиента кровли переходного слоя. Проведенный анализ сейсмогеологической модели коры, с учетом данных гравитационного и магнитного полей территории, не выявил в земной коре региональные структуры северо-восточного простирания, которые могли бы контролировать проявления щелочного магматизма. Главные структурные неоднородности геофизических границ (на современном уровне изученности) имеют преобладающую субмеридиональную ориентировку.

Состав мантийного субстрата, слагающего область мантийного кила под северо-восточной частью Фенноскандии, может быть приближенно оценен по гипоксенолитам, обнаруженным в трубках взрыва Архангельской алмазоносной провинции [5] и кимберлитах Центральной Финляндии [6]. Наличие в мантийных ксенолитах минеральных фаз, а также их изотопные и геохимические характеристики свидетельствуют о существовании в этой части щита метасоматизированной мантии. Непосредственно в пределах Кольской щелочной провинции нами также были обнаружены мантийные ксенолиты. Образцы из трубки взрыва, прорывающей породы Хибинского щелочного массива, представлены шпинелевым перидотитом, характеризующимся высокой степенью деплетированности базальтоидными компонентами, что выражается в увеличении отношений $Mg/Mg+Fe$ и $Cr/Cr+Al$. С другой стороны, в образцах обнаруживаются отчетливые признаки «модального» метасоматоза, проявляющегося в присутствии в перидотите хромдиоксида, хромистого паргасита и флогопита.

Особенности плюм-литосферного взаимодействия в северо-восточной части Фенноскандии. В пределах кольской части Фенноскандии выделяют несколько циклов эндогенной активности, каждый из которых сопровождался проявлениями мантийного магматизма. Особенностью размещения щелочных массивов является пространственная совмещенность областей протерозойского и палеозойского магматизма: в непосредственной близости от Хибинского массива (362-378 млн. лет) располагается массив Соустова (1860 ± 12 млн. лет) [7]. К северу от протерозойского массива Гремяха-Вырмес залегает палеозойский карбонатитовый комплекс Себлявр. В южной части беломорского пояса расположены протерозойские щелочные ультраосновные и карбонатитовые интрузии Еletzозеро-Тикшеозеро и палеозойские карбонатитовые массивы Вуориярви, Салланлатва, Ковдозеро, Кандагуба. Расположенный в восточной части Кольского полуострова массив Песочный представляет собой пространственно совмещенную интрузию протерозойских перидотитов и палеозойских фойдолитов-карбонатитов. С протерозойским этапом связано и развитие рифтогенного Печенга-Имандра-Варзугского пояса. Завершающая фаза магматической активности этой структуры (1.9 млрд. лет) была отмечена внедрением многофазных щелочных и карбонатитовых интрузий, аномальные Sr-Nd изотопные характеристики пород которых свидетельствуют о сложных формах корово-мантийного взаимодействия в протерозое [7, 8].

Судя по изотопным характеристикам мантийного ксенолита, наиболее вероятным представляется верхнеархейский возраст мантийного протолита, поскольку необходимым условием достижения предельно высокого значения ϵ_{Nd} является длительная предыстория, в течение которой Nd отношение успело бы проэволюционировать до значения +17.9. Очевидно, что наличие столь деплетированного мантийного субстрата связано с формированием архейской и раннепротерозойской коры Фенноскандии. Sm-Nd изотопные характеристики, измеренные по монофракциям "метасоматических" минералов мантийного ксенолита в палеозойских лампрофирах из Хибин, позволили получить изохронную датировку 2054 ± 79 млрд. лет, которая отвечает этапу обогащения деплетированного мантийного субстрата. Период мантийного метасоматоза, таким образом, совпадает по времени с позднерифтогенным этапом становления Печенга-Имандра-Варзугского пояса, предшествовавшего проявлениям протерозойского щелочного магматизма. Свидетельством процесса обогащения мантийного протолита являются отрицательные значения фактора фракционирования $f^{Sm/Nd} = [^{147}Sm/^{144}Nd_{(обп)}] / [^{147}Sm/^{144}Nd_{(CHUR)}] - 1 = -0.43 - -0.62$, установленные для всех фаз мантийного ксенолита. Близкие значения $f^{Sm/Nd} = -0.37 - -0.45$ показывают протерозойские высокомагнезиальные вулканиты Печенги, имеющие возраст 1990 ± 40 млн. лет [9], а также наиболее примитивные магматические дериваты, установленный в массиве Гремяха-Вырмес [8]. Приведенные данные позволяют заключить, что уже в период 1.9 млрд. лет в сублитосферной мантии северо-востока Фенноскандианского щита, т.е. в мантийном киле, в ходе процессов плюм-литосферного взаимодействия сформировались метасоматизированные области, обогащенные некогерентными элементами и способные продуцировать щелочные и карбонатитовые расплавы.

Незначительная магматическая активность в течение последующего периода длительностью более 1.3 млрд. лет, свидетельствует о стабильности области мантийного кила в условиях плитктонических процессов. На протяжении этого периода единственными свидетельствами существования аномально обогащенной мантии являются лампроиты района Кухмо-Костомукша (Северная Карелия), имеющие возраст 1230 млн. лет и кимберлиты района Каави-Куопио в центральной Финляндии с возрастом около 600 млн. лет. Палеозойский этап магматизма в северо-восточной Фенно-

скандии проявился внедрением в полностью стабилизированные блоки докембрийского фундамента крупнейших агапитовых массивов, карбонатитовых интрузий, роев щелочных даек и алмазоносных кимберлитов. Проведенная оценка первичных составов Кольской щелочной провинции и моделирование поведения микроэлементов при плавлении мантийных субстратов показало невозможность получения первичных расплавов провинции из состава примитивной мантии даже при предельно низких степенях плавления [10]. С другой стороны, обоснована вероятность возникновения в палеозое первичных расплавов в результате низких степеней плавления субстрата, степень обогащения которого значительно превышала средние содержания несовместимых элементов в примитивной мантии. Расчеты показали [10], что даже в случае трехкратного превышения содержаний фосфора, Sr, REE, Zr, Hf, Nb, Ta в плавящемся субстрате по сравнению с примитивной мантией, для образования уникальных по масштабам скоплений указанных элементов, сконцентрированных в палеозойских интрузиях региона, потребовался бы объем мантии до 5 млн. км³. Этот объем соответствует области активизированной мантии мощностью 40 км, располагавшейся в зоне диаметром около 400 км, т. е. отвечающей наблюдаемой на поверхности области развития щелочного магматизма. Исходя из этих фактов можно полагать, что значительное обогащение мантийного субстрата не могло быть достигнуто в ходе одноактного воздействия палеозойского плюма на субкратонную мантию. Появление в ходе палеозойского цикла эндогенной активности щелочных расплавов, образовавших гигантские скопления некогерентных элементов в крупнейших агапитовых массивах, связано с неоднократным плюм-литосферного взаимодействием, происходившим в ходе протерозойского и палеозойского циклов эндогенной активности.

Финансовая поддержка: программы 4 и 6 ОНЗ РАН и РФФИ грант 06-05-64130).

Литература

1. Кононова В.А., Носова А.А., Первов В.А., Кондрашов И.А. ДАН. 2006. Т. 409, № 5. С. 662–667.
2. Marty B., Tolstikhin I. N., Kamensky, I. L., Nivin V. A., Balaganskaya E. G., Zimmermann J.-L. Earth Planetary Sci. Lett., 1998. V. 164. P. 179-192.
3. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты, «К&М». 2003. 252 с.
4. Sandoval S., Kissling E., Ansorge J., and the SVEKALAPKO Seismic Tomography Working Group. Geophys. J. Int. 2004, 157, p. 200-214.
5. Богатииков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др. Архангельская алмазоносная провинция (геология петрография, геохимия и минералогия). / Под ред. О.А.Богатиикова. - М.: Изд-во МГУ, 1999, 524 с.
6. Peltonen P, Brüggmann G. Lithos. 2006. V. 89. P. 405–423.
7. Bea, F., Arzamastsev, A., Montero, P., Arzamastseva, L. Contrib. Mineral. Petrol. 2001. V.140. P. 554–566.
8. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Петрология. 2006. Т.14. №4. С. 384–414.
9. Митрофанов Ф.П., Смолькин В.Ф., Шаров Н.В. Основные черты геологического строения северо-востока Балтийского щита. // Кольская сверхглубокая. (В.П.Орлов, Н.П.Лаверов, ред.). М: МФ "ТЕХНОНЕФТЕГАЗ", 1998. 260 с. с.7-35.
10. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Глазнев В.Н., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Российский журнал наук о Земле. 2001. Т.3. №1. С. 1–35.

Новые данные по датированию пород Терского зеленокаменного пояса (восточная часть Кольского полуострова)

Астафьев Б.Ю.¹, Левченков О.А.¹, Воинова О.А.²

¹ ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

² ВСЕГЕИ г. Санкт-Петербург

Терский зеленокаменный пояс находится в южном обрамлении Имандра-Варзугской структурной зоны и отделен от нее серией крупных разломов. Пояс распространен почти через весь Кольский полуостров в субширотном направлении от озера Имандра до Белого моря. Метаморфи-

зованные вулканогенно-осадочные породы, слагающие Терский зеленокаменный пояс, образуют синформы и моноклинали, окаймляющие гранито-гнейсовые куполовидные структуры, сходные с архейскими зеленокаменными поясам Карелии.

Главной петрологической особенностью формирования пород в южном фланге Имандра-Варзугской структуры является их повышенная флюидонасыщенность, проявленная на протяжении всего раннего протерозоя. Это выражается в миндалекаменном вулканизме (до 50% миндалин в составе пород) сумийского возраста, в дальнейшем - в разнообразном по составу порфиробластезе, метасоматозе и аномально обширной кварцево-жильной минерализации. Большая часть метасоматических тел линзовидной формы и мощностью 1-120 м локализована вблизи контакта огнейсованных щелочных гранитов Стрельнинского купола, а также вдоль висячих контактов и по простирающую даек метагабброидов.

На этой территории широко распространены породы имандровской серии позднего архея, геологическое положение и возраст которой в настоящее время остаются дискуссионными. Большинство исследователей (Государственная геологическая..., 2004, Ранний докембрий..., 2005) предполагают, что породы имандровской серии относятся к гимольскому надгоризонту верхнего лопия, с перерывом и структурно несогласно перекрывают плутонические, метаморфические комплексы, а также слюдястые и амфиболовые сланцы и гнейсы понойской серии среднего лопия. Другими геологами принимается раннепротерозойский возраст образований имандровской серии в этом районе (Дейли и др., 2000; Daly et al., 2001).

Большинство исследователей полагают, что породы имандровской серии относятся к гимольскому надгоризонту верхнего лопия, с перерывом и структурно несогласно перекрывают плутонические, метаморфические комплексы, а также слюдястые и амфиболовые сланцы и гнейсы понойской серии среднего лопия. Другими геологами принимается раннепротерозойский возраст образований имандровской серии в этом районе.

В связи с повышенной флюидонасыщенностью пород, возникла проблема корректного датирования пород тектонически и петрологически гетерогенного строения. Минералы-геохронометры в Стрельнинском районе нередко имеют зональное неоднородное строение или включения других минералов, влияющих на определение общего изотопного состава. Поэтому в ЦИИ ВСЕГЕИ было проведено локальное (по фрагментам кристаллов цирконов) определение U-Pb возраста по цирконам для щелочных гранитов, сланцев пялочной тощи имандровской серии среднего и основного состава, а также рудоносных метасоматитов этого региона.

Предварительно было проведено детальное катодо-люминесцентное изучение образцов на электронном микроскопе LinkAn-2000. В результате работ на приборе SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ было определено, что цирконы вулканического происхождения имеют возраст около 2668 млн. лет. Наложенные метаморфические и метасоматические процессы, проявленные по обрастаниям вокруг цирконовых ядер, определяются как 1904–1770 млн. лет. Полученные результаты были подтверждены в лаборатории ИГГД РАН U-Pb методом по другим минералам (гранат и монацит). “Омоложенный” возраст апатита (1450 млн. лет) объясняется снижением температуры закрытия U-Pb изотопной системы для этого минерала.

Выводы

1. Супракрустальные породы пялочной толщи Терского зеленокаменного пояса Кольского полуострова по составу и возрасту около 2680–2670 млн. лет соответствуют имандровской серии гимольского (верхнелопийского) надгоризонта неорхей. Датировки, полученные по подстилающим породы пялочной толщи щелочным гранитам (2680.0 ± 9.2 млн. лет) и прорывающим их дайкам (2677 ± 25 млн. лет), не противоречат этому предположению.

2. В конце раннего протерозоя отмечаются процессы свекофеннского регионального метаморфизма и метасоматоза (1904–1770 млн. лет), значительно изменившие структурно-текстурные особенности и состав пород имандровской серии. К этому периоду относятся этапы интенсивного порфиробластеза, графитовой и золоторудной минерализации.

3. Длительное развитие геологических процессов в зоне разлома глубокого заложения в южном обрамлении Имандра-Варзугской структуры характерно для региональных флюидопроницае-

мых зон и обусловлено многократными флюидными импульсами, что фиксируется полученными изотопными датировками разных методов (от 2030 до 1450 млн. лет).

4. Получены новые данные, позволяющие диагностировать метасоматические генерации цирконов по их морфологическим особенностям, по аномально низкому Th/U отношению и высокому содержанию урана в них.

5. В методическом отношении в результате кооперации двух изотопно-геологических центров показана принципиальная возможность корректного датирования сравнительно низкотемпературных метаморфических и метасоматических пород по цирконам локальным методом SHRIMP-II, U-Pb методом по монациту, апатиту и гранату, а также Pb-LS методом по пороодообразующим минералам.

Литература

1. Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Воинов А.С., Матуков Д.И. Геологическое строение, петрологические особенности и возраст пород имандровской серии верхнего архея (Кольский полуостров). – Геология и геодинамика архея. Материалы I Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб, 2005, с. 28–33.

2. Дейли Дж.С., Балаганский В.В., Тиммерман М.Я. и др. Первые изотопные данные о раннепротерозойских супракрустальных образованиях Терского района, Кольский полуостров. Тезисы III Всероссийского совещания “Общие вопросы расчленения докембрия”. Апатиты, 2000, с. 86–89.

3. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Лист Q-(35)-37 (“Кировск”). - Объяснительная записка и комплект карт. СПб, 2004. 268 с.

4. Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. 440 с.

5. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб, Наука, 2005. 711 с.

6. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland-Kola orogen, northern Fennoscandian Shield. - Precambrian Res., 2001. V. 105, N 2-4, p. 289–314.

Структурное положение и форма проявлений внутриплитного магматизма – как отражение геодинамической эволюции и неоднородности Баренц-региона

Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.

Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: baluev@ilran.ru, tereh@ilran.ru

Современная территория Баренц-региона [8], сложенная континентальной литосферой на стыке Атлантического и Арктического океанических сегментов, состоит из разновозрастных доменов. Большая часть региона представлена Балтийским щитом, который является кристаллическим основанием Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Подобно тому, как Балтийский щит наращивался путем присоединения к наиболее древнему Карело-Кольскому фрагменту складчатых образований свекофеннид и дальсландия (свеконорвежский сегмент), а затем и каледонид, так и плитная часть ВЕП расширялась за счет присоединения к ней Тимано-Печорской и Свальбардской плит. Формирование коры Баренц-региона происходило таким путем, что его площадь постепенно увеличивалась, а мощности отдельных частей его осадочного чехла неуклонно росли. Проявления магматизма при этом являются чутким индикатором динамических условий формирования земной коры. В силу этого, нами предпринята попытка на примере состава пород и особенно формы магматических тел расшифровать динамические условия, которые контролировали формирование его отдельных элементов и всей структуры Баренц-региона в целом.

Важнейшим геологическим событием на Балтийском щите, во многом определившим его эволюцию явилось формирование Лапландско-Беломорского и Ладожско-Южно-Финского подвижных поясов, которое произошло за счет вывода к поверхности глубинных пород в обстановке растяжения. Процессы декомпрессии, сопровождающие эксгумацию крупных масс пород, предопределили образование большого количества флюидов, что привело к формированию разноглубинных метасоматитов, в том числе и в будущих магматических источниках (например, девонских), а также

постскладчатых интрузий. Постскладчатые или посторогенные магматические образования (граниты, щелочные габбро, лампрофиры, лампроиты и кимберлиты) с возрастом 1.8-1.7 млрд. лет ознаменовали начало принципиально нового этапа развития региона в режиме платформы. Породы, слагающие эти интрузии, имеют характерный состав с повышенными концентрациями щелочей, легких РЗЭ, бария, фосфора, что обычно интерпретируется как показатель низких степеней плавления субстрата. Постскладчатые интрузии имеют кольцевую или коническую форму, вплоть до трубок взрыва, а дайки, чрезвычайно изменчивые по форме, приурочены к взбросам. Форма тел интрузий этого комплекса указывает на условия локального приповерхностного сжатия, которое возникло после появления на поверхности метаморфических ядер в виде подвижных поясов. В это же время глубинные части литосферы (магматические источники) испытывали растяжение. Приуроченность постскладчатых и некоторых более молодых магматических тел, вплоть до неогеновых, к периферической части крупной кольцевой структуре, охватывающей фактически центральную часть щита (Балтийский нуклеар), очевидна. Однако, геодинамическая природа этой структуры во многом остается спорной.

Следующий цикл магматической активности в регионе ознаменовался появлением интрузий анортозит-рапакивигранитной ассоциации. Лополитоподобные тела этого комплекса приурочены к южной части Балтийского нуклеара и их появление предшествовало формированию авлакогенов на ВЕП [2]. Характерной особенностью магматизма этого этапа является бимодальность его состава, причем основные породы, в отличие от постскладчатых образований, имеют нормальную щелочность. К границе свекофенской и свеконорвежской провинции приурочены гранит-порфиры Транскандинавского пояса, имеющие разнообразный состав и неоднозначную геодинамическую интерпретацию. Некоторые авторы сопоставляют их с гранитами рапакиви [7], с которыми они структурно объединены периферической частью Балтийского нуклеара и близки по возрасту и составу, другие рассматривают их в качестве островодужного комплекса на границе разновозрастных провинций [11]. Пик выплавления пород этого комплекса приходится на интервал 1.81-1.76 млрд. лет, что соответствует времени внедрения постскладчатых интрузий восточной части щита, но отдельные эпизоды его формирования продолжаются до рубежа 1.55 млрд. лет, что соответствует уже времени образования гранитов рапакиви. Таким образом, этот комплекс своим формированием заполняет в целом амагматичный период 1.7-1.6 млрд. лет и является своеобразным «мостиком» между постскладчатыми и анорогенными мезопротерозойскими интрузиями региона.

Необычайно разнообразны магматические проявления в среднем - позднем рифее и венде. В юго-западной части щита на территории свеконорвежского сегмента эти проявления связываются с гренвильскими коллизионными событиями [1]. Но если отталкиваться от модели, согласно которой подвижные пояса докембрия являются корневыми частями рифтогенных зон, то последовательность магматической активности этого региона выглядит следующим образом. Наиболее древними интрузиями являются тела гиперитов и микроклиновых гранитов (1.6-1.5 млрд. лет), которые являются глубинными аналогами Транскандинавского магматического пояса. Основные события – формирование анортозитов и связанных с ними чарнокитов и мангеритов (1.1-0.9 млрд. лет) [13] отвечают главной стадии растяжения и выводу к поверхности глубокометаморфизованных пород гранулитовой фации. Магматические события этого этапа в восточной части щита часто рассматриваются как отголоски гренвильских событий (в рамках парадигмы сжатия). На наш взгляд они более соответствуют моделям растяжения. Так лампроиты р-на Костомукши и Кухмо-Ленттиира (возраст 1.2 млрд. лет) мы связываем с раскрытием Онежско-Кандалакшского палеорифта. В период 1.1-0.9 млрд. лет были сформированы крупные дайки Салла и Лаанила в Финляндии, а также более мелкие тела на Кольском п-ве [1] и в северной Норвегии. Крупные размеры, состав и возраст позволяют сравнивать их с гигантской системой даек пояса Макензи в Канаде, образовавшихся при распаде Родинии [11]. Особенно следует отметить дайки и силлы толеитового состава этого же возраста, развитые вдоль Мурманского побережья, которые относятся к трапповой формации. Существование парной связи между кимберлитами (лампроитами) и траппами является довольно распространенным явлением, но геодинамическая интерпретация этого факта остается неясной [3].

Вендский магматизм также проявился в данном регионе. Это, прежде всего известный щелочной комплекс Фен в южной Норвегии, представленный трубками взрыва, эксплозивными дайками и

массивами центрального типа сложенными карбонатитами и щелочными породами, территориально приуроченные к району грабена Осло [15]. Кимберлиты р-на Каави-Куопио (ЮВ Финляндия) и щелочные породы Зимнего берега [9] также имеют этот возраст. Венд-кембрийский возраст предполагается и для некоторых щелочных даек Кандалакшского залива. Каких либо существенных структурных событий с формированием этого магматического комплекса не установлено, но территориально они приурочены к площадям, на которых в палеозое проявился щелочной магматизм, являясь, таким образом, его предвестниками.

Важнейшее магматическое событие в Баренц-регионе как по объему его продуктов, так и по разнообразию динамических обстановок произошло в девонское время. Трубки взрыва чехольной части ВЕП и массивы УЩК Балтийского щита оконтуривают ту площадь возбужденной мантии, над которой поверхностная часть коры находилась в обстановке локального сжатия [3]. На это указывает трубкообразная форма тел, сложное строение даек, обилие взрывных признаков: эруптивные бречии (псевдоконгломераты), глубинные ксенолиты. Хибино-Контозерская тектоническая зона с элементами раздвиги возможно является следом пропагации осевой части Восточно-Баренцевского позднедевонского рифтогенного трога и поэтому выполнена щелочными породами с заметной примесью корового ассимилированного (в обстановке растяжения) материала [3]. Существованием сброса между Хибинским и Ловозерским массивами падающего на СВ и параллельному разлому Карпинского, объясняется и принципиальная разница в строении и составе этих массивов. Ввиду большой мощности отложений в Восточно-Баренцевском трого, состав его древнейших (девонских?) комплексов не ясен, но можно предполагать, что это базальты толеитового состава, которые развиты в виде даек вдоль всего Мурманского берега, являясь отголоском магматического события, связанного с его раскрытием. За пределами ВЕП девонский магматизм приурочен к комплексам метаморфических ядер, обстановка растяжения, в которой они формировались, контролировала бимодальный базальт-риолитовый вулканизм (Западная Норвегия и Шпицберген) [12]. С комплексами метаморфических ядер связана и формация древнего красного песчаника (ORS), которая маркирует обстановку растяжения по периферии Баренц-региона. Базальтовый магматизм этого времени широко проявился в Тимано-Печорском и Пайхойско-Новоземельском регионах [5]. Здесь, помимо лавовых потоков, силлов и даек формировались и редкие трубки взрыва, аналогичные трубкам взрыва Архангельской провинции, в которой также встречаются трубки базальт-долеритового состава, но уже в подчиненном количестве относительно кимберлитов и мелилититов [6]. Таким образом, в девонское время по периферии Баренц-региона широко проявился толеит-базальтовый магматизм, тогда как в его центральной части – щелочной, щелочно-ультраосновной и кимберлитовый.

Пермо-триасовый магматизм наиболее изучен в грабене Осло, где известно множество щелочных пород, тогда как в докембрийских породах обрамления встречаются долеритовые дайки этого возраста [15]. Некоторые дайки на юге Кольского п-ва (Турий мыс) также считаются пермскими. Пермский возраст предполагается и для коренного кимберлитового источника минералов спутников алмаза в Архангельской и Вологодской областях. В восточной части региона (северное Приуралье и приновоземельская часть акватории Печорского моря) в последние годы выделяются породы базальт-долеритового ряда, которые коррелируются с сибирскими траппами [5]. В связи с этим более аргументированными становятся предположения о наличии проявлений пермо-триасового щелочного магматизма в Баренц-Регионе. Это предположение базируется на известном факте о том, что по периферии огромных трапповых полей всегда развиты щелочные, кимберлитовые или неясного генезиса алмазоносные образования.

Гигантские по объему продукты магматической деятельности (океанической) юрско-мелового и раннетретичного возраста связанные с раскрытием Северной Атлантики на порядки превышают весь суммарный магматизм Баренц-региона. Синхронные им позднеюрские – раннемеловые магматиты известны на Шпицбергене, Земле Франца-Иосифа, севере Новой Земли и в восточной части Баренцева моря, но не имеют возрастных аналогов на Балтийском щите, тем самым, возможно, указывая на принципиально различную геодинамическую позицию этих территорий в мезозое. Наиболее молодыми магматическими образованиями Баренц-региона являются третичные базальты о. Западного Шпицбергена [5] и щелочные породы западной Норвегии [14], происхождение которых так же связывается с раскрытием Атлантики. Но последние пространственно приурочены

и к периферической части Балтийского нуклеара, глубинные части которого, каким-то образом влияют на формирование щелочных составов.

Таким образом, характерной чертой региона является чередование во времени и пространстве, а иногда и одновременное проявление основного магматизма нормального и щелочного рядов, что свидетельствует о разнообразии структур подвода магм, которое включает не только вертикальные дренажные зоны, но и пологие сквозьлитосферные сдвиги. Форма магматических тел при этом часто указывает на условия корового сжатия, тогда как генерация магм происходила в условиях растяжения. В той или иной степени различные районы Баренц-региона являлись ареной развития разновозрастного магматизма. Среди его продуктов преобладают породы толеитовой, субщелочной и щелочной серий, отвечающих внутриплитным ситуациям, а признаков субдукционного или коллизионного магматизма нет.

Несмотря на то, что в современный период и большую часть фанерозоя в геодинамическом аспекте Баренц-регион являлся частью единой платформы, различные его структуры по разному реагировали на глубинные магматические возбуждения в мантии, что не позволяло широко и повсеместно проявляться какому либо одному типу магматических комплексов. Одной из центральных структур Баренц-региона, контролирующей разновозрастные проявления щелочного магматизма, является, несомненно, периферическая часть Балтийского нуклеара.

Работа выполнена при поддержке Программы ОНЗ РАН №14 и гранта № 06-05-64848.

Литература

1. Арзамасцев А. А., Монтеро П., Травин А.В., Арзамасцева Л.В., Беа Ф., Федотов Ж.А. Проявления сведонорвежского (Гренвилльского) этапа эндогенной активности в северо-восточной части Балтийского щита // ДАН 2006. Т. 410. №3. С. 361–365.
2. Балуев А.С., Глуховский М.З., Моралев В.М. Тектонические условия формирования массивов анортит-рапакивигранитной формации на Восточно-Европейской и Сибирской платформах // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1997. № 2. С. 3–15.
3. Балуев А.С., Терехов Е.Н. Разноглубинные ксенолиты из девонских интрузий Кольского полуострова – ключ к расшифровке палеодинамических условий проявления щелочного магматизма // ДАН. 2006. Т. 406. № 5. С. 651–655.
4. Белов С.В., Бурмистров А.А., Фролов А.А. Тектоническая позиция, тектонофизические условия формирования и рудоносность массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов // Отечественная Геология. 1999. № 1. Р. 24–32.
5. Кораго Е.А. Реконструкция ареалов распространения магматических формаций в Баренцево-Северокарском регионе (БКР) // Тр. НИИГА-ВНИИОкеанология. 2004. Т. 204. С. 176–187.
6. Парсаданян К.С. Природа петрохимической и геохимической неоднородности ультрамафитов и базальтов Архангельской области // ДАН. 1996. Т. 351. № 1. С. 103–108.
7. Левковский Р.З. Рапакиви. Л., Недра, 1975. 223 с.
8. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н.В. Шарова и др. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с.
9. Щукин В.С., Саблуков С.М., Саблукова Л.И. и др. Поздневендский аэральный щелочной вулканизм рифтогенного типа в Зимнебережном кимберлитовом районе (Архангельская алмазоносная провинция) // Тр. Межд. сем. «Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов» Из-во Иркутского ГТУ. 2002. С. 151–165.
10. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // ДАН. 2001. Т. 379. № 1. С. 94–98.
11. Ahall K.I., Larson S.A. Growth-related 1,85-1,55 Ga magmatism in the Baltic Shield; a review addressing the tectonic characteristics of Svecofennian, TIB 1-related, and Gothian events. // GFF. 2000. V. 122. P. 193–206.
12. Andersen T.B., Jamtveit B. Uplift of deep crust during orogenic extensional collapse: A model based on field studies in the Sogn-Sunnfjord region of Western Norway. Tectonics. 1990. V. 9. № 5. P. 1097–1101.
13. Duchense J.C., Wilmart E., Demaiffe D. and Hertogen J. Monzonorites from Rogaland (Southwest Norway): a Series of Rocks Coeval but not Comagmatic with Massif-Type Anortosites // Precambrian Res. 1989. 45. P. 111–128.
14. Prestvik T., Torske T., Sundvoll B., Karlsson H. Petrology of early Tertiary nephelinites off mid-Norway. Additional evidence for an enriched endmember of the ancestral Iceland plume // Lithos. 1999. V. 46. P. 317–330.
15. Verschure R.H., Maijer C., Andriessen P.A. et al. Dating explosive volcanism perforating the Precambrian basement in Southern Norway // Norges geol. Unders. 1983. 380. P. 35–49.

Многофазность и длительность развития Федорово-Панского массива как основа понимания его рудоносности

Баянова Т.Б., Ниткина Е.А., Серов П.А., Митрофанов Ф.П.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты,

e-mail: bayanova@geoksc.apatity.ru, nitkina@geoksc.apatity.ru, mozay@nm.ru, felix@geoksc.apatity.ru

Рудосодержащие породы Федорово-Панского расслоенного массива являются частью новой Кольской платинометалльной провинции, выдвинутой в ряд наиболее перспективных сырьевых источников благородных металлов в России [1, 2]. В этом массиве сейчас установлен промышленный уровень концентрации благородных металлов – палладия, платины, родия и золота [2, 3]. Всестороннее изучение этих рудопроявлений и месторождений является в настоящее время одной из важнейших задач геологии в Кольском регионе. Изотопно-геохронологические и геохимические исследования пород и минералов расслоенных интрузивов наряду с другими методами изучения несут важную информацию для понимания процессов породо- и рудообразования и металлогении в пределах как отдельных геологических тел, так и целых областей их развития [4]. Цель этой статьи состоит в сравнении данных, полученных изотопными U-Pb и Sm-Nd методами датирования.

Федорово-Панский массив площадью около 400 км² расположен в северо-восточной части Балтийского щита и является одним из интрузивов, составляющих Северный (Кольский) пояс расслоенных пород пироксенит-габбронорит-анортозитовой формации. Интрузивы этого пояса характеризуются длительным временным интервалом формирования от 2525 до 2396 млн. лет назад, общим ман-

тийным резервуаром, обогащенным литофильными элементами (по данным анализов REE, значениям $I_{Sr} = 0.702 - 0.704$ и $\epsilon Nd(T) = -0.37 - -2.61$). Модельные Sm-Nd характеристики протолитов пород – $T_{(DM)}$, намечающие возраст вещества мантийного резервуара, определяются около цифры в 3 млрд. лет [5, 6, 7].

Федорово-Панский массив состоит из Федоровского, Ластьяврского, Западно-Панского и Восточно-Панского крупных блоков, которые сейчас рассматриваются как отдельные магматические камеры [2, 8]. Изученные нами Федоровский и Западно-Панский блоки, содержащие одноименные месторождения, состоят из нескольких “стратиграфических зон”: такситовых габброноритов, норитов, габброноритов и габбро. Среди габброноритов Западно-Панского блока развиты рудоносные породы краевой зоны норитов, Верхнего и Нижнего тонкорасслоенных горизонтов (ВРГ и НРГ). Федоровский блок характеризуется наличием зоны рудоносных такситовых габброноритов и норитов, содержащих ксенолиты безрудных ортопироксенитов.

На изотопное U-Pb и Sm-Nd датирование были отобраны следующие пробы (рис.): из Федоровского блока – наиболее ранние по геолого-петрологическим данным безрудные ортопироксениты (F-3) из ксенолитов и габбро (F-4) верхней зоны, а также нориты (F-2), содержащие сульфидную и платинометалльную минерализацию; из Западно-Панского блока – рудоносные нориты (SN-6) краевой зоны, габбронориты центральной части (SN-8) и габбронориты из оливинового горизонта (SN-1).

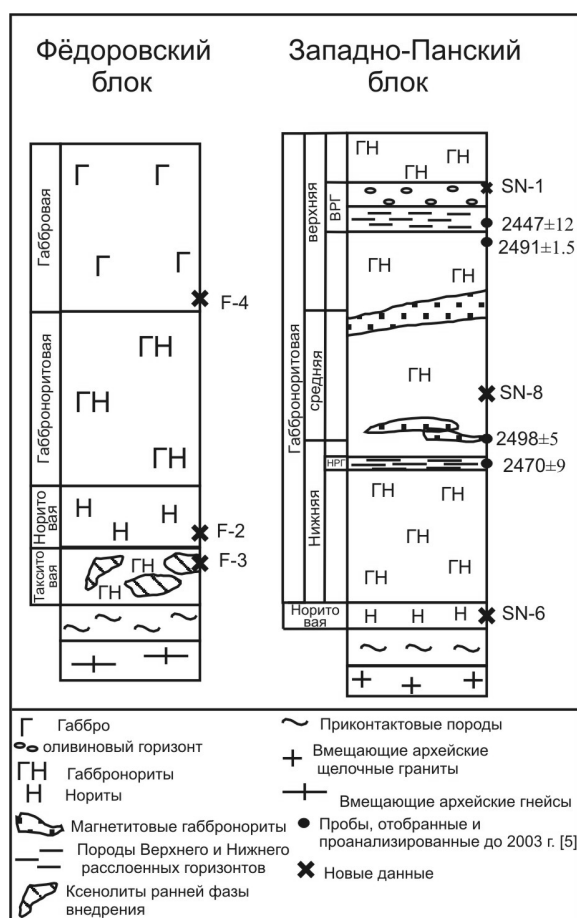


Рис. Схематические геологические колонки Федоровского и Западно-Панского блоков [2,8]

Таблица. Сопоставление новых изотопно-геохимических U-Pb и Sm-Nd данных для пород и минералов Федорово-Панского массива

	U-Pb возраст по циркону, млн. лет	Sm-Nd данные по породе и породообразующим минералам		
		$\epsilon_{Nd}(T)$	Sm-Nd изохронный возраст, млн. лет	T_{DM} , млн. лет
Западно-Панский блок				
Габбронорит оливинового горизонта (SN-1)	---	-2.61	2494±36	2976
Габбронорит центральной части (SN-8)	2496±7	---	---	---
Рудоносный норит краевой зоны (SN-6)	2497±3	-0.37	2485±54	2994
Федоровский блок				
Рудоносный норит (F-2)	2485±9	-2.50	2482±36	3184
Габбро (F-4)	2516±7	-1.53	2516±35	2935
Ортопироксенит (F-3)	2526±6	-1.73	2521±42	3045

Результаты изучения этих проб представлены в таблице, а аналитические данные приведены в работах [6,7].

Как видно из таблицы, изучение 4-х проб проводилось параллельно двумя независимыми изотопными методами, резко различающимися по природе анализируемых изотопов, методиками химического и масс-спектрометрического изучения, расчетными параметрами, направленностью и значимостью результатов.

В U-Pb методе использовались изохронные данные по аксессуарным магматическим цирконам. Магматическая природа исследованных цирконов в базитовых породах массива определялась их кристаллизационными взаимоотношениями с бадделеитом (ZrO_2 – первая магматическая кристаллизующаяся циркониевая фаза [9]) и с кумулусными магматическими породообразующими минералами. Было также проведено специальное сравнение таких магматических цирконов с ксеногенными цирконами из ксенолитов архейской гнейсовой рамы. Последние отличаются [5,6] морфологией и несовершенством кристаллов, относительно более низкими значениями ZrO_2/HfO_2 и своими архейскими датировками (древнее 2,8-2,7 млрд. лет в сравнении с 2526-2485 млн. лет для магматических цирконов базитов).

Для Sm-Nd исследований применялись тоже только магматические минералы базитов – оливины, ортопироксены, клинопироксены, плагиоклазы, изотопные данные которых, вместе с таковыми для всей породы, рассматривались для построения изохрон [7]. Такое Sm-Nd датирование особенно ценно тем, что с его помощью относительно быстро производится измерение возраста кристаллизации главных магматических минералов породы, а не аксессуарного циркона, магматический генезис которого нужно еще всегда доказывать. Конечно, ошибка возрастных измерений (табл.) в этом методе обычно бывает на порядок большей, чем в изохронном U-Pb методе, но зато Sm-Nd метод позволяет определять еще такие важные петрологические характеристики как $\epsilon_{Nd}(T)$ и $T(DM)$. Естественно также, что Sm-Nd метод всегда возможно использовать для датирования тех базитов, в которых содержания магматических цирконов очень низкие и из них невозможно выделить необходимые для классического U-Pb метода миллиграммы циркона.

Обоими методами сейчас изучены безрудные наиболее ранние ортопироксениты (F-3) из ксенолитов и габбро (F-4) верхней зоны Федоровского блока массива. Сходимость результатов датировок здесь отличная (табл.): соответственно U-Pb – 2526±6 и 2516±7 и Sm-Nd - 2521±42 и 2516±35 млн. лет. Это позволяет сейчас отнести начало формирования пироксенитов-габброноритов-анортитов в Кольском регионе к самому раннему палеопротерозою, поскольку граница “архей-протерозой” определяется в регионе в 2550 млн. лет.

Датирование обоими методами сходных рудоносных (Pt, Pd, Ni, Cu) норитов базальных горизонтов двух месторождений массива – пробы F-2 и SN-6 (рис., табл.) – также показывает хорошую сходимость результатов: U-Pb – 2485±9 и 2497±3; Sm-Nd - 2482±36 и 2485±54 млн. лет.

Приведенные новые данные уточняют возрастные этапы формирования (фазы) сложного, длительно развивающегося Федорово-Панского массива: 2526 – 2516 млн. лет назад – безрудные

пироксениты и габбро Федоровской магматической камеры; 2501 – 2497 - 2485 млн. лет – габбро-ориты и габбро главной фазы магматической камеры Западно-Панского блока, раннее рассеянное, относительно бедное Pt-металльное оруденение и относительно богатое Cu-Ni сульфидное оруденение в базальных частях массива (особенно Федоровское месторождение); около 2470 млн. лет [5] – пегматоидные габбро-анортозиты и, вероятно, связанные с их флюидами богатые Pt-металльные руды Нижнего расслоенного горизонта месторождения Малая Пана; около 2450 млн. лет [5] – поздние анортозитовые инъекции и, возможно, локальные линзовидные скопления богатых Pt-Pd рудопроявлений Верхнего расслоенного горизонта.

Работа выполнена в рамках проекта НШ – 1413.2006.5, Государственного контракта с Федеральным агентством по науке и инновациям № 02.445.11.7403 и при поддержке гранта РФФИ № 07-05-00956 и “офи - а” № 05-05-08-208.

Литература

1. Додин Д.А., Чернышев Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. СПб.: Наука. 2000. 755 с.
2. Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Рундквист Т.В. Федорово-Панская расслоенная мафическая интрузия (Кольский полуостров): геология и платинометалльное оруденение // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. Москва. 2004. С. 175–186.
3. Митрофанов Ф.П. Pt-Pd руды – новый вид рентабельного и конкурентно способного горнорудного сырья Мурманской области. // Природопользование в Евро-Арктическом регионе: опыт XX века и перспективы. Изд. КНЦ РАН. Апатиты. 2001. С. 103–108.
4. Митрофанов Ф.П. Новые виды минерального сырья Кольской провинции: открытые и перспективы. // Смирновский сборник – 2005. Москва. 2005. С. 39–54.
5. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С.-Пб.: Наука. 2004. 174 с.
6. Ниткина Е.А. Изотопное U-Pb датирование циркона из пород платиноносного расслоенного Федорово-Панского интрузива (Кольский полуостров). // ДАН, 2006, т. 408, № 1. С. 87–91.
7. Серов П.А., акад. Митрофанов Ф.П. Платиноносный расслоенный Федорово-Панский интрузив (Кольский полуостров): новые Sm-Nd изохроны и изотопно-геохимические данные. // Доклады АН, 2005, т. 403, № 5. С. 1–4.
8. Schissel D., Tsvetkov A. A., Mitrofanov F. P., Korchagin A. U. Basal Platinum-Group Element Mineralization in the Fedorov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia. // Economic geology. Vol. 97. 2002. P. 1657–1677.
9. Баянова Т.Б. Бадделит – перспективный геохронометр щелочного и базитового магматизма. // Петрология 2006, т. 14, № 2, стр. 203–214.
10. Серов П.А., Карпов С.М., Шерстенникова О.Г. Геохимические особенности щелочных массивов и расслоенных гипербазит-базитовых интрузий северо-восточной части Балтийского щита. // Тез. докл. XVII симпозиума по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова. Москва, 2004. С. 236–237.

Геодинамический режим земной коры Севера Русской плиты

Беленович Т.Я.

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, e-mail: felix@dvina.ru

Длительность существования и глобальное распределение напряженно-деформированного земной коры отмечается множественными проявлениями сейсмичности различного энергетического класса. При этом, наиболее частые и интенсивные сейсмопроявления на больших площадях приурочены к местам разрядки напряжений, связанных с тектонически активными структурными элементами локального, регионального или глобального характера. Установлено, что земная кора в целом дискретна и имеет четко выраженное блоковое строение. Европейский Север России не является исключением.

На рис. 1 представлена схема сопоставления блоковой тектоники и сейсмичность Балтийского щита и Севера Русской плиты, зафиксированных эпицентров землетрясений с магнитудой $M \geq 3,5$ за период 1964–1991 гг.

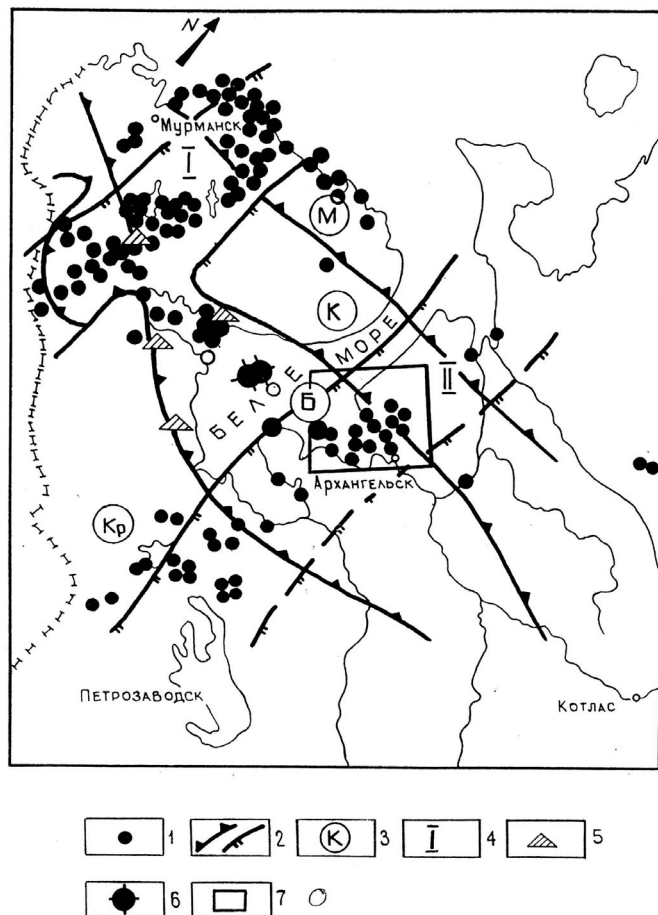


Рис. 1. Схема сопоставления блоковой тектоники и сейсмичность Балтийского щита и Севера Русской плиты:

1 – зафиксированные очаги землетрясений $M \geq 3,5$ в земной коре; 2 – разломы, ограничивающие мегаблоки, трансблоковые зоны; 3 – основные мегаблоки и их индексы: М – Мурманский; К – Кольский; Б – Беломорский; Кр – Карельский; 4 – трансблоковые зоны: I – Хибинская; II – Балтийско-Мезенская; 5 – сейсмические станции; 6 – сильные $M=5,6$ землетрясения; 7 – морфоструктурный узел сочленения Беломорского геоблока и Балтийско-Мезенской трансблоковой зоны.

Как видно на схеме, эпицентры землетрясений в исследуемом регионе расположены не хаотично, а вполне закономерно в виде широких полос северо-западного и северо-восточного простирания. Сопоставление эпицентров землетрясений с разломно – блоковой тектоникой показало, что положение полос эпицентров контролируется простиранием Мурманского и Беломорского геоблоков (с-в) и секущих их трансблоковых зон – Хибинской и Балтийско-Мезенской (с-з) [1].

Широко используемые в настоящее время методы изучения приповерхностных природных структур, основанные на дискретных измерениях механических параметров (дифференциальных движений, различного вида деформаций и их производных) в отдельных участках(блоках), не позволяют получать целостную картину поведения сложно структурированной геологической среды.

Блочная структура и наличие выраженных разно ориентированных движений индивидуальных и консолидированных блоков приводит, как известно, к мозаичному, пространственно неоднородному распределению основных механических характеристик среды.

Глубинные тектонические разломы, как геологические структуры, весьма гетерогенны как по вещественному составу, так и по физическим свойствам, поэтому разные их участки могут существенно отличаться друг от друга распределением динамических параметров, сейсмичностью, дис-

клетностью и т.д. В процессе работы авторы использовали карту блокового строения восточной части Балтийского щита (под ред. Т.В. Билибиной) и карту основных тектонических нарушений мантийного заложения (под ред. В.З. Березовского).

Среднее расстояние между границами геоблоков в системе подчиняются закону, выраженной зависимости: $L_{i+1}/L_i = K$, где K – коэффициент дискретности; L_i – ширина исследуемого блока; L_{i+1} – ширина геоблока следующего порядка. В нашем случае мы принимаем, что выделенные по высокой сейсмической активности Мурманский и Беломорский геоблоки, Хибинская и Балтийско-Мезенская трансблоковые зоны являются зонами 1-го порядка, а обрамляющие их мелкие блоки более низкого порядка.

Расчеты коэффициента дискретности K для вышеуказанных геоблоков и трансблоковых зон сведены в таб. 1

Таблица 1. Значения коэффициента дискретности для блоков

Мурманский геоблок	Беломорский геоблок	Хибинская трансблоковая зона	Балтийско-Мезенская трансблоковая зона
2.53	2.64	2.32	2.63

Расчеты коэффициента дискретности K для морфоструктурных узлов представлены в таблице 2.

Таблица 2. Значения коэффициента для морфоструктурных узлов

Морфоструктурный узел	Сочленение Беломорского геоблока и Хибинской зоны	Сочленение Беломорского геоблока и Балт.-Мез. Зоны
$K = \text{cp}$	2.35	2.42

Как видно из таблиц, K_{max} приходится на Беломорский геоблок и Балтийско-Мезенскую трансблоковую зону. Именно в их пределах произошли сильные $M=5.6$ землетрясения – это землетрясение в Мезени в 1936 г. (п. Долгощелье) и два землетрясения (1976 г., 1987 г.), произошедшие в пределах Беломорского геоблока в Кандалакшском заливе.

За исследуемый период времени был проведен расчет удельной энергии упругой деформации для Беломорского геоблока и Балтийско-Мезенской трансблоковой зоны. Удельная энергия упругой деформации состоит, как известно, из суммы удельной энергии упругой деформации объема и формы и может быть записана в виде: $Wq = 1/2 K P^2 + 1/2 M E^2$

Расчетные данные энергоемкости для Беломорского геоблока $Wq = 9,8 \cdot 10^{11}$ эрг/м³; для Балтийско-Мезенской трансблоковой зоны $Wq = 9,6 \cdot 10^{11}$ эрг/м³ [2]. Полученные результаты являются весьма существенным дополнением к пониманию энергоемкости блоков, их дискретности и фактора проявления внутриплитной сейсмичности. В конечном итоге полученные расчеты позволят пролить свет на современную геодинамику земной коры Европейского Севера России по сейсмическим данным.

Из сопоставления результатов расчета энергоемкости Беломорского геоблока и Балтийско-Мезенской трансблоковой зоны следует, что они практически совпадают. Однако, Беломорский геоблок, если судить по сейсмической активности, в настоящее время наиболее динамичен, чем Балтийско-Мезенская трансблоковая зона. Но это не говорит о том, что при соответствующих обстоятельствах (к примеру, изменения угла левостороннего поворота Евроазиатской плиты относительно собственного центра вращения, при этом перемещаясь относительно полюса вращения между Северо-Американской и Гренландской плитами) [3] динамика Балтийско-Мезенской зоны может измениться, если не в пределах всей зоны, то в наиболее энергоемких участках в ее пределах.

Для получения представлений о современных динамических процессах в земной коре и литосфере, как известно, весьма эффективно использование данных о фокальных механизмах очагов землетрясений. На рис.2. изображена схема разломно – блоковой тектоники и фокальные механизмы очагов землетрясений, заштрихован морфоструктурный узел сочленения Беломорского геоблока и Балтийско-Мезенской трансблоковой зоны

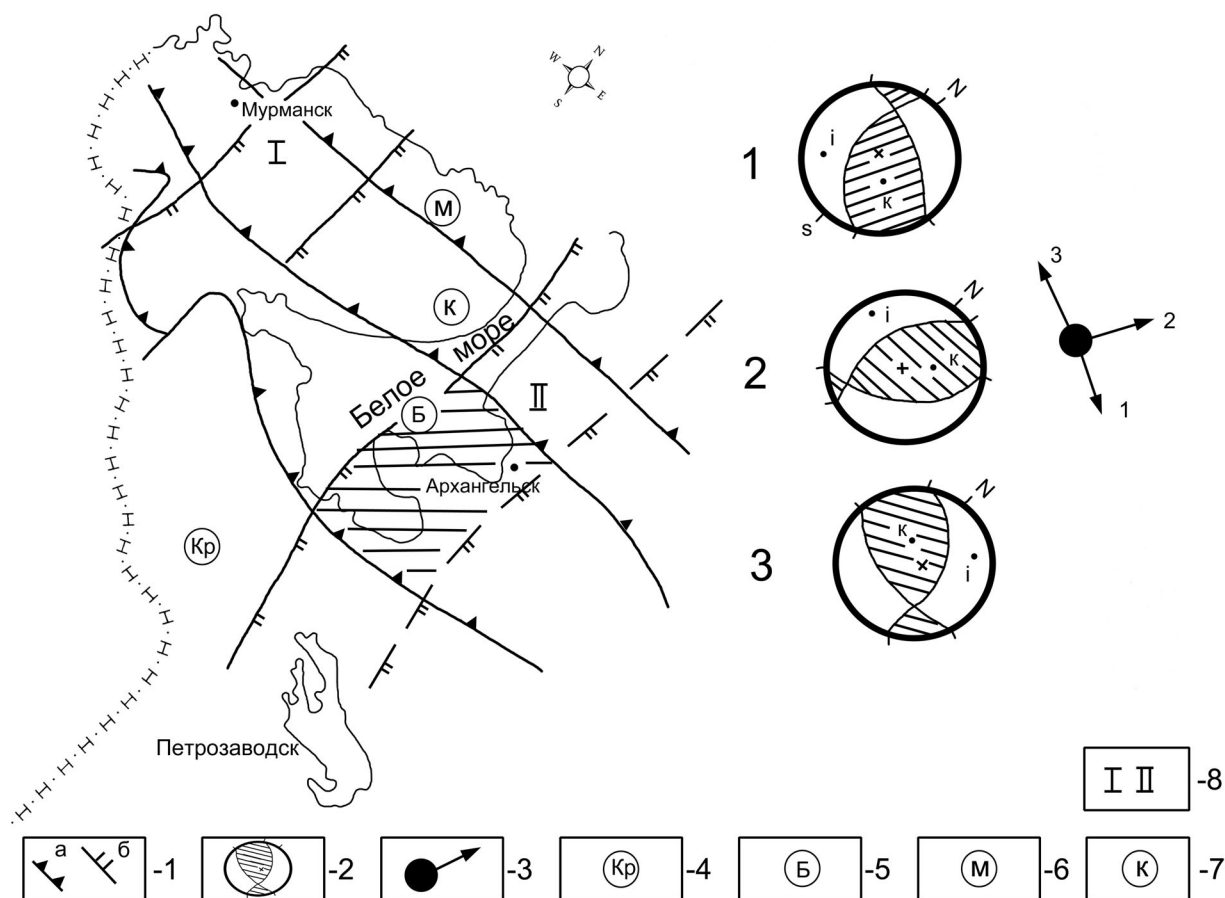


Рис. 2. Схема разломно-блоковой тектоники и фокальные механизмы очагов землетрясений Балтийского щита и Севера Русской плиты:

1 – разломы, ограничивающие мегаблоки (а) и трансблоковые зоны (б); 2 – групповые механизмы очагов землетрясений в морфоструктурном узле (заштрихованы области волн сжатия); 3 – направления векторов скольжения согласно определениям фокальных механизмов 1, 2, 3; 4 – 8 – мегаблоки и трансблоковые зоны (то же, что и на рис. 1. 3 – 4)

Справа на схеме даны определения групповых механизмов очагов землетрясений (по методу Л.А. Мишариной). Получено три определения, стереографические проекции верхней полусферы сетки Вульфа в которых показаны на рис.2. под номерами 1, 2, 3. Сравнивая простирание геоблока и трансблоковой зоны с ориентацией плоскостей разрыва, нетрудно заметить, что подвижки плоскостей в одном случае происходили вдоль Беломорского геоблока, в другом – вдоль Балтийско-Мезенской трансблоковой зоны, подчеркивая сложные динамические процессы, происходящие в морфоструктурном узле. Внутриплитные процессы существенно искажают глобальное распределение напряжений на локальных участках земной коры, при формировании напряженного состояния которых играют тектонические напряжения разного масштаба, а так же иерархия трещиноватости. другими словами, дискретность земной коры.

В заключении отметим, что, учитывая дискретность земной коры, энергоёмкость, деформирование и работу тектонических нарушений (геоблоков и трансблоковых зон) в режиме динамо – пары приходим к выводу, что разрядка напряжений при землетрясениях обусловлена сложными геодинамическими процессами, происходящими в земной коре Европейского Севера, связанными: во-первых, со смещениями в пределах Срединно-Арктического хребта; во-вторых, с проявлениями региональных особенностей ориентировки осей сжимающих напряжений, направления которых меняются во времени.

Литература

1. Беленович Т.Я.; Шумилова Ю.Н. О сейсмичности литосферы Кольского полуострова, севера Архангельской области и ее связей с особенностями тектонического строения // Актуальные проблемы экологического образования и охраны природы. Сб. науч. статей Архангельск: ПГУ, 1997. С. 138–144.
2. Беленович Т.Я. Дискретность земной коры Европейского Севера России и сейсмичность // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов. Матер. Всеросс. конфер. Архангельск: 2004. Т. 1. С. 94–95.
3. Беленович Т.Я.; Кутинов Ю.Г. Новейшая и современная геодинамика Севера Евразии // Фундаментальные проблемы геотектоники. Матер. XL Тектонич. совещ. Москва: ГЕОС, 2007. С. 73–78.

Особенности современного осадконакопления органического вещества в донных отложениях Онежского озера

Белкина Н.А.

Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: belkina@nwpi.krc.karelia.ru

Современные донные отложения Онежского озера формируются в результате взаимодействия многообразия процессов, происходящих в осадках, в водной среде и на водосборе под влиянием климатических и антропогенных факторов. Отличительной чертой процесса озерного седиментогенеза Онежского озера в настоящее время является увеличение скорости осадконакопления в районах, подверженных антропогенному влиянию (особенно в Кондопожской и Петрозаводской губах), что повлияло на качественный и количественный состав донных отложений. Естественная гетерогенность экосистемы Онежского озера, усиливающаяся неравномерным распределением антропогенных нагрузок на водоем, обуславливает разнообразие процессов накопления органического вещества (ОВ) в донных отложениях (ДО) разных районов озера [1-5].

В ходе седиментогенеза в составе ОВ уменьшается содержание всех компонентов «живого вещества» (белков, аминокислот, углеводов, липидов и т.д.) и увеличивается содержание продуктов его гумификации (гуминовых и фульвовых кислот). Разложение групп ОВ происходит с разной скоростью, быстрее всего разлагаются белково-подобные вещества, медленнее всего углеводы. В аэробной водной среде (для Онежского озера характерны окислительные условия гиполимниона) окисление происходит за счет растворенного в воде O_2 и конечными продуктами являются CO_2 , PO_4^{3-} , NO_3^- . С-, N-, P- составляющие ОВ проявляют различную устойчивость в процессах его минерализации. Разложение взвешенного ОВ происходит в направлении обогащения его углеродом и обеднения азотом и фосфором, что действительно подтверждается составом изученных поверхностных взвесей. Степень изменения взвешенного органического вещества в водной толще, попадающего на дно и участвующего затем в диагенетических окислительно-восстановительных процессах, тем больше, чем больше времени занимает процесс седиментации. Время седиментации взвешенного материала определяется морфометрическими параметрами котловины, гидродинамическими условиями и размером частиц. Скорость осадконакопления для зон аккумуляции в Центральном районе озера не превышает по оценкам М.И. Семеновича [8] 0.3 мм в год, для Петрозаводской губы – 1–3 мм в год (оценка автора), для Кондопожской губы – варьирует от 1мм до нескольких сантиметров [7, 9], вследствие чего наименее преобразованными являются взвеси Кондопожской губы.

Органическое вещество, оседающее на дно в Центральном районе озера, переносится с пелитовой фракцией (<0.01 мм) и отличается от заливов более высоким содержанием азота (0.52%, C:N=20 – здесь и далее все расчеты выполнены на воздушно-сухой вес и приведены атомные отношения химических элементов) и высокой величиной рН по сравнению с поверхностными взвесями других районов озера (Табл.1). Для Петрозаводской губы определяющим фактором при формировании ОВ осадков является взвешенный сток р. Шуи (средний диаметр частиц, $Md \approx [0.01; 0.05\text{мм}]$), среднее значение отношения C:N=28. Поверхностные взвеси ДО, залегающих в районе сброса сточных вод, имеют максимальные концентрации фосфора (до 0.25%) и наибольшие значения потери

при прокаливании (П.П.П.=18%), минимальные величины зафиксированы в районе устья р. Лососинка (0.17 и 11%, соответственно). Поверхностные взвеси Петрозаводской губы и Центрального Онего имеют окисленный характер в отличие от взвесей Кондопожской губы ($M_d=0.01$ мм), на формирование донных отложений которой влияет сточные воды целлюлозно-бумажного производства. Состав взвесей вершинной части этого залива (ОВ – 90%, азот – 4%, фосфор – 1%) отличается от центрального района (ОВ – 30%, азот – 0.6%, фосфор – 0.3%).

Таблица 1. Химический состав поверхностных взвесей (0-0.3 см) донных отложений Онежского озера (средние значения)

Залив	Число проб	Eh мВ	pH	Влажность	C _{г.к.}	C _{ф.к.}	П.П.П.	NH ₄ ⁺	N _{орг.}	P _{общ.}	ХПК
Петрозаводская губа	9	489	6.5	90	0.2	0.7	15.1	0.03	0.35	0.20	129
Центральное Онего	3	508	6.9	92	0.6	0.7	15.8	0.04	0.52	0.19	–
Кондопожская губа	13	139	6.5	92	1.1	0.6	31.8	0.11	0.61	0.20	128

В результате долговременного поступления в залив техногенных органических взвесей «АО Кондопога» в донных отложениях в вершинной части Кондопожской губы накопилось около 200000 т органических веществ, основная масса которых сосредоточена на площади 5 км², прилегающей к комбинату [1]. Введение в эксплуатацию в 80^е годы биологической очистки и рассеивающего выпуска сточных вод привело к увеличению зоны антропогенного влияния и изменению процессов седиментогенеза во всем заливе, вследствие чего акватория губы по химическому составу ДО и характеру накопления и трансформации ОВ делится в настоящее время на три части: вершинную (I), переходную зоны (II) и центральный глубоководный район (III) [1, 4-5]. Донные отложения I зоны отличаются низкими значениями Eh (до –189 мВ) и pH (до 5.2), количественным и качественным составом ОВ. Содержание в поверхностном 5 см слое отложений C_{орг.} (до 38%), N_{орг.} (до 1%), концентрации фенолов (до 55 мкг·г⁻¹), лигносульфонатов (до 600 мкг·г⁻¹). В этой зоне максимальны из всех исследованных осадков величины потребления кислорода илом (ПК – до 39 мгО₂·г⁻¹·сутки⁻¹), C:N (до 44) и C:P (до 400) и поступления минеральных веществ из донных отложений в воду (1.3 г·м⁻²·сутки⁻¹). Органическое вещество донных отложений зоны II формируется главным образом за счет седиментации мелкодисперсных взвесей сточных вод, прошедших биологическую очистку и обогащенных N, P и S. В этом районе в поверхностном 5 см слое донных отложений отмечены высокие концентрации азота общего (до 1%), фосфора общего (до 0.3%), серы общей (до 0.7%), железа (до 7%) и марганца (до 4%), а также максимальное содержание нефтепродуктов (до 300 мкг·г⁻¹) и растительных пигментов (до 500 мкг·г⁻¹). Поступление минеральных веществ из донных отложений в воду составляет 0.9 г·м⁻²·сутки⁻¹. Все это указывает на интенсивное развитие процессов эвтрофирования в этом районе залива. В настоящее время, в илах центрального глубоководного района (зона III) вследствие накопления в них веществ автохтонного происхождения и трансформированных техногенных взвесей увеличиваются концентрации C, P и Fe. Поверхностный слой (1-10 см) является окисленным (Eh до 490 мВ). По мере продвижения в сторону открытого озера содержание C_{орг.} (2–9%), фенолов (2–30 мкг·г⁻¹), растительных пигментов (6–200 мкг·г⁻¹), нефтепродуктов (4-30 мкг·г⁻¹), величина отношения C:N (10-31) – снижается, но возрастает концентрация N_{орг.} (0.3–0.7%), растет гуминовый коэффициент (0.1–0.3) [1].

Процессы седиментогенеза в Петрозаводской губе Онежского озера определяются динамикой вод залива (период водообмена – 3 месяца), вследствие чего не существует таких четких различий химического состава и распределения донных отложений в этой губе по сравнению с Кондопожской. Но некоторые тенденции, связанные с влиянием тех или иных факторов на накопление органического вещества прослеживаются и здесь. Содержание ОВ в донных отложениях (0-5 см) колеблется от 7 до 18%, максимальное значение зафиксировано в районе сброса сточных вод. Качественный состав ОВ различен, так, по мере удаления от устья р. Шуя, отношение C:N для осадков станций продольного разреза, залегающих в 6, 12, 18 км от устья равны 24, 20, 16 и C:P – 56, 50, 39, соответственно. Для донных отложений северного побережья, залегающих в 4, 6, 10 км от устья C:N меняется: 31, 17, 15, соответственно. Состав ОВ района городского (западного) побережья разнооб-

разен и зависит от наличия точечных источников загрязнения (С:N изменяется от 12 – в районе сброса сточных вод до 63 – в районе домостроительного комбината). В целом ОВ отличается высоким содержанием растительных пигментов (Σ до $573 \text{ мкг} \cdot \text{г}^{-1}$), которое в 2-20 раз превышает их содержание в других районах губы. Значения ПК достигают $3.27 \text{ мг} \text{O}_2 \cdot \text{г}^{-1}$ в сутки [2].

Процесс седиментогенеза в Центральном Онего определяется главным образом механическим (гидродинамическим) барьером. В распределении ОВ современных осадков разного типа Центрального района озера наблюдается тесная связь с гранулометрическим составом донных отложений. Средние значения содержания ОВ в поверхностном слое (0-5см), как правило, возрастают от грубозернистых осадков к тонким в пределах от 0 до 20%. В донных отложениях Онежского озера сохраняется тенденция роста концентраций $C_{\text{орг.}}$, N, P впервые отмеченная в начале 80^х годов Васильевой Е.П.[4-5].

Минерализация ОВ продолжается на поверхности ДО, находящейся в контакте с кислородом придонной воды. Для Петрозаводской губы содержание ОВ в поверхностной взвеси превышало его содержание в слое донных отложений 0-1 см в 2 раза (например, центр залива – П.П.П., $N_{\text{орг.}}$, $P_{\text{общ.}}$ для взвеси: 18, 0.35, 0.25%, для слоя 0-1 см 11, 0.17, 0.18%, соответственно), т.е. в Петрозаводской губе в результате процессов деструкции на поверхности отложений теряется не менее 50% поступившего ОВ. Далее скорости аэробной и анаэробной минерализации ОВ в донных отложениях этой станции сравнимы (рис.1а). Скорость деструкции ОВ в донных отложениях Петрозаводской губы с учетом темпов осадконакопления, рассчитанная балансовым методом [6] составила 1-4 мг ОВ в сутки на квадратный метр для станций северного побережья, от 1 до 20 мг ОВ– для городского побережья, 22 мг ОВ– в центре залива.

В Кондопожской губе вполне вероятно такая ситуация, когда доля аэробной минерализации в разрушении ОВ техногенного происхождения будет меньше, чем анаэробной, поскольку их соотношение зависит в первую очередь от качественного состава осевшего ОВ (рис.1б). Например, для осадков, залегающих в 0.5 км от выпуска сточных вод ЦБК доля разложившегося ОВ на поверхности донных отложений была менее 30%. Для Центрального Онего, высокая степень метаморфизации взвесей еще в водной толще приводит тому, что скорость аэробного распада здесь также невелика.

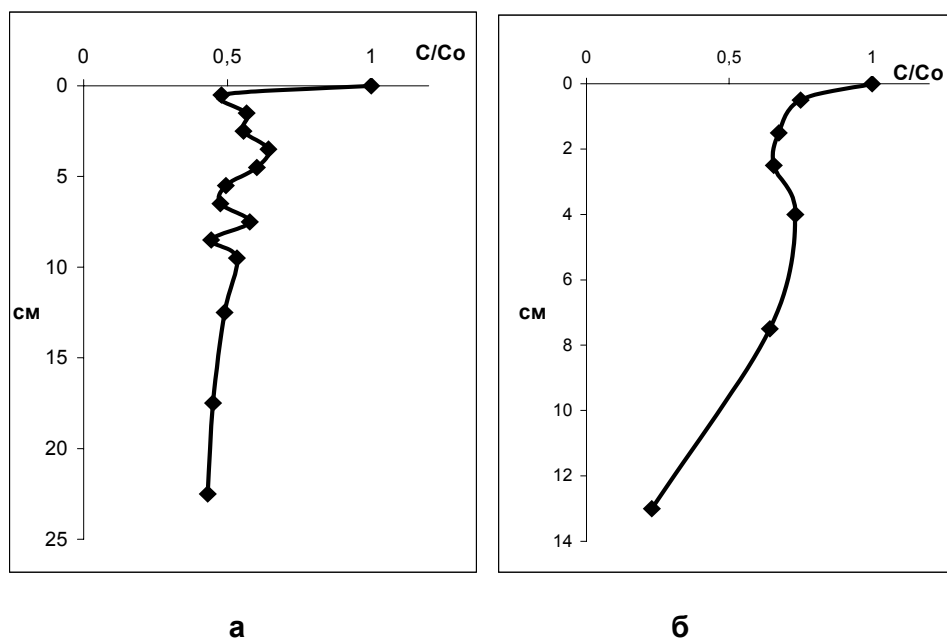


Рис. Изменение отношения C/Co с глубиной в донных отложениях:

а – Петрозаводская губа и б – Кондопожская губа (C – концентрация ОВ в донных отложениях, Co – концентрация ОВ в поверхностной взвеси)

Донные отложения являются многосторонним комплексным биогеохимическим барьером, т.к. к фазовой границе вода-дно поступают вещества из разных миграционных потоков. Процессы минерализации ОВ, протекающие с участием живых организмов, определяются наличием в донных отложениях

кислородного барьера, т.е. переходной зоны, где окислительные условия меняются на восстановительные. Для Онежского озера основным процессом раннего диагенеза осадков, богатых ОВ является восстановление железа (марганца) и накопление его в переходной зоне, вплоть до образования рудных корочек, которые становятся механическим барьером на пути миграции элементов. Все это осложняет интерпретацию концентрационных профилей элементов в верхнем слое донных отложений.

Вертикальное распределение химических показателей ($C_{орг.}$, P, N, Fe, Mn, растительных пигментов, гуминовых и фульвовых кислот) и состав их поровых вод по вертикали осадка (Fe, Mn, формы азота, фосфор) изучались в донных отложениях Петрозаводской губы (глубина залегания 32 м, центр). Визуально в изученной колонке ДО выделялись три слоя (0-5 см коричневый ил; 5-10 см серый ил с черными вкраплениями; с 10 см – серый ил). Распределение редоксчувствительных элементов указывает на границы переходной зоны (3-8 см): от максимумов Mn, Eh и минимума pH в слое 2-3 см до максимумов Fe, Mn, P и минимумов Eh и пористости в слое 7-8 см. Значение пористости на глубине 7-8 см, равное 0.5 соответствует рудному прослою, образование которого возможно указывает на резкое изменение седиментогенеза в заливе. Содержание ОВ по вертикали отложений уменьшается. Минимум содержания растительных пигментов находится на глубине 3-5 см в «живом» слое ДО над рудным образованием, максимум в слое 6-8 см. Подобный вид распределения пигментов наблюдался и на других станциях залива. Профили распределения фосфора, железа и марганца в поровых водах генетически связаны с распределением этих элементов в твердой фазе осадка и, следовательно, также отражают перераспределение элементов на кислородном барьере за счет миграции их восстановленных форм. Распределение форм азота в поровых водах связано с трансформацией органического вещества в осадке. Минимум содержания NH_4^+ и $N_{орг.}$ и максимум NO_3^- указывает на процесс аэробной минерализации ОВ в «живом» слое на глубине 3-4 см. в тоже время максимум растворенного органического азота на глубине 7 см указывает на процессы анаэробной минерализации ОВ.

Изучение распределения форм азота в поровых водах донных отложений Кондопожской губы показало отличие процессов трансформации ОВ в разных зонах. Так, в поровых водах осадков переходной зоны (II) концентрации нитратных и аммонийных ионов равны (нитратный, аммонийный и органический азот в поровых водах верхнего 5 см слоя составляют 25, 25 и 50% от $N_{общ.}$, соответственно) в отличии от состава поровых вод восстановленных осадках, залегающих в районе выпуска сточных вод ЦБК (зона I), где разложение ОВ сопровождается накоплением азота в аммонийной форме ($N-NH_4^+$ - 70%, $N_{орг.}$ - 23%, $N-NO_3^-$ - 7% от $N_{общ.}$).

На центральной глубоководной станции содержание $N-NO_3^-$ в поровых водах окисленного слоя осадка сравнимо с концентрациями $N-NH_4^+$ и составляет 4 и 6% от $N_{общ.}$ поровых вод, 90% которого приходится на азот органический. И только в донных отложениях на выходе из залива было зафиксировано распределение форм азота в поровых водах подобное тому, что мы наблюдали на Петрозаводской губе: ($N_{орг.}$ - 92%, $N-NO_3^-$ - 8%, $N-NH_4^+$ <1% от $N_{общ.}$).

Литература

1. Белкина Н.А. Ретроспективная оценка донных отложений Кондопожской губы Онежского озера // Водные ресурсы т. 32, №6, 2005. С. 689–699.
2. Белкина Н.А. Загрязнение нефтепродуктами донных отложений Петрозаводской губы Онежского озера // Водные ресурсы, т. 33, №2, 2006. С. 181–187.
3. Белкина Н.А., Сандман О., Игнатьева Н.В. Распределение форм фосфора в донных отложениях как показатель эвтрофирования экосистемы большого водоема (на примере Ладожского и Онежского озер) // Экологическая химия 2006, 15 (3). С. 174–185.
4. Васильева Е.П. Донные отложения // Экосистема Онежского озера и тенденции ее изменения. Л., 1990. С. 147–175.
5. Васильева Е.П., Давыдова Н.Н., Белкина Н.А. Особенности формирования донных отложений // Онежское озеро, экологические проблемы. Петрозаводск: изд-во Кар. НЦ РАН, 1999. С. 109–145.
6. Игнатьева Н.В. Фосфор в донных отложениях и фосфорный обмен на границе раздела вода- дно в Ладожском озере: Автореф. дис. ... канд. географ. Наук. СПб. 1997. 24 с.
7. Поляков Ю.К. Донные отложения // Кондопожская губа Онежского озера в связи с ее загрязнением протокками ЦБК. Петрозаводск, 1975. С. 166–184.
8. Семенович Н.И. Донные отложения Онежского озера. Л., 1973. 102 с.
9. Davydova N., Kalmykov M., Sandman O., Ollikainen M., Simolova N. Resent palcolimnology of Kondopoga Bay, Lake Onega, reflecting pollution be a large pulp mill // Verh. Intern. V Limnol.. 1993. № 25. P. 1086–1090.

Геология и рудоносность габбро-анортозитов Подужемской структурной зоны (Карелия, Западное Беломорье)

Березин А.В.

ФГУП ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, e-mail: berezin-geo@yandex.ru

В результате обработки материалов работ по МГХК-1000, проведенных в 1999–2002 годах на листах Q-35,36 (ВСЕГЕИ, ИМГРЭ, отв. исполнитель Г.М. Беляев) по разработанному автором методу рудных факторов (МРФ) были выделены несколько ранее не выделявшихся перспективных площадей. [1]

В процессе заверки автором в 2005 году из Кемской площади в одном из массивов было выявлено ильменит-магнетитовое рудопроявление (далее – Сумашевское), относимое к Fe-Ti-V типу.

В пределах Беломорского пояса комплекс габбро-анортозитов [3] развит достаточно широко и подразделяется на 2 типа: боярский и котозерский. Первый тип, как правило характеризуется слоенностью и варьирует от магнезиальных до железистых разностей, второй (котозерский) отличается повышенным содержанием глинозема и ассоциацией с гранатовыми амфиболитами.

Выявленное рудопроявление Сумашевское в Кемском районе Республики Карелия наиболее близко по типу Fe-Ti-V оруденения к единственному в беломоридах рудопроявлению «Травяная губа» (далее- РТГ) с сопутствующим Au-МПГ оруденением в габбро-анортозитах. [4]

Рассматриваемая площадь находится в пределах хетоламбинского покрова Беломорского пояса, который представлен Vt-Amf гнейсами и амфиболитами, содержащими линзовидные прослои кианитовых гнейсо-сланцев.

На площади интенсивно проявлены процессы гранитизации с развитием мигматит и анатектит – гранитов по гнейсам.

Сводная колонка

Номер пачки	Условное обозначение	Мощность, м	Характеристика пород
9		>6	Серый плагиоамфиболит, ср/з, (grt-5%), в подошве- горнблендит
8		13-14	Рудное гранатовое полосчатое габбро, гиг-кр/з, со шлирами (70%), (grt до 80%), богатокрапленные руды
7		8-9	Серый плагиогнейс, ср/з, (grt-5%), в подошве- горнблендит
6		4-5	Рудный гранатовый горнблендит, гиг-кр/з, (grt до 80%), вкрапленные руды, в подошве- жильные руды (0,2-0,3м)
5		5-6	Меланократовый габбро-амфиболит, ср/з, (grt-10%)
4		14-15	Лейкократовый полосчатый плагиоамфиболит, ср-кр/з, (grt-5-10%), в подошве- лиза богатокрапленных руд (M=1 м)
3		3-4	Серый тонкополосчатый плагиоамфиболит, кр/з, (grt-10-20%)
2		4.5-5.5	Меланократовый полосчатый габбро-амфиболит, кр/з, (grt-15-60%)
1		>2	Гранатовый горнблендит, кр/з, (Grt-60%, Hbt-40%)

Всего >66,5м

Рис. 1. Сводная колонка пород рудопроявления Сумашевское

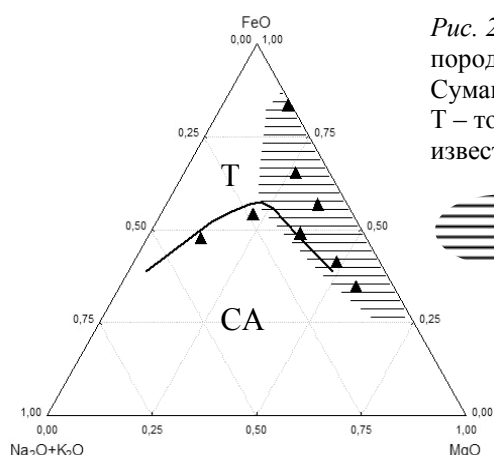


Рис. 2. Диаграмма AFM для пород рудопроявления Сумашевское. Т – толеитовая, СА – известково-щелочная серия



– область пород РТГ [4]

Подужемская (Кемская) разломная зона (КРЗ), которая контролирует размещение интрузий [2,3] (в тч. рудоносных), характеризуется длительным периодом развития: с лопийского по сфекофенское время (AR₂-PR₂). В зоне влияния КРЗ развиты бластомилониты по гранито-гнейсам.

Интрузивные комплексы представлены габброидами и пироксенитами [2]. Часть из этих тел не обозначены на государственной геологической карте 1:200 000, хотя являются достаточно большими.

Рудопроявление находится в замковой части антиклинальной складки, сложенной серыми Vt-Amf гнейсами и амфиболитами с интрузиями габбро и пироксенитов. Один из фрагментов предполагаемого дифференцированного массива размером 150 x 50м. (видимый размер) представлено субвертикально залегающим телом интенсивно амфиболитизированного меланократового габбро и плагиоамфиболитами (апоанортозитами), переходящими в гранатовые амфиболиты (рис. 1). Наиболее рудоносной является его меланократовая часть со шлирами и линзами с ильменит-магнетитовой минерализацией. Поверхность шлиров сильно ожелезнена и более крупнозернистая, чем вмещающие породы. Объемная доля рудных шлиров в породе достигает 70%, а содержания рудных минералов (ильменита и магнетита) в шлирах до 60%. Отличительной особенностью апоанортозитовых пород является зеленоватый оттенок плагиоклаза.

По петрохимическим особенностям породы относятся к толеитовому ряду (рис. 2) и варьируют от меланогаббро и пироксенитов (Ol_{СУРВ} до 7%) до анортозитов.

Отмечаются повышенные концентрации (в 2-6 раз), по сравнению с вмещающими породами были установлены у V, Co, Cu и Zn. Содержания Ti, Mn и V закономерно возрастают от лейкократовых к меланократовым разностям (Ti до 13 – 20 кг/т). По данным атомно-адсорбционного анализа в единичных пробах пород обнаружено золото до 0,016ppm.

На диаграмме спектров распределения редких земель (рис. 3) породы образуют схожие тренды распределения с ярко выраженным Eu максимумом, который контролируется наличием плагиоклаза в поздних дифференциатах. Наиболее ранним дифференциатом являются меланократовые разности (пироксениты), что вполне согласуется с предположениями других исследователей.

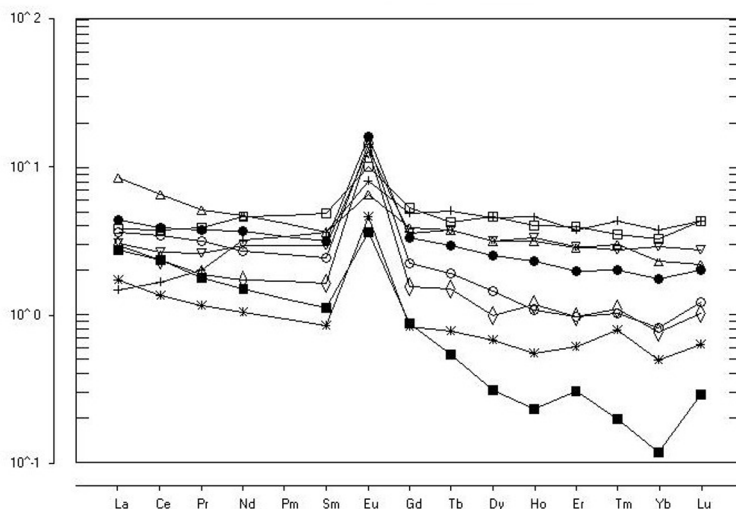


Рис. 3. Спектры распределения редких земель пород рудопроявления Сумашевское (нормировано на хондрит- Sun&McDonald, 1989)

Геологическая позиция и петрохимические особенности рудопроявления имеют много общего с аналогичными комплексами не только Карелии, но и Финляндии, Швеции, Гренландии (Скаергаард), Бразилии (Барро-Вермело) и С.Америки.

Рудная минерализация преимущественно богатовкрапленная и представлена ильменитом, магнетитом, пиритом и редкими зернами халькопирита. Текстура руд полосчатая, структура сидеронитовая. Ильменит присутствует в двух генерациях: каплевидный (100–200 мкм) со структурами распада, в пироксене и амфиболе; в сростаниях с магнетитом (до 2-3 мм). Магнетит присутствует так же в 2-х генерациях: в виде сплошных зерен и в виде пористых, скорее всего метаморфогенных. Рассматривая состав рудообразующих минералов можно отметить различия в составе магнетитов (выделено в табл. 1), обусловленные, видимо, метаморфизмом. Сульфиды представлены пиритом и халькопиритом (до 0,5%), пирит в виде единичных зерен (200-700 мкм), на которых развиваются каемки замещения представленные магнетитом, в его составе присутствуют Co и Ni до 1%.

Рудная минерализация в амфиболизированных вебстеритах (нерудных) представлена редкими зернами (до 100мкм) магнетита ($Al_2O_3 - 0,35\%$) и ильменита, которые нередко замещает сфен. Рудные минералы включены в зерна пироксена что можно рассматривать как факт более ранней его кристаллизации. Это может также говорить об исходной пересыщенности магмы титаном.

Таблица 1. Основные статистические характеристики составов рудных минералов по данным микронзондового анализа (вес.%)

Магнетит (титаномагнетит)						Магнетит пористый				
	N	Mean	Min	Max	SD	N	Mean	Min	Max	SD
MgO	8	0,35	0,12	0,53	0,12	8	0,23	0,05	0,45	0,16
Al ₂ O ₃	8	0,19	0,06	0,41	0,14	9	0,38	0,28	0,69	0,14
SiO ₂	8	0,41	0,06	1,59	0,56	5	0,14	0,07	0,31	0,10
TiO ₂	8	14,55	0,04	29,52	10,09	7	0,07	0,01	0,31	0,11
V ₂ O ₃	8	0,96	0,52	1,48	0,31	9	0,52	0,32	0,93	0,20
MnO	7	0,24	0,01	0,98	0,35	4	0,02	0,01	0,04	0,01
FeO	8	77,53	65,85	91,18	8,70	9	91,33	88,96	93,02	1,58
CoO	4	0,06	0,02	0,14	0,06	5	0,08	0,04	0,18	0,06
NiO	5	0,03	0,01	0,06	0,02	6	0,05	0,02	0,09	0,03
CuO	4	0,04	0,02	0,06	0,02	4	0,06	0,04	0,10	0,03
ZnO	4	0,05	0,02	0,07	0,02	3	0,08	0,03	0,14	0,05
Ильменит						<i>Аналитик А.В. Павиуков, ЦЛ ВСЕГЕИ, 2006 Жирным шрифтом показаны компоненты по которым значимо различаются магнетиты.</i>				
MgO	15	0,66	0,34	1,40	0,30					
Al ₂ O ₃	13	0,10	0,04	0,25	0,06					
SiO ₂	10	0,18	0,03	0,37	0,12					
TiO ₂	15	48,56	46,88	50,54	0,99					
V ₂ O ₃	15	1,00	0,68	1,35	0,22					
MnO	15	0,49	0,17	0,75	0,16					
FeO	15	48,04	46,76	50,39	1,03					
CoO	6	0,09	0,03	0,20	0,08					
NiO	7	0,05	0,01	0,12	0,04					
CuO	5	0,05	0,03	0,09	0,02					
ZnO	8	0,11	0,03	0,22	0,06					

Приближенная оценка температуры образования руд, произведенная по [5], показала что основная масса руд кристаллизовалась в диапазоне 700-820°C и $\log pO_2 = -14$, а метаморфические преобразования руд происходили при 380-450°C и $\log pO_2 = -22$. Температура 1-й фазы титаномагнетита (ликвидусной) в силикатах ~ 1200°C для рудопроявления Сумашевское дает основания полагать, что кристаллизация из расплава проходила в достаточно широком диапазоне температур.

Можно предполагать, что формирование рудной минерализации проходило в несколько этапов:

1. Образование оливинсодержащих вебстеритов и анортозитов:

- Кристаллизация ранней фазы с каплеобразным, мелковкрапленным титаномагнетитом со структурами распада
- Кристаллизация пресыщенного Fe-Ti-V расплава- образование вкрапленных Ti-Mgt руд

- с) Кристаллизация основной силикатной фазы с остаточными порциями рудной фазы
 d) Появление пирита на постмагматической стадии кристаллизации расплава.
2. Метаморфизм амфиболитовой фации ($\{Ol\} \rightarrow Px \rightarrow Amf$)
 3. Начало гранитизации (Окисление пирита в магнетит)
 4. Гранитизация (Появление сфена в амфиболите, распад титаномагнетита (пористая фаза))
 5. Конец гранитизации (Образование сидеронитовых ильменит-магнетитовых руд)
 6. Амфиболитизированные вебстериты и анортозиты с ильменит-магнетитовыми рудами (V и сульфидсодержащие)

Выводы:

На территории Карелии выявлено новое рудопроявление ильменит-магнетитового типа, аналогичное рудопроявлению Травяная губа.

Рудопроявление связано с интрузиями анортозит – габбро-пироксенитовой формации, расположение которых контролируется зоной долгоживущего разлома (КРЗ), наложенным метаморфизмом амфиболитовой фации и последующей гранитизацией.

Существенную роль в рудообразовании сыграли такие процессы как пересыщенность магмы TiO_2 , процессы дифференциации, метаморфизм и гранитизация пород, второстепенная роль отводится расположению в зоне разлома.

Выявленные интрузивные тела являются фрагментами дифференцированного массива анортозит – габбро – пироксенитовой формации, испытавшего метаморфизм и гранитизацию. В связи с этим следует рассмотреть вопрос о платинометальном и сопутствующем оруденении интрузий.

Автор выражает благодарность вед.н.с. Института Геологии Карельского Научного Центра Степанову В.С. за предоставленные материалы и консультации, а так же сотруднику кафедры ГМПИ Геологического факультета СПбГУ Алексееву И.А. за помощь в пробоподготовке образцов.

Литература

1. Березин А.В. «Новые перспективы минерагенического районирования Беломорского подвижного пояса» тезисы докладов в кн. «Беломорский подвижный пояс: геология, геохронология, минерагения». Петрозаводск, 2005.
2. Степанов В.С. Отчет Летнереченской партии по съемке 1:50 000, 1964-1966 гг.
3. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного беломорья, Л, 1981.
4. Степанов В.С., Слабунов А.И. «Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты Северной Карелии», Л, 1989.
5. Степанов В.С. «Благороднометальное рудопроявление Травяная губа и возможная генетическая связь его с комплексом габбро-анортозитов Западного Беломорья» в сборнике «Геология и полезные ископаемые Карелии», №4, КарНЦ РАН, Петрозаводск, 2001.
6. Khalil J.S., Lindsley D.H. «A solution model for coexisting iron-titanium oxides», American Mineralogist, vol. 66, p. 1189–1201, 1981.

Микропроявления миграционного углеродистого вещества в залежах максовитов

Бискэ Н. С.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск

Наряду с широко известными макропроявлениями миграционного шунгита, или высшего антраксолита, представляющего собой природный битум метаантрацитовой стадии углефикации, шунгитоносные породы содержат разнообразные микропроявления миграционного углеродистого вещества (МУВ). В связи с малыми размерами (менее 0,5 см в поперечнике) МУВ изучены сравнительно слабо. Вместе с тем они оказывают существенное влияние на технологические свойства шунгитоносных пород и являются важным источником информации об условиях их формирования.

Залежи высокоуглеродистых шунгитоносных пород (максовитов) известны в составе шунгитоносных горизонтов заонежской свиты людиковия (нижний протерозой). Высокоуглеродистые породы различных горизонтов отличаются составом минеральной основы. Автором исследовались МУВ в высокоуглеродистых породах со слюдяно-кварцевой и альбит-хлоритовой минеральной основой.

Микроскопические исследования показали, что МУВ в максовитах выполняет прожилки и жеоды, заполняет поры и мельчайшие трещинки, образует зоны пропитки, присутствует в мелких выделениях изометричной или неправильной формы. В отраженном свете под микроскопом МУВ имеет белый или светлосерый цвет с желтым оттенком различной интенсивности, проявляет анизотропию оптических свойств

Присутствие различно ориентированных прожилков, заполненных МУВ или выполненных им совместно с минералами гидротермального генезиса (кварцем, кальцитом, сульфидами, слюдами, хлоритом), является характерной особенностью залежей максовитов. Сгущение микропрожилков наблюдается в тектонически ослабленных зонах, часто приуроченных к контакту с хрупкими или менее пластичными породами (доломитами, базитами, лидитами, кварцевыми жилами). В слоистых максовитах МУВ в виде струек, полосочек, микропрожилков и линзовидных обособлений развивается вдоль плоскостей напластования. В куполообразных залежах типа Максовской наиболее крупные прожилки выполняют крутопадающие трещины. Более поздние прожилки, как правило, являются более прямолинейными (рис. 1).

В местах сгущения углеродистых прожилков наблюдаются зоны пропитки МУВ. Насыщение максовитов МУВ проявляется в появлении струек, полосочек, линзочек, пятен УВ разнообразной (овальной, линзовидной, чаще неправильной формы) до 3 мм в наибольшем измерении. Все эти образования обычно ориентированы согласно с флюиальностью пород. Обособления имеют нерезкие контакты с вмещающими максовитами, от которых отличаются более высоким содержанием углерода. Наличие трещин усыхания свидетельствует о стяжении в зоны пропитки жидкого МУВ. Своеобразные зонки пропитки наблюдаются в брекчированных кварцевых прожилках (рис. 2). МУВ здесь проникает по трещинам отслоения, усыхания, брекчирования, насыщает вмещающие максовиты, особенно их ксенолиты.

В непосредственной близости от тел базитов формируются МУВ с пузырчатой и миндалекаменной структурами. Пузырчатая, или пенопластовая, структура, образование которой связывают с «выделением газообразных продуктов из отлагающегося битумного вещества» [1], наблюдается редко. Пузырчатые полости также как трещины усыхания обычно заполнены минеральным веществом более поздних поступлений (рис. 3, 4а).

МУВ с миндалекаменной структурой слагает прожилковидные обособления переменной мощности, изгибающиеся, ветвящиеся, с многочисленными апофизами. Встречено обособление в форме языка со следами течения или сморщивания. Наблюдались овальные обособления с волнистой формой поверхности, обращенной к центру прожилка, и постепенным переходом во вмещающую шунгитоносную породу миндалекаменного строения. МУВ с пузырчатой и миндалекаменной структурами, по-видимому, представляют собой коксоподобные продукты природного пиролиза обогащенных ОВ пород под воздействием внедрившейся основной магмы. Тем более, что коксоподобная масса местами обладает структурой, аналогичной мозаичной структуре природного кокса.

В порах и трещинках усыхания коксоподобного углеродистого вещества наблюдаются микроколломорфные агрегаты (полосчатые, бугорчатые, почковидные) более позднего МУВ (рис. 3). Судя по характеру пересечения прожилков с корочками МУВ, процесс отложения был относительно длительным. Изредка в коксоподобной массе присутствуют углеродистые сферолиты (рис. 3), а в миндалинах отмечается глобулярное МУВ (рис. 4).

Полосчатые, бугорчатые, почковидные агрегаты МУВ наблюдаются в цементе кварцевых брекчий и многочисленных жеодах, характерных для залежей типа Максовской. Размер жеод варьирует от $n \approx 0,01$ до 5 мм. МУВ выстилает стенки, либо концентрируется в центральной части жеод, целиком заполняет мелкие пустоты и поры.

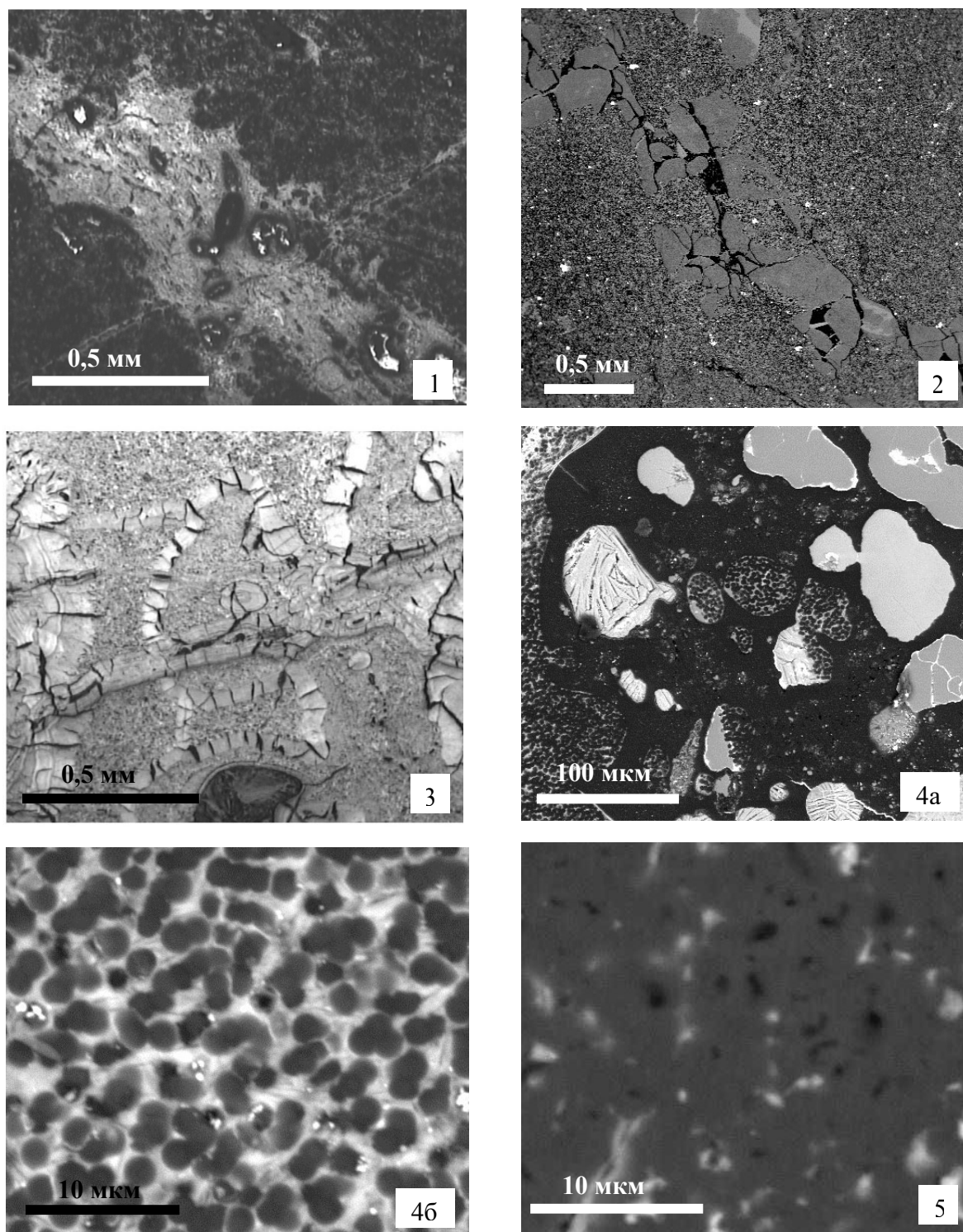


Рис. Миграционное углеродистое вещество (МУВ) в маковитах:

1. Пересечение прожилков МУВ.
 2. Характер развития МУВ (черное) в маковите с прожилковидным выделением углеродисто-кремнистого состава.
 3. Коллоидное МУВ с четкими трещинами усыхания выстилает полости и заполняет трещинки в антраколите.
 4. Глобулы углерода и их агрегаты в пузырьчатых полостях на поверхности антраколита с миндалекаменной структурой. В выполнении миндалин кроме МУВ участвуют хлорит, альбит и калишпат. 4а – общий вид; 4б – деталь строения.
 5. Микропористый антраколит. Часть пор заполнена кремнеземом, альбитом, сульфидами и продуктами их замещения.
- 1, 3 – отраженный свет; 2, 4, 5 - выполнены с использованием микроанализатора «INCA-Energy-350».

Глобулярные образования МУВ обнаружены в тонких (до 5 мм мощностью) прожилках углеродисто-хлоритового состава в непосредственном контакте альбит-хлоритовых шунгитоносных пород с силлом габбро-долеритов. Глобулы диаметром от долей до 3 мкм отложились на волнистой поверхности коксоподобного УВ и частично или полностью выполнили пузырчатые полости (рис. 4а). Большая часть глобул сформировала глобулярно-цепочечные, изометричные и более сложной формы агрегаты (рис. 4б). Глобулы в агрегатах сплюснены, следовательно, их слипание предшествовало отверждению. В отдельных участках агрегаты глобул образовали плотную сеть, а при дальнейшем структурообразовании возникли более крупные агрегаты в виде шаров, почек, полосочек до $n \cdot 0,01$ мм мощностью. Цементом для них служит скрытокристаллический хлорит. Местами он образует тончайшую пленку на поверхности глобул. Тесная ассоциация УВ с хлоритом позволяет предполагать их почти одновременное отложение из общей гидротермальной системы.

По мере удаления от интрузии прожилки, выполненные коксоподобным УВ, становятся более прямолинейными, хотя и сохраняют извилистую форму с многочисленными ответвлениями; количество пор (миндалин) и их размеры уменьшаются. На смену «жилным коксам» приходят прожилки с брекчиевой текстурой, в которых остроугольные обломки плотного антраксолита разобщены и сцементированы гидротермальными минералами. Брекчирование с разъединением и смещением обломков присуще УВ всех выделенных морфоструктурных разновидностей. Растворению в первую очередь подвергаются УВ с пузырчатой структурой. Начальную стадию процесса растворения можно наблюдать в участках с микропористой структурой (рис. 5). Поры размером $n \cdot 0,01$ мкм разрастаются до $n \cdot 10$ мкм и заполняются минеральным веществом более поздних поступлений. По мере развития процесса трещинки усыхания и нитевидные «питающие каналы», подводящие минеральные вещества к пузырчатым полостям, расширяются, полости увеличиваются в размерах и сливаются друг с другом. В результате образуются прожилки, сложенные минералами гидротермального генезиса, среди которых присутствуют реликтовые обособления УВ.

В залежах максовитов со слюдяно-кварцевой минеральной основой присутствует особая форма МУВ. Она представлена тончайшими смесями УВ с кремнеземом, имеющими в отраженном свете черный, темносерый или бронзово-серый цвет в зависимости от содержания углерода. По всей видимости, подобные смеси являются производными гелей сложного состава. Они образуют прожилки и выделения сложной формы, а также почковидные и концентрически-зональные агрегаты в углеродисто-кремнистых секрциях, которые секутся, либо цементируются обособившимися в самостоятельную фазу МУВ.

Вблизи контакта с базитами в порах обнаружены рыхлые агрегаты углеродных шариков и лентообразные полые углеродные волокна длиной до 0,1 мм и шириной до 10 мкм. Волокна ветвятся, изгибаются, скручиваются, сростаются между собой. В промежутках между ними могут присутствовать минеральные зерна. Аналогичные формы характерны для пироуглерода и волокнистого керита [1] и возникают при осаждении из газовой (парогазовой) углеводородсодержащей фазы.

Обогащенные ОВ осадочные и вулканогенно-осадочные породы заонежской свиты явились как источником, так и коллектором разнообразных МУВ, образовавшихся в процессе природного пиролиза и в результате длительного функционирования гидротермальных систем. Распределение МУВ в пределах залежей максовитов в значительной степени определяется развитием их пустотно-трещинного пространства. Особый интерес представляют зоны термального воздействия базитов, где вследствие прогрева и резкого изменения текстурно-структурных особенностей пород создаются условия для миграции и последующего отложения разнообразных МУВ.

Литература

Пеньков В. Ф. Генетическая минералогия углеродистых веществ. М., 1996, 224 с.

U-Pb возраст интрузий перидотитов-габброноритов и амфиболовых габбро оз.Гайколя в Шомбозерской структуре (Северная Карелия)**Богачев В.А.¹, Матуков Д.И.²**¹ГГУП «СФ Минерал», г. С-Петербург²ФГУП «ВСЕГЕИ» им. А.П. Карпинского, г. С-Петербург

Шомбозерская структура – одна из крупнейших зеленокаменных структур зоны сочленения Карельской и Беломорской областей, остается совершенно не изученной геохронологически, а схема ее геологического строения весьма условна. Структура традиционно рассматривается как ассиметричный, неравномерно сжатый синклиорий. На юго-западе выделяется Гайкольская синклиналь, сложенная ятулийскими и людиковийскими комплексами, а в северо-восточном крыле синклинория абсолютно доминируют метаморфизованные и деформированные породы сумия-сариолия и, возможно, верхнего лопия [1,2]. Результаты интерпретации данных сейсмического профиля 4В Кемь-Калеваля не подтвердили простого мульдообразного строения Шомбозерской структуры. Ее внутреннее строение интерпретируется как пакет тектонических пластин падающих на восток, возможно осложненный антиформным поднятием в западной части структуры, т. е. на месте Гайкольской синклинали [3, 4].

Интрузии гайкольского перидотит-габброноритового комплекса и тесно сопряженные с ними структурно массивы амфиболовых габброидов шардозерского комплекса, образуют узкий, вытянутый ареал в осевой части Гайкольской синклинали, и локализованы только в пределах туфогенно-осадочных пород и коматиит-базальтовых лав гайкольской свиты, которые они отчетливо интродуцируют. Все перечисленные комплексы традиционно относятся к людиковию. Большинство массивов обеих комплексов представляют собой пластообразные тела, конформные со складчатой структурой рамы, что свидетельствует об их доскладчатом характере. Большинство массивов гайкольского комплекса слабо дифференцированы, сильно изменены и сложены апоперидотитовыми и апопироксенитовыми породами хлорит-амфибол-серпентинитового состава с карбонатом и тальком. Детальное геолого-петрографическое изучение дифференцированных, а частью и стратифицированных перидотит-габброноритовых массивов оз. Гайколя позволило Н.А.Горбик [5] рассматривать их как людиковийский аналог сумийских расслоенных интрузий Оланги или лерцолит-габброноритовых массивов Беломорья. Возрастные взаимоотношения перидотит-габброноритовых интрузий и массивов амфиболовых габброидов дискуссионны. Мелкие, разно ориентированные тела перидотит-габброноритов (тектонические фрагменты?) «погружены» в крупный массив амфиболовых габброидов, а их внутренняя структура срезается контактами тел. По данным бурения и геофизики их подошва залегает на глубине от первых десятков до первых сотен метров. В массивах амфиболовых габбро развиты жилы амфиболовых кварцсодержащих лейкодиоритов (плагиоклазитов), имеющие с габбро ясные, но не резкие контакты. Аналогичные жилы отмечались нами и в габброноритах, что указывает на более молодой возраст амфиболовых габброидов – лейкодиоритов относительно габброноритов. Тесная пространственно-структурная связь и одинаковый характер распределения редких и редкоземельных элементов в амфиболовых габбро - лейкодиоритах и перидотитах-габброноритах (рис. 1, 2), говорит о парагенетической связи этих двух групп пород, на что указывали предыдущие исследователи [6].

Нами проведено датирование магматических цирконов из жилы амфиболовых лейкодиоритов в амфиболовых габбро – обр. МБ-1200 и амфиболизированных габброноритов верхнего горизонта дифференцированного перидотит-габброноритового тела – обр. МБ-1208. Значения возрастов составляют, соответственно, 2353 ± 14 и $2412,7 \pm 4$ млн. лет (рис. 3, 4).

Цирконы пробы МБ-1200 (24 зерна) желтого, розового и коричневого цветов относятся к одной генерации. В основном все зерна непрозрачные, единичные зерна полупрозрачные. Около 70% всех цирконов представляют собой обломки идиоморфных призматических кристаллов, около 30% – субидиоморфные зерна циркона. Включений немного. Размер зерен циркона 150-250 мкм, Ку 2-5. В КЛ интенсивность свечения циркона слабая в серых и темно серых тонах, наблюдаются следы метасоматического замещения и пятнистое строение. Содержание урана 288-3257 мкг/г, тория 52-3931 мкг/г, Th /U 0.14-1.4.

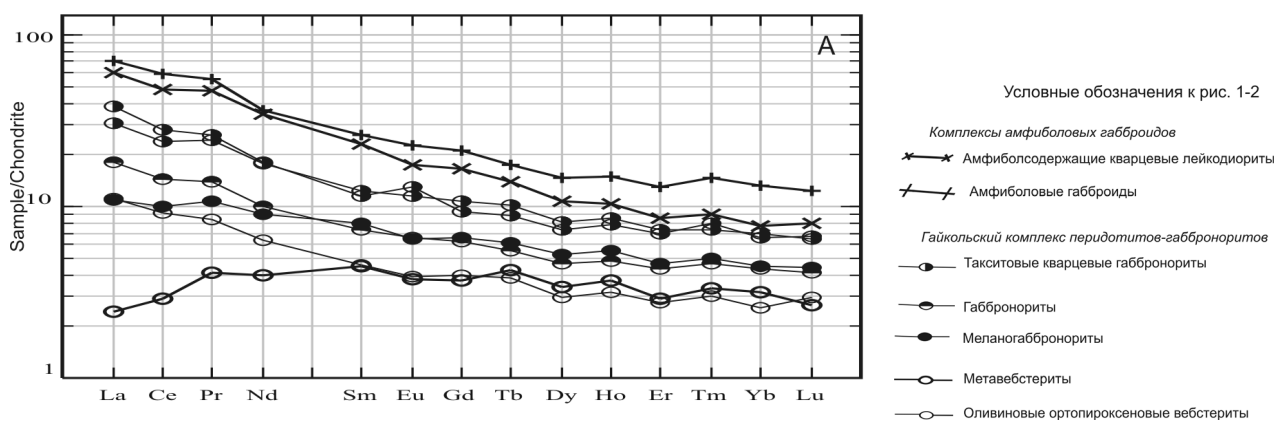


Рис. 1. Графики распределения РЗЭ в породах массивов оз. Гайколя

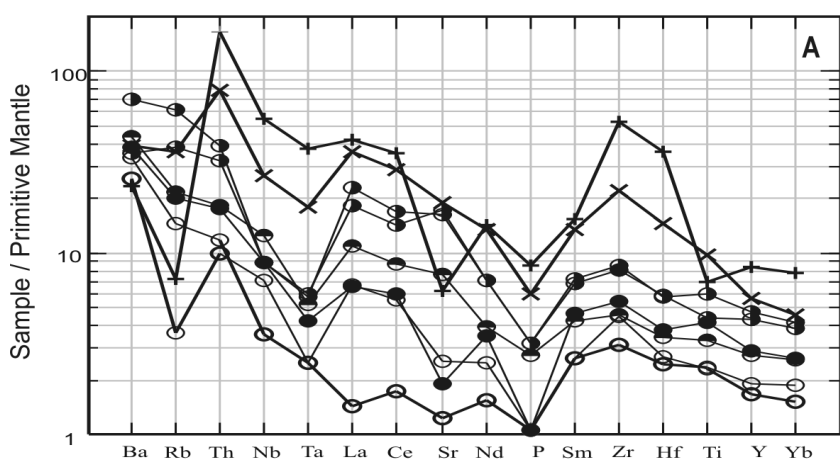


Рис. 2. Спайдер-диаграмма для пород массивов оз. Гайколя

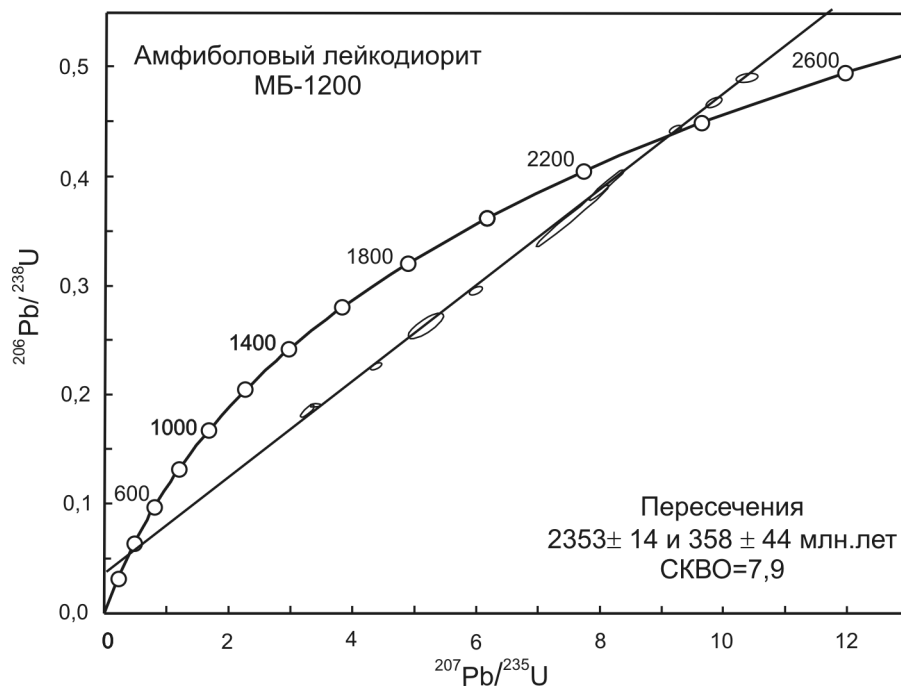


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов пробы МБ-1200

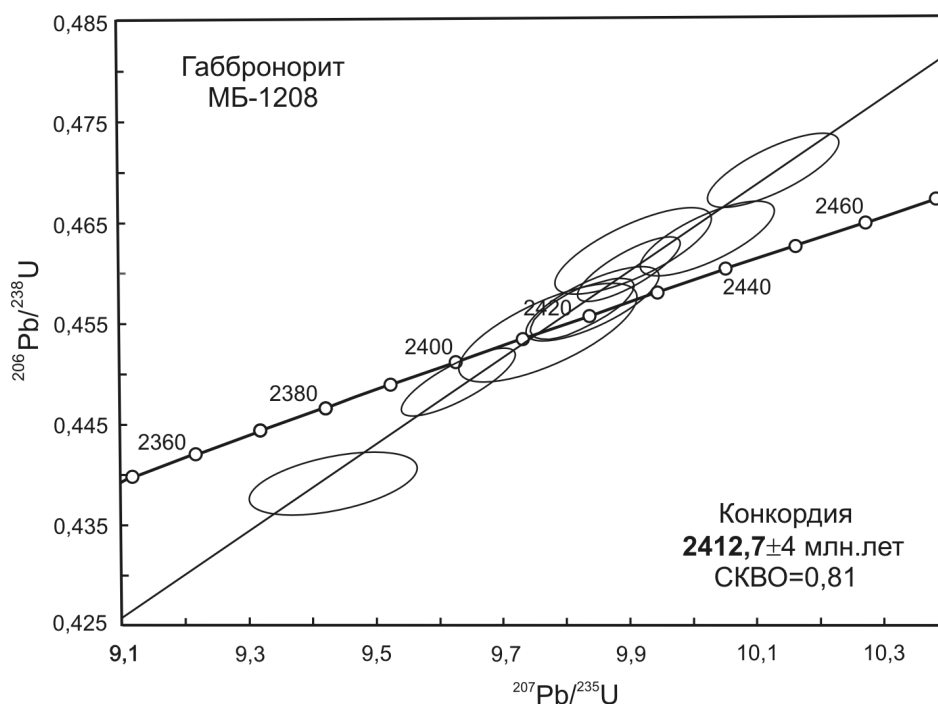


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов пробы МБ-1208

Цирконы пробы МБ-1208 (21 зерно) в основном представлены прозрачными идиоморфными и субидиоморфными удлинёнными кристаллами и обломками желтоватого и розоватого цветов. Включений в них очень мало. Размер зерен – 100-200 мкм. В КЛ интенсивность свечения слабая в темно серых тонах. В основном зерна не зональные, в единичных зернах она слабо выражена. Содержание урана 778-2986 мкг/г, тория 159-3710 мкг/г, Th/U 0.14-1.34. В двух округлых зернах наблюдаются отчетливо-зональные ядра, светло-серые в катодо-люминисцентном изображении. Вероятно, это ксеногенные цирконы архейского фундамента.

U-Pb датирование проводилось в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ» на ионном микрозонде SHRIMP-II. Отобранные вручную зерна цирконов вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500 были имплантированы в эпоксидную смолу и вповину сошлифованы. Для выбора точек датирования в пределах зерна использовались оптические и катодо-люминисцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру цирконов. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике Williams I.S.[7]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА, диаметр кратера составлял 25 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000). U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет [8]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне одной сигма, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне двух сигма. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX (Ludwig, 1999).

Полученные данные указывают на более молодой возраст амфиболовых габбро, а тела перидотитов-габброноритов можно рассматривать как мегаксенолиты в кровле массива амфиболовых габбро. Близкие значения возраста подтверждают вероятную парагенетическую связь перидотитов-габброноритов и амфиболовых габбро. Во-вторых, результаты датирования определенно свидетельствуют об отсутствии людикийских образований в Шомбозерской структуре и подтверждают принципиальную модель ее строения, построенную по данным сейсмопрофиля 4В. Строение ее юго-западной части, вероятно, представляет собой антиформу сложенную сумийско-сариолийскими породами в окружении синформ второго порядка, выполненных метапесчаниками ятулия.

Таблица 1. Представительные анализы пород массивов оз. Гайколя

Порода	1	2	3	4		5	6
№ пробы	МБ-1200	МБ-1214	МБ-1207	МБ-1208	МБ-1212Б	МБ-1219	МБ-1205
SiO ₂	67,30	54,10	52,90	51,60	50,60	46,00	46,10
TiO ₂	1,11	1,49	0,70	0,56	0,76	0,38	0,37
Al ₂ O ₃	14,50	14,40	15,13	11,60	5,76	6,31	5,15
Fe ₂ O _{3t}	5,40	12,50	9,43	10,40	11,70	12,50	13,40
MnO	0,08	0,17	0,15	0,17	0,18	0,19	0,20
MgO	1,11	3,80	7,35	13,10	16,20	21,80	25,80
CaO	1,97	8,42	9,36	8,57	11,80	7,41	5,69
Na ₂ O	7,94	3,53	2,91	1,75	1,27	0,22	0,63
K ₂ O	0,32	0,63	1,03	0,48	0,24	0,09	0,31
P ₂ O ₅	0,18	0,15	0,07	0,06	<0,05	<0,05	<0,05
ппп	0,22	0,85	0,69	1,41	0,92	4,42	1,72
Сумма	100,00	100,00	99,73	99,60	99,40	99,40	99,50
Ti	6660	8940	4220	3360	4560	2280	2220
V	<50	190	170	150	170	110	110
Cr	32	61	460	1200	1900	2800	3000
Co	8	35	41	53	65	86	103
Ni	11	41	181	355	394	684	936
Cs	0,11	0,60	1,35	1,46	0,89	0,40	0,70
Rb	3,7	18,5	34	14,8	6,3	2,1	8,1
Ba	119	170	360	280	180	130	170
Th	10,60	5,14	2,52	1,66	1,06	0,64	0,76
U	2,34	1,25	0,66	0,39	0,26	0,19	0,13
Sr	110	422	291	150	48	22	45
Zr	437	180	67	46,7	44,3	26,2	36,6
Hf	11,20	4,27	1,80	1,24	1,11	0,75	0,83
Nb	30,6	13,4	4,51	9,8	6,3	3,7	1,9
Ta	1,51	0,71	0,23	0,23	0,20	<0,1	0,10
Y	28,3	19,8	14,70	10,30	9,91	6,45	5,67
La	23,3	20,4	12,55	7,48	3,05	0,80	3,70
Ce	51,20	41,70	24,15	15,40	7,54	2,54	7,87
Pr	6,16	5,44	2,99	1,94	1,12	0,46	0,95
Nd	22,9	22,2	11,40	7,4	5,5	2,5	4,0
Sm	5,33	4,84	2,35	1,64	1,69	0,91	0,92
Eu	1,74	1,45	1,14	0,54	0,53	0,29	0,30
Gd	5,84	4,73	2,66	1,87	1,82	1,03	1,09
Tb	0,82	0,67	0,42	0,26	0,30	0,20	0,18
Dy	5,01	3,75	2,52	1,73	1,81	1,16	1,02
Ho	1,04	0,75	0,55	0,37	0,39	0,26	0,22
Er	2,92	1,93	1,55	1,08	1,01	0,65	0,62
Tm	0,44	0,26	0,24	0,16	0,14	0,10	0,09
Yb	2,89	1,63	1,44	1,02	0,92	0,70	0,57
Lu	0,42	0,28	0,24	0,14	0,13	0,09	0,10
Ga	18,7	21,5	14,75	10,7	8,1	6,6	6,6

1 – амфиболовый кварцевый лейкодиорит, 2 – амфиболовое габбро, 3 – такситовые кварцевые метагаббронориты, 4– метагаббронориты, 5– метавебстерит, 6– оливиновый ортопироксе – новый вебстерит.

Литература

1. Амозова Т.И., Никольский А.А., Сухолетова Г.Н. Отчет о геолого-съёмочных работах м-ба 1:50 000, проведенных Кепареченской партией в Кемском районе КАССР в 1964–1967 г.г. СЗТГУ, 1968.
2. Гилярова М.А. Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. ЛГУ, 1972.
3. Житникова И.А., Салтыкова Т.Е., Жданова Л.А. Построение геолого-геофизического разреза по профилю 4В на основе интерпретации потенциальных полей // Глубинное строение эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск. 2001.

4. Минц М.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г. и др. Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсморазведочных материалов по профилю 4В// Глубинное строение эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск. 2001.

5. Горбик Н.А. Комплекс дифференцированных интрузий Гайкольской синклинали. // Интрузивные базиты и гипербазиты Карелии. Петрозаводск, Кар ФАН, 1984.

6. Горбик Н.А. Базитовые и ультрабазитовые комплексы Гайкольской синклинали. // Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л.:Наука, 1976.

7. Williams, I.S., 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C. and Ridley, W.I. (eds), Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes, Reviews in Economic Geology, 7, 1–35.

8. Black, L.P., Kamo, S.L. etc., 2003, TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology. Chemical Geology, 2000, 155–170.

Архейский-палеопротерозойский мафит-ультрамафитовый вулканизм Балтийского щита: вещественная и изотопно-геохимическая эволюция

Богина М.М., Шарков Е.В.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, e-mail: bogina@igem.ru

Мафит-ультрамафитовые ассоциации архейского и палеопротерозойского возраста широко развиты в пределах Балтийского щита формировались в 4 стадии: 3.05-2.9, 2.9-2.8 млрд. лет, 2.5-2.3 млрд.лет, 2.3-1.8 млрд.лет.

Наиболее ранние, мезоархейские представители данной ассоциации (3.05-2.9 млрд. лет) представлены толеитами и коматиитами развитыми в обрамлении древнего Водлозерского блока в составе Сумозерско-Кенозерского, Ведлозерско-Сегозерского, и Южно-Выгозерского зеленокаменных поясов центральной Карелии. Коматииты ассоциации относятся к типу Al-необедненных и характеризуются умеренным содержанием ЛРЗЭ ((La/Sm)_N ~0.7) при практически плоском распределении ТРЗЭ ((Gd/Yb) около 1), положительной Nb аномалией и величиной εNd(T) варьирующей от 0 до + 3.09. На основе этих данных коматиит-базальтовая ассоциация первого этапа обычно сопоставляется с комплексами океанических плато, связанными с мантийными плюмами, местами несущие следы незначительной коровой контаминации [1, 2].

На втором этапе продолжающийся коматиит-базальтовый магматизм, проявленный в пределах Костомукшской структуры Западной Карелии и структуры Колмозеро-Воронья в Кольском блоке, был дополнен бонинит-базальтовой серией Северо-Карельского зеленокаменного пояса.

Базальты и коматииты Костомукшской структуры обеднены ЛРЗЭ ((La/Sm)_N = 0,66), Th и U, имеют положительную Nb аномалию (Puchtel et al., 1998; Смолькин и др., 2000). [3, 4]. Спектр ТРЗЭ варьирует от умеренно обедненного в коматиитах ((Gd/Yb)_N до 1.18) до плоского в базальтах ((Gd/Yb)_N ~1). По этим параметрам коматииты Костомукшского пояса занимают промежуточное положение между Al-обедненными и Al-необедненными коматиитами. Величина εNd(T) в них варьирует от +2.8 до +3.4 [3].

Коматииты зеленокаменной структуры Ура-Губа пояса Колмозеро-Воронья, также как и Костомукшские, относятся к Al-необедненным разновидностям, несколько смещенным в сторону Al-обедненных пород [4], и характеризуются εNd(T) от +2.7 до +3.1, располагаясь несколько выше линии изотопного состава деплетированной мантии. Эти данные и отсутствие признаков контаминации коровым веществом предполагает генерацию коматиитов из деплетированной мантии.

Таким образом, коматииты второго этапа имеют в целом близкий состав и относятся к Al-необедненному типу, смещенному в сторону Al-обедненного типа, что соответствует несколько большим глубинам формирования по сравнению с коматиитами первого этапа. Это позволяет наметить

тенденцию к некоторому углублению со временем уровня генерации коматиитовых магм. Преобладающие положительные величины $\epsilon\text{Nd}(T)$ от +1 до +3 в коматиитах региона и геохимические данные могут свидетельствовать о том, что источником коматиит-базальтовых магм являлся длительно существовавший обедненный мантийный резервуар, испытывавший смешение с менее деплетированным более молодым компонентом мантийных плюмов.

Бонинит-базальтовая серия Северо-Карельского пояса развита в пределах Ириногорской и Хизоваарской структур [5]. В последней они находятся в тесной пространственной ассоциации с толеитовыми базальтами и высоко-Mg андезитами. Преобладающие низко-Ti толеиты характеризуются высоким $\text{Mg}\#$ и сильным обеднением несовместимыми элементами. На основании относительно высокого содержания CaO (до 12.3%) и высокого отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, метабониниты были отнесены к высоко-Ca бонинитам. Они характеризуются отчетливыми отрицательными Ti и Nb аномалиями; обеднены LREE тогда как HREE имеют менее фракционированное распределение; величина $\epsilon\text{Nd}(T)$ в них варьирует от +3.28 до +1.10, что по мнению авторов [5] предполагает вклад субдукционной компоненты в их формирование. В пределах мафитовой толщи Хизоваарской структуры описана небольшая выдержанная по простиранию пачка Fe-Ti базальтов, нехарактерная для архея Балтийского щита. Они характеризуются умеренно высоким содержанием TiO_2 , Zr (140-160 г/т) и Nb (~ 14г/т), и обогащенными спектрами PЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_N \sim 4$), что предполагает происхождение данных базальтов из обогащенного плюмового источника.

При переходе к палеопротерозою базальт-коматиитовые серии архея сменились вулканитами кремнеземистой высоко-Mg (бонинитоподобной) серии (КВМС), имевшей смешанное мантийно-коровое происхождение. Преобладающими разновидностями пород данной серии являются базальты и андезибазальты, при резко подчиненной роли коматиитовых базальтов (низко-Ti пикриты). Их источниками являлись сильно деплетированное ультраосновное вещество астеносферной мантии того времени и материал архейской коры, подвергшееся коровой контаминации в процессе подъема к поверхности. Породы этой ассоциации получили широкое развитие, слагая обширные поля вулканитов в пределах Карельского (Красная речка, Ветреный пояс, Лехтинская и Шомбинская структуры, Панаярвинская структура) и Кольского кратонов (Имандра-Варзуга и Печенга). Они характеризуются повышенными содержаниями SiO_2 при повышенных MgO и Ni, Cr, обогащением LILE и LREE, отрицательными аномалиями Nb и Ti на спайдерграммах, а также отрицательными до слабоположительными значениями ϵNd (от -3 до 0.5), что предполагает их формирование из высокотемпературных мантийных плюмов и дальнейшую контаминацию расплавов коровым веществом [6, 7]. На данном этапе наблюдается значительное уменьшение роли коматиитовых базальтов в составе ассоциации, как в плане географического распространения, так в плане количественных соотношений, тогда как базальты становятся преобладающей разновидностью, формируя крупные изверженные провинции.

Породы последнего из рассматриваемых этапов (2.3-1.9 млрд.лет) развиты в тех же структурах, что и вышеописанные палеопротерозойские ассоциации, без перерыва надстраивая разрезы с их участием. На данном этапе происходит резкая смена типов пород: исчезают КВМС и на фоне продолжающихся формироваться толеитовых базальтов и появляются первые Fe-Ti толеитовые базальты, типичные для внутриплитных обстановок фанерозоя, которые становятся господствующими в конце данного этапа, а также субщелочные породы в подчиненном количестве. Наиболее яркими представителями этого магматизма являются ятулийский образования в Центральной и Восточной Карелии, а также куэтсарвинская, умбинская, колосйокская и пилгуярвинская серии Печенгской структуры.

Геохимически обогащенные пикриты и базальты, типичные для внутриплитных ситуаций фанерозоя, характеризовались: высокими концентрациями Fe, Ti, Cr, Ni, Co, Cu, Mn, P, щелочей и несовместимых элементов, особенно LREE; пониженным содержанием Mg и Al. Поскольку характер тектонических процессов при этом не менялся, предполагается, что смена магматизма была связана с началом подтока в области питания суперплюмов того времени мантийных флюидов, обогащенных этими компонентами.

Таким образом, господствующая в мезо- и неорхее коматиит-базальтовая ассоциация к началу палеопротерозоя сменяется в основном базальтами кремнеземистой высокомагнезильной серии

(КВМС) при подчиненном количестве коматиитов. Последние исчезают на заключительной стадии эволюции палеопротерозоя, сменяясь высоко-Ti типично внутриплитным магматитами.

Такая последовательная смена породных ассоциаций нашла свое отражение в петрогеохимической эволюции архейского-палеопротерозойского магматизма Балтийского щита. Появление в позднем архее метабонинитов в силу их незначительной распространенности не нашло существенного отражения на геохимический трендах. Однако, при переходе к КВМС раннего протерозоя произошло увеличение SiO_2 и LREE, и снижение содержаний Cr, Ni, V. Содержания остальных элементов в раннепалеопротерозойских породах осталось на том же уровне. С дальнейшим уменьшением возраста пород происходит отчетливое увеличение TiO_2 и P_2O_5 , и Fe_2O_3 . Высокотитанистые базальты, эпизодическое появление которых было отмечено в позднем архее, начинают играть значительную роль в магматизме около 2.25 млрд. лет назад, и достигают максимального развития на уровне 2.2 и ~2.0 млрд. лет назад. Первый подъем содержаний этих элементов был связан с возрастанием роли умеренно-щелочных Fe-Ti пикритов и базальтов на 3 стадии, а второй с проявлением континентального рифтогенного магматизма на 4 стадии. Содержания P достигли наибольших концентраций 2.2 и ~2.00 млрд. лет назад соответственно как отражение излияния умеренно-щелочных Fe-Ti базальтов. Поведение данных элементов коррелируется с поведением V, являющегося типоморфинным элементом для высоко-Ti пород, и достигающего рудных концентраций в породах последней стадии.

Степень фракционирования REE в вулканитах резко увеличивается от архея к протерозою, указывая на обогащенность источников последних. Архейские породы характеризуются в основном плоскими или несколько обедненными спектрами HREE. В протерозое эти параметры существенно увеличиваются, достигая максимальных значений на этапе 2.45 млрд лет, что коррелируется с проявлениями бонинитоподобного магматизма и связано с коровой контаминацией, а также на этапе 2.0-1.9 млрд. лет назад в связи с формированием Fe-Ti-пикритовых расплавов, производных обогащенной мантии. В архейских ассоциациях от мезо- до неоархея происходит постепенное увеличение Nb/Th отношений, отражая увеличивающуюся роль плюмовой компоненты. Затем это отношение резко снижается в корово-контаминированных породах КВМС, и опять постепенно увеличивается в пикритах Печенги. Кроме того, в палеопротерозойских породах первого этапа происходит также уменьшение величины Nb/La отношения, что отражает увеличение роли коровой контаминации.

Значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ в наиболее ранних (~3.0 млрд.лет) мезоархейских коматиитах и базальтах Ведлозерско-Сегозерского, Сумозерско-Кенозерского и Южно-Выгозерского поясов Балтийского щита за редким исключением характеризуются варьирующими низкими положительными значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$, что предполагает как гетерогенность источника расплавов так и вероятный вклад коры Водлозерского блока (3240 млн. лет, [8]). В более молодых (2.8 млрд. лет) ассоциациях Урагубской и Костомукшской структур происходит увеличение величины $\epsilon\text{Nd}(T)$, которая при переходе к палеопротерозою (сумийские вулканиты) резко уменьшается до -3, что, очевидно, связано со значительным вкладом корового материала. Позднее вплоть до 2.2 млрд. лет назад происходило снижение этого параметра, достигая минимальных значений ($\epsilon\text{Nd}(T) = -4.19$ и -2.8) в лавах ахмалахтинской (2.3 млрд. лет) и куэтсярвинской (2.2 млрд лет) серий Печенги [9]. Затем значение несколько увеличилось. В людиковии (2.1-1.9 млрд. лет) формировалось Онежское базальтовое плато, породы которого характеризовались широкими вариациями $\epsilon\text{Nd}(T)$ (от 3.4 до -2.72), что связывалось с 10-20% контаминацией плюмовых расплавов при прохождении через континентальную кору [10].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 07-05-00496.

Литература

1. Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. П.: КНИЦ, 2005. 229 с.
2. Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V. et al. Combined mantle plume - island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. №. 21. P. 3579–3595.
3. Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K. et al. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 155. P. 57–74.

4. Смолькин В.Ф., Борисова В.В., Светов С.А., Борисов А.Е. Позднеархейские коматииты Урагубско-титовской структуры, северо-запад Кольского региона // Петрология. 2000. №2. С. 231–256.
5. Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bibikova E.V. et al. 2.8 Ga boninite-hosting partial suprasubduction zone ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE Baltic Shield, Russia // Ed. T. Kusky, Precambrian ophiolites and related rocks. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 424–486.
6. Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W. et al. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. № 6. P. 1205–1222
7. Шарков Е.В., Богина М.М. Эволюция магматизма палеопротерозоя – геология, геохимия, изотопия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 4. С. 3–27
8. Сергеев С.А., Бибилова Е.В., Матуков Д.И., Лобач-Жученко С.Б. Возраст пород и метаморфических процессов Водлозерского комплекса Балтийского щита (по результатам анализа цирконов U-Th-Pb изотопным методом на ионном микронзонде SHRIMP II) // Геохимия. 2007. № 2. С. 229–236.
9. Skuf'in P.K., Theart H.F. J. Geochemical and tectono-magmatic evolution of the volcano-sedimentary rocks of Pechenga and other greenstone fragments within the Kola Greenstone Belt, Russia // Precambrian Res. 2005. V. 141. P. 1–48.
10. Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W. et al. Petrology of mafic lavas within Onega plateau, Central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // Contrib. Miner. Petrol. 1998. V. 130. P. 134–153.

Геолого-геофизические факторы коренной алмазности Карельского кратона

Божко Н.А.¹, Прусакова Н.А.²

¹Московский государственный университет, e-mail: bozhko@yandex.ru

²ФГУП ЦНИГРИ, г. Москва, e-mail: diamond@tsnigri.ru

Карельский кратон представляет собой типичную архейскую гранит-зеленокаменную область. Согласно основному постулату алмазной геологии – «правилу Клиффорда», подобные структуры являются наиболее благоприятными в плане потенциальной алмазности, что подтверждается локализацией в их пределах большей части алмазных месторождений мира.

Прогноз и поиски месторождений алмазов в пределах Карельского кратона проводятся на протяжении многих лет различными организациями: ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, Институтом геологии Карельского НЦ РАН, Эштон Майнинг Лимитед, ООО «Горизонт», НИИКАМ и др. К настоящему времени здесь обнаружены слабо алмазные и неалмазные магматические тела щелочно-основного и щелочно-ультраосновного состава: так называемые ладогалиты северного Приладожья, дайки лампроитов Костомукши, Лентиеры и Ветреного пояса, тела кимберлитов Кимозера и района Пряжи, кимберлиты Куопио-Каава и Куусамо. Несмотря на значительные объемы проведенных поисковых работ, месторождения алмазов не были выявлены. В тоже время полученные минералогические данные свидетельствуют о возможности обнаружения на территории Карельского кратона алмазных месторождений. В связи с этим назрела необходимость систематизации и сравнительного анализа, с позиции накопленного при изучении обстановок локализации алмазного магматизма на древних платформах мира опыта, всего относящегося к этой проблеме фактического материала с целью выявления и оценки геолого-геофизических факторов локализации коренных источников алмазов.

Тектоническое строение и районирование архейского фундамента. Фундамент Карельского кратона характеризуется гетерогенностью строения. В его составе обособляются три главных домена (блока): древние (>3 млрд. лет) – Водлозерский и Западно-Карельский, и разделяющий их более молодой (2.8-2.7 млрд. лет) – Центрально-Карельский. Водлозерский и Западно-Карельский блоки древней консолидации являлись прото-кратонами во время аккреции позднеархейских островных дуг и формирования коры Центральной Карелии.

Такое же строение имеет большинство позднеархейских кратонов. В них установлено присутствие «ядер» или прото-кратонов ранне- и среднеархейской консолидации, подобных Водлозерско-

му блоку. Это Токве в кратоне Зимбабве, Витс в Каапваальском кратоне, Антон в кратоне Слейв и др. При этом, вопреки логике «правила Клиффорда», максимальная плотность локализации алмазоносных кимберлитов отмечается не в центральных частях этих блоков, а тяготеет к их флангам [1]: к границам с относительно более молодой, аккреционной по своей природе генерацией зеленокаменных поясов, обычно менее алмазоносной. Так, размещение промышленных месторождений алмазов в кратоне Слейв показывает их четкую приуроченность к краю литосферного блока, сложенного древним комплексом основания. Месторождения алмазов локализуются на стыке его с восточной частью кратона, блоком Контвойто, имеющим островодужную природу и формировавшимся на позднеархейской (2.7 млрд. лет) ювенильной коре. Известные проявления алмазоносного магматизма в пределах Карельского кратона (на территории России и Финляндии) тяготеют к окраинам Водлозерского и Западно-Карельского доменов, включая площади в пределах пограничной зоны Карельского кратона и Свекофеннид.

Таким образом, с учетом тектонических критериев, наиболее перспективными в плане алмазоносности представляются территории в пределах окраин Водлозерского и Западно-Карельского блоков, испытавших протерозойский, а возможно и среднепалеозойский внутриплитный магматизм.

Наличие нижнепротерозойского протоплатформенного чехла в пределах Карельского кратона позволяет сравнить его в этом плане с другими архейскими кратонами, например, Каапваальским, а Онежскую впадину с Трансваальской. Это является положительным фактором, поскольку наиболее крупные алмазоносные кимберлитовые провинции характеризуются развитием протоплатформенного или платформенного чехла, содержащего траппы, с которыми пространственно совмещен кимберлитовый магматизм.

Внутриплитный магматизм. Внутриплитный магматизм мантийных плюмов в пределах Карельского кратона привязывается к нескольким временным уровням: 2.75- 2.61 млрд. лет; 2.45- 2.5 млрд. лет; 2,3-2,1 млрд. лет; 2,1– 2.0 млрд. лет; 2-1.9 млрд. лет; 1,89- 1,75 млрд. лет; 1.4- 1.35 млрд. лет; 1.25 млрд. лет; 0,6 млрд. лет и 0,37 млрд. лет. Коренных источников алмазов, связанных с магматизмом раннего палеопротерозоя не найдено. Косвенным указанием на возможную перспективность района Олангской группы расслоенных интрузий Северной Карелии являются находки алмазов и пиропов в шлихах этой площади (Клюнин, 1981).

Первые существенные проявления коренной алмазоносности кратона связаны со вспышкой плюмового магматизма в интервале 1800-1700 млн лет, последовавшей после завершения аккреционно-коллизийных процессов в Свекофеннском поясе (1800-1820 млн. лет). К этому времени относится становление крупного Кимозерского тела алмазоносных кимберлитов в Онежской впадине с возрастом около 1764 млн. лет [10]. С этим этапом коррелируется формирование щелочных пород Приладожья. Алмазоносные коренные источники этого возрастного уровня редки, а промышленные практически не известны. Вместе с тем, имеются близкие по возрасту алмазоносные россыпи, например в группе Рорайма Гвианского щита.

Магматизм среднерифейской активизации Карельского кратона коррелируется по времени с формированием Центральнорифейской долеритовой группы с возрастом 1240 млн. лет, широко распространенной в пределах западной части Балтийского щита. Проявления рифейского магматизма фиксируются почти исключительно в виде даек, трубок и малых интрузий. К этим проявлениям относится дайковый комплекс района Костомукши в Западной Карелии и прилегающего района Восточной Финляндии, содержащий алмазоносные оливиновые лампроиты с возрастом 1230 млн. лет и кимберлиты в районе Лентиира. Эти проявления вызывают особый интерес, учитывая то обстоятельство, что с плюмовым магматизмом этого времени на других кратонах связано становление оливиновых лампроитов Аргайл (1200 млн. лет), кимберлитовой трубки Премьер (1150-1230 млн. лет), кимберлитовых полей Индии (~1100 млн. лет) и др.

Проявления вендского магматизма Карельского кратона зафиксированы в настоящее время в виде кимберлитовой провинции Восточной Финляндии расположенной на юго-западном краю Карельского кратона и состоящей из полей Каави и Куопио, представленных в настоящее время 19 кимберлитовыми телами. Трубки с возрастом 589-626 млн. лет [12], прорывают архейский фундамент и аллохтонные метаосадки протерозоя (1.9-1.8 млрд. лет). На территории России вулканы вендско-

го возраста вскрыты на Зимнем Берегу Белого моря [12]. Это известково-щелочные лампрофиры типа минетты – породы родственные кимберлитам и лампроитам.

Кимберлиты и лампроиты синхронные со среднепалеозойской эпохой промышленной алмазности для Балтийского щита в пределах Карельского кратона пока не известны. Финские геологи допускают девонский возраст недавно открытых алмазносных кимберлитов Куусамо в северо-восточной Финляндии [13, 14] близких, по их мнению, к промышленно алмазносным кимберлитам трубки им. Гриба (Архангельская область). В этом плане заслуживает внимания соответствующая площадь в северной Карелии, непосредственно у границы с Финляндией. Находки россыпных алмазов и минералов-спутников отмечены около 100 км к северу в районе Ципринга - Соколозеро [3].

Таким образом, наиболее продуктивными в плане алмазности являются постсвекофенские проявления внутриплитного магматизма. В качестве негативного фактора следует отметить практическое отсутствие фанерозойской магматической активизации на территории Карельского кратона.

Глубинное строение литосферы. Литосфера Карельского кратона характеризуется как вертикальной так и латеральной неоднородностью. По имеющимся немногочисленным данным ее мощность составляет порядка 180–240 км.

В результате изучения мантийных ксенолитов района Каави-Куопио в Восточной Финляндии [14] установлен трехслойный разрез литосферной мантии мощностью 240 км с присутствием алмазо-перспективной зоны мощностью 40 км в среднем деплетированном слое. Для района Кухмо, расположенному во внутренней части кратона, не подвергшейся влиянию Свекофенид, получен двухслойный разрез с горизонтом перспективных перидотитов мощностью 110 км. Наличие деплетированной мантии, благоприятного фактора в плане алмазности, устанавливается по изотопным данным для района Костомукши [7].

По совокупности геофизических данных в глубинном строении литосферы Карельского кратона выделяется ряд разнопорядковых физико-геологических неоднородностей, которые по аналогии с известными алмазносными регионами могут также рассматриваться (наряду с фактором присутствия мощной литосферы) в качестве факторов, благоприятных для локализации алмазносного магматизма.

Это два крупных блока литосферы – Западно-Карельский и Водлозерский, характеризующиеся сочетанием повышенной гипсометрии кровли (более 42–45 км) верхней мантии, пониженным (менее 30 мВт/м²) тепловым потоком, преимущественно относительно повышенными значениями региональной составляющей поля силы тяжести. В их пределах расположены практически все вскрытые на сегодняшний день проявления (алмазносного и неалмазносного) кимберлитового и лампроитового магматизма Карелии и восточной Финляндии. По своему пространственному положению данные глубинные неоднородности совмещаются с рассмотренными выше одноименными тектоническими блоками Карельского кратона. В минерагеническом плане они могут соответствовать потенциально алмазносным кимберлитовым субпровинциям - Западно-Карельской и Водлозерской.

Помимо блоковых структур в глубинном строении литосферы выделяются семь линейных протяженных дизъюнктивных зон: Ладожской-Карельская, Центральнокарельская, Ветреного пояса, Восточнокарельская – северо-западного простирания, Ладожско-Онежская - северо-восточного простирания, Западнокарельская, Ладожско-Сегозерская – субмеридионального простирания. Данные глубинные зоны по своим характеристикам могут соответствовать кимберлитоконтролирующим зонам [2,4,5, 8] – алмазносным кимберлитовым «коридорам». Ширина глубинных дизъюнктивных зон составляет в среднем 40–60 км. С геолого-структурной точки зрения часть из этих зон (зоны северо-западного простирания), вероятно, можно связать с зонами краевых дислокаций в системе Онежского и Ладожского рифейских рифтов. Зоны субмеридионального и северо-восточного простираний, по всей видимости, могут соответствовать зонам скрытых глубинных разломов. В формировании большинства из них принимают участие сдвиговые разломы. Данные структуры как правило характеризуются наличием выдержанных прогибов или уступов в кровле верхней мантии. В поле силы тяжести они картируются зонами потери коррелятивности аномалий, полосовыми

положительными аномалиями, осложненными отдельными обширными по площади (среднечастотными) гравитационными максимумами. Последние, согласно существующим представлениям о природе источников гравитационных аномалий различной частотности Балтийского щита [6], могут быть связаны с локализованными поднятиями кровли промежуточного слоя земной коры. В магнитном поле рассматриваемые структуры проявлены линейными элементами соответствующих простираний.

По имеющимся представлениям [2,4,5,8,9] в пределах субпровинций алмазоносные кимберлитовые поля локализируются в узлах, образованных пересечением кимберлитоконтролирующих зон между собой или кимберлитоконтролирующей зоны с глубинными разломами.

Таким образом, анализ геолого-геофизических данных показывает наличие структурных и вещественных предпосылок для возможной локализации алмазоносных кимберлитов и лампроитов в пределах Карельского кратона, в основном, аналогичных тем, которые характеризуют известные в Мире алмазоносные площади. Это позволяет оптимистично оценивать перспективы данного региона на обнаружение коренных месторождений алмазов. С учетом тектонических и глубинных геофизических благоприятных факторов, наиболее перспективными в плане коренной алмазоносности представляются окраины Водлозерского и Западно-Карельского блоков. Здесь (в пределах Российской части территории) по совокупности данных нами выделены 12 перспективных площадей ранга потенциально алмазоносного кимберлитового поля.

Литература

1. *Божко Н.А.* Геотектонические факторы локализации алмазоносных кимберлитов в свете современных данных. В кн.: Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронежский Госуниверситет, 2003 г., с. 360–365.
2. *Ваганов В.И.* Алмазные месторождения России и мира (основы прогнозирования). М.: ЗАО Геоинформмарк, 2000, 371 с.
3. *Гавриленко Б. В., Митрофанов Ф.П.,* О россыпной алмазоносности Кольского региона и Белого моря. Геотектонические факторы локализации алмазоносных кимберлитов в свете современных данных. В кн.: Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронежский Госуниверситет, 2003 г. с. 449–454.
4. *Голубев Ю.К., Ваганов В.И., Прусакова Н.А.* Принципы выделения алмазоперспективных площадей на различных стадиях прогнозно-поисковых работ. //Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50). – Санкт-Петербург, 2004. С. 94–96.
5. *Голубев Ю.К., Ваганов В.И., Прусакова Н.А.* Принципы прогнозирования алмазоперспективных площадей на Восточно-Европейской платформе // Руды и металлы. 2005. № 1. С 55–70.
6. *Лишневский Э.Н.* Региональные структурно-плотностные неоднородности архейского фундамента Карелии в свете гравиметрических данных //
7. *Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И. и др.* Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита. Петрология 1999 Т.7 N3 с. 252–275.
8. *Прусакова Н.А.* Геолого-геофизическая прогнозно-поисковая модель Зимнебережного кимберлитового поля. Автореферат канд. дисс. М., 2004.
9. *Прусакова Н.А.* Глубинная структура Зимнебережного кимберлитового поля, Архангельская область. //Руды и металлы. № 2, 2006, стр. 53–64.
10. *Ушков В.В.* Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре. Геология и полезные ископаемые Карелии., 2001. Вып. 3, с. 94–99.
11. *Щукин В.С., Колодько А.А.* Основные направления поисковых работ на алмазы на севере Восточно-Европейской платформы в связи с многоэтапностью кимберлитового магматизма / Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж. 2001. С. 582–583.
12. *O'Brien, H.E., Peltonen, P, Vartiainen, H., 2005.* Kimberlites, carbonatites and alkaline rocks. In: M. Lehtinen et al. (Eds.), Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier Science B.V., Amsterdam, xxx-yyy.

13. O'Brien, H., Lehtonen M. and Korkeoski P. New Kimberlite discoveries in Kuusamo, northern Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland, Special Issue 1, 2006, p/ 113.

14. Lehtonen M. Kimberlites in Finland: Information about the mantle of the Karelian craton and implications for diamond exploration. Academic Dissertation. Geological survey of Finland, 2005, 31 p.

Химический состав подземных вод Онежской структуры

Бородулина Г.С.

Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: borodulina@nwpi.krc.karelia.ru

Подземные воды Онежской структуры по своим геохимическим особенностям выделяются среди других геологических структур Карелии тем, что здесь встречаются все химические типы вод (гидрокарбонатный, сульфатный, хлоридный), каждый из которых (за исключением хлоридного) образует самостоятельное гидрогеохимическое поле.

Проблема формирования химического состава подземных вод является одной из наиболее сложных в гидрогеологии, так как их состав контролируется многими факторами и процессами. В качестве задающего фактора, определяющего количество растворенных солей в подземных водах зоны гипергенеза, выступает водообмен, который является производным ряда общих факторов (количество осадков, характер рельефа, проницаемость пород и др.). При уменьшении интенсивности водообмена возрастает время взаимодействия в системе порода – вода, и значительную роль начинает играть состав водовмещающих пород. В соответствии с такой соподчиненностью основных факторов для подземных вод региона выявляется региональная вертикальная и горизонтальная зональность, определяющая увеличение минерализации и изменение химического состава вод с глубиной и по мере уменьшения степени расчлененности рельефа [1].

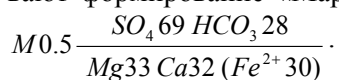
Природа анионного состава в условиях формирования подземных вод верхней зоны свободного водообмена в пределах преимущественного распространения алюмосиликатных пород является гидрогенно-биогенной [6]. Высокая степень обогащения биогенной углекислотой вод верхних частей разреза (в среднем 13-40 мг/л CO₂, максимальные значения до 150 мг/л) обеспечивает кислую среду (как правило, pH < 6.5). Масштабы образования щелочности при взаимодействии воды с первичными алюмосиликатами в зоне замедленного водообмена превышают резерв свободной углекислоты, поэтому величина pH с глубиной возрастает и достигает 8-9 (максимальная 9.8). Так обеспечивается непрерывное связывание одного из продуктов гидролиза и формирование подземных вод гидрокарбонатного типа. Типичная формула солевого состава вод кварцито-песчаников вепся $M_{0.3} \frac{HCO_3 92}{Ca48Mg36Na15}$, где М – минерализация, г/л, цифры

после ионов – моль %.

Содержание других анионов в подземных водах определяется локальными факторами. Например, хлор-ион в водах рыхлых четвертичных отложений, интрузивных и терригенных пород составляет в среднем 5 мг/л, а в пределах распространения вулканогенно-осадочных пород структуры достигает 1000 мг/л и выше. Источником повышенной хлоридности вод могут служить седиментационные воды, которые сохранились в условиях слабого водообмена. Существуют и другие гипотезы, например, в работе [3] показано, что для формирования хлоридных вод в кристаллических щитах достаточно извлекаемых из пород кларковых концентраций хлора при увеличении времени водообмена.

Источником сульфатов в подземных водах служат сульфиды и атмосферные поступления. Последние имеют значение только в верхней части гидрогеологического разреза. В коренных породах Онежской структуры воды сульфатного типа формируются в пределах распространения шунгитсодержащих пород с рассеянной мелко- и микрокристаллической (наиболее реакционноспо-

собной) сульфидной вкрапленностью. Именно с окислением сульфидов шунгитовых сланцев связывают формирование «Марциальных вод», химический состав воды одной из скважин имеет вид:



Катионный состав подземных вод практически полностью контролируется составом исходных минералов, но это выполняется только на первых этапах литогенной эволюции воды. Анализ лизиметрических растворов [7], свидетельствует, что при инфильтрации атмосферные воды уже на глубине около 2 м обогащаются основными катионами и сульфатами. В работах [4, 5] показано, что при времени контакта в несколько часов, минерализацию воды в 10 мг/л (при соотношении порода/жидкость 10^{-5}) могут создать минералы со скоростью растворения равной или более 10^{-10} г/см². Таковыми в условиях региона являются полевые шпаты, которые формируют химический состав первых порций поверхностных вод, образующихся при взаимодействии атмосферных осадков с горными породами. Для систем с соотношением порода/жидкость $< 10^{-5}$ уже первые порции атмосферных осадков полностью переводят все (кроме алюминия и железа) компоненты породы в водную фазу. Поэтому воды, формирующиеся в верхней гидрогеохимической зоне региона независимо от состава вмещающих пород по преобладающим компонентам практически всегда кальциево-магниевые. В последующем, когда количество растворенных солей в растворе превысит 0.5-0.6 г/л и воды достигнут равновесия с кальцитом, натрий получает возможность избирательного накопления. И нередко наблюдается картина, когда в условиях гумидного климата формируются содовые воды (гидрокарбонатно-натриевые, но не любые воды, в которых $HCO_3^- > Ca+Mg$, а только те, которые насыщены кальцитом).

На первый взгляд удивительный факт: в карбонатных породах (в наших условиях наиболее растворимых породах) формируются достаточно минерализованные (до 1 г/л) щелочные воды, в составе которых очень мало кальция и магния (менее 10 моль%). Такие воды распространены в районе Повенца и Пиндуш, вскрыты скважинами на месторождении Средняя Падма. Формулы состава имеют вид $M0.7 \frac{HCO_3 92}{Na75}$ или $M0.8 \frac{HCO_3 50Cl41}{Na88}$.

Содообразование – естественный этап развития системы порода-вода, связанный с осаждением карбоната кальция наряду с образованием монтмориллонита и других глин [6]. Образование гидрокарбонатно-натриевых вод в кристаллических массивах – следствие длительного взаимодействия воды с горными породами, и происходит оно либо при нахождении воды ниже местного базиса эрозии, либо при погружении инфильтрационных вод по зонам тектонических нарушений в глубокие части структур. Поэтому состав исходных пород для формирования натриевых вод не имеет существенного значения, хотя, чем больше коренные породы содержат натрия, тем при прочих равных условиях больше вероятность формирования содовых вод.

Магний редко бывает преобладающим катионом в подземных водах. Возрастание относительного содержания магния характерно для вод, формирующихся в породах основного и ультраосновного состава. Гидрокарбонатно-магниево-натриевые воды (относительное содержание магния достигает 60-90 моль%) отмечаются на локальных участках, например, в пределах Онежской структуры – на Аганозерско-Бураковском массиве.

Наименьшая роль среди катионов принадлежит калию. Его концентрации в ненарушенных условиях редко превышают 10 мг/л, фоновые величины составляют 1-4 мг/л.

Таким образом, в пределах Онежской структуры распространены все химические типы подземных вод, отражающие различные этапы развития системы вода-порода. Наиболее характерны для первых этапов взаимодействия воды с породой гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды, которые в пределах Онежской мульды в условиях замедленного водообмена сменяются на гидрокарбонатные натриевые и хлоридные натриевые воды. Последние имеют максимальную среди подземных вод региона минерализацию, достигающую 5-10 г/л. Геохимические особенности шунгитосодержащих пород в условиях кислородного режима определяют формирование сульфатных кальциево-магниевых вод.

Гидрогеохимические условия (кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные) определяют уровень содержаний, форму миграции и ассоциации микроэлементов в подземных водах. Изменение гидродинамических, геохимических и биологических условий определяют кислородный режим, который в наибольшей степени влияет на мобилизацию элементов с переменной валентностью. Наибольшую важность среди них имеют железо и марганец, зачастую переходящие в разряд макрокомпонентов, при этом железо формирует свой геохимический тип воды (железистый).

Вертикальная окислительно-восстановительная зональность подземных вод выражается в закономерных изменениях значений окислительно-восстановительного потенциала с глубиной их формирования: от кислородных вод ($Eh > 250$ мВ) к бескислородным и бессульфидным ($Eh 100 \div 250$ мВ) и редко сульфидным ($Eh < 100$ мВ) [2]. Эта зональность сопряжена с вертикальной зональностью железосодержащих подземных вод. В соответствии с ней в кислородных водах концентрации железа невелики (< 1 мг/л), вторая зона наиболее благоприятна для существования железа в виде Fe^{2+} . Здесь его концентрации достигают десятков мг/л, максимальная величина – 116 мг/л («Марциальные воды»).

Таблица. Максимальные концентрации элементов в подземных водах месторождений (мкг/л)

Месторождение	Забогатинское	Аллареченское, Восток	Средняя Падма	Спутник
Тип воды	SO ₄ -HCO ₃ -Ca-Mg (HCO ₃ -SO ₄ -Ca-Mg)		HCO ₃ -Na (HCO ₃ -Cl-Na)	
Li	7	51	47,7	69
Be	0,18	1,6	0,11	0,034
B	18,8	14	336	420
Al	770	7200	509	220
P	240	110	118	25
Sc	4,5	20	3,1	9,7
Ti	20,2	66	5,2	5
Cr	10	34	4,7	6,4
V	2,2	4,6	15,3	2,5
Fe	7500	150000	5200	8100
Mn	1100	14000	274	470
Ni	360	26000	9,1	64
Co	34	760	0,5	3,5
Cu	30	1300	84	26
Zn	840	20000	175	62
Ga	0,16	1,7	0,08	0,17
Ge	0,17	11	1,2	3,5
As	30	3,4	1,1	5,2
Se	1,9	3,3	2,45	12
Br	21,7	67	364	11000
Sr	360	610	568	16000
Rb	11,6	110	12,3	4,9
Y	0,94	21	0,28	0,2
Zr	2,7	0,26	0,9	0,07
Nb	0,28	0,06	0,059	0,026
Mo	48	2,7	36	0,47
Ag	0,66	0,55	0,018	0,84
Cd	21	3,2	0,24	12
Sn	0,59	0,18	1,8	0,025
Sb	0,76	0,69	0,27	0,09
I	4,7	5,1	432	240
Ba	270	73	1277	140
La	7,3	37	17,3	0,07
Ce	1,4	9,2	1	0,07
Ta	0,22	0,01	0,01	0,01
W	0,21	7,7	15,5	3
Re	0,91	0,076	1,8	0,015
Hg	0,19	0,026	0,025	0,12
Tl	0,16	0,29	0,01	0,01
Pb	13	15	3,1	1,7
Bi	6,7	0,2	0,02	0,4
Th	0,05	0,95	0,05	0,1
U	21	52	187,7	0,04

Содержания микрокомпонентов в подземных водах региона в целом сравнительно низкие [1]. Медианные концентрации только некоторых элементов (Sr, Ba, Al, Zn, Mn, P) находятся в интервале 10-100 мкг/л, остальные элементы, в том числе тяжелые металлы, как правило, ниже 10 мкг/л. Характер распределения большинства микроэлементов в водах различных комплексов пород отличается незначительно, только концентрации Sr, B, U в водах докембрийских пород статистически выше, чем в четвертичных. Значимая положительная корреляция с величиной общей минерализации отмечается для некоторых, в основном литофильных элементов: Li, B, Br, Sr, Ba, Rb, U.

В пределах Онежской структуры зафиксированы максимальные для подземных вод региона концентрации многих элементов: на Зажогинском месторождении – Be, Cr, Ni, Co, Se, Zr, Mo, Ag, Cd, Bi, на Средней Падме – Li, B, V, Cu, Ge, Br, Ba (табл.).

Условия формирования подземных вод и ассоциация приоритетных элементов гидрогеохимических аномалий (Fe-Mn-Ni-Co-Mo-Cd-As-Zn-U) в пределах шунгитсодержащих пород во многом сходны с условиями и характеристикой аномалий в подземных водах сульфидных месторождений Печенгской структуры, хотя значительно уступают им по интенсивности (табл.).

Литература

Водные ресурсы Республики Карелия и пути их использования для питьевого водоснабжения. Опыт карельско-финляндского сотрудничества / *Ред. Н.Филатов и др.* Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. 263 с.

Крайнов С.Р., Швец В.М. Геохимия подземных вод хозяйственно-питьевого назначения. М.: Недра, 1987. 237 с.

Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н. Происхождение хлоридных подземных вод и рассолов в кристаллических щитах (Анализ проблемы методами термодинамического моделирования геохимических процессов) // ДАН. 1999. Т. 365. № 2. С. 245–249.

Рыженко Б.Н., Крайнов С.Р., Шваров Ю.В. Физико-химические факторы формирования состава природных вод (верификация модели «порода-вода» // Геохимия. 2003. № 6. С. 630–641.

Рыженко Б.Н., Джамалов Р.Г., Злобина В.Л. Влияние закисления атмосферных осадков на химические равновесия подземных вод // Геохимия, № 3, 1997. С. 312–319.

Шварцев С.Р. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998. 366 с.

Soveri J. Influence of meltwater on the amount and composition of groundwater in Quaternary deposits in Finland. Publ. of the Water Res. Inst. 63. Nat. Board of Waters, Finland. Helsinki. 1985. 92 p.

Пространственная и геохимическая структура распределения малосульфидной минерализации в Киваккском базит-гипербазитовом массиве (Северная Карелия)

Бычкова Я.В., Телюкина К.С.

Геологический факультет МГУ, г. Москва, e-mail: yanab@geol.msu.ru

Малосульфидная платинометальная минерализация в базит-гипербазитовых расслоенных массивах представлена, как правило, так называемыми «рифами», или сульфидными горизонтами. На сегодняшний день главной проблемой исследования расслоенных массивов является механизм концентрирования платиноидов в строго определенных протяженных участках разрезов.

Малосульфидная минерализация в Киваккском расслоенном массиве проявляется на трех уровнях вертикального разреза. Первое появление малосульфидной минерализации зафиксировано [1] в области перехода от оливинитовой зоны к норитовой, на участке переслаивания гарцбургитов, норитов и габбро-норитов. Второе проявление малосульфидной минерализации пространственно расположено в Подзоне переслаивания бронзититов и норитов. Обогащение сульфидными включениями характерно для трех верхних из восемнадцати ритмических единиц. В третий раз сульфидная минерализация появляется также в Норитовой зоне, но уже в относительно однородных норитах.

Подробно исследована структура второго и третьего проявления сульфидной минерализации (далее сульфидные уровни). Важной чертой сульфидных уровней является их протяженность и выдержанность по простиранию, совпадающему с простиранием общей расслоенности массива. Оба

сульфидных уровней приурочены к норитам (бронзит-плагноклазовый кумулятивный парагенезис). Мощность сульфидных уровней составляет первые десятки метров и незначительно варьирует по простиранию.

Для малосульфидной минерализации Кивакского интрузива характерно гнездообразное выделение сульфидных стяжений а также рассеянная форма нахождения микроскопических сульфидных вкраплений. Стяжения размером от долей мм до 5-7 мм. представляют скопления халькопирита, пирротина и пентландита в различных соотношениях, заполняющих интеркумулятивное пространство. Мелкодисперсный пирротин встречается в виде вкраплений в разных минералах..

В строении обоих сульфидных уровней наибольшая концентрация сульфидов наблюдается в основании уровня и в его верхней части независимо от строения и количественно-минерального состава сульфидсодержащих пород. Области повышенного скопления сульфидов названы «сульфидными горизонтами». Они по простиранию совпадают с общим простиранием пород, а также прослоев контрастного переслаивания разного масштаба. Поскольку распределение стяжений в норитах весьма неравномерно, то термин «горизонт» применяется условно, подразумевая протяженную область концентрирования сульфидных выделений. Соответственно, и границы выделяемых горизонтов являются условными. Таким образом, наблюдается линейная структура распределения скоплений сульфидных гнезд по простиранию, совпадающему с расслоенностью. Между выделяемыми верхним и нижним сульфидными горизонтами в вертикальном разрезе уровня существует промежуточная зона. Она характеризуется наличием немногочисленных, равномерно «рассеянных» сульфидных гнезд размером до 0.5 см. Они хорошо диагностируются, поскольку окружены ореолами окислов железа на выветрелой поверхности. В отличие от сульфидных горизонтов линейность распределения скоплений сульфидов здесь отсутствует.

В целом сульфидные уровни непрерывно прослежены по простиранию как минимум на 200 м (в пределах обнаженности), сохраняя особенности своего строения с двумя горизонтами в основании и кровле и зону редкой вкрапленности между ними (рис. 1).

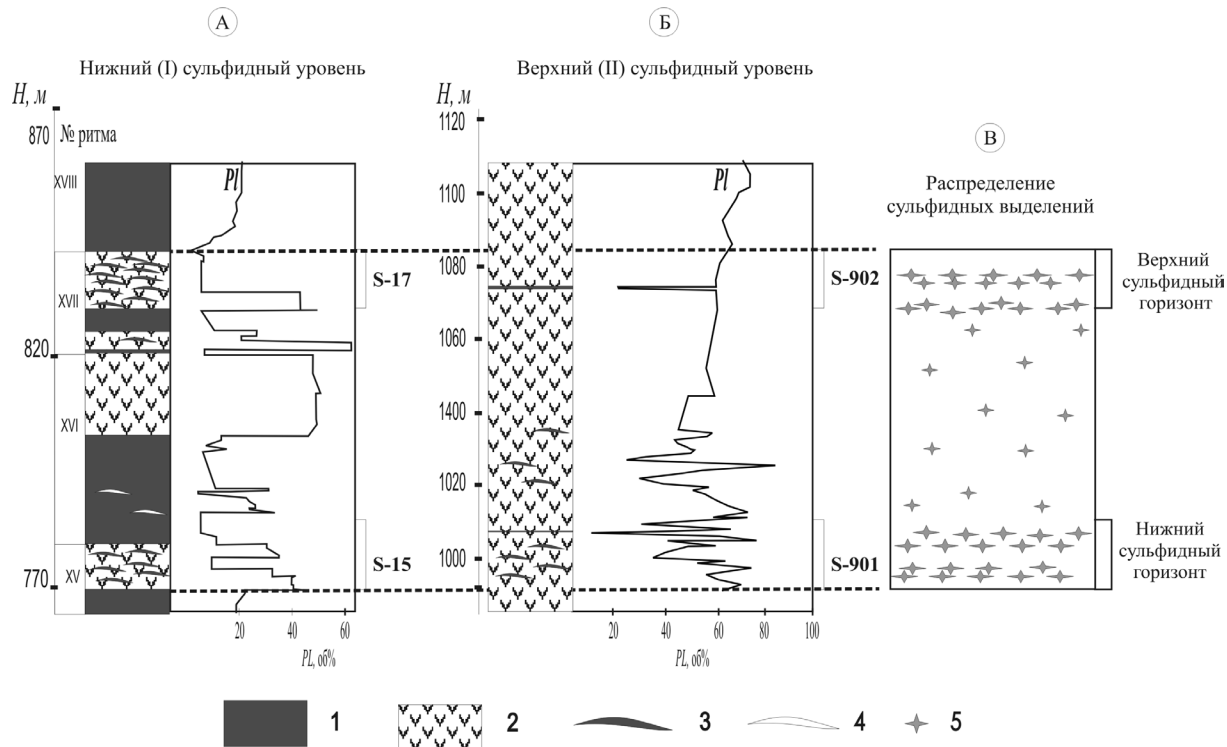


Рис. 1. Пространственное положение сульфидной минерализации (B) в сульфидных уровнях S-15 (A) и S-902 (Б). Условные обозначения:

1 – меланократовые нориты; 2 – мезо- лейкократовые нориты; 3 – меланократовые шпильры и тонкие прослои; 4 – лейкократовые шпильры и тонкие прослои; 5 – скопления сульфидов

В ходе полевых исследований малосульфидных уровней неоднократно отмечалось, что наибольшее количество железненных участков относится к меланократовым породам или их прослоям в мезократовых норитах. Эта визуальная закономерность считалась генетическим признаком. Данные по химическому и количественно-минеральному составу пород, слагающих малосульфидные горизонты, были обработаны методом факторного анализа. В качестве величины, отражающей содержание сульфидного компонента в породах, принималось содержание серы. Наглядно корреляции представлены на дендрограммах (рис. 2 и 3). Содержание серы (и тесно связанной с ней меди) оказывается ближе к компонентам, входящим в состав пироксена, и цветному числу, чем к компонентам плагиоклаза, но значимые корреляции между содержанием серы и цветным числом пород отсутствуют. Дополнительное опробование горизонта S-15 с меньшим шагом опробования (0.2 м) подтвердило отсутствие корреляций.

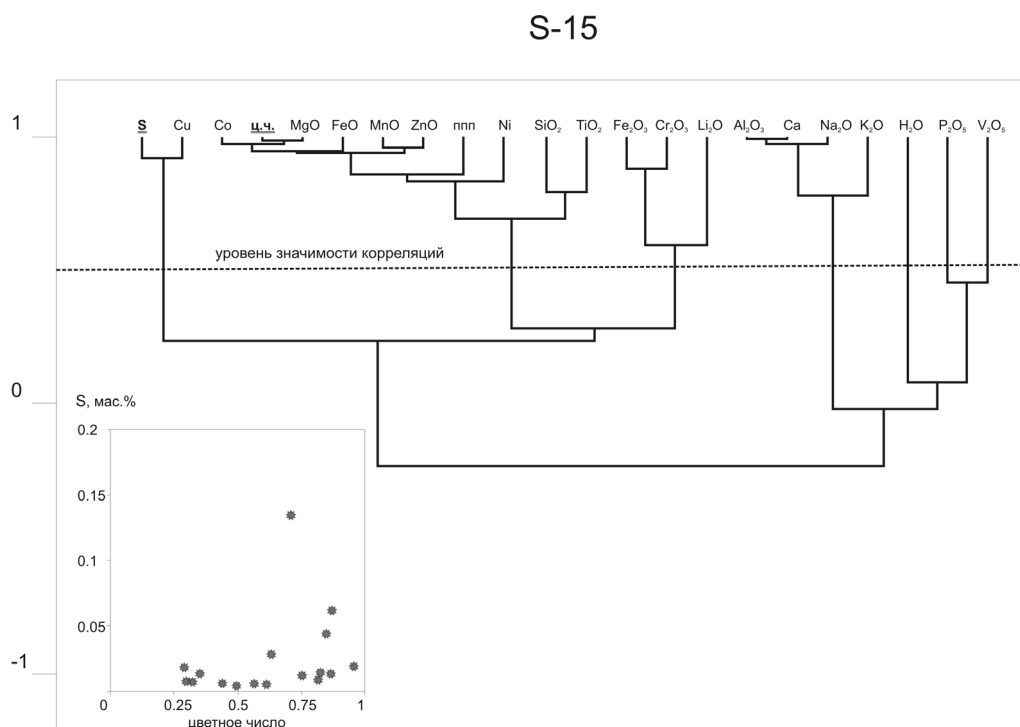


Рис. 2. Дендрограмма корреляций компонентов в сульфидном горизонте S-15.
На врезке отношение содержания серы к цветному числу в породах горизонта S-15

Таким образом, распределение сульфидных стяжений в силикатной матрице имеет четкие структурные закономерности и при этом не наследует первично-петрографическую структуру сульфидсодержащих пород.

Другим диагностическим признаком присутствия сульфидов и связанных с ними платиноидов, считается наличие пегматоидов сульфидсодержащих пород (черта, характерная, в частности, для Бушвельдского массива). Были исследованы сульфидоносные пегматитовые нориты Киваккского массива (уровень S-15) и Бушвельдского массива (риф Меренски). В обоих массивах породы сходны по количественно-минеральному и химическому составу и имеют близкий состав минералов. Существенным отличием является отсутствие хромитов в породах Киваккского массива, в котором хромиты отсутствуют и в дунитовой части разреза. Методом РФА было исследовано содержание Fe, Cu, Ni, Cr, Ca, Mn, Zn, Ti на полированной поверхности пегматоидов Рифа Меренского и аналогичных пегматоидов из Киваккского интрузива. Данные были обработаны методом факторного анализа. Отмечаются значимые корреляции между Mn, Fe, Cr, определяющие состав меланократовой части пород, а также Ca и Zn, характеризующие присутствие интеркумулятивного клинопироксена. Установлено, что при низких содержаниях халькофильных элементов (в Киваккском интрузиве) обнаруживаются опосредованные корреляции их с количественно-минеральным составом.

После разделения сульфидного и входящего в силикатные минералы железа и никеля, показано, что корреляции между количественно-минеральным составом, а также гранулометрическим составом, и положением сульфидных выделений отсутствует (рис. 4). В рифе Меренски основная часть сульфидов находится в пегматоидной части образца, в то время как в Киваккском образце сульфиды сконцентрированы в среднезернистой части. В обоих образцах концентрирование сульфидов никак не связано с границами между пегматитовой и среднезернистой частями. Сопоставление двух сходных по химическому и гранулометрическому составу сульфидсодержащих пород выявило отсутствие общих для двух объектов закономерностей распределения сульфидов. Таким образом, можно говорить о том, что присутствие крупнозернистых разностей не является диагностическим признаком концентрирования в породах сульфидов.

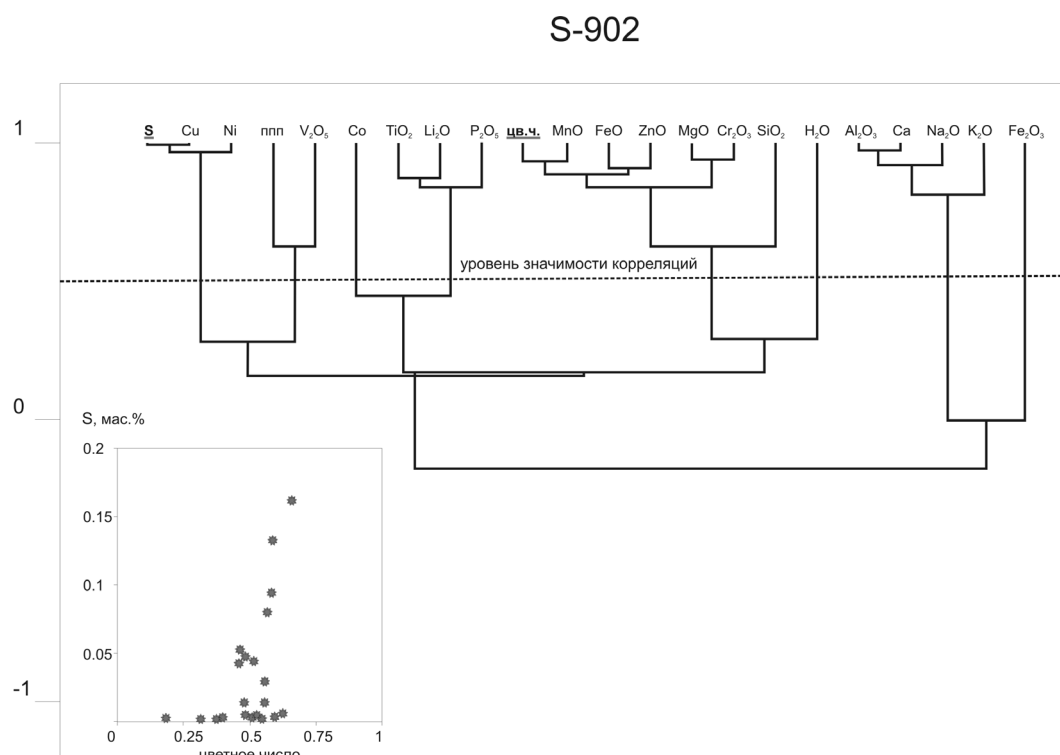


Рис. 3. Дендрограмма корреляций компонентов в сульфидном горизонте S-902. На врезке отношение содержания серы к цветному числу в породах горизонта S-902

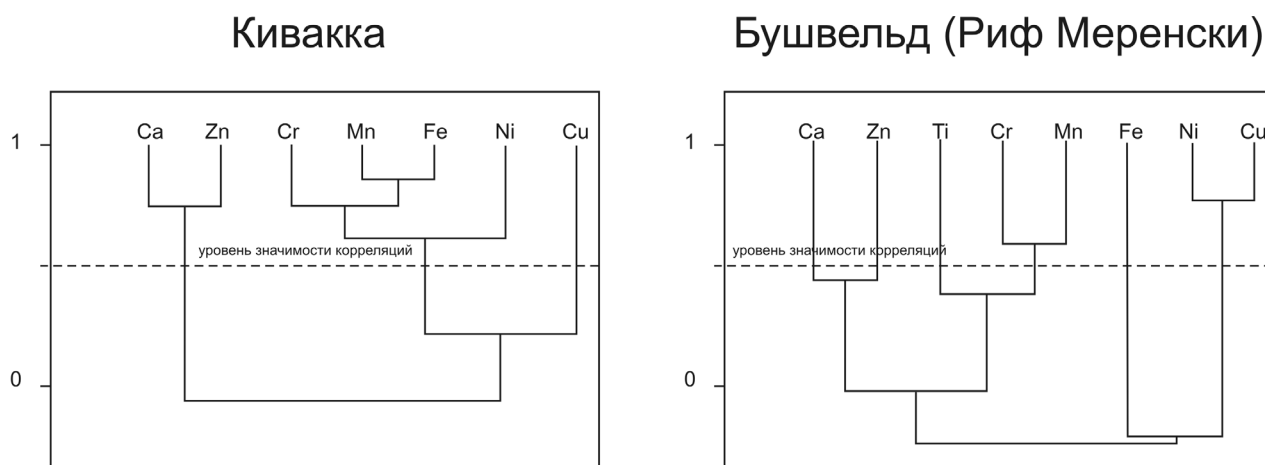


Рис. 4. Дендрограммы корреляций компонентов в пегматитовых норитах Киваккского интрузива и Рифа Меренски (Бушвельдский массив)

Установленные особенности и закономерности в строении сульфидных уровней могут свидетельствовать о том, что после отделения сульфидной жидкости от кристаллизующейся силикатной магмы история была самостоятельной. Поскольку температура кристаллизации сульфидов ниже, чем температура кристаллизации породообразующих силикатов, можно предположить, что сульфидный расплав заполнял интеркумулятивное пространство наравне с остаточной силикатной жидкостью. Судя по тому, что в силикатных минералах довольно часто присутствует мелкодисперсная сульфидная вкрапленность, сульфидная жидкость на этих стадиях фракционирования уже появилась и могла захватываться растущими кристаллами силикатов, а также проникать в ослабленные зоны силикатных зерен. Чаще всего такая вкрапленность наблюдается в ореолах кристаллизации сульфидных зерен. Будучи более плотной и более подвижной, сульфидная жидкость могла мигрировать по межзерновому пространству, «стекая» в гипсометрически более низкие участки разреза и формируя там новые горизонты. Если принять предположение, что сульфидная жидкость могла перемещаться в интеркумулусе, то вероятно возможность перецентрирования в ней различных элементов (в том числе платиноидов) в процессе миграции и взаимодействия с остаточным расплавом различных дифференциатов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (инициативные проекты № № 06-05-64649, 07-05-01103).

Литература

1. Пчелинцева Н.Ф., Коптев-Дворников Е.В. “Поведение Cu, Ag, Pt, Pd и Au в процессе кристаллизации расслоенного Киваккского интрузива (Северная Карелия)”, *Геохимия*, том 323, № 5, 1992 г.

Этапы формирования литосферы и геохимические особенности магматизма северо-восточной части Балтийского щита

Ветрин В.Р.

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: vetrin@geoksc.apatity.ru

Формирование литосферы северо-восточной части Балтийского щита происходило в течение по крайней мере трех этапов плюм-литосферного взаимодействия.

Подъем неоархейского плюма к основанию литосферы обусловил частичное плавление верхней мантии с образованием расплавов преобладающего базальтового состава, при внедрении которых в основание палеоархейской коры была образована ранняя нижняя кора. На существование сиалической палеоархейской коры региона, практически полностью уничтоженной при последующих геологических событиях, указывают находки цирконов с возрастными 3,6-3,2 млрд. лет в неоархейских метаморфических породах из различных частей Кольского полуострова [1, 2]. Неоархейская нижняя кора имела мощность, по-видимому, около 30 км, и в нижних частях испытала процессы парциального плавления с образованием расплавов тоналит-гранодит-гранодиоритового состава, мигрирующих в верхние части литосферы, что сопровождалось дезинтеграцией и ассимиляцией пород палеоархейской верхней коры. Рециклинг неоархейской нижней коры, обусловленный внедрением новых порций базитовых расплавов (процессы андерплейтинга), их кристаллизацией и последующим парциальным плавлением с удалением в мантию реститов ультраосновного состава сопровождался увеличением объема сиалической верхней коры, мощность которой по геохимическим данным оценивается в 20–30 км. Состав верхней коры определялся соотношением составляющих бимодальной породной ассоциации кремнекислых (“серые гнейсы”) – основных пород (толеитовые базальты зеленокаменных поясов) и производных их дезинтеграции и седиментогенеза. Последующие процессы тектогенеза и регионального метаморфизма приводили к образованию гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных областей, сформировавшихся, соответственно, в условиях сжатия и растяжения, чем были обусловлены различия в составе ассоциирующих с ними магмати-

тов. Средняя кора представлена близкими по составу породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Наиболее распространенными породами верхней и средней коры являются ТТГ-гранитоиды (“серые гнейсы”) с возрастом протолитов в 2950-2850 млн. лет. Плаггиогнейсы обладают различными концентрациями РЗЭ, в соответствии с чем могут быть выделены по крайней мере 3 типа пород: существенно преобладающий среди гнейсов тип А – сильно фракционированный $(La/Yb)_n=10-90$, крайне деплетированный тяжелыми $(Yb_n < 3)$ и обедненный легкими РЗЭ $(La_n=30-80)$, тип Б – умеренно фракционированный $(La/Yb)_n=20-30$, деплетированный тяжелыми РЗЭ $(Yb_n=3-5)$ с повышенным содержанием легких РЗЭ $(La_n=90-130)$, тип С – слабо фракционированный $(La/Yb)_n=7-28$, обогащенный легкими $(La_n=100-200)$ и тяжелыми $(Yb_n > 5)$ лантаноидами. Различие составов рассматриваемых типов гнейсов не могло быть обусловлено ни процессами фракционной кристаллизации единой исходной магмы, ни различной степенью плавления одного источника, поскольку при одинаковых концентрациях главных породообразующих окислов гнейсы обоих типов имеют различные содержания РЗЭ и ВЗЭ. Это позволяет предполагать их формирование при различных Р-Т условиях, и/или из различных источников. Приведенные геохимические характеристики “серых гнейсов” типов А и В наиболее оптимально объясняются образованием исходных расплавов за счет частичного плавления метабазитового субстрата типа ТН1 [3] с образованием гранат-клинопироксенового (тип А) или гранат-амфиболитового (тип В) реститов. Для плаггиогнейсов типа С предполагается плавление обогащенного источника и плаггиоклаз-амфиболовый состав рестита. Для всех типов плаггиогнейсов характерен узкий интервал вариаций отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0.08-0.14), в целом близких к среднecоровой величине этого отношения. Близость возрастных значений, определенных U-Pb методом по циркону с цифрами Nd-модельного возраста характеризует короткое время пребывания протолитов в коре и слабое фракционирование изотопов Sm и Nd во внутрикоровых процессах. Уменьшение в плаггиогнейсах величины ϵNd от 2,7 до -1,0, а также их редкоэлементный состав свидетельствуют об формировании этих пород за счет плавления пород нижней коры, частью модифицированных добавками вещества верхней коры. Наиболее низкие значения отношения $^4He/^3He - ((3.0-1.4) \cdot 10^6)$ в гелии, выделенном из флюидных включений в рассматриваемых гранитоидах могут рассматриваться лишь как верхний предел величины этого отношения в гелии, захваченном при кристаллизации расплавов, и смешивание мантийного 3He с гелием земной коры могло происходить в пропорции $\leq 1:(80-35)$.

В раннем палеопротерозое, около 2.5 млрд. лет назад на раннем дорифтогенном этапе произошел подъем мантийного плюма, зарождение которого могло происходить на глубине ~ 220-240 км [4], что соответствует положению нижней границы континентальной литосферы. Рассматриваемый “материнский” плюм при достижении низов более тугоплавкой континентальной литосферы мог растекаться, и через места разрывов в нижней части литосферы вверх проникало менее вязкое и более высокотемпературное вещество астеносферы, формирующее локальные “дочерние” плюмы. Общий разогрев коры в результате внедрения огромных масс мантийных магм привел к формированию свода, его эрозии и заложению палеорифтогенных прогибов, из которых наиболее крупный Печенгско-Варзугский пояс располагается в центральной части Кольского региона, на границе двух крупных блоков – Центрально-Кольского и Беломорского. Первоначально подъем и внедрение мантийных магм произошло под центральную часть Кольского региона с образованием ранних расслоенных интрузий (2,53-2,49 млн. лет [5, 6]) и комагматических им роев даек. В последующем подъем и внедрение главного объема магматических масс (2,46-2,40 млн. лет назад) переместились под Карельский, Финский и Беломорский блоки, при этом формировались не только интрузии, но и поля вулканитов, т.е. верхняя кора стала уже относительно проницаемой для магм. В зависимости от мощности коры, активности движения геологических блоков и их строения формировались интрузии различной морфологии и структуры, что можно видеть на примерах расслоенных интрузий и массивов друзитового комплекса. Изменение состава нижней коры происходило при внедрении в неархейскую существенно реститовую кору высокомагнезиальных базит-ультрабазитовых расплавов, образующих в породах верхней коры расслоенные интрузии и комагматичные с ними вулканиды, интрузии друзитов и габбро-анортозитов. Изучение Sm-Nd изотопной системы показало,

что концентрации палеопротерозойского вещества в породах нижней коры варьируют от 8% до 99%. Это позволяет предполагать существенную контаминацию расплавов, исходных для верхнекоровых вулканитов и интрузивных образований, веществом нижней коры.

Время проявленного в позднем палеопротерозое процесса гранитизации нижней коры определено U-Pb методом (SHRIMP-II, г. Санкт-Петербург) по цирконам из гранатовых гранулитов и составляет 1800 – 1650 млн. лет. Эти цифры сопоставимы с возрастом многофазных интрузий посторогенных гранитов северной части Балтийского щита (1775-1762 млн. лет), содержащих в составе захваченного флюида $\leq 20\%$ мантийной компоненты [7]. Величина $\epsilon_{Nd(1765)}$ в рассматриваемых гранитоидах имеет близкое значение для пород 1-й, 2-й и 3-й фаз (-6,8 – -8,8) и колеблется от -5,0 до -11,9 в лейкократовых гранитах 4-й фазы. Модельный возраст составляет, соответственно, 2,37-2,62 млрд. лет и 2,58-3,23 млрд. лет. На основании этих данных предполагается анатектический генезис исходных расплавов при плавлении главным образом метасоматически измененных гранатовых гранулитов нижней коры. Лейкограниты 4-й фазы были образованы из неоархейского сиалического источника или при контаминации исходных расплавов верхнекоровым веществом.

Породы неоархейской верхней коры часто изменены в результате процессов палеопротерозойского мантийно-корового взаимодействия: внедрения пород основного-ультраосновного состава (2330-1950 млн. лет), образования тел постскладчатых гранитов (1765 \pm 2 млн. лет), регрессивного метаморфизма и сопряженного с ним по времени процесса гранитизации (2225 \pm 5 млн.лет). Рассмотрение Pb-изотопных данных для гранитизированных пород в терминах модели “плюмботектоники” [8] свидетельствуют о том, что фигуративные точки наименее измененных полевых шпатов из “серых гнейсов” располагаются ближе к кривой накопления Pb нижней коры, которая характеризуется низкими U/Pb отношениями и высокими Th/U-отношениями. Тренды для Pb-изотопных отношений гранитизированных пород указывают на смешение древнего свинца (с возрастом 2.8 млрд. лет), развивавшегося при низких U/Pb и высоких Th/U отношениях в области нижней коры, с более молодым свинцом (2.2 млрд. лет), эволюция которого проходила в условиях повышенных U/Pb и более низких Th/U отношениях. Эти данные свидетельствуют, что образование гранитизированных пород могло происходить при добавлении к древнему свинцу полевых шпатов свинца мантийного генезиса. В целом количество протерозойского вещества, привнесенного в неоархейскую верхнюю кору, вместе с ремобилизованным материалом архейской коры оценивается как $\geq 30\%$ (породы основного- ультраосновного состава $\geq 12-15\%$, гранитизированные породы $\sim 15\%$, граниты $\sim 3\%$).

Возобновление магматической деятельности в палеозое, продолжительность которой составляет 50-60 млн. лет, произошло после длительного периода стабилизации Балтийского щита, превышающего 1,0 млрд. лет. Во время девонского тектоно-магматического цикла в северной части Балтийского щита были сформированы многочисленные массивы щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, Хибинский и Ловозерский нефелин-сиенитовые массивы, а также кимберлиты, мелилититы и ультраосновные лампрофиры даек и трубок взрыва. Концентрации большинства рассеянных элементов в ультраосновных лампрофирах существенно выше их содержания в примитивной мантии, но ниже по сравнению со средними ультраосновными лампрофирами, что объясняется, вероятно, образованием рассматриваемых пород при более высокой степени плавления мантийного субстрата. Ультраосновные лампрофиры региона обогащены легкими редкоземельными элементами (La/Yb = 40.8-70.7), и по содержанию и соотношениям РЗЭ близки кимберлитам и мелилититам. Начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породах варьирует соответственно от 0.70445 до 0.711126 и от 0.51216 до 0.51226, при наиболее часто встречаемой величине отношения для стронция < 0.706 . Эти особенности состава определяют их происхождение в результате парциального плавления обогащенной верхней мантии при различных РТ-условиях и варьирующем составе субстрата. Как показывают геохимические данные, мелилититы и ультраосновные лампрофиры образуются при средней степени плавления мантии, промежуточной между MORB и кимберлитами. Содержание Ni и Co в кимберлитах в 2-3 раза выше, чем в ультраосновных лампрофирах и мелилититах и свидетельствует об происхождении кимберлитов из существенно более деплетированного гарцбургитового источника. Кривые распределения РЗЭ в кимберлитах имеют более крутой наклон

по сравнению с лампрофирами и мелилитами, что определяется, вероятно, наличием существенного количества граната в источнике и характеризует как большую глубину источника для кимберлитов, так и меньшую степень парциального плавления мантии при их образовании. Данные по величине ϵNd_i для кимберлитов, УОЛ и мелилитов характеризуют их деплетированный мантийный источник, впоследствии метасоматизированный флюидом или расплавом и вследствие этого обогащенный некогерентными элементами. Хотя кимберлиты обогащены легкими РЗЭ, они имеют ϵNd близкий к Bulk Earth, что определяет проявление процессов метасоматоза непосредственно перед плавлением. Редкоземельные элементы, Ba, K, Sr, Rb, Th, Nb, P были добавлены в деплетированную мантию, вероятно, из более глубинного, связанного с плюмом источника, и последующее парциальное плавление метасоматизированной литосферы приводило к формированию, соответственно, кимберлитов, мелилитов и ультраосновных лампрофиров. Проявление процессов модалного до-магматического метасоматоза подтверждается наличием амфибола, флогопита, апатита, ильменита в ксенолитах шпинелевых перидотитов, вынесенных на поверхность кимберлитовыми расплавами, и степень плавления обогащенной мантии оценивается как 0.3–0.5% [9]. В породах и минералах щелочно-ультраосновных интрузий выявлено высокое содержание ^3He в захваченном флюиде с низким первичным отношением $^4\text{He}/^3\text{He}$ ($3 \cdot 10^4$). Эти данные указывают на присутствие во флюидной фазе компоненты мантийного плюма, обогащенной ^3He . Вклад нижней мантии, верхней мантии и атмосферы при образовании рассматриваемых пород оценивается как 2%, 97,95% и 0,05% соответственно [10].

Таким образом, указанные этапы плюм-литосферного взаимодействия существенно различаются по масштабу магматической деятельности, составу магматических производных и степени плавления литосферной мантии. В неоархейский этап происходило образование больших объемов базальтовых расплавов, преобладающий толеитовый и оливин-толеитовый состав которых предполагает высокую степень ($\leq 30\%$) плавления мантийного вещества. При парциальном плавлении базальтов нижних частей разреза, преобразованных в амфиболиты и гранулиты, формировались расплавы кремнекислого-среднего состава, из которых осуществлялась кристаллизация тоналит-трондьемит-гранодиоритовых пород, и комплементарно с этим происходило образование рестиновой нижней коры. В палеопротерозое масштаб корообразующей магматической деятельности существенно уменьшался. Состав неоархейской нижней коры был модифицирован вследствие внедрения в нее высокомагнезиальных базит-ультрабазитовых расплавов, испытывавших процессы контаминации веществом нижней коры и образующих в верхней коре перидотит-пироксенит-габброноритовые расслоенные интрузии, массивы анортозитов и вулканиты палеопротерозойских рифтогенных структур. Формирование щелочноультраосновных и щелочных расплавов палеозойской щелочной провинции Кольского полуострова происходило при минимальной степени плавления мантийного вещества, обогащенного рядом редких элементов (РЗЭ, Ba, K, Sr, Rb, Th, Nb, P и др.) из астеносферного источника.

Грант РФФИ 07-05-00100, программа №4 приоритетных исследований ОНЗ РАН.

Литература

1. Brigwater D. et al. // Terra Nova. 2001. V.13. №1. P. 32–37.
2. Мыскова и др. 2005. Т.402. №1. С. 82–86.
3. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
4. Филатова В.Т. // Российский геофизический журнал. 2002. № 25–26. С. 55–64.
5. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука. 2004. 174 с.
6. Смолькин В.Ф. и др. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района. Ч. 2. Апатиты: Кольский научный центр. 2004. 177 с.
7. Ветрин и др. // Петрология. 2002. Т. 10. № 3. С. 270–282.
8. Zartman R.E., Doe B.R. // Tectonophysics. 1981. № 75. P. 135–162.
9. Арзамасцев А.А. и др. // Рос. журн. наук о Земле. Т.3. №1. С. 1–35.
10. Tolstikhin I.N. et al // 2002. Geochim. Cosmochim. Acta. 66. P. 881–901.

Факторы размещения месторождений золота и источники рудного вещества**Войтеховский Ю.Л., Предовский А.А.**Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: woyt@geoksc.apatity.ru

Анализ состава, строения, размещения и условий формирования месторождений золота позволяют выделить те их особенности, которые могут быть использованы для прогнозирования на Северо-Западе России [2, 7].

1. Главный фактор размещения месторождений – тектонический. Ведущие контролирующие структуры – долгоживущие линеаменты и сопровождающие их разломные системы, образующие глобальную сеть. Линеаменты отвечают за вывод мантийной энергии и вещества в земную кору, тектогенез, магматизм, метаморфизм, метасоматоз и эндогенный рудогенез [12]. Такой акцент альтернативен концепции движущихся литосферных плит в пользу концепции глобальной системы глубинных линеаментов [9-11]. Яркий пример тектонического контроля золотого оруденения – месторождения типа Карлин на западе США. Они приурочены к пересечению разрывно-складчатых структур Скалистых гор и трансформного тихоокеанского разлома, продолжающегося в сторону Великих Озер [3]. Еще один пример – западный Тянь-Шань и Кызыл-Кумы, где на сопряжении южного продолжения Урала и субширотной Средиземноморско-Гималайской системы расположены Мурунтау, Замиртан, Кумтор и др. Аналогична позиция и другие продуктивных территорий на пересечениях линеаментов более низких рангов.

2. Намечаются два крайних типа рудоносных районов. I – активные зоны прогибов и супракрустального породообразования, прошедшие интенсивную инверсию, складчатость и метаморфизм. II – блоки длительного сводового воздымания фундамента и эндогенной активности. Оба типа ведут к режиму, близкому к орогенному, позже – рифтогенному. На поздних этапах развития характерны субщелочные и щелочные магматиты в виде даек и малых интрузий широкого спектра меланократовости. Для типа II специфичны и крупные массы гранитоидов.

3. Важная черта всех рудоносных районов – многократная тектоническая активизация с развитием мелкой складчатости, сланцеватости, кливажа и трещиноватости, перекристаллизации и гидротермально-метасоматических изменений пород, что отражено в сложных структурных узлах.

4. Весьма значима большая длительность развития рудоносных структур и районов – до десятков и первых сотен миллионов лет.

5. Показательны особенности породообразования. В районах типа I типоморфны осадочные процессы с вулканогенно- и туфогенно-осадочным накоплением. Образование супракрустальных толщ отличается перерывами и размывами уже накопленных отложений. Исключительный критерий – конседиментационный флюидно-гидротермальный привнос золота и сопутствующих рудных компонентов [4, 13, 14], названный SEDEX-процессом [5, 6]. Для кварцевых фрагментов рудоносных конгломератов разработана модель формирования за счет конседиментационного размыва экагляционно-осадочных гелей кремнезема. Характерны туфогенно-осадочные продукты разного состава: кремнистые, железистые, сульфид-, карбонат-, фосфат- и углеродсодержащие, в т.ч. битуминозные. Для последних установлена связь с мантийными источниками [6]. В областях типа II помимо гранитоидов рудовмещающими могут быть супракрустальные толщи наложенных прогибов и поверхности крупных несогласий.

6. Минералогические особенности золоторудных структур – высоко- (с К и К-Na полевыми шпатами, флогопитом, биотитом, турмалином, кварцем и мусковитом) и низкотемпературные (с кварцем, серицитом, хлоритом, флюоритом, доломитом, магнезитом, сидеритом, кальцитом, альбитом, адуляром, халцедоном и гематитом) парагенезисы. В золоторудных залежах значительна роль сульфидной минерализации (пирит, пирротин, марказит) с подчиненным количеством арсенопирита, антимонита, сложных сульфоарсенидов, галенита, сфалерита, халькопирита, молибденита и киновари. Эффективным для прогноза является онтогенический анализ [1].

7. Геохимические особенности – повышенные содержания редких тяжелых литофилов (W, Mo, Sn, U, Th, Zr, Nb), халькофилов (Pb, Hg, Zn, Cu), сидерофилов (Co, Ni), самих благородных металлов (Au, Ag, PGE), а также As, Sb, Se, Te, В, F, Р. Благоприятно повышенное содержание в породах углеродистого вещества (графита, углеводородов, сложных органических и металлоорганических соединений) и реликтов рудообразующей среды (CO₂, N, H₂S, CH₄).

8. Намечается ряд золоторудных эпох, среди которых особо выделяется позднеархейский (2.9-2.6 млрд. лет назад), представленный месторождениями Витватерсранда, Калгурли, Хемло, Иеллоунайфа и отличавшийся широким развитием активных вулканических и поствулканических процессов [2]. Далее следуют максимумы 1.7-1.6, 0.8, 0.4-0.24 и 0.2-0.01 млрд. лет назад. Палеозойский и мезо-кайнозойский максимумы означают новую активизацию золоторудного процесса. Заметим, что периодичность максимумов золотого оруденения приближается к периодичности орогенных окончаний в тектонической истории Земли.

9. Размеры рудоконтролирующих зон: по горизонтали от 0.5 до 5-8 км, по вертикали от сотен метров до 2.5 км, мощность от первых метров до 0.5 км. Содержания Au в рудных телах от 2-5 до 17-70 г/т. Оно локализовано в сульфидном и углеродистом веществе и, как правило, дисперсно. Видимое Au свойственно богатым, часто перекристаллизованным рудам.

Приведенные обобщения могут служить основой для суждения о причинах, механизмах формирования месторождений Au и источниках рудного вещества. Представляется, что крупные месторождения образуются вследствие взаимодействия эндогенных и экзогенных породо- и рудообразующих систем в пределах мантии и коры. Начальный импульс исходит из мантии по долгоживущим линейным структурам в виде потока теплоносителя и сопровождающих флюидов. Интенсивность процесса возрастает в областях их пересечения. Глубинный тепло-массопоток определяет коро-мантийные взаимодействия, в т.ч. возникновение прогибов, сводовых поднятий, проявления орогенеза и рифтогенеза.

Множественность и длительность глубинных импульсов определяют привнос золота и сопутствующих элементов в кору. Накопление золота эффективно в восстановительной среде, что обеспечивается составом глубинных флюидов, содержащих водород, сероводород и углеводородное вещество. От импульса к импульсу меняется характер теплоносителя и сопровождающих флюидов. После работы [8] и геохимического изучения мантийных пород, сомнения в глубинном источнике щелочей, тяжелых литофилов (в т.ч. U и Th) и благородных металлов нельзя считать обоснованными. Если намеченная схема правомерна, то могут быть сделаны следующие выводы.

1. Источником золота для золоторудных районов и крупных месторождений является мантия, хотя его перенос и накопление могут быть опосредованы промежуточными носителями.

2. Рудовмещающие породы не всегда являются “материнскими” для золота или обеспечивают малую часть его ресурса. Это относится к разнообразным гранитоидам и другим магматитам.

3. Прогнозирование и поиски месторождений золота наиболее эффективны при учете комплекса показателей, подобных рассмотренным.

Многие моменты предлагаемой работы перекликаются с уже опубликованными другими авторами. Подробные ссылки невозможны из-за небольшого объема статьи, смысл которой не в новизне отдельных положений, а в системном подходе к проблеме.

Литература

1. *Богуш И.А., Бурцев А.А.* Онтогенетический атлас морфогенетических микроструктур колчеданных руд. Ростов-на-Дону: СКНЦ ВШ, 2004. 200 с.
2. Золоторудные гиганты России и мира / *Константинов М.М.* и др. М.: Научный мир, 2000. 272 с.
3. *Калягин А.Н., Абрамов В.А.* Основы трансструктурной геологии в океанологии и металлогении. Владивосток: Дальнаука, 2003. 348 с.
4. *Константинов М.М., Косовец Т.Н.* Стратиформное Au-Qu оруденение в турбидитах Южной Якутии // Руды и металлы. 1996. № 3. С. 7-21.
5. *Кременецкий А.А., Максимюк Н.Е., Юшко Н.А.* Минералого-геохимические критерии седиментогенно-эксгальционного генезиса золотоносных конгломератов (Витватерсранд, ЮАР) // Разведка и охрана недр. 2006. № 9. С. 21-28.

6. *Кременецкий А.А., Юшко Н.А.* SEDEX-процесс – ведущий механизм формирования ресурсного потенциала Au и U в докембрийских конгломератах и полосчатых железных рудах. Тр. Ин-та геохимии окружающей среды Вып. 5/6. Киев, 2002. С. 36–52.

7. Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования / Ред. *Д.В. Рундквист*. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 430 с.

8. *Ларин В.Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980. 216 с.

9. *Макаренко Г.Ф.* Периодичность базальтов, биокризисы, структурная симметрия Земли. М.: Геоинформмарк, 1997. 98 с.

10. *Макаренко Г.Ф.* Планетарные горные дуги и мифы мобилизма. М.: Косминформ, 1993. 280 с.

11. *Макаренко Г.Ф.* Траппы в структуре материков. М.: Наука, 1983. 208 с.

12. *Предовский А.А.* К проблеме основных элементов тектонического развития Земли: какова альтернатива новой глобальной тектоники литосферных плит // Тр. Всерос. научн. конф. Мурманск, 2003. С. 223–225.

13. *Hutchinson R.W., Viljoen R.P.* Reevaluation of gold source in Witwatersrand ores // S. Afr. Geol. 1988. V 186. N 91. P 153–173.

14. *Reimer T.O.* Alternative model for the derivation of gold in the Witwatersrand Supergroup // J. Geol. Sc. L. 1984. V 41. P 263–272.

О двух типах раннедокембрийских эклогитов в Беломорском подвижном поясе (р-н с. Гридино, Карелия)

Володичев О.И., Слабунов А.И.

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: volod@krc.karelia.ru, slabunov@krc.karelia.ru

Проблемы геологии и петрологии эклогитов были актуальными постоянно на протяжении почти двухсотлетней истории их изучения. В последний период интерес к ним резко возрос [9] в связи с разработкой теории тектоники плит, в соответствии с которой эклогиты образуются при субдукционных и коллизионных процессах. Но и с принятием этой теории острой остается проблема соотношения метаморфизма эклогитов и вмещающих пород. В одних комплексах однозначно устанавливается их изофациальность, но весьма распространенной является ситуация, в которой породы, вмещающие эклогиты, имеют более низкий уровень метаморфизма. В ряде случаев это несоответствие представляется кажущимся, и по отдельным признакам во вмещающих породах восстанавливаются [11] или предполагаются [10] реликтовые минералы или парагенезисы эклогитовой фации, подвергнутые при наложенных деформациях вторичным изменениям. Многие исследователи полагают, что это явление, обусловленное различной реакцией эклогитов и вмещающих пород (за счет различной реологии) на наложенные динамометаморфические преобразования, имеют широкое распространение, и хорошим подтверждением этого является недавнее обнаружение в ряде эклогитосодержащих комплексов коэситов и алмазов не только в эклогитах, но и во вмещающих породах [7]. Другим распространенным объяснением подобного градиента является аллохтонный характер тел эклогитов в чешуйчатых, надвиговых зонах, фиксирующий значительные относительные перемещения, допускающие даже возможность тектонических внедрений фрагментов эклогитизированных пород верхней мантии в верхние горизонты земной коры [8, 12 и др.]. Весьма популярным в настоящее время является также объяснение несоответствия метаморфизма влиянием флюида в ходе коллизионного процесса. Так, во время Каледонской орогении гранулиты комплекса Берген Аркс, Норвегия подверглись частичной перекристаллизации в условиях эклогитовой фации метаморфизма лишь на участках проникновения флюида в shear-зонах [6].

Результаты исследования геологии и петрологии древнейших на Земле раннедокембрийских эклогитов, распространенных в Беломорском подвижном поясе (БПП) в районе с. Гридино, в условиях идеальной обнаженности, позволяющей наблюдать и изучать непосредственные контакты пород разного состава и возраста, их взаимоотношения и степень участия в наложенных деформациях, выявили другие возможные варианты особенностей соотношения метаморфизма тел эклогитов с вмещающими породами.

В этом районе выделены две возрастные и, вероятно, генетические группы эклогитов. Архейские эклогиты ($T=740-865^{\circ}\text{C}$, $P\geq 14-17.5$ кбар) с возрастом 2720 ± 8 млн. лет [2] обнаруживают большое сходство с широко распространенными в природе коровыми эклогитами в мигматизированных гнейсах (ортогнейсах). Эклогиты, вероятно, субдукционного происхождения, являются компонентом микститового комплекса интенсивно мигматизированного тектонического меланжа [13]. Уже в домигматитовый период они прошли полный цикл ретроградных преобразований (образование симплектитовых эклогитов и Grt-Cpx амфиболитов), сопровождающихся деформациями одной или нескольких (?) генераций. В процессе мигматизации меланжевого комплекса образуются эндербиты, насколько можно судить по реликтовым находкам в них гиперстена. В коллизионный период [1] они преобразованы в условиях высокобарической амфиболитовой фации в Grt-Am-Bt \pm Cpx ортогнейсы, которые, таким образом, являются более молодыми образованиями, не испытывавшими в своей истории эклогитового метаморфизма.

БПП – архейская структура, продолжившая свое активное развитие в высокобарическом режиме и в палеопротерозое [1]. В районе с. Гридино выделяются, по крайней мере, три возрастные генерации палеопротерозойских эклогитов, установленные в дайках базитов разнообразного состава, обнаруживающих интрузивные контакты с менее метаморфизованными вмещающими породами. Это другой генетический тип эклогитов, отличающийся от архейского. Все эклогитизированные дайки базитов занимают секущее положение относительно архейского эклогитсодержащего комплекса, а их относительное возрастное положение устанавливается на основе взаимного пересечения.

Дайки I имеют различный состав: высоко-Fe толеитовый (Fe-Ti), толеитовый (Fe) и субщелочной (Na+K, Fe). По условиям метаморфизма часто они соответствуют высокобарической гранулитовой фации (Grt-высоко-Na Di-Pl-Am \pm Opx), но в ряде случаев фиксируются эклогиты Grt-Omp (33-38% Jd); $T=880-930^{\circ}\text{C}$, $P\geq 16.5-17.5$ кбар; а также симплектитовые эклогиты.

Дайки II представлены комплексом лерцолитов-габбро-норитов [4] – богатых Mg (Mg-Cr) базитов с широко проявленными коронитовыми (друзитовыми) структурами. Процессы эклогитизации в них проявлены неравномерно как по площади, так и в пределах магматических тел. Различными являются и P-T условия эклогитизации – Grt (38-51% Prp, 12-22% Grs) – Omp (от 20-22 до 57% Jd); $T=700-750^{\circ}\text{C}$ до $920-990^{\circ}\text{C}$, $P\geq 12-13$ до $18-19$ кбар. Возраст этого широко проявленного в БПП комплекса по ряду определений составляет 2.43-2.44 млрд. лет. Изохронный U-Pb возраст цирконов из кианитовых симплектитовых эклогитов р-на с. Гридино, образованных по породам этой генерации, составляет 2416.3 ± 8.1 млн. лет [3]. Микрозондовый анализ (SHRIMP II) цирконов в двух пробах из дайки эклогитизированных габбро-норитов (вост. окраина с. Гридино) в одной пробе установил ксеногенные цирконы с возрастом 2620-2840 млн. лет и богатые U и Th цирконы с возрастом 2393 ± 13 млн. лет, вероятно, соответствующим сближенным во времени процессам магматической и метаморфической (эклогитовой) кристаллизации. В другой пробе, где более интенсивно проявлены процессы наложенного метаморфизма, эти две группы цирконов дополнены макропризматическими цирконами с возрастом 1911 ± 9.5 млн. лет.

Дайки III толеитового (Fe) и высоко-Fe толеитового (Fe-Ti) составов не содержат магматических минералов. Минеральные ассоциации в толеитовых дайках соответствуют P-T условиям высокобарической гранулитовой фации (Grt-высоко-Na Di-Pl) и эклогитовой фации (Grt-Omp с 25-32% Jd, $T=730-750^{\circ}\text{C}$, $P\geq 13.5-15$ кбар), в Fe-Ti – высокобарической амфиболитовой фации – Grt-Di с 8-9% Jd-Pl-Am, Qu; $T=660-670^{\circ}\text{C}$, $P=8-9$ кбар. Дайки Fe-Ti состава параллелизируются с коронитовыми габбро БПП и долеритами Карельского кратона с возрастом 2.1 млрд. лет [5].

Результаты проведенного комплекса геологических и структурно-метаморфических исследований в системе эклогитизированные дайки базитов разного возраста и состава с четкими интрузивными контактами – вмещающие породы с синхронными и несинхронными проявлениями метаморфизма в ряде конкретных случаев и по району в целом, позволяют прийти к заключению, что метаморфизм в дайках, нередко достигающий условий эклогитовой фации, проявлялся в разных магматических камерах автономно на фоне менее метаморфизованных вмещающих пород, степень метаморфизма которых в этот период не превышает $650-700^{\circ}\text{C}$ и $P=7-8$, редко до $9-10$ кбар. При этом какие-либо признаки одноактного палеопротерозойского эклогитового метаморфизма с последующим преобразованием эклогитовой минерализации во вмещающих породах не обнаружены. Такое

соотношение степени метаморфизма в дайках и во вмещающих породах не находит пока достаточно обоснованного объяснения. Вполне удовлетворительной могла быть модель автоклавной кристаллизации. Однако, современные теоретические и экспериментальные исследования отрицают возможность проявления этого процесса в природе. В этом случае наиболее вероятным представляется связь процессов эклогитизации с магматическим процессом на позднемагматической стадии его развития. Но и это положение требует дальнейшего более глубокого петрологического изучения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 06-05-64876).

Литература

1. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии. Л.: Наука, 1990. 245 с.
2. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибилова Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609-631.
3. Слабунов А.И., Володичев О.И., Бибилова Е.В. U-Pb геохронология, Nd систематика и петрология раннепротерозойских эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза». СПб, 2003. С. 465-467
4. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.
5. Степанова А.В., Ларионов А.Н., Бибилова Е.В. и др. Раннепротерозойский (2.1 млрд. лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // Доклады РАН. 2003. Т. 390, № 4. С. 528-532.
6. Austreim H. & Griffin W. Shear deformation and eclogite formation within granulite – facies anorthosite of the Bergen Arcs, Western Norway // Chemical Geol. 1985. 50. P. 267-281.
7. Chopin C. Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle // Earth and Planetary Science Letters. 2003. 212. P. 1-14.
8. Eskola P. On the eclogites of Norway. Skr. Vidensk. Selsk. Christiania. Mat.-Nat. 1921. K. 1. 8. P. 1-118.
9. Godard G. Eclogites and their geodynamic interpretation: a history // Journal of Geodynamics. 2001. № 32. P. 165-203.
10. Griffin W.L. “On the eclogites of Norway” – 65 years later // Mineralogical Magazine. 1987. V. 51. № 361. P. 333-343.
11. Heinrich C.A. Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and polytic rocks. Adula Nappe, Central Alps // Contrib. to Miner. and Petrology. 1982. 81. P. 30-38.
12. Lappin M.A., Smith D.C. Mantle-equilibrated eclogite pods from the basal gneisses in the Selje district, Western Norway // Journal of Petrology. 1978. № 19. P. 530-584.
13. Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V. et al. The Archean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // European Lithosphere Dynamics, 2006. Eds. Gee D.G. & Stephenson R.A. Geological Society, London. Memoirs 32. P. 627-644.

Геолого-генетические модели и промышленные типы золоторудных месторождений Карелии и Кольского полуострова

Волков А.В., Алексеев В.Ю., Вольфсон А.А., Прокофьев В.Ю.

ИГЕМ РАН, г. Москва, e-mail: alexandr@igem.ru

Щиты и другие, менее значительные выходы докембрийских толщ – важнейший источник многих видов минерального сырья для горнодобывающей промышленности в мире. В их пределах расположены крупнейшие в мире месторождения железа, золота, хрома, алмазов, платиноидов, никеля, меди, полиметаллов, ванадия и урана. Следовательно, они могут рассматриваться в качестве наиболее перспективных провинций на открытие новых крупных месторождений. На территории России наиболее значительные выходы пород докембрийского фундамента известны в пределах Балтийского щита (Карело-Кольский региона). Однако независимо от широкого спектра минеральных богатств, исторически именно золото остается главной целью для геологических исследований этих древнейших геологических образований. Докембрийские породы составляют только 14% от континентальной коры [8]; тем не менее, они содержат: приблизительно 50% крупных (> 100 т) а также огромное количество средних (> 30 т) и мелких, но промышленно значимых месторождений золота [9]. По-прежнему

му главные объекты поисковых работ - мезотермальные золото-кварцевые месторождения зеленокаменных поясов и золотоносные конгломераты. Однако к ним добавились золотосодержащие VHMS типа Норанды. Кроме того, большое внимание в последнее время уделяется «Iron-Oxide Cu-Au» минерализации (IOCG), установленной в районе Караджас Амазонского кратона. К IOCG типу некоторые исследователи относят также комплексное оруденение крупнейшего месторождения Олимпик Дэм в Австралии [6]. Новым толчком к проведению поисковых работ в Феноскандии послужило открытие крупного месторождения золото-сульфидных вкрапленных руд на Балтийском щите (Сурикуско, Финляндия). Поисками месторождений золота, перечисленных выше типов, широко охвачены докембрийские кратоны по всему миру, за исключением российской части Балтийского щита.

Последнее десятилетие отмечено заметными успехами поисковых и разведочных работ на золото на площади, прилегающей к государственной границе России и в геологическом отношении обнаруживающих вполне определенную аналогию с территорией Карелии и Кольского полуострова. Финскими, норвежскими, шведскими и австралийскими геологами в 1995-2005 г.г в результате успешно проведенных поисковых и разведочных работ открыты и переданы в эксплуатацию многочисленные месторождения золота в докембрийских зеленокаменных поясах (Бьердэйл, Енасен и Эйдсвол, Швеция; Норвегия, Кутемаярви, Сурикуско и др. Финляндия). Кроме того, золотые руды были открыты в пределах известных месторождений полиметаллов, например, Cu–Au-Биджоваж (Норвегия), Co-Au-Юмасу (Финляндия).

На территории Карелии и Кольского полуострова еще в 70-80 г.г. были выявлены несколько перспективных рудопроявлений (Оленинское, Няльм 1 и 2, Пеллапахк на Кольском полуострове, Майское, Таловейс, Педролампи, Лобач и др. в Карелии). В 2000-е годы золото выявлено в пределах ялонварского и костомукшского рудных полей и на рудопроявлении Алату (Пюкеля). В течение нескольких последних лет на всех перечисленных рудных полях, месторождениях и рудопроявлениях проводились в небольших объемах геологоразведочные и научно-исследовательские работы, получены новые данные.

Золоторудные и комплексные золотосодержащие жильные и прожилково-вкрапленные месторождения характеризуют различные тектоно-магматические этапы развития Карело-Кольского региона. Мезотермальные золото-кварцевые, золото-сульфидные (вкрапленных руд), золото-содержащие медно-молибден-порфиновые выявлены, как в орогенных (ранний протерозой 1,6-1,9 Ga) мобильных складчатых (Северного Приладожья, Лапландском) поясах, так и в позднее-архейских зеленокаменных поясах (Костомукшский, Колмозеро-Воронинский, 2,5-2,8 Ga).

С 1998-2007 г.г. нам удалось посетить и изучить с разной степенью детальности геологоструктурные, минералого-геохимические и генетические особенности практически всех перечисленных выше золоторудных объектов.

По нашим данным (геолого-генетическим моделям), месторождения и рудопроявления золота Карелии и Кольского полуострова можно отнести к следующим минеральным типам традиционным для орогенов:

1. Золото-сульфидному вкрапленному (Оленинское, Пюкеля);
2. Месторождения золота, связанные с гранитоидными интрузивами (Таловейс, Алату, Педролампи, Майское);
3. Au-Cu-Mo-порфировому (Пеллапахк, Ялонвара);

Золото-сульфидные месторождения вкрапленных руд. Месторождения с этим типом оруденения располагаются преимущественно в терригенных и терригенно-карбонатных углеродистых толщах. Они тяготеют к зонам глубинных разломов, характеризуются высоким золото-серебряным отношением (до 10:1 и выше) и относительно равномерным распределением золота, присутствующего, главным образом, в виде тонкодисперсных включений в мышьяковистом пирите (примесь мышьяка 1-5%) и арсенипирите, содержание которых в рудах составляет 5-10%. Золотоносные сульфиды образуют мелкую и тонкую вкрапленность в зонах дробления и расщепления пород. Оруденение непрерывно прослеживается без существенного изменения своего состава и содержания золота на глубины, превышающие 1 км. Причем минералогическая латеральная и вертикальная зональность в рудных телах отсутствует. Постоянно устанавливается тесная корреляционная связь золота и мышьяка. Для рудных тел характерно наличие антимонита, с которым спорадически ассо-

цирует относительно крупное позднее золото. В рудных телах присутствует кварцевые жилы и прожилки, образовавшиеся ранее или позднее основной продуктивной вкрапленной минерализации. Возраст золото-сульфидного вкрапленного оруденения может быть определен по отношению к магматическим породам.

Правильное определение золото-сульфидного вкрапленного типа оруденения имеет важнейшее практическое значение для последующего развития геологоразведочных работ. На многих месторождениях золото-сульфидные вкрапленные руды по экономическим и технологическим причинам не разведываются, и запасы этих руд не подсчитываются, а эти месторождения относятся к золото-кварцевой, золото-ртутной, золото-серебряной или золото-сурьмяной рудным формациям.

В пределах Карело-Кольского региона возможно выявление крупных месторождений с этим типом оруденения. На территории соседней Финляндии в Лапландии открыто и подготовлено к освоению крупное месторождение Сурикусико (>100 т), оруденение которого можно отнести к золото-сульфидному вкрапленному типу. Признаки, указывающие на развитие этого типа оруденения, отмечены на месторождении Оленинское в поясе Комозеро-Воронья, Кольский полуостров [1] и в Приладожском районе Карелии (рудопроявление Пюкеля).

Месторождения золота, связанные с гранитоидными интрузивами. Вторыми по продуктивности и потенциальной промышленной значимости являются месторождения золота, связанные с гранитоидными интрузивами. Важным преимуществом этих месторождений по сравнению с более объемными месторождениями золото-сульфидных вкрапленных руд - возможность широкомасштабного применения «кучного выщелачивания». Месторождения золота, связанные с гранитоидными интрузивами, широко распространены в орогенах различного возраста в зонах интрузивного магматизма. Магматические очаги, возникшие в разнообразных геодинамических обстановках и сформировавшие гранитоиды различных типов, являются ответственными за промышленное оруденение как в самих гранитоидных интрузивах, так и в их над- и околоинтрузивных зонах, редко выходящего за пределы последних. Часто рудные тела подчинены форме интрузивного контакта.

Отличие от Cu-порфировых и месторождений Sn, золото-редкометалльные месторождения связаны с гранитоидами самого разного состава и происхождения. Рудные тела месторождений представлены жилами мощностью 0,1–0,6 м и протяженностью 2–100 м, штокверковыми ареалами площадью до 1–2 км² и более с 10–20% кварцевого материала на погонный метр, зонами дробления мощностью до 2–3 м и протяженностью до 200–300 м с различным количеством кварцевого материала. Обычны сочетания зон дробления и ствольных жил, или зон дробления и штокверков. Мощность околожилных метасоматитов достигает 1 метра, а в штокверковых зонах охватывает всю занимаемую ими площадь. Для большинства месторождений характерно низкое содержание золота при большом объеме рудной массы и запасов металла; вертикальный размах оруденения превышает 300 м. Процессы минералообразования на месторождениях золото-редкометалльной формации характеризуются многостадийностью и специфическим комплексом редкометалльных минералов.

В результате детальных минералогических исследований, проведенных в последние годы [3] был установлен тонкодисперсный характер подавляющей части золота главным образом во вкрапленных сульфидных рудах. По своим размерам (1–30 микрон) это золото существенно отличается от «нано-золота» («невидимого» золота) в сульфидах, и может извлекаться цианированием. В отличие от «нано-золота», тонкодисперсное золото ассоциирует с соразмерными выделениями теллуридов золота и висмута, самородным висмутом и отличается более низкой пробностью (850–970). Главными минералами носителями этого золота является средне и мелкокристаллический арсенипирит, пирротин, реже пирит и леллингит. Типоморфной особенностью руд, как с нано-, так и с тонкодисперсным золотом является их вкрапленный характер, что свидетельствует о близких условиях рудообразования. Необходимо отметить еще одну важную в поисковом плане общую черту этих месторождений, в связи с тонкодисперсным характером золота в рудах, они не образуют россыпей. Характерная черта этих месторождений – высокая соленость рудообразующих флюидов (10–15‰ и более) на ранних стадиях процесса рудообразования.

Признаки, указывающие на развитие рассмотренного выше типа оруденения отмечены на месторождениях Таловейс, Майское, Педролампи, рудном поле Алату и Костомкша в различных рудных районах Карелии [4,5].

Аu-Си-Мо-порфи́ровые месторождения. Порфи́ровые месторождения – главный мировой источник Си и Мо; кроме того, из них добываются попутно Au и Ag, PGE и REE. Они сопровождаются многочисленными полиметаллическими, золото-серебряными, сурьмяно-ртутными месторождениями сателлитами и россыпями. С ними связано экономическое развитие Чили, Перу, Узбекистана, Казахстана, Монголии, Армении, Сербии, Македонии, Болгарии, Румынии, отчасти Мексики и Греции. По запасам Си, Мо, Au, Ag порфи́ровые месторождения относятся к классу крупных и сверхкрупных, обычно от 100 до 1000 и более млн. тон с низкими и средними содержаниями 0.3–1.5% Си, 0.001–0.05% Мо и 0.03–1.0 г/т Au и 1.0–6.0 г/т Ag [7]. Месторождения имеют различный от докембрийского до четвертичного, но преимущественно мезозойский и кайнозойский возраст. Классические провинции медно-порфи́ровых месторождений сформировались в двух геодинамических обстановках: континентальных вулканогенных поясов и вулканических островных дуг. Наиболее важные характеристики порфи́ровых систем приведены в работах [7, 3].

Признаки, указывающие на развитие Au-Си-Мо-порфи́рового типа оруденения отмечены на месторождении Пеллапахк в зеленокаменном поясе Комозеро-Воронья, Кольский полуостров [1] и месторождении Ялонвара в Приладожском районе Карелии.

Таким образом, к весьма перспективным промышленным типам месторождений золота в Северо-западном регионе России относятся: золотосодержащие медно-молибден-порфи́ровый, месторождения золота, связанные с гранитоидными интрузивами, золото-сульфидный (вкрапленный). Особое внимание заслуживают большеобъемные штокверковые объекты, характерные для этих промышленных типов.

Литература

1. Волков А.В. Новиков И.А. Золото-сульфидное месторождение Оленинское (Кольский полуостров, Россия). Геология рудн. месторождений. 2002, Т. № 5. С. 412–424.
2. Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Егоров В.Н., Шаповалов В.П., Прокофьев В.Ю., Колова Е.А. Закономерности размещения и условия образования Си-Au-порфи́ровых месторождений Северо-Востока России // Геология рудн. месторождений 2006. Т. 48, № 6. С. 512–539.
3. Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А. О плутоногенных месторождениях с тонкодисперсным золотом // Докл. Ан, 2007. Т. 412. № 1. С. 76–80.
4. Прокофьев В. Ю., Кулешевич Л.В., Волков А. В., Сидоров А. А. Первые данные об условиях формирования и составе рудообразующих флюидов проявлений золота в железорудном месторождении Костамукша (Карелия) // Докл. Ан, 2005, т. 402, № 2 С. 233–238.
5. Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Вольфсон А.А., Генкин А.Д., Крылова Т.Л. Золото-кварцевое месторождение Майское (Северная Карелия): геологические и минералого-геохимические особенности, вопросы генезиса. Геол. рудн. местор. 2003, т. 45, № 5. С. 429–451.
6. Groves D. The gold potential of Finland: an initial appraisal // V Fennoscandian exploration and mining meeting. Rovaniemi, Finland, 2005. P.
7. Kerrich R., Goldfarb R., Groves D., Graven S., Yiefei J. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. Science in China (Series D), 2000. V. 43. Supp. P.1-68.
8. Leahy, K., Barnicoat, A.C., Foster, R.P., Lawrence, S.R., Napier, R.W. Geodynamic processes that control the global distribution of giant gold deposits // Applied Earth Science (Trans. Inst. Min. Metall. B). 2003. v.112: B210-B211.
9. Miller, L.D., Goldfarb, R.J., Nie, F.J., Hart, C.J.R., Miller, M.L., Yang, Yueqing, Liu, Y. North China gold – a product of multiple orogens // Soc. Econ. Geol. Newsletter №.33. April 1998. P.1; 6-12.

Геохронологическое и изотопно-геохимическое обоснование энциалической природы сортавальской серии Фенноскандинавский щит

Вревский А. Б., Матреничев В. А.

ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail: vrev@peterlink.ru

В тектоническом строении Фенноскандинавского щита Северное Приладожье представляет собой юго-восточную часть Свеко-Карельской зоны Свекофеннской провинции, расположенную вблизи Раахе-Ладожской зоны сочленения эпиархейского Карельского кратона и раннепротерозойского Свекофеннского пояса.

Супракрупальные образования на территории северного Приладожья представлены преимущественно ассоциациями пород карельского комплекса (2.1-1.65 млрд. лет). Здесь выделяется людиковый надгоризонт (метавулканиды сортавальской серии) и калевийский надгоризонт (метатурбидиты ладожской серии), с границей между ними 1920 ± 50 млн. лет. Породы карельского комплекса, смятые в узкие синклинальные и изоклинальные складки, развиты в виде узких полос, конформно окаймляющие куполовидные структуры гранито-гнейсов. В Северном Приладожье установлено около двух десятков куполовидных структур размером от 0.5 до 150 км², которые сгруппированы в двух зонах – восточной (Питкярантская зона) и западной (Сортавальская зона). Наиболее крупным является Кирьяволахтинский купол (рис. 1). Внутренняя структура куполов конформна со слоистостью и

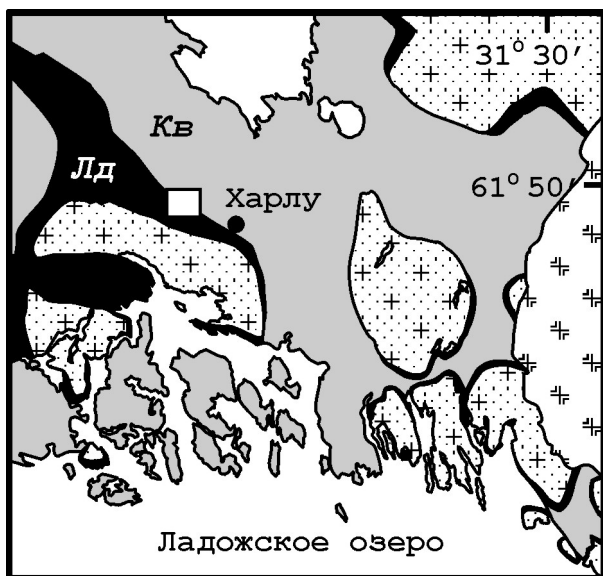


Рис. 1. Схема геологического строения Северного Приладожья. Лд – людиковый, Кв – калевий

линейно-плоскостными структурами вулканогенно-осадочных толщ сортавальской серии. Гранито-гнейсы и породы сортавальской серии имеют крутые ($70-90^\circ$) и даже опрокинутые пространственные соотношения.

Не смотря на длительную историю геологического изучения, начиная от работ И. Седерхольма (Sederholm 1899, 1916) и П. Эскола (Eskola 1925, 1967), до настоящего времени не существует аргументированных представлений о генезисе гранито-гнейсовых куполов и их пространственно-временных соотношениях с палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами сортавальской серии. Природа купольных структур и их взаимоотношения с породами сортавальской серии в обобщенном виде трактуется как:

– купола являются «палингенно-анатектическими выступами гранитоидного батолита» (Хазов и др., 2004), тектоническими «безкорневыми» линзами, пластинами, блоками архейской коры Карельского кратона (Sundblad et al., 1997, Park, 1985), неоднократно реоморфизованным архейским фундаментом (Судовиков, 1954) или "окаймленными гранито-гнейсовыми куполами" (Eskola 1949; Салоп, 1999),

– породы сортавальской серии являются энзиматическими образованиями (метаофиалиты и островодужные комплексы) и их соотношения с куполами является результатом поздне Svecofennic коллизии (Иваников и др. (1997); Peltonen et al., 1996) и дивергентных тектонических процессов в режиме транспрессии (Морозов, 1999).

– гранито-гнейсы являются архейским фундаментом супракрупальных пород раннего протерозоя, выведенным на современную эрозионную поверхность в результате Svecofennic тектогенеза (Светов, Свириденко, 1993).

В районе развития «Сортавальской группы куполов» наиболее полные и представительные разрезы сортавальской серии установлены в северо-восточном обрамлении Кирьяволахтинской куполовидной структуры. Несмотря на высокую степень регионального метаморфизма, отвечающего амфиболитовой фации, вулканогенно-осадочные породы, как правило, сохраняют первичные литологические признаки. В излившихся вулканидах хорошо различимы реликты подушечной, кластолававой, миндалекаменной и порфириковой текстур лавовых потоков, в вулканогенно-осадочных образованиях – бомбовые текстуры туфов, слоистые текстуры туффитов и терригенных пород. Вулканиды сортавальской серии были разделены на три вулканостратиграфические подразделения (толщи) соответствующие последовательным эпизодам вулканической активности.

Нижняя вулканогенно-осадочная толща в основании разреза сложена углеродсодержащими алевролитами и граувакками с линзами кварцитопесчаников, которые залегают на или тектонически соприкасаются с гранитоидами капольных структур.

Средняя толща сложена вулканитами повышенной щелочности общей мощностью 250–500 м. Состав излившихся и вулканокластических (бомбовые туфы) пород варьирует от трахиандезибазальтов до трахитов, с преобладанием трахиандезитов и трахитов

Верхняя вулканогенно-осадочная толща характеризуется преобладающим развитием метаморфизованных лав и туфов отвечающих коматиитов, коматиитовых базальтов и базальтов. Верхний контакт людикийских пород сортавальской серии с калевийскими метаосадками ладожской серии имеет резко несогласный характер. Контакт прорван интрузией диоритов "Терваоя" с возрастом 1922 ± 11 млн. лет (Матреничев и др., 2006).

Для целей определения возраста вулканизма сортавальской серии и характера ее соотношения с гранитоидами куполов было проведено исследование аксессуарных цирконов из гранитов, базальных метапесчанников нижней толщи и из трахиандезитов средней толщи сортавальской серии.

U-Pb датирование цирконов проводилось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Измерения U-Pb отношений проводились по методике описанной в статье Williams (1998). Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) составлял 18 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000). U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн. лет (Black, Kamo, 2003). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне одной сигма, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне двух сигма. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX (Ludwig, 1999).

Морфологические особенности цирконов из гранитов позволили выделить 4 разновидности: (1) мелкие, призматические, слабоокрашенные розовые, хорошо ограненные кристаллы, (2) короткопризматические, бледно коричневые, хорошо ограненные кристаллы со следами растворения, (3) темно коричневые, хорошо ограненные короткопризматические кристаллы так же со следами растворения, (4) мелкие, округлые зерна цирконов слабоокрашенные в красно-фиолетовых тонах. Все цирконы характеризуются сложным внутренним строением и содержат ядро, обрастающее одной или более наружными оболочками. Полученные U-Pb значения возраста (рис. 2) свидетельствуют, что время образования гранитов Кирьяволахтинского купола определяется как 2723 ± 17 млн. лет, в то же время, если для определения возраста использовать только конкордантные точки, ошибка определения возраста может быть уменьшена и возраст гранитов в таком случае составляет 2723 ± 5.4 млн. лет. Возраст метаморфических изменений гранитов, проявившихся в появлении новообразованной каймы на кристаллах цирконов, определяется значением 2687 ± 5 млн. лет.

Общее количество аксессуарного циркона, выделенное из песчанников значительно меньше, чем выделенное из гранитов. Все цирконы из песчанников заметно окатаны и редко сохраняют кристаллографические очертания. Тем не менее, возможно выделить отдельные зерна цирконов, которые по внешнему облику и особенностям внутреннего строения близки к цирконам из гранитов. Изотопный возраст таких кристаллов совпадает с возрастом, полученным для циркона из гранитов. В целом для песчанников было определено присутствие 4 групп значений U-Pb возраста: (1) 2717 ± 45 млн. лет, (2) 2784 ± 25 млн. лет, (3) 2857 ± 7 млн. лет, (4) 3169 ± 62 млн. лет (рис. 3).

Из образца бомбовых туфов трахиандезитов было выделено 9 кристаллов циркона различной морфологии и внутреннего строения. Архейский (2783 ± 22 млн. лет) изохронный возраст получен по трем зернам циркона (рис. 4).

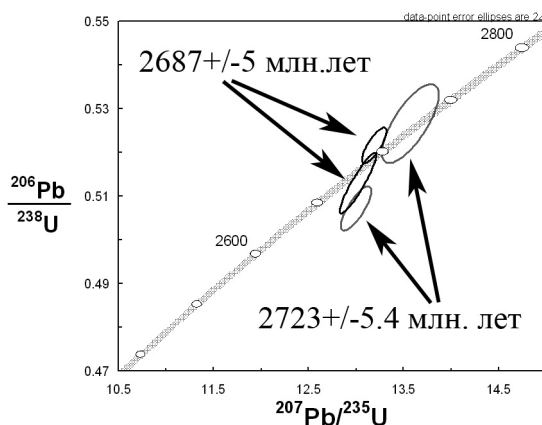


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранитоидов Кирьяволахтинского купола

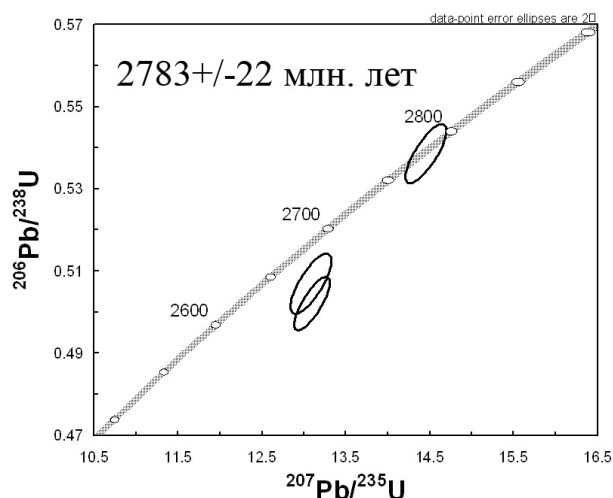


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов из метатрихитандезитов сортавальской серии

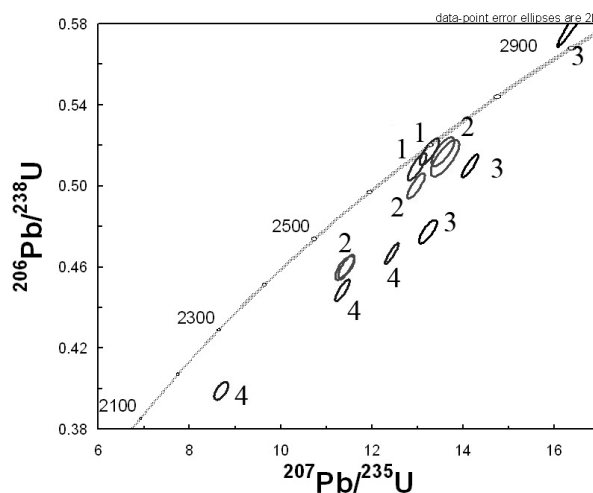


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из метапесчаников сортавальской серии

На основании полученных геологических и изотопных данных о возрасте в различных морфологических типах цирконов из гранитов Кирьяволахтинского купола и вулканогенно-осадочных породах сортавальской серии можно сделать следующие выводы:

- граниты Кирьяволахтинского купола имеют архейский возраст 2723 ± 5.4 млн. лет и их U-Pb цирконовая система не испытала воздействие свекофеннского тектоно-термального события. Сохранность архейских магматических и метаморфических цирконов, вероятно, было обусловлена закрытостью изотопной системы цирконов и породы в целом за счет реализации свекофеннских динамометаморфических преобразований главным образом в некомпетентных слоистых вулканогенно-осадочных породах сортавальской серии и зоне ее контакта с гранитоидами фундамента;

- нижняя терригенная толща залегает непосредственно на гранитоидах Кирьяволахтинского купола. В базальных метапесчаниках сортавальской серии установлены те же морфологические и возрастные генерации цирконов, что и в гранитоидах купола. Таким образом, можно утверждать, что граниты с возрастом 2723 ± 17 млн. лет являлись не только фундаментом супракрустальных толщ сортавальской серии, но и служили одним из источников терригенного материала в области размыва при накоплении базальных граувакк и песчаников людиковия;

- количественные соотношения цирконов различных архейских возрастных групп в метапесчаниках сортавальской серии свидетельствуют, что преобладающим их источником были гранитоиды южной окраины Карельского эпипроцессорного континента с возрастом 2784 ± 25 млн. лет;

- заложение и развитие палеопротерозойской структуры Северного Приладожья происходило на сиалическом основании, о чем свидетельствует присутствие архейского (2782 ± 15 млн. лет) кластогенного циркона как в метатрихитандезитовых туфах, так и в метапесчаниках сортавальской серии;

- полученные данные позволяют предположить, что заложение и развитие энсиалической северолодожской рифтогенной структуры в людиковийское время происходило без существенного нарушения сплошности континентальной коры по сценарию рифтогенеза калифорнийского типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-00570).

Сравнительный анализ эволюции Беломорско-Лапландского коллизионного и Свекофеннского аккреционного орогенов

Глебовицкий В.А.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

Беломорско-Лапландский коллизионный и Свекофеннский аккреционный орогены – это сопряжено развивающиеся в позднем палеопротерозое тектонические структуры. Раскрытие временных связей между ними является целью этого сообщения. Архейская и ранне-палеопротерозойская предыстория первого из них достаточно хорошо известна благодаря исследованиям последних лет, проведенными многими коллективами геологов из ГИ КолНЦ РАН, ИГ Кар.НЦ РАН, ИГГД РАН, ГИН РАН, ИГЕМ РАН, ГЕОХИ РАН. Она включает в себя два продолжительных периода эволюции: неоархейский (2.9-2.65 млрд. лет), когда востроводужных системах происходила генерация и рост новой континентальной коры с возрастом 2.78-2.74 млрд. лет и последующая коллизия островной дуги и края континента (2.72-2.65 млрд. лет), и ранне-палеопротерозойский, когда 2.45 млрд. лет назад начала формироваться система рифтов, в конечном итоге приведшее к расколу эпиархейского континента. Ключевым в тектонике Беломорского пояса является существование в его пределах двух систем тектонических покровов, названных Беломорским и Лапландским аллохтонами и выделенных на основании геологического картирования [1, 2, 3 и библиография в них], которые разделены продолжительным периодом рифтогенеза. В этой эволюции отражены главные этапы формирования глобальных систем коллизионных и аккреционных орогенов и рифтов.

С архейской предысторией Беломорско-Лапландского коллизионного орогена закономерно связано проявление регионального метаморфизма. Собственно стадия коллизии сопровождается метаморфизмом повышенных давлений, который завершается преобразованием пород в условиях декомпрессии и широким проявлением ультраметаморфизма. В этой последовательности находят себе место формирование эклогитов и эклогитоподобных пород, а на поздних стадиях коллизии – формирование коровых магматических очагов при парциальном плавлении толщ. Существуют многочисленные изотопно-геохронологические подтверждения указанной последовательности метаморфических событий и эпизодов.

Свекофеннский этап преобразования архейского беломорского гнейсового комплекса отчетливо связан с развитием Лапландского аллохтона, который надвигался с севера и перекрывал практически полностью Беломорский пояс, что подтверждается данными структурного анализа [1]. Формирование аллохтона является результатом коллизии типа «континент-континент», когда имело место столкновение двух архейских континентальных плит, Кольской и Карельской. Существует два характерных признака этих явлений – это инвертированная метаморфическая зональность гималайского типа и эволюция РТ параметров процесса по пути компрессионного охлаждения и последующей декомпрессии («против часовой стрелки»). Инвертированная метаморфическая зональность наиболее отчетливо проявляется в подошве крупных тектонических покровов, например, Лапландского гранулитового, который залегает на гнейсах и кристаллических сланцах высоких и средних ступеней метаморфизма амфиболитовой фации, входящих в состав пояса Танаелв. Подобные соотношения минеральных фаций метаморфических пород наблюдаются и в Кандалакшско-Колвицком фрагменте гранулитового пояса. В пределах последнего была детально исследована эволюция термодинамических параметров на основании термо- и барометрии метаморфизованных габброидов и анортозитов Колвицкого плутона, время кристаллизации которых определено U-Pb методом по циркону – 2.46 млрд. лет [4] и позже было подтверждено работами [5], и глиноземистых пород. Пик гранулитового метаморфизма, во время которого при температуре 800-850⁰С давление в Колвицком массиве достигало 12-16 кбар, приходится на время 1906-1907 млн. лет. Величина давления некоторое время выдерживается на этом высоком уровне, после чего при температуре около 650-700⁰С происходит декомпрессия до 6-7 кбар. Таким образом вычерчивается РТ тренд «против часовой стрелки». В системе тектонических покровов Кандалакшско-Колвицкого фрагмента гранулитового пояса пластина, образованная колвицкими габбро и анортозитами занимает нижнюю позицию в тектоно-стратиграфической последовательности. Выше залегает пластина, в суще-

ственной своей части состоящая из высокоглиноземистых гнейсов. РТ-тренд, выведенный для них, подобен тому, который установлен в габбро-анортозитах, но давление в пике достигает только 9-10 кбар. В верхней части гнейсовой пластины максимальное измеренное давление – 7 кбар. Такая разница давления вполне прилично согласуется с мощностями тектонических покровов.

Момент столкновения Кольской и Карельской континентальных плит (1.95-1.91 млрд. лет), соответствующий формированию Лапландского аллохтона, является начальным в свекофеннском метаморфическом цикле, который продолжался, по крайней мере, до 1.85 млрд. лет, эксгумация же глубоко метаморфизованных пород происходила последовательно с северо-востока на юго-запад. При этом под аллохтоном на всем пространстве Беломорского пояса широко проявляются процессы анатектической мигматизации.

Процесс коллизии типа «континент-континент» в данном случае приводит к объединению Кольской и Карельской плит и формированию единого Карело-Кольского континента, в юго-восточном обрамлении которого развивается Свекофеннский аккреционный ороген.

Свекофеннский аккреционный ороген представляет собой область генерации позднепалеопротерозойской континентальной коры. Отчетливые признаки архейской континентальной коры устанавливаются только в пределах переходной Саво-Ладожской или Свеко-Карельской зоны, где она выступает на поверхность в ядрах обрамленных куполов. Началом эволюции орогена принято считать раскрытие Людиковийского океана, произошедшего на последней стадии длительного периода палеопротерозойского рифтогенеза. Маркирующими это событие являются офиолиты Йормуа [6], имеющими возраст 1.96-1.97 млрд. лет. Строго говоря, появление этой офиолитовой ассоциации является следствием задугового спрединга. Что же касается самих островных дуг, то выделяется две их системы, одна из которых формируется непосредственно вблизи активной окраины континента. Время формирования этой дуги достаточно хорошо известно – 1.92 млрд. лет. Вторая система островных дуг выделяется в Южной Финляндии и прослеживается в Центральную Швецию. Возраст инициальных вулканитов, по-видимому, тот же, но завершается формирование этой системы позже, около 1.88 млрд. лет. Такое возрастное скольжение нашло отражение в зональном распределении генерирующей новой континентальной коры, которая омолаживается в направлении северо-восток – юго-запад, что доказывается изотопной Nd корообразующих гранитоидных комплексов.

В настоящее время имеется обширная информация об изотопном возрасте главнейших комплексов плутонических пород Свекофеннского орогена [7 и др.]. В их последовательности важнейшими являются (1) тоналит-трондьемитовая ассоциация, синхронная с ранними островодужными вулканитами, (2) эндербит-чарнокитовый комплекс (1.88 млрд. лет), одна из разновидностей плутонитов островных дуг, которые контролируют распределение зон наиболее высокоградного (гранулитового) метаморфизма, (3) диорит-тоналит-гранодиоритовая серия (1.87 млрд. лет), другая разновидность плутонитов островных дуг, (4) ассоциация мигматитов и других ультраметаморфогенных гранитоидов, включая диатектические тоналиты-гранодиориты (1.86 млрд. лет), (5) ассоциация позднеорогенных гранодиоритов и гранитов (1.86 млрд. лет). Процессы коллизии островной дуги и края континента выразились в формировании покровно-надвиговой структуры на границе Саво-Ладожской зоны и собственно Свекофеннского орогена – в зоне Раахе-Ладожского шва. Первые три ассоциации предшествуют этому этапу эволюции и потому имеют геохимические черты, свойственные доколлизийным плутонитам, тогда как четвертая и пятая ассоциация – типично синколлизийные образования.

Перечисленные этапы эволюции эндогенных процессов укладываются в единый цикл продолжительностью около 60 млн. лет, из которых примерно половина приходится на событие свекофеннского метаморфизма и ультраметаморфизма. Есть данные о том, что такие возрастные рамки имеют эндогенные процессы непосредственно на активной окраине Кольско-Карельского континента. В отличие от этого, Южно-Финляндская зона свекофеннид, где островодужные системы развивались заметно позже, примерно на 30–40 млн. лет, позже проявлялись и процессы высокоградного метаморфизма и сопряженного с ним плутонизма (примерно 1.80 млрд. лет назад).

В пределах Свекофеннского орогена с определенностью устанавливается связь высокоградного (гранулитового) метаморфизма, знаменующего собой появление в земной коре сильных положительных аномалий, с островодужными плутонитами, что заставляет квалифицировать это явление как надсубдукционное.

Таким образом, Беломорско-Лапландский и Свекофеннский орогены принципиально отличаются друг от друга. Режим коллизии двух континентальных плит определяет преимущественное проявление синколлизийного магматизма и метаморфизм в режиме меняющихся температур, но повышенных давлений, формирование инвертированной метаморфической зональности и РТ эволюцию на регрессивной стадии «против часовой стрелки». Свекофеннский ороген прежде всего характеризуется широким развитием надсубдукционного магматизма и высокоградного метаморфизма. Но все же их развитие связано в том смысле, что кульминация коллизионных процессов стимулирует синхронное развитие активной окраины последовательный рост новой континентальной коры в Свекофенском орогене.

Литература

1. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
2. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.
3. Ранний докембрий Балтийского щита. Наука. СПб. 2005. 712 с.
4. Фриш Т., Глебовицкий В.А., Джексон Г. и др. Петрология 1995. Т. 3, № 3
5. Балаганский В.В., Тиммерман М.Я., Кислицин Р.В. и др. Вест. Мурман. Университета. 1998. Т. 1. № 3. С. 19–32.
6. Kontinen A. Precambrian Res. 1987. V.35. P. 313–341.
7. Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А. и др. Докл.РАН. 2001. Т. 396. №5. С. 369–373.

Геология и минерагения Онежского рудного района (Южная Карелия)

Голубев А.И., Трофимов Н.Н., Лавров М.М.

Институт геологии Кар НЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: golubev@krc.karelia.ru

Онежский рудный район представляет собой уникальный регион как в смысле геологического строения, так и по насыщенности минеральными месторождениями различного генезиса [1, 2]. В его пределах решаются фундаментальные проблемы стратиграфии и геохронологии позднего архея и протерозоя, геодинамических режимов формирования структур подобного рода, процессов рудогенеза в раннедокембрийских бассейнах седиментации и вулканизма в связи с основным, средним и кислым магматизмом и последующим метаморфизмом и метасоматозом. Разрез нижнего протерозоя по своей полноте не имеет равных не только в России, но и в мире.

Онежская структура размещается в пределах юго-восточной части Карельского сегмента зоны грабеновых впадин Карельско-Лапландской рифтогенной системы [3]. Ее образование обусловлено формированием в нижнепротерозойский период рифтовой зоны, охватывающей по времени Карельский тектономагматический цикл 2500–1950 млн. лет. Появление и развитие Онежской структуры неразрывно связано с образованием нижнепротерозойского Водлозерско-Сегозерского сводового поднятия (первый этап развития рифта), обусловленного всплыванием астеносферного выступа аномальной мантии с центром в районе оз.Водлозеро, что косвенно подтверждается наличием гравитационного максимума силы тяжести. Формирование свода сопровождается появлением зоны растяжения клиновидной формы протяженностью около 500 км, ограниченной трансформальными разломами, один из которых совпадает с границей Беломорской коллизионной зоны (рис.).

Для раннего протерозоя рассматривается вариант развития внутриплитного континентального рифтогенеза, называемого еще рассеянным. Предложена модель сводообразного поднятия и охарактеризованы этапы ее развития на примере Онежской структуры. Согласно принятой нами схемы, процесс растяжения (рифтообразования) является следствием воздымания астеносферы и формирования свода, обусловленных дегазацией ядра, носившей массовый характер на границе архея и протерозоя. Астеносферное поднятие, вызванное процессами дегазации ядра и мантии, сопровождается интенсивным и длительно живущим флюидопотоком, повышенным температурным градиентом. Этапу сводообразования (включает внедрение расслоенных интрузий) сопутствует привнос калия, этапу прогибания (развития брахиформ с трапповым магматизмом) – преимущественно углеводородов, транспортирующих широкий комплекс рудных элементов – V, U, Mo, Bm и др. [4].

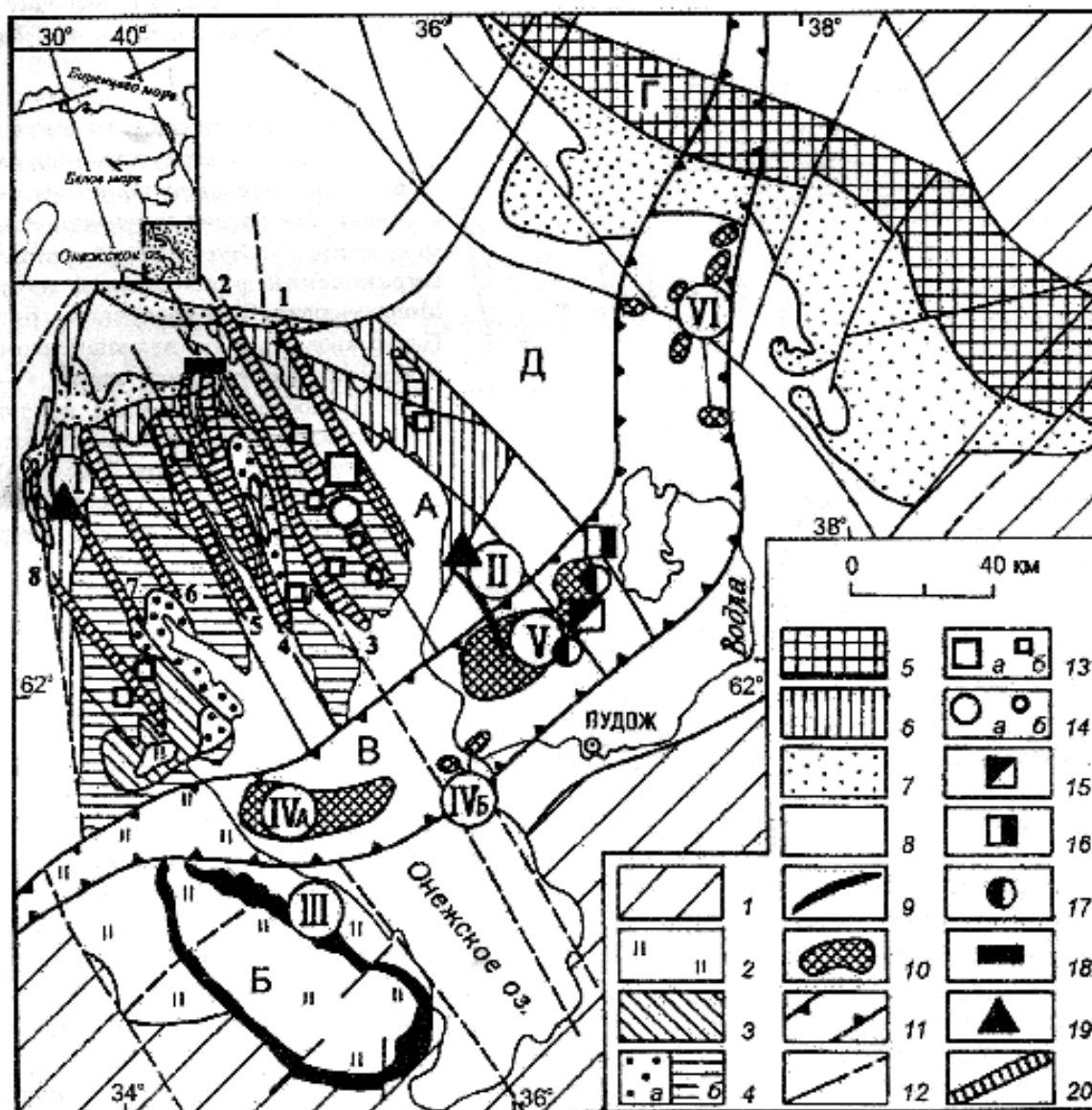


Рис. Геолого-минерагеническая схема Онежского рудного района:

Рифейско-палеозойские отложения: 1 – вулканогенно-осадочные и осадочные рифтогенного этапа. Верхний Карелий: 2 – вепсийский надгоризонт. Нижний Карелий: 3 – калевийский, 4 – людикийский (а – суйсарский, б – заонезский горизонты), 5 – людикийский и ятулийский нерасчлененные, 6 – ятулийский, 7 – сариолийский и сумийский надгоризонты; 8 – архей нерасчлененный (древняя платформа). Интрузивные и субвулканические образования рифтогенного этапа: 9 – пластовые интрузии габбро-долеритов (дифференцированные: I – Койкарско-Святнаволоцкая, II – Пудожгорская; недифференцированные: III – Ропручейская), 10 – расслоенные интрузии перидотит-габбро-норитового комплекса: IV – Петрозаводская (А – положительная гравитационная аномалия силы тяжести, Б – разрозненные выходы на островах и дайки в устье р. Водлы), V – Бураковская, VI – Монастырско-Шидозерская группа; 11 – поперечная Бураковская раздвиговая зона (В) и ее границы; 12 – тектонические нарушения. Рифтогенные структуры: интракратонные: А – Онежская, Б – Белозерская; перикратонные: Г – Ветренный Пояс; Д – Водлозерский блок серых гнейсов (Водлозерское поднятие). Месторождения и рудопроявления: 13 – шунгиты (а – Зажогинское месторождение, б – рудопроявления, Ссв >20% – Шунгское, Великогубское, Фоймогубское, Яндомозерское, Кяпесельгское, Мартыннаволок, Линдоламп); 14 – комплексные руды Cu-U-Mo-V с БМ (а – месторождение Средняя Падма, б – рудопроявления Весеннее, Царевское, Верхняя Падма); 15 – хромитовые руды, Аганозерское месторождение; 16 – никель-магниево-кемиститовые руды, Аганозерский блок Бураковского массива; 17 – благороднометалльные руды, Аганозерское и Шалозерское рудопроявления; 18 – медные руды, рудопроявление Воронов Бор; 19 – благороднометалльно-титаномагнетитовые руды, месторождения Пудожгорское и Койкарско-Святнаволоцкое; 20 – зоны складчато-разрывных дислокаций (1 – Кузарандская, 2 – Тамбицкая, 3 – Святухинско-Космозерская, 4 – Пигмозерско-Уницкая, 5 – Лижемская, 6 – Сандальская, 7 – Пальеозерско-Кондопожская, 8 – Мунозерско-Кончезерская)

Таблица. Месторождения и рудопроявления Онежской структуры с благороднометалльной специализацией

Объекты	Зона, горизонт, свита	Благородные металлы				Рудные металлы							
		Тип	Содержание, г/т	Минеральные формы	Категория, прогнозные ресурсы, т	Главные		Второстепенные					
						Содержания, %	Запасы, ресурсы, млн.т	Содержания, %	Запасы и ресурсы, тыс.т				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10				
Плутонический комплекс. Расслоенные интрузии													
Бураковский лополит	ПЗ. подошва ГХГкраевая часть пижонитовых габброноритов Габброноритовая, полосчатая и верхняя подзоны	Стратиформный малосульфидный	Pt 1,1-1,5 Pd 0,8-3,5 Pt 0,2 Pd0,2 Pt 0,3-0,5 Pd 1.1-3,5 Au – 0,1-0,9	Мончеит, меренскит, котульскит фрудит, сопчеит, соболевскит, сперрилит	Pt+Pd P ₁ +P ₂ 477 Au P ₁ +P ₂ 816								
	ГХГ Аганозерского блока	Стратиформный окисный	Pt, Pd 0,1-3,2 Os,Ru,Jr-0,3	Лаурит-эрликманит		Cr ₂ O ₃ – 22,8	B-P ₂ 48,2						
	Линейные зоны брекчирования	Гидротерм. метасомат. сульфидный	Pd 2-10	Не установлены									
Вулканогенно-осадочный комплекс. 1. Трапповая формация. Пудожгорский тип													
Пудожгорская пластовая интрузия	ТМГ: полная мощность, обогащенный слой (5,3м)	Стратиформный малосульфидно-окисный	Pt, Pd, Au-0,576	Котульскит меренскит самородное золото	P ₁ 247	TiO ₂ -8,14 V ₂ O ₅ -0,43 Fe _{вал.} -28,9	B+C ₁ +C ₂ 25,8 1,36 91,7	Cu-0,13	412				
			Pt, Pd, Au-1,48										
Койкарско-Святнаволоцкий силл	ТМГ: полная мощность обогащенный слой (7,4 м)		Pt, Pd, Au – 0,875 Pt, Pd, Au-1,97		P ₁ 270	TiO ₂ -6,0 V ₂ O ₅ -0,32 Fe _{вал.} -23,0	C ₁ +C ₂ 18,8 1,0 72,3	Cu – не оценивалась					
2. Черносланцевая формация. Онежский тип. 2А. Падминский подтип (Cu-U-Mo-V)													
Средняя Падма	Заонежский горизонт, нижняя подсвита. Тамбицкая зона СРД	Метасоматический, комплексный	Au – 0,23 Pd – 0,29 Pt – 0,02	Изучены недостаточно. Установлены самородные Au,Ag,Pd,Cu и их твердые растворы и интерметаллиды	P ₁ 10-20	V ₂ O ₅ - 2,35	C ₁ + C ₂ 0,11	U – 0,07 Mo – 0,02 Cu – 0,04 Bi, Se	3,0 1,0 2,0				
Верхняя Падма, Весеннее, Царевское			Au, Pd – 0,5							P ₃ – 100	V ₂ O ₅ - 2,5 (2,3-4,2)	C ₂ + P ₁ 0,25	U, Mo, Cu
Космозеро, Южное Космозеро, Великая Губа	Святухинско-Космозерская зона СРД		Au, Pd – 0,5								V ₂ O ₅ - 2,5 – 2,9	C ₂ + P ₁ 0,15	U, Mo, Cu
2Б. Стратиформный – Уницкий подтип													
	Заонежский горизонт, средняя подсвита	Конкреционный углерод-сульфидн. Битумоиды, оксикериты	Pt, Pd, 1,7-7,8 Au 0,8-3,7 Ag 5,2-70 Jr - 1,2-2,0 Rh – 0,6-1,0 Os-0,02-0,3		P ₃ – 100 – 200			Cu до 1,3 Zn до 0,9 Ni до 0,5 Pb до 0,4					
3. Эксгальационно-осадочный тип (медистых песчаников)													
Воронов Бор	Янгозерский надгоризонт Святухинско-Космозерская зона СРД	Вулканогенно-гидротермальный, метасоматический	Pt, Pd – 0,01-0,1 Au – 0,1-0,5 (до 80) Ag–10-16 (до 52)		P ₃ 15 (Au)	Cu – 1,39	4,9	Mo 0,008-0,4 Bi-0,002-0,4					

Онежская структура хорошо дифференцирована в региональных геофизических полях, наиболее контрастным из которых является электрическое поле. Она располагается в пределах региональной магнитной аномалии, являющейся одной из самых обширных и интенсивных аномалий в Карельской части щита. Природа проводимости людииковийской области разреза связана с шунгитоносными породами, проводимость же более глубоких горизонтов еще требует своего объяснения. Гравитационное поле, как и другие геофизические поля, отражает ярко выраженную северо-западную направленность чередующихся складчатых структур. Породы, слагающие Онежскую структуру, обладают избыточной плотностью по сравнению с породами основания ($\sigma_{изг} \cong 0,2 \text{ г/см}^3$). В связи с этим ядра антиклинальных структур, в которых уменьшена мощность осадочно-вулканогенных пород, отмечаются отрицательными аномалиями, а синклиналильные структуры - положительными. Данные о мощности земной коры получены по результатам МОВЗ и для Онежской структуры находится в пределах 35-36 км. В южной части Онежского озера мощность земной коры увеличивается до 42 км. Тепловое поле онежской структуры, по экспериментальным данным ниже фонового для щита и составляет в среднем $\sim 15 \text{ мВт/м}^2$. Это связывается с теплофизическими параметрами пород основного состава, слагающих мощные вулканогенные и интрузивные толщи геологического разреза структуры. Учитывая данные о региональных геофизических полях, основной геофизической особенностью Онежской структуры следует считать наличие комплексной геофизической аномалии, характеризующей зону древней магматической активизации. Здесь отмечается уменьшение мощности земной коры, величин теплового потока, сопротивления, повышенные значения регионального магнитного поля [5].

Онежский рудный район является уникальным мировым объектом по масштабам и уровню концентраций восстановленных форм углерода (преимущественно в виде шунгита) в раннем протерозое, отражающим интенсивность и длительность процесса флюидопереноса рудогенных компонентов, сопровождаемого трапповым магматизмом, и развивающимся в совокупности как единая трапповая углеродаккумулялирующая система. С ней связано комплексное благороднометалльное оруденение нескольких рудно-формационных типов: полигенного черносланцевого Cu-U-Mo-V (падминский тип с прогнозными ресурсами – 100 т МПГ, 70 т Au, V и др.), титаномагнетитового – Ti-V-Fe-Cu – субвулканические интрузии в бортах структуры (пудожгорский тип – 370 т МПГ и 160 т Au). (таблица). В нескрытой эрозией центральной части структуры прогнозируется сульфидный Cu-Ni с МПГ (печенгский) или малосульфидный (норильский) типы в связи с гипабиссальными дифференцированными базит-гипербазитовыми интрузиями. С расслоенным Бураковским массивом связано хромитовое оруденение с благороднометалльной специализацией, измененные ультраосновные породы (кеместиты) и др. [6].

Работа выполняется при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 2 «Фундаментальные проблемы геологии, условия образования и принципы прогноза традиционных и новых типов крупномасштабных месторождений стратегических видов минерального сырья».

Литература

1. Металлогения Карелии. // Под ред. С.И. Рыбакова, А.И. Голубева. Петрозаводск, Кар НЦ РАН, 1999. 340 с.
2. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Книга 1. Горючие полезные ископаемые. Металлические полезные ископаемые // Под ред. В.П. Михайлова, В.Н. Аминова. Петрозаводск. «Карелия». 2005. 280 с.
3. Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Геодинамические условия формирования и металлогения Онежской впадины // Руды и металлы. 2000. № 5. С. 10–25.
4. Голубев А.И., Шаров Н.В., Хазов Р.А. Особенности глубинного строения и минерагении Южной Карелии на примере Онежского и Ладожского рудных районов. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Том.1. Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. GEOS, 2005, с. 153–156.
5. Клабуков Б.Н. Региональные геофизические поля Онежской структуры и их связи с органическим веществом. // В сб. Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, Кар НЦ РАН. 2001. Вып. 3. С. 113–118.
6. Голубев А.И., Трофимов Н.Н., Лавров М.М., Филиппов Н.Б. Рудно-формационные типы платиноносных объектов Карелии. // Платина России. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. Том. 5. М., «Геоинформмарк». 2004. С. 335–344.

Геодинамика и минерагения Карелии

Голубев А.И., Щипцов В.В.

Институт геологии Кар НЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: golubev@krc.karelia.ru

Результаты многолетних исследований по металлогении и минерагении докембрия Карелии отображены в многочисленных публикациях и производственных отчетах, в которых определены направления дальнейших исследований, имеющих широкий круг взаимосвязанных теоретических, методических и производственных задач. Одной из кардинальных задач является установление закономерностей возрастной последовательности формирования и локализации полезных ископаемых и выявление их новых типов для развития горнорудного комплекса на территории республики. [1-5].

В докембрийской истории Карелии выделено пять тектоно-магматических циклов и соответствующих им металлогенических эпох от саамской до рифейской. [6,7]

Саамский тектоно-магматический цикл (>3,3 млрд. лет). Цикл выделен условно, так как формирование древнейших гнейсотоналит-трондьемитовых комплексов фундамента, как правило, носит спорный характер. В основу выделения положены данные по полученным возрастам. На основании этого вулканические комплексы Юго-Восточной Карелии с возрастом >3,3 млрд. лет отнесены к саамию. Полезные ископаемые, соотносящиеся по возрасту к саамскому циклу не выявлены.

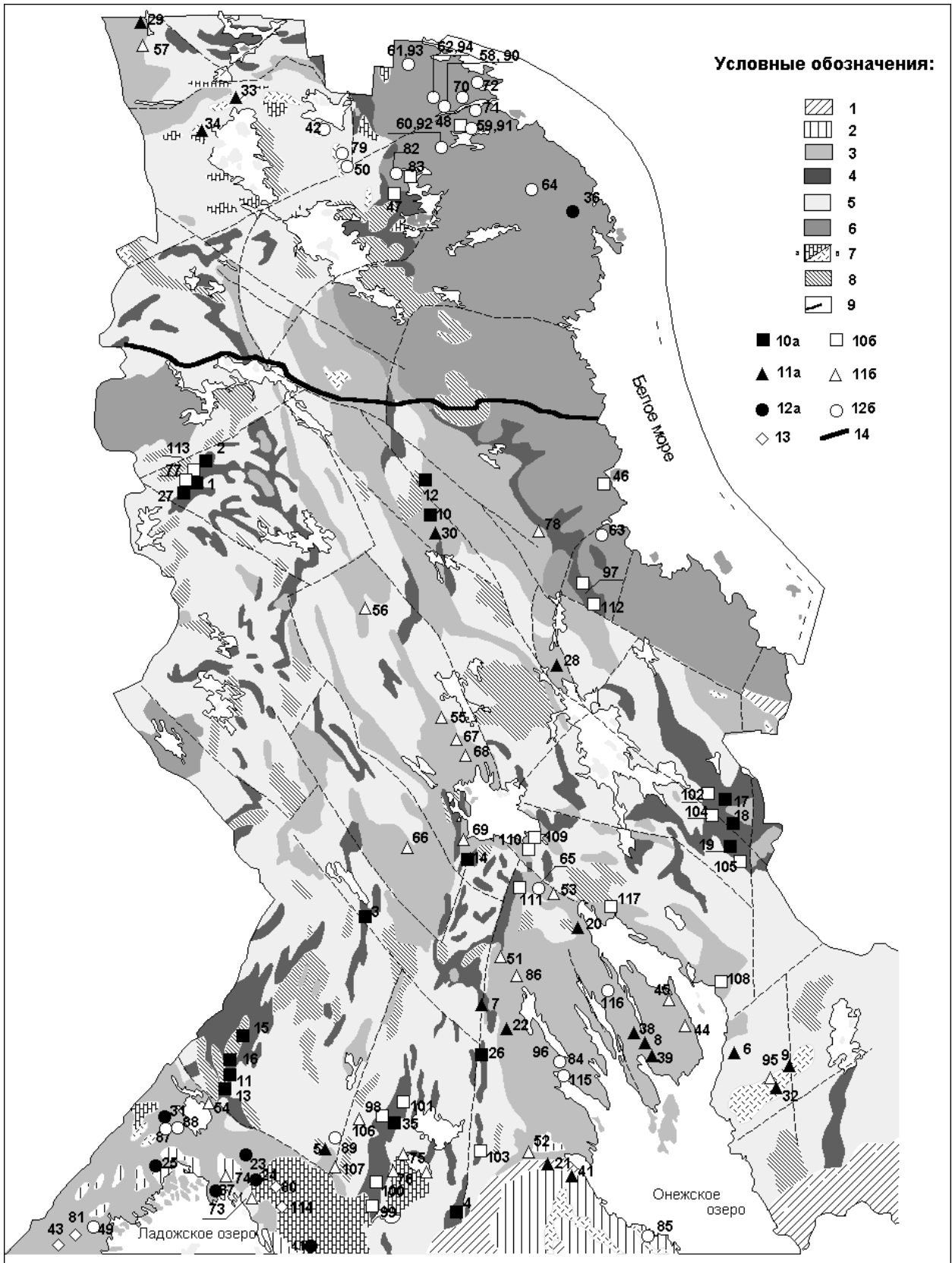
Лопийский тектоно-магматический цикл (3,3-2,5 млрд. лет). Для лопийского тектоно-магматического цикла характерно формирование вулканических поясов, которые в настоящее время получили название зеленокаменных. В современном эрозионном срезе они сохранились в виде многочисленных реликтовых структур протяженностью от сотен метров до десятков и сотен километров при ширине 10-22 км, тектонической основой которых является система сопряженных глубинных разломов. Лопийский тектоно-магматический цикл к концу архея в пределах Фенно-Карельской области завершился стадией инверсии и последующей стабилизации с образованием протоплатформы. Именно к этому геохронологическому рубежу относятся первые достоверные данные о наличии и функционировании главных магмо-, рудоконтролирующих и рудогенерирующих структур с высокой мобильностью, разнообразным магматизмом, значительной плотностью флюидно-теплового потока.

Специфика металлогении верхнеархейских зеленокаменных поясов лопийского цикла подчеркивается преобладанием примитивных по составу руд, к которым принадлежат оксиды и сульфиды железа вулканогенно-осадочного и осадочного генетических типов. К ним относятся месторождения формации железистых кварцитов – Костомукшское, Корпангское, Гимольское, Маньгинское (рис.).

Магматический класс связан с базит-ультрабазитовым (небольшие по масштабам проявления хромитовых, медно-никелевых, титаномагнетитовых с ванадием руд) и поздним гранитоидным магматизмом. Особенно богатая гамма типов оруденения принадлежит к гидротермально-жильному (молибденовое, золото-кварцевое, редкометалльные пегматиты). Широко распространен метаморфогенный класс месторождений полезных ископаемых, в формировании которых безусловна роль метаморфизма. Установлена метаморфическая регенерация ранее образованных вулканогенно-осадочных и осадочных (железородных, колчеданных) лопийского комплекса, магматических месторождений (медно-никелевых). При региональном метаморфизме происходит мобилизация химических элементов, в том числе рудогенных, которые на регрессивной стадии участвуют в метасоматических и рудообразующих процессах.

Подобными примерами являются золотоносная медно-вольфрам-молибденовая формация месторождений Лобаш и Ялонваара, проявления Пяяваара, Риутгалампи; медно-колчеданная формация месторождений Бергаульское и Ялонваарское, проявления Хювя-Нойвисто; медно-никелевая формация месторождений Восточно-Вожминское, Лебяжинское и Западно-Светлоозерское; золото-металльная формация проявлений Педролампи и Таловейс; формация редкометалльных пегматитов в проявлении сподуменовых пегматитов Хаутаваара. [1]

Минерагения лопийских (верхнеархейских) зеленокаменных поясов характеризуется образованием различных типов индустриальных минералов. [8] В Северной Карелии установлена кианитовая минерализация в сланцевых толщах осадочно-вулканогенной формации лопия андезит-дацитового состава Парандовско-Тикшеозерского зеленокаменного пояса, метаморфизованных в условиях высоких давлений кианит-силлиманитовой фациальной серии.



К петрологическим и минерагеническим особенностям осадочно-вулканогенных формаций лопия принадлежит относительно простой состав серноколчеданных руд, представленный главным образом пирротин-пиритовым оруденением, поэтому под названием вида полезного ископаемого употребляется пирит как главный индустриальный минерал данного рудного комплекса (месторождения Парандовское, Хаутаваарское, Ведлозерское, Няльмозерское, Чалка, Верхнее Вожминское, Шуйское).[8]

Месторождения и проявления талька в границах кратона по минеральному составу объединены в две группы: апоультрамафитовые тальк-карбонатные породы и тальк-хлоритовые сланцы. К наиболее изученным месторождениям и проявлениям талька первой группы относятся месторождение Светлозерское (тальк-магнезитовые руды), проявление Рыбозеро. Общими чертами всех этих месторождений являются интрузии серпентинизированных дунитов и гарцбургитов покровного типа, в которых обнаруживаются крутопадающие обогащенные тальком рудные тела мощностью до 200 м. Вмещающими породами, как правило, выступают серпентиниты и хлоритовые сланцы. Тальк образуется обычно в широком диапазоне Р-Т условий щелочной среды. Все обсуждаемые месторождения и проявления талька относятся к метаморфогенному генетическому типу. К аналогичным комплексам принадлежит Краснополянское проявление щелочных амфибол-асбестов.

К лопийскому структурно-формационному комплексу Костомукшско-Гимольского зеленокаменного пояса относится пластово-секущее тело геллефлинты (кварц-альбитовые породы риолит-дацитового состава) натриевой и калиевой разновидностей, являющееся одной из разновидностей вскрышных пород Костомукшского железорудного месторождения. Геллефлинта представляет собой перспективный нетрадиционный вид полевошпатового сырья.

Карта-схема размещения месторождений и крупных рудопроявлений докембрия Карелии

(использована геологическая основа масштаба 1 : 2 000 000; Атлас Карельской АССР, 1989):

1 – палеозой; 2 – венд, рифей, вепсий; 3 – калевий, людиковий, ятулий, сариолий, сумий; 4 – лопий; 5 – нерасчлененный архей; 6 – саамий; 7а – раннепротерозойские интрузии кислого и среднего, 7б – основного и ультраосновного состава; 8 – архейские интрузии; 9 – разрывные нарушения различного возраста; лопийский тектоно-магматический цикл: (10а металлы, 10б – неметаллы; карельский тектоно-магматический цикл: 11а – металлы, 11б – неметаллы; свекофенский тектоно-магматический цикл: 12а – металлы, 12б – неметаллы; рифейский тектоно-магматический цикл: 13 – неметаллы; 14 – сейсмический профиль 4В

Месторождения полезных ископаемых докембрия Карелии Месторождения и проявления металлов Группа черных и легирующих металлов: Костомукшское (1), Корпанское (2), Гимольское (3), Маньгинское (4), Туломозерское (5), Пудожгорское (6), Койкарское (7), Средняя Падма (8), Аганозерское (9), Лобаш (10), Ялонваара (11), Пяяваара (12), Риутталампи (13); группа цветных металлов: Бергаульское (14), Ялонваарское (15), Хювя-Нойвисто (16), Восточно-Вожминское (17), Лебяжинское (18), Западно-Светлоозерское (19), Воронов Бор (20), Руданское (21), Кивач (22), Кителя (23), Уксинское (24), Латвасюрское (25); группа благородных металлов: Педролампи (26), Таловейс (27), Воицкий рудник (28), Майское (29), Лобаш-1 (30), Алатту (31), Бураковско-Аганозерский расслоенный комплекс (32), Луккулайсваара (33), Кивакка (34); группа редких металлов, редкоземельных и радиоактивных элементов: сподуменовые пегматиты: Хаутаваара (35), Плотная Ламбина (берилл-колумбит-танталитовый тип) (36), Импилахтинское пегматитовое поле (виикит) (37); уран — Царевское (38), Космозеро (39), Птицефабрика (40), Карху (41) Месторождения и проявления неметаллических полезных ископаемых Апатит: Тикшеозерский массив (Карбонатитовый) (42), Элисенваарская группа массивов (43); высокоуглеродистый шунгит: Зажогинское (44), Шуньгское (45); гранат: Тербеостровское (46), проявления - Высота 181 (47), Западно-Плотнинское (48); графит: Ихальское (49); ильменит: Суриваара (50); карбонатные породы: Пялозеро (51), Виданское (52), проявления — Остречье-Чебино (53), Янис-ярви (54), Елмозеро (55), Чирка-Кемь (56), Соватъярви (57); кварц: Малиновая Варакка (58), Плотина (59), Слюдозеро (60), Тэдино (61), Карельское (62), Слюдяной Бор (63), Пиргостров (64), Фенькин Лампи (65), кварциты: Мет чангъярви (66), Нестерова Гора (67), Шалговаара (68), Боконваара (69); полевошпатовое сырье (керамические пегматиты, нетрадиционные виды): Хетоламбино (70), Чкаловское (71), Уракка (72), Люппико (73), Линнаваара (74), Кюръяла (75), Брусничное (76); нетрадиционные типы: Костомукшское (геллефлинта) (77), Роза-Лампи (кварцевые порфиры) (78), Елетьозерское (нефелиновые сиениты) (79), Уксинское (рапакиви) (80), Райвимяки (сиениты и фениты) (81); кианит: Хизоваарское (Южная линза) (82), Хизоваарское (Северный участок) (83); кровельные сланцы, точильный камень: Нигозерское (84), Брусненское (85); мрамор: Белая гора (86), Рускеала 1(87), Рускеала 2 (88), Туломозеро (89); мусковит: Малиновая Варакка (90), Плотина (91), Слюдозеро (92), Тэдино (93), Карельское (94); оливин: Аганозерское (95); петрургическое сырье: Хавчезерское (96); серный колчедан: Парандовское (97), Хаутаваарское (98), Ведлозерское (99), Няльмозерское (100), Чалка (101), Верхнее Вожминское (102), Шуйское (103); тальк: Светлозерское (тальк-магнезитовые сланцы) (104), Рыбозеро (105); тальк-карбонатный комплекс: Игнойла (106), Палалахта (107), Пяльма (108); тальк-хлоритовый камень: Каллиево Муренаваара (109), Турган-Койван-Аллуста (110), проявления — Столбовая гора (111), Парандовское (112), Костомукшское (113); флюорит: Хопунаара (114); шунгитовые сланцы: Нигозерское (115), Мягрозерское (116); щелочной амфибол-асбест: Краснополянское (117)

Карельский тектоно-магматический цикл (2,5-1,95 млрд. лет). Тектоно-магматическая активность карельского цикла в пределах Кольского и Карельского геоблоков в этот период связана с заложением глубоких расколов в кратонизированной области, явившихся тектонической основой образования Фенно-Карельской рифтогенной системы, которая контролировала протерозойский магматизм, седиментогенез и рудообразование.[6] В их развитии можно выделить два крупных этапа: сумийско-сариолийский и ятулийско-людиковый. На рубеже 2,5-2,45 млрд. лет заложилась главная осевая рифтовая зона северо-западного простирания, проходящая сегодня в центральной части беломорского подвижного пояса (Кандалакшский грабен). С этим процессом связан подъем мантии, который фиксируется гравитационной аномалией в районе Кандалакшского залива Белого моря, а также базит-ультрабазитовым магматизмом, продукты которого представлены многочисленными интрузиями и дайками лерцолит-габброноритов, габбродолеритов, чарнокитов. [1,6] На крыльях главной рифтовой зоны, по системе оперяющих разломов, были сформированы рифтовые зоны линейного простирания северо-западной ориентации: Имандра-Варзуга-Печенга и Ветреный Пояс-Паанаярви-Соданкюля (Финляндия)-Карасйок (Норвегия). Вулканы этих структур имеют различный состав и относятся к андезит-базальтовой, пикрит-базальтовой, коматиит-базальтовой и дацит-риолитовой формациям, что свидетельствует о существовании самостоятельных разноглубинных магматических очагов, возникших при частичном плавлении мантии и нижнекорового вещества. [7] Интрузивный магматизм сумийско-сариолийского этапа носит типичный кратонный характер и уникален образованием расслоенных ультрамафит-мафитовых гипабиссальных плутонов, возраст которых укладывается в интервал от 2360 до 2480 млн. лет. Их внедрение связано с трансформными разломами и локализуется они в виде поясов северо-восточного простирания: Кеми-Койлима (Финляндия)-Кивакка-Кундозеро (С.Карелия) и Бураковско-Монастырский (ЮВ Карелия). Металлогению сумийско-сариолийского этапа определяют вязанные с расслоенными интрузиями собственно магматические месторождения. Их рудноэлементный набор типично мантийный, относится к ультрамафит-мафитовому ряду Ni, Cu, Сг, Au, МПГ, Ti, V и несет определенную преемственность с металлогенией лопийского базит-гипербазитового магматизма. Второй, ятулийско-людиковый этап карельского цикла проявился после региональной денудации и образования доятулийских кор выветривания в связи с активностью глыбовых движений. Он характеризуется формированием продуктов толеит-базальтовой и пикрит-базальтовой вулканических формаций и осадконакоплением, свидетельствующим о палеофациальных обстановках мелководных замкнутых бассейнов. Интрузивный магматизм этого этапа представлен габбро-долеритовой с титаномагнетитовым оруденением и габбро-перидотитовой формациями. В металлогеническом отношении карельская эпоха характеризуется преобладанием типов оруденения сидерофильной и халькофильной группы металлов, относящихся к магматогенному, осадочному и вулканогенно-осадочному классам.[7]

Анализ материалов по металлогении региона при обобщении работ по благороднометаллоному оруденению дает основание для рудно-формационной типизации. К наиболее перспективным типам благороднометаллоного оруденения Карельского региона принадлежат:

малосульфидный платинометалльный тип с платино-палладиевой специализацией, приуроченный к ритмично-расслоенным и дифференцированным базит-гипербазитовым комплексам (Бураковский массив и интрузивы Олангской группы севера Карелии – Луккулуйсвара, Кивакка, Ципринга);

платиносодержащая хромитовая формация в Бураковском массиве, приуроченная к Главному хромитовому горизонту с хорошо выраженной Pt-Ru-Os-Ir специализацией; новая платиносодержащая титаномагнетитовая формация в дифференцированных интрузивах основного состава (месторождения Пудожгорское и Койкарское).

Нерудная минерагения связывается с вулканическими и вулканосадочными

комплексами. Тип нетрадиционного высококалийного полевошпатового сырья представлен лейкократовой разновидностью кварцевых порфиров, слагающих шток на месторождении Роза-Лампи Шуезерской структуры сумийского надгоризонта. [8]

В стратиграфической последовательности карельского комплекса ятулийский надгоризонт имеет отчетливые маркирующие толщи карбонатных и кварцитов образований. В Центральной Карелии карбонатные породы, среди которых оконтурены площади месторождений, залегают в пределах вулканогенно-осадочного бассейна или в линейных структурах нижнепротерозойского возраста (месторождения Пялозеро, Виданское, проявления Остречье-Чебино, Янисярви, Елмозеро, Чирка-Кемь, Коватъярви). Типичными морфологическими формами являются линзы мощностью 8–10 м при протяженности 400–500 м.

В ятулийское время возникали фациальные условия, благоприятные для накопления чистых кварцевых песков в бассейнах с длительным перемывом и сортировкой обломочного материала. В этой обстановке происходило полное разрушение аркозовой составляющей, окисление железистых и удаление слюдистых минералов, что и стало причиной накопления в составе янгозерского горизонта ятулийского надгоризонта мощных пластов чистых кварцевых песков, метаморфизованных в дальнейшем в мономинеральные кварциты и кварцитопесчаники (месторождения Метчангъярви. Нестерова Гора, Боконваара, Шалговаара).

Шунгитсодержащие породы относятся к двум стратиграфическим уровням – людиковийскому и калевийскому надгоризонтам. Шунгит определяется как элементарный углерод с метастабильной структурой, неспособной к графитизации. Углерод связывается с подвижностью гидрокарбонатов из керогенов. Минеральную основу шунгитовых пород (10-70% шунгита в составе породы) составляют алюмосиликаты, кварц, реже – карбонат. На первом уровне в заонежской свите произошло формирование углеродсодержащих пород в бассейнах глинисто-карбонатного осадконакопления при резко восстановительных условиях, которое сопровождалось подводным вулканизмом. В Онежской мульде содержание углерода в породах достигает 70% (Зажогинское и Шуньгское месторождения). Шунгитсодержащие породы калевийского уровня (кондопожская свита) слагают крупные месторождения – Мягрозерское и Нигозерское.

Комплекс метаморфизованных сланцево-гнейсовых толщ людиковийского надгоризонта включает в себя рудные тела на месторождении графита Ихальское. Амфиболито-сланцево-гнейсовая толща претерпела метаморфизм от амфиболитовой до гранулитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии, по В.А. Глебовицкому. Графитовый горизонт состоит из нескольких графитоносных пачек мощностью от 8 до 350 м протяженностью до 1500 м.

Свекофеннский тектоно-магматический цикл (1,95—1,65 млрд. лет) проявился в основном, на зарубежной части щита [7]. Рифтогенный режим связан с системой относительно коротких разломов субширотного, северо-западного простираний (рассеянный рифтогенез) на сиалической коре и характерен для средних стадий развития подвижного пояса. Развитие магматизма шло скорее всего «сверху вниз», т.е. магматические очаги смещались из коры в мантию, о чем свидетельствуют строение разреза (от кислых вулканитов к основным) и последовательность развития плутонического магматизма. Ладожско-Ботнический пояс, включающий Главный рудный пояс Финляндии, рудное поле Шеллефтео и протягивающийся в Северное Приладожье ближе соответствует молодым островным дугам с преобладающим андезитовым вулканизмом. Базит-ультрабазитовый интрузивный магматизм представлен интрузиями габбро-перидотитовой и габбро-щелочной с карбонатитами формациями (Елетьозеро, Тикшеозеро). Широко проявился разнообразный гранитоидный магматизм. Свекофеннская металлогеническая эпоха отличается от предшествующих большим разнообразием полезных ископаемых и возрастанием роли фосфора, группы халькофильных, отчасти литофильных и благородных элементов. [4, 5].

С раннеорогенным базит-ультрабазитовым магматизмом связано медно-никелевое и титано-магнетитовое с ванадием оруденение. На следующем этапе с палингенно-анатектическими гранитами проявляются вольфрамово-редкометалльное в скарнах и редкометалльное - в полевошпатовых метасоматитах, грейзенах и пегматитах оруденения. К этому времени относится начало формирования габбро-щелочной с карбонатитами формации.

Процессы свекофеннской активизации в пределах Карельского кратона выражены в виде линейных зон метасоматической переработки, с которыми связано сурьмяно-мышьяковое, уран-ванадиевое с платиноидами, золото-кварцевое оруденение в масштабах рудопроявлений и месторождений; формация комплексных медь-уран-молибден-ванадиевых руд (месторождения Средняя Падма, Косозеро, Царевское); ураноносная формация (месторождение Карху – в хлорит-карбонатных метасоматитах; рудопроявление Птицефабрика – в сероцветных песчаниках); формация редкометалльных и редкоземельных пегматитов (берилл-колумбит-танталитовый тип – проявление Плотная Ламбина, виикитовое оруденение – проявления на Импилахтинском пегматитовом поле).[8]

Минерагения свекофеннского цикла весьма широка и уникальна. Основной генетический тип месторождений БПП определяется эндогенными процессами пегматитообразования, проявленными в условиях диафореза и связанного с ним метасоматоза гнейсов, амфиболитов и мигматитов, со-

ставляющих единый беломорский структурно-формационный комплекс. Индустриальные минералы (мусковит, гранат-альмандин, микроклин, плагиоклаз, кварц, кианит) включают в свой состав летрогенные элементы. Мусковитовые пегматиты жильного типа пространственно связаны с высокоглиноземистыми породами чупинской свиты лопия и контролируются узкими линейными зонами сжатых и изоклинальных складок, а также зонами рассланцевания и кливажа.[9]

Рифейский тектоно-магматический цикл (1,65-1,1 млрд. лет). Соответствующая этому циклу металлогеническая эпоха проходила в условиях тектоно-магматической активизации стабилизированной платформы и формирования рифтогенных структур северо-восточного простирания. Выделены два этапа рудообразования: раннерифейский и позднерифейский. Раннерифейский этап обусловлен интрузиями многофазного анортозит-габбро-рапакиви-гранитного комплекса. С анортозитами и габброноритами этого комплекса связано железо-титановое оруденение, с гранитами - скарновые, цинково-железорудные, железо-цинк-оловорудные месторождения и рудопроявления, скарново-грейзеновые оловянно-редкометалльно-флюоритовые месторождения и оловянно-редкометалльные рудопроявления в альбититах. [4]

Позднерифейский этап характеризуется своеобразными интрузивно-диатремовыми калиевыми щелочными породами (ладогалитами) с фосфорно-редкометалльно-титановым оруденением и стронций-барийсодержащим полевошпатовым сырьем, а также внедрением даек лампроитов. В этих комплексах установлены признаки алмазности.[5]

Рифейский комплекс щелочно-полевошпатовых пород, названных ладогалитами, представляет собой новый вид комплексных магматических месторождений апатитового, стронций-барийсодержащего щелочно-полевошпатового, сиенитового щелочно-полевошпатового сырья и сфенового минерального сырья Элисенваарской группы. Внедрение щелочнокалиевой магмы с характерной недосыщенностью SiO_2 и высоким содержанием щелочей до 13,2% при преобладании калия над натрием ($Na_2O/K_2O = 0,34-0,84$) произошло в интрузивную и диатремо-дайковую фазы.[5]

Литература

1. Рыбаков С.И., Голубев А.И., Слюсарев В.Д. и др. Металлогения Карелии. Петрозаводск. 1999. 340 с.
2. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Книга №1. Горючие полезные ископаемые. Металлические полезные ископаемые. Петрозаводск. «Карелия». 2005. Под ред. Михайлова В.П., Аминова В.Н. 2005. 280 с.
3. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Книга №2. Неметаллические полезные ископаемые. Подземные воды и лечебные грязи. Петрозаводск. «Карелия». Под ред. Михайлова В.П., Аминова В.Н. 2006. 356 с.
4. Хазов Р.А. Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского щита. Л.:Наука, 1982. 192 с.
5. Хазов Р.А., Попов М.Г., Бискэ Н.С. Рифейский калиевый щелочной магматизм южной части Балтийского щита. С-Пб.: Наука, 1993. 218 с.
6. Рыбаков С.И., Голубев А.И., Слюсарев В.Д., Лавров М.М. Докембрийский рифтогенез и современная структура Фенноскандинавского щита // Отечественная геология №5, 1999, С.29-38.
7. Свириденко Л.П., Светов А.П., Голубев А.И. и др. Эволюция докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1985. 253 с.
8. Голубев А.И., Щитцов В.В. Полезные ископаемые Карелии. //Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: Профиль Кемь-Калеваля. Петрозаводск. 2001. С.29-38.
9. Гродницкий Л.Л. Рудогенерирующие пегматитовые системы Кольской части Беломорского пояса. Петрозаводск. 1991. 174 с.

Современные и палео напряжения в северной части Балтийского щита по данным исследований разреза Кольской сверхглубокой скважины

Горбачев Ф.Ф.¹, Савченко С.Н.², Головатая О.С.¹

¹Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, E-mail: gorich@geoksc.apatity.ru

²Горный институт Кольского научного центра РАН, Апатиты

Современные напряжения являются очень важной частью геодинамики земной коры. Они определяют большое число разнообразных процессов на их окраинах, и в том числе наблюдаемых

внутри континентальных частей земной коры. Изучение и мониторинг их уровня необходим для снижения ущерба от природных катастроф, таких как землетрясения, цунами, оползни и др. Напряжения (палеонапряжения), действовавшие в прошлые геологические времена, определяли направления движения континентальных плит, процессы орогенеза, метаморфогенные преобразования кристаллических пород и др. Исследование керна, разреза и геоблока в окрестности Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) позволили существенно продвинуться в изучении параметров и действия как современных, так и палеонапряжений в северной части Балтийского щита.

Современные напряжения. Известно, что современное напряженное состояние пород Балтийского щита, в основном, формируется раздвижением континентальных плит в районе срединноокеанических рифтовых зон Атлантического и Ледовитого океанов и давлением Африканской плиты на Евразийскую литосферную плиту. Мозаика распределения напряжений европейской части Евразийской плиты определяется ее крупноблоковым строением. С учетом условий передачи напряжений и деформаций, геометрии блоков, методами численного моделирования построена модель распределения современных напряжений на территории Фенноскандии [1]. Наряду с блоками более мелкого рангового уровня, рассматривается блок, включающий Кольский полуостров. Этот блок разбит на блоки следующего структурного уровня с учетом их геологического строения и с граничными условиями, полученными на предыдущем этапе исследований. В результате получено, что абсолютное значение тектонических напряжений T , согласно статистической обработке данных натурных измерений на европейском континенте, действующих на границе Евразийской литосферной плиты, составляют величину порядка 50 МПа [2]. В направлении северо-восток – юго-запад максимальные сжимающие напряжения изменяются незначительно – от $1,1T$ до $1,2T$, а минимальные от $0,6T$ до $0,9T$. Ориентация максимальных сжимающих напряжений в блоке преимущественно субмеридиональная. Однако геологическое и тектоническое строение этого блока весьма сложное и пока позволяет создать лишь общую карту распределения горизонтальных напряжений.

Кольская скважина СГ-3, достигшая опережающим стволом глубины 12261 м, является наиболее интересным объектом для изучения напряжений в пределах верхней и средней частей земной коры. Она пройдена в северном крыле Печенгской геосинклинали, сложенной ритмично переслаиваемыми вулканогенными и туфогенно-осадочными толщами, простирающимися на СЗ $300-310^\circ$ и падающими на ЮЗ под углами $30-50^\circ$ [3]. Геологический разрез СГ-3 представлен двумя комплексами: протерозойским и архейским. В окрестности СГ-3 главные горизонтальные напряжения близки по величине и равны $\sigma_1=1,05T$, $\sigma_2=1,11T$, азимут наибольшего сжатия $\approx 320^\circ$.

С учетом конкретных свойств пород для разреза СГ-3 были рассчитаны изменения составляющих поля современных напряжений с глубиной в нетронутым массиве [4]. Расчеты выполнены для изотропной и анизотропной моделей, рис. 1. При расчете бокового отпора в изотропной модели учитывались значения коэффициента Пуассона для породы, залегающей на данной глубине. Для анизотропной модели рассчитаны составляющие поля напряжений в горизонтальной плоскости в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Кроме того, была рассчитана разница между ними $\Delta\sigma_k$.

По полученным данным построены графики изменения напряжений с глубиной. На рисунок 1 нами нанесены величины напряжений, вычисленные для 25 точек (глубин), из которых был отобран и исследован керновый материал СГ-3.

В целом, сравнение компонент поля напряжения показало, что разница между величинами горизонтальных компонент поля напряжений, полученных с учетом анизотропии упругих свойств слоев до глубин до 6 км, незначительна. Но при этом, например, на глубине 6.32 км учет анизотропии пород (с коэффициентом анизотропии по продольным волнам, равным 9%) приводит к разнице в 17 МПа между компонентами в двух взаимно перпендикулярных горизонтальных направлениях. При дальнейшем увеличении глубины влияние упругой анизотропии пород приводит к еще большему возрастанию разницы между компонентами поля напряжения в двух горизонтальных направлениях (рис. 1). Так, на глубинах 9.4 – 9.5 км, сложенных породами с высокой степенью анизотропии эта разница будет составлять от 25 до 60 МПа.

Более детальный анализ должен показать, что изменения радиального и тангенциально напряжений с глубиной является еще более значимыми. Например, архейская часть разреза СГ-3 [5] представлена гнейсами, амфиболитами, гранитами, пегматитами и др. типами пород, перемежающимися, в среднем, с частотой 5–10 метров. Это означает, что с такой же периодичностью может происходить резкое изменение величин радиальных и тангенциальных деформаций. При этом, учет неоднородности массива приводит к отклонению тенденции изменения горизонтальной составляющей поля напряжений от линейного закона, следующего из расчетов по гипотезе Динника (если полагать коэффициент Пуассона постоянным для данного массива).

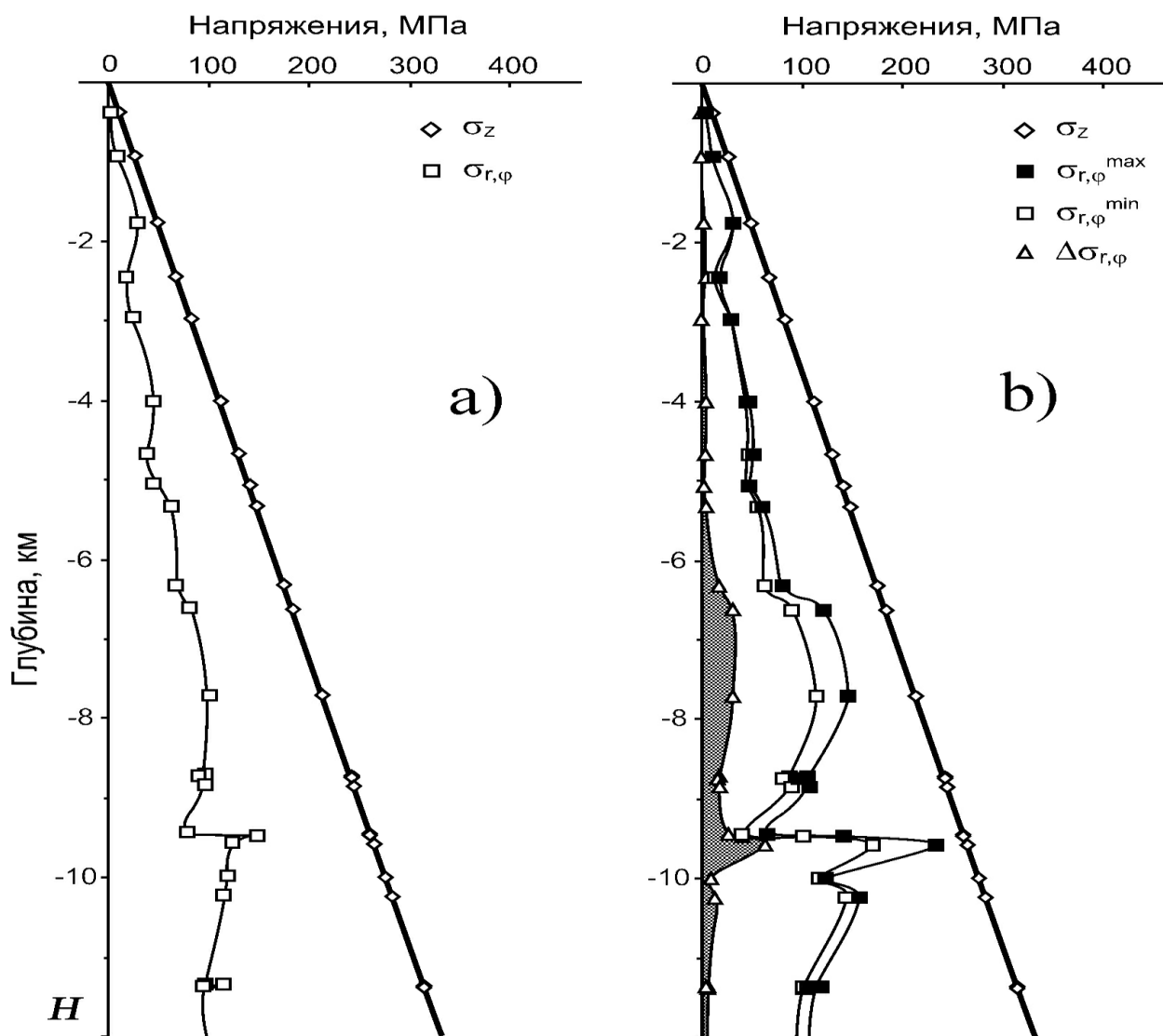


Рис. 1. Изменения компонент поля напряжений в нетронутом массиве с глубиной по разрезу СГ-3:

а – изотропная, б – анизотропная модель; σ_z – вертикальная составляющая поля напряжений; $\sigma_{r,\varphi}$ – радиальная и тангенциальная составляющие поля напряжений; для анизотропной модели $\sigma_{r,\varphi}^{\max}$ и $\sigma_{r,\varphi}^{\min}$ – значения радиального и тангенциального напряжений для двух взаимно перпендикулярных горизонтальных направлений, $\Delta\sigma_{r,\varphi}$ – разница между максимальным и минимальным значениями горизонтальных составляющих поля напряжений

Палеонапряжения. Так как массив Кольской сверхглубокой скважины сложен метаморфизованными породами протерозойского и архейского возраста, палеонапряжения в разрезе, пройденном скважиной, должны были играть существенную роль. Ее протерозойский комплекс

(0-6842 м) сложен вулканогенными и осадочными породами в соотношении 3:1. Вскрытая часть архейского комплекса (6842-12261 м) представлена биотит-плагиоклазовыми и биотит-амфибол-плагиоклазовыми гнейсами с высококальциевыми минералами (ВКМ), гнейсами с высокоглиноземистыми минералами (ВГМ), амфиболитами и метаультрабазитами, пегматитами и гранитами [3]. В вертикальном разрезе архейского комплекса выделено 10 толщ, характеризующихся различным составом и сочетанием слагающих их пород, характером регионального и дислокационного метаморфизма, гранитизации, элементами пликативной и дизъюнктивной тектоники.

Протерозойские и архейские породы в разные годы были датированы уран-свинцовым, рубидий-стронциевым и самарий-неодимовым методами [5]. Возраст протерозойских пород при движении вниз по разрезу находится в пределах 1855–2324 млн. лет. Цирконы из биотитовых гнейсов архейского комплекса, извлеченных из разных глубин, показали возраст от 1765 до 2948 млн. лет.

Как показано в работах [3, 6], упругая анизотропия метаморфических пород является следствием длительного (в геологическом смысле) действия напряжений. Эти напряжения, в процессе метаморфических преобразований приводят к образованию новых, метаморфогенных минералов. Происходит переориентировка элементов симметрии минералов в соответствии направлением действия компонент поля напряжений. В конечном итоге метаморфизованная порода становится упруго-анизотропной. Практика бурения разведочных и др. скважин показала, что их ствол отклоняется от вертикали в направлении по нормали к плоскости анизотропии массива [7]. Соответственно, по азимуту отклонения скважины от вертикали можно судить о пространственном положении плоскости упругой анизотропии геологического тела и направлении действия главной компоненты поля палеонапряжений.

Нами были проанализированы траектории четырех стволов Кольской скважины СГ-3, пройденных в разное время, достигшие различных предельных глубин. На рисунке 2 траектории этих стволов вынесены на горизонтальную плоскость. Выполненный анализ показал, что на различных глубинах, в пределах различных свит и толщ, плоскость структурной (упругой) анизотропии пород занимает разное положение. В пределах всего разреза выделяется 10 интервалов (этажей), различающихся параметрами пространственного положения плоскости структурной анизотропии [6].

Сводные характеристики этажей с различающимися параметрами их пространственного положения и показателя анизотропии были исходными для построений пространственных ориентировок компонент палеонапряжений. В соответствии с этим, на рис. 2 стрелками отображена направленность действия главной компоненты палеонапряжений на разных глубинах разреза СГ-3. Толщина стрелок пропорциональна усредненной величине этой компоненты. В свою очередь, усредненная величина главной компоненты палеонапряжений принималась пропорциональной параметру анизотропии, определенному на образцах керна для этого интервала глубин [6].

Угол падения элементов структурной анизотропии пород в отдельных выделенных этажах (табл.) находится в пределах 40–65°. Сравнительно небольшой диапазон углов падения может быть объяснен (по крайней мере, до глубины 8.6 км) за счет одинакового механизма погружения и наклона свит и толщ при образовании Печенгской синклинали.

Судя по параметрам упругой анизотропии, протерозойская часть разреза СГ-3, за исключением рудного интервала 1.7-1.9 км [6], формировалась при сравнительно спокойном палеотектоническом режиме и слабых горизонтальных силах.

Как показывает вышеприведенные данные, в архее происходили значительные геодинамические события, связанные, скорее всего, с циклом Кольско-беломорского метаморфизма. Отдельных этапы цикла отличались как по интенсивности, так и по направленности действия тектонических сил. Из полученных данных следует, что структура и анизотропия пород, возникшая в период этих этапов, не была изменена палеогеодинамикой более поздних этапов.

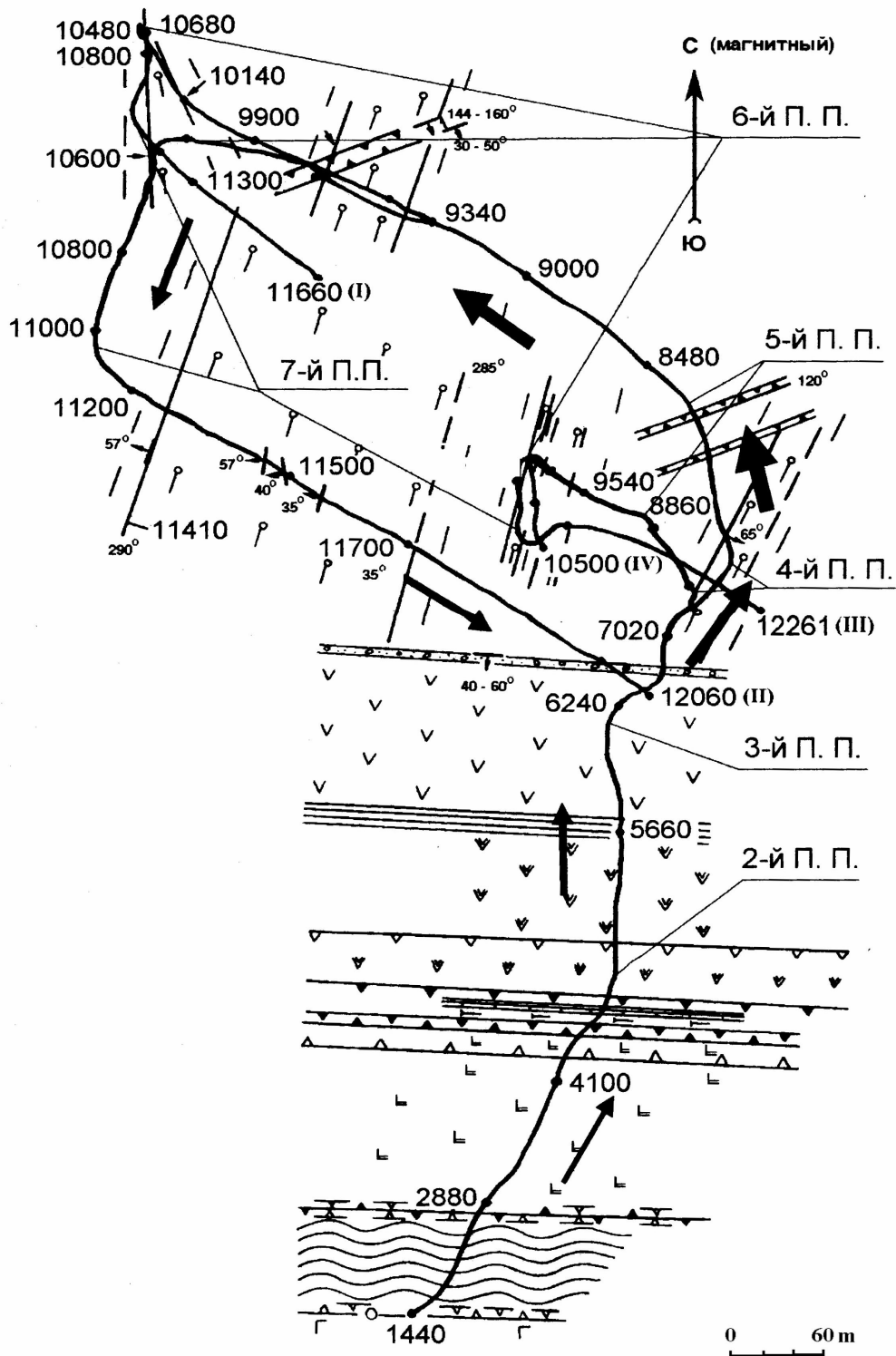


Рис. 2. Траектории стволов Кольской сверхглубокой скважины в проекции на горизонтальную плоскость

За содействие и помощь при проведении исследований, обсуждении результатов авторы выражают благодарность Ф.П. Митрофанову, В.Л. Ильченко, В.Р. Ветрину.

Работа выполнена при поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований, грант № 07-05-00100-а.

Литература

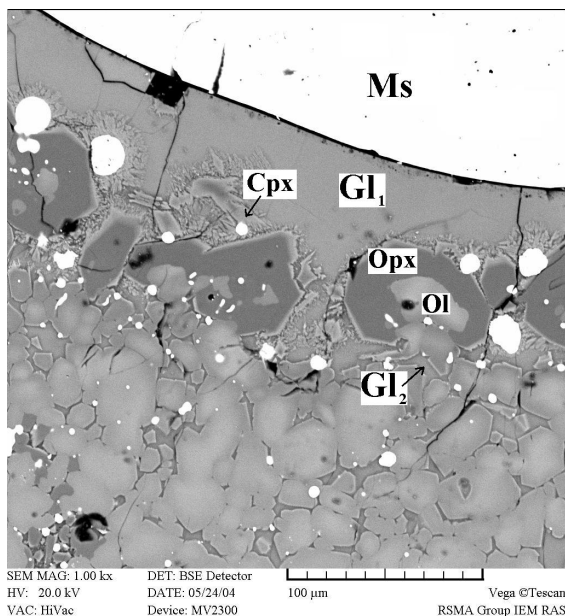
1. Савченко С.Н., Козырев А.А. Исследование напряженного состояния массива горных пород вблизи Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2002. № 2. С. 163-174.
2. Kozurev, A.A. and Savchenko, S.N. The Eurasia lithospheric plate horizontal tectonic stresses modeling In: Yufin, S.A. (Ed.) Geocology and computers. Balkema, Potterdam – Brookfield, 2000. P. 431–435.
3. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. Ред. В.П. Орлов, Н.П. Лавров - М.: МФ "Технефтегаз", 1998. 260 с.
4. Головатая О.С. Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. техн. наук. Изучение анизотропии упругих свойств и ее влияния на напряженное состояние пород верхней части земной коры (на примере сверхглубокой скважины). Апатиты, изд. КНЦ РАН, 2004. 24 с.
5. Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф., Кудряшов Н.М., Каулина Т.В., Ветрин В.Р. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2002. 53 с.
6. Строение литосферы российской части Баренц-региона. Под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы, К. Гиллена. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. 318 с.
7. Бахвалов А.И., Пономарев В.Н., Смолин П.П., Кузнецов Ю.И., Смирнов Ю.П. Магнитометрические исследования Кольской сверхглубокой скважины // Сов. Геология. 1989. № 9. С. 83–87.

**О безоливиновом источнике магнезиальных мантийных магм:
эксперимент, геологические следствия**

Горбачев Н.С., Костюк А.В.

ИЭМ РАН, г. Черноголовка, e-mail: gor@iem.ac.ru, nastia@iem.ac.ru

Исходя из существующей парадигмы о перидотитовом составе верхней мантии в настоящее время прочно устоялись представления о равновесии первичных магнезиальных мантийных магм с



оливином источника. Однако геохимические и экспериментальные данные свидетельствуют о возможности безоливинового (пироксенитового) состава мантийного субстрата, из которого выплавлялись магнезиальные магмы. Об этом свидетельствует также «пироксеновый парадокс», при высоких (> 2.0 ГПа) давлениях для магнезиальных расплавов оливин не является ликвидусным минералом. В наших экспериментах, моделирующих процессы магмообразования, связанных с плавлением флюидсодержащей (H₂O, H₂O+CO₂) перидотитовой мантии в интервале P=1.5-4.0 кбар, T=1250-1450⁰C состав ликвидусной (на границе со стеклом – закалочным расплавом) ассоциации, равновесной с магнезиальными «реакционными» расплавами отвечал пироксениту (Srx+Orx). При этом наблюдалось отчетливое замещение оливина ортопироксеном на границе со стеклом (рис.).

Отсутствие оливина на ликвидусе магнезиальных базальтов можно объяснить реакцией с образующимися флюидсодержащими базальтовыми расплавами. При плавлении перидотита в условиях шпинелевой Sp и гранатовой Ga фаций глубинности верхней мантии стабильность оливина определяется активностью SiO₂ и (или) Al₂O₃ в расплаве, буферизиру-

Рис. Вид полированного экспериментального образца в отраженных электронах:

Внизу – перидотитовая ампула, заполненная силикатным стеклом (закалочным расплавом), отчетливо видно замещение оливина перидотитовой ампулы ортопироксеном при взаимодействии базальтового расплава с перидотом. Белое – сульфиды Ol – оливин, Srx – клинопироксен, Orx – ортопироксен, GI – стекло, Ms- сульфид. 1250⁰C, 2.5 ГПа

мых реакциями типа: $Mg_2SiO_4(Ol) + SiO_2(m) = 2MgSiO_3(Opx)$; $Mg_2SiO_4(Ol) + Al_2O_3(m) = MgSiO_3(Opx) + MgAl_2O_4(Sp)$; $Mg_2SiO_4(Ol) + MgSiO_3(Opx) + Al_2O_3(m) + SiO_2(m) = Mg_3Al_2[SiO_4]_3(Ga)$.

На рис. 2 приведена диаграмма, характеризующая стабильность оливина в зависимости от активности SiO_2 и Al_2O_3 в расплаве, рассчитанная исходя из имеющихся термодинамических данных.

Для природных магнезиальных базальтов признаком безоливинового ликвидуса исходной магмы может служить более высокие концентрации в них оливин-совместимых элементов, в частности никеля. Например различное содержание никеля в пикритах гудчихинской и туклонских свит трапповой толщи Норильского района (690 и 290 ppm соответственно) при сходном содержании MgO (14-15 вес.%) можно объяснить отсутствием оливина в магматическом источнике пикритов гудчихинской свиты.

Работа поддержана РФФИ, грант № 06-05-64895, ОНЗ РАН т. 7-1.1.

Изменение химизма и намагниченность платобазальтов, связь с плюмтектоникой

Горбачев Н.С., Некрасов А.Н.

ИЭМ РАН, г. Черноголовка, e-mail: gor@iem.ac.ru, nastia@iem.ac.ru,

Одной из интереснейших проблем геологии, вытекающей из концепции тесной взаимосвязи процессов на поверхности земли, в ее литосфере, мантии и ядре является корреляция между инверсиями геомагнитного поля, формированием нижнемантийных суперплюмов и связанных с ними гигантскими магматическими провинциями океанов и континентов (траппов или платобазальтов). Все большее внимание привлекает идея, связывающая эти процессы с взаимодействием мантии и ядра (Я-М взаимодействие) на границе ядро/пограничный слой (Берзон-D") нижней мантии (НМ). Из компонентов жидкого внешнего ядра, взаимодействующих с веществом нижней мантии при формировании плюмов особая роль отводится водороду. H_2 взаимодействует с железо-содержащими кислородными или кремне-кислородными фазами мантии по реакциям типа: $Fe_2SiO_4 + H_2 = Fe + SiO_2 + H_2O$ [1]. В процессе гравитационной дифференциации на Я/М границе и в тонком переходном слое на «тяжелую» и «легкую» компоненты, тяжелая (Fe) компонента стекает в ядро, легкая ($SiO_2 + H_2O$) накапливается в подошве НМ. H_2O и SiO_2 снижают температуру плавления окисно-силикатной мантии, способствуя формированию надкритических флюидорасплавов, обладающих положительной плавучестью, создавая тем самым гравитационный потенциал для подъема суперплюмов. Мощные НМ термохимические суперплюмы, достигая подошвы литосферы, растекаются вдоль нее по латерали на большие расстояния, приводя, в зависимости от условий взаимодействия с литосферой, к огромным объемам излияний платобазальтов или крупным рифтовым системам с сопутствующим магматизмом [2].

Полагают также, что при Я/М взаимодействии изменяются условия протекания процессов в жидком ядре, ответственных за генерацию геомагнитного поля, что может приводить к изменению его характеристик, вплоть до инверсии [1, 2].

Исходя из рассмотренных выше представлений, можно ожидать, что проявления Я-М взаимодействия на земной поверхности будут заключаться в смене намагниченности магматических пород плюмовой природы, а также в изменении геодинамического режима формирования магм и их состава.

Такие соотношения рассмотрены на примере лав двух разновозрастных трапповых провинций – пермо-триасовой Сибирской платформы (248-250 мл. лет, Норильский район) и средне-протерозойской Кивинован (1108–1100 мл. лет) район озера Верхнее, Северная Америка [3-7]. В геологической позиции этих трапповых формаций много общего. Локализованы они на древних платформах с архейским или ранне-протерозойским кристаллическим фундаментом и мощным (>10 км) осадочным чехлом. Для них характерно блоковое строение, серий глубинных разломов территория была разбита на большое число микроблоков, по границам которых происходили вертикальные и горизонтальные движения. Магматизм носил циклический характер, со сменой режимов растяжения с интенсивным эффузивным вулканизмом режимами сжатия с его затуханием. Хотя в результате различных процессов дифференциации состав магм изменялся, однако дифференциаты (лавы,

комагматичные им интрузивы) наследовали геохимические признаки родоначальной магмы. И в той и другой провинции в ходе траппового магматизма происходила инверсия геомагнитного поля, смена рифтогенного геодинамического режима режимом рассеянного спрединга, высокотитатистых щелочных и субщелочных базальтовых магм типичной трапповой (толеитовой) магмой (рис.1, 2).

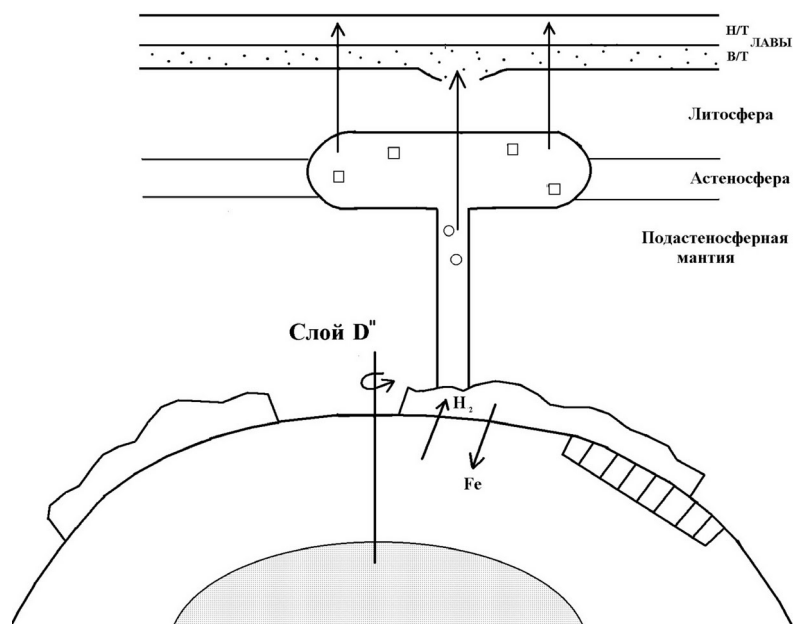


Рис. 1. Схема зарождения и эволюции плюма при взаимодействии ядро – мантия

Так как перенамагничивание траппов происходило в ходе их формирования, (нижние, более ранние свиты трапповой формации сохраняли намагниченность до траппового времени), то очевидно, что время подъема суперплюма от Я/М границы в литосферу и начало связанной с плюмом вулканической деятельности меньше длительности процессов, вызывающих инверсию геомагнитного поля. Если это так, то время подъема плюма меньше времени существования периода полярности геомагнитного поля ГМП, соответствующему хрону, предшествовавшему трапповому магматизму, для Норильского района – включающему верхнюю пермь и границу Р/Т, а минимальная скорость подъема плюма V_{\min} (км/тыс. лет) = $(h/t) \times 1000$, где h – км, глубина Я/М раздела, t – длительность хрона. Следовательно, исходя из рассматриваемой гипотезы, «отставание» инверсии полярности намагничивания лав от рифтогенеза и начала вулканической деятельности дает основание полагать, что с момента запуска «машин» Я/М взаимодействия, время, затраченное на формирование, подъем, взаимодействие плюма с литосферой, рифтогенез и вулканизм было меньше времени протекания процессов в ядре, обусловивших инверсию геомагнитного поля.

Инверсия геомагнитного поля при формировании крупнейших трапповых провинций могла быть еще одной из важных причин великих вымираний органического мира. В геологической истории фанерозоя на общем фоне возрастания разнообразия органической жизни насчитывается достаточно большое число эпизодов обновления органического мира за счет вымирания одних его представителей и быстрой экспансии других [8]. Наиболее значительные эпизоды обновления органического мира приурочены к этапам формирования крупнейших трапповых провинций: пермо-триасовое вымирание (~250 мл. лет) – с траппами Сибирской платформы, триас-юрское (~200 мл. лет) – с Центрально-Атлантической трапповой провинцией, мел-палеогеновое (~65 мл. лет) – с траппами Декана (рис.3). Существенное ослабление геомагнитного поля в период инверсии полярности, длительностью несколько десятков тысяч лет, резко снижает защитные свойства магнитосферы. Жесткое космическое излучение могло приводить не только гибели отдельных видов организмов, но, вызывая мутации, способствовать появлению новых видов, обеспечивая резкое увеличение биологического разнообразия после кризисов.

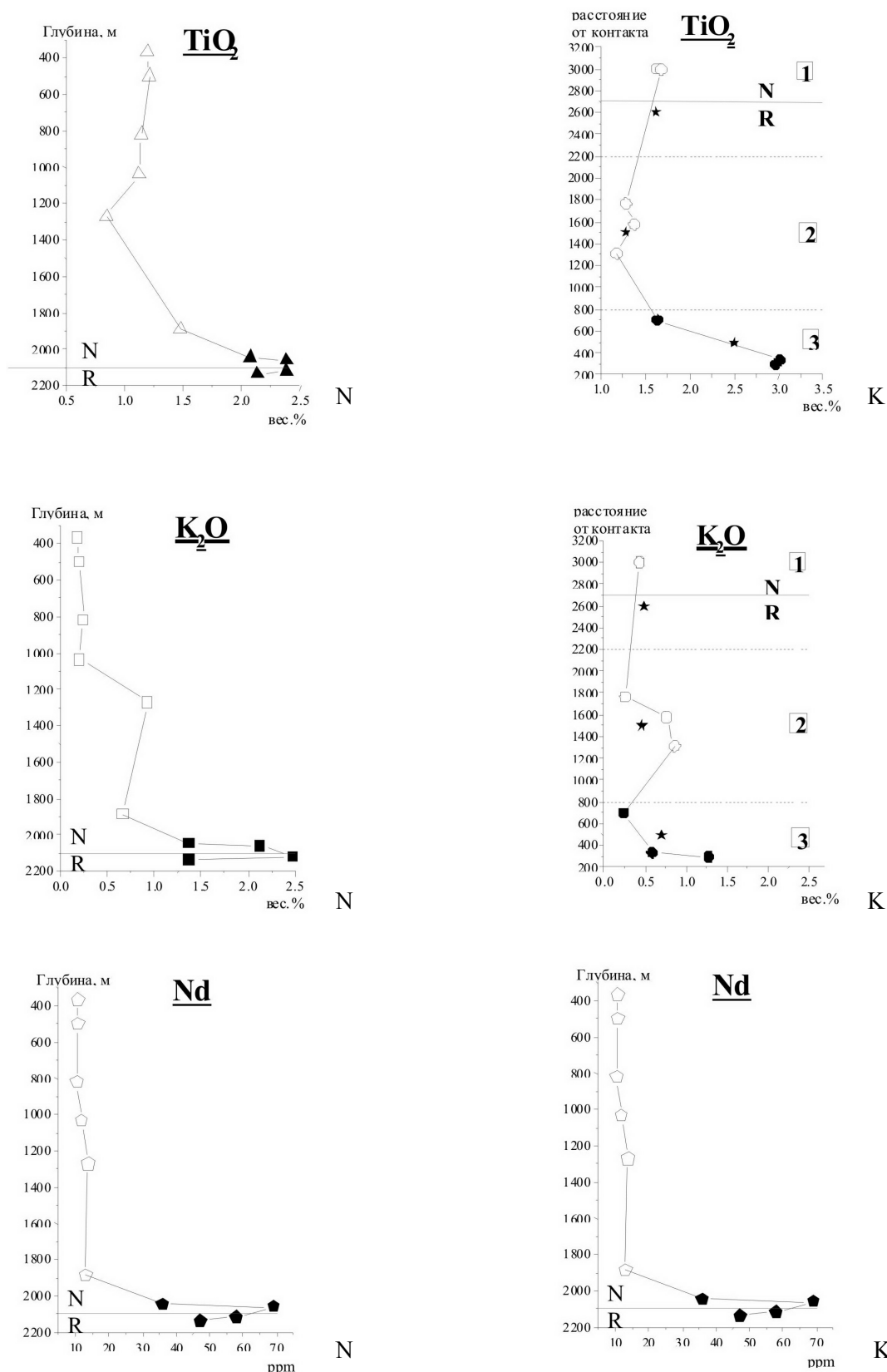


Рис. 2. Распределение некоторых типоморфных элементов в лавах Норильского района (N) и Кивинван (K). 1 – верхняя, 2 – центральная, 3 – нижняя свиты. Темные значки – высоко-Ti лавы; светлые – низко-Ti лавы. Звездочка – средние составы свит. R – обратная, N – нормальная полярность

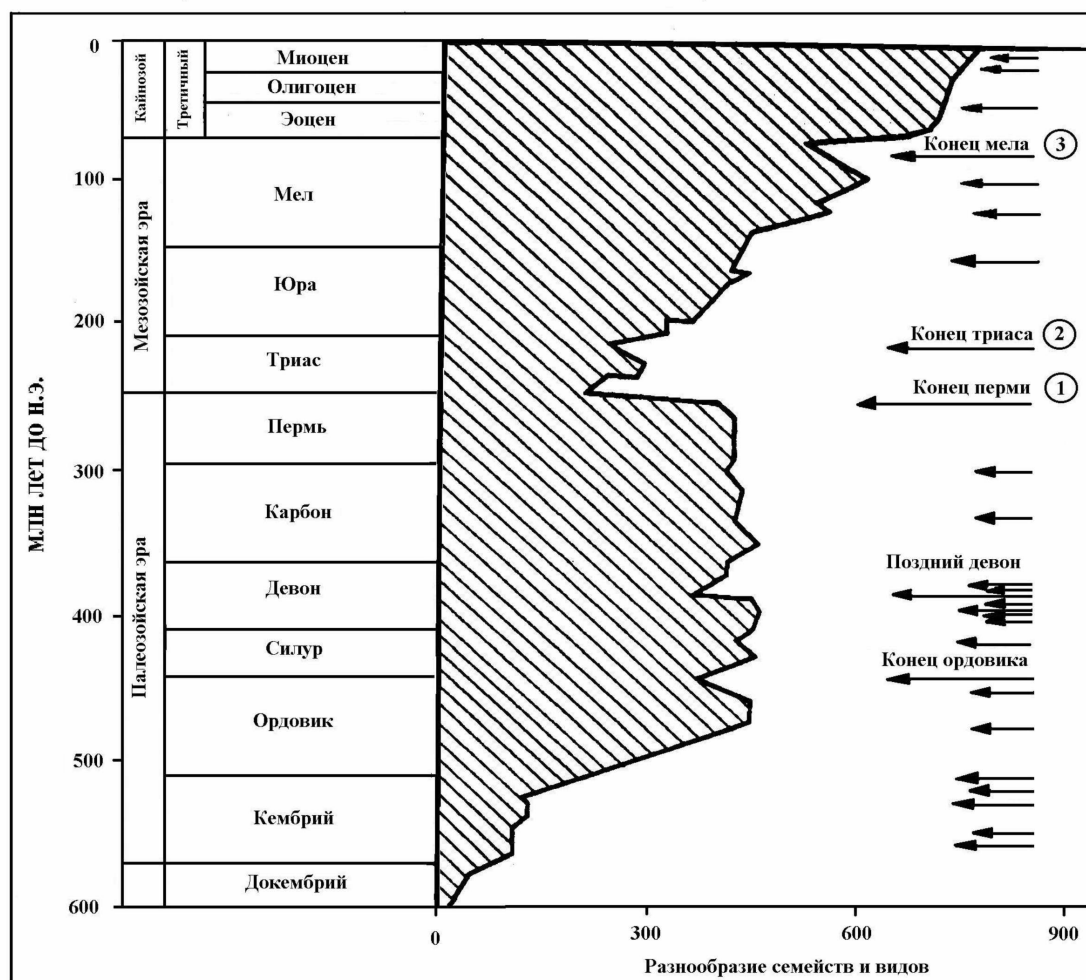


Рис. 3. Сопоставление возраста «великих вымираний органического мира» [8] и формирования крупнейших трапповых провинций. 1 – Сибирские траппы, 2 – траппы Центрально-Атлантической провинции, 3 – траппы Декана

Поддержка: грант РФФИ 06-05-64895, ОНЗ РАН т.7-1.1.

Литература

1. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО, ГЕО, 2001. 405 с.
2. Грачев А.Ф. Мантийные плюмы // Проблемы глобальной геодинамики: М. Геос. 2000. С. 69–103.
3. Lind E.N., Krotov S.V., Czamanske G.K. et al. Paleomagnetism of the Siberian Flood Basalts of the Noril'sk Area: A Constraint on Eruption Duration // International Geology Review. 1994. V. 36. P. 1139–1150.
4. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и плаинометаллических руд. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2003. 487 с.
5. Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Doherty W., Fedorenko V.A. Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism // Contrib Mineral Petrol. 1990, V. 104: P. 631–644.
6. Lightfoot P.C., Hawkesworth C.H., Hergt J., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A., Doherty W. Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // Contrib Mineral Petrol. 1993. V. 114. P. 171–188.
7. Lightfoot P.C., Sutcliff R. H., Doherty W. Crustal contamination identified in Keweenaw Osler group tholeiites, Ontario: a trace element perspective // The journal of Geology, 1991 V. 99. N. 5. P. 739–760.
8. Sepkoski J.J. Periodicity in extinction and the problem of catastrophism in the history of life // J. Geol. Soc. 1987. V. 144. P. 7–19.

Мантийно-короевое взаимодействие и генезис внутриплитовых магм (по экспериментальным данным)

Горбачев Н.С., Султанов Д.М.

ИЭМ РАН, г. Черноголовка, e-mail: gor@iem.ac.ru, gor@iem.ac.ru.

Субдукция океанической коры является важнейшим механизмом обмена веществом между корой и мантией. Следствием этого процесса может быть формирование в мантии резервуаров, содержащих протолиты древней субдуцированной океанической коры. Для моделирования процессов магмообразования, связанных с плавлением таких источников система перидотит-базальт-сульфид-летучий (H_2O , H_2O+CO_2), была изучена экспериментально в интервале $P=1.5-4.0$ кбар, $T=1250-1450^\circ C$. Опыты проводили в аппарате типа ЦП и НЛ в ИЭМ РАН с использованием закалочной многоампульной методики с перидотитовой ампулой. В герметически завариваемую платиновую ампулу помещалась перидотитовая ампула, заполненная механической смесью тонких порошков базальта, синтетического Ni-содержащего пирротина. Летучие (3-5 вес.%) задавались дигидратом щавелевой кислоты, водосодержащими базальтовыми стеклами. Использовались три петрохимических типа базальтов: толеитовый, оливиновый, андезитовый. В ходе эксперимента образующиеся при плавлении исходного базальта расплавы взаимодействовали с перидотитом до установления равновесия с наружной частью перидотитовой ампулы («реакционное» плавление) (рис.1).

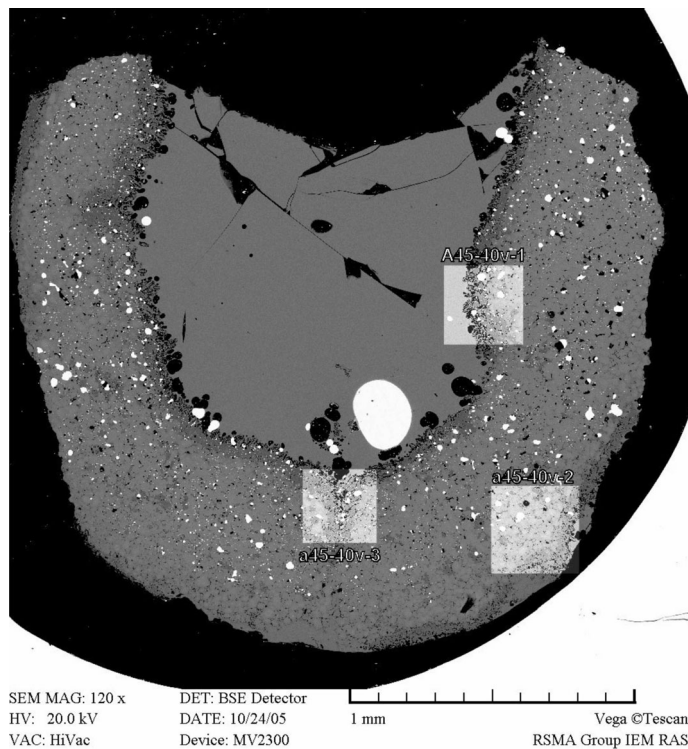


Рис. 1. Вид полированных экспериментальных образцов в отраженных электронах: а – перидотитовая ампула, заполненная силикатным стеклом, темная оторочка между стеклом и ампулой – часть перидотитовой ампулы, равновесная с «реакционным расплавом, белое – сульфиды

ский тип расплавов сохранялся. Судя по относительно постоянному составу расплавов, условия «реакционного» плавления близки к эвтектическим.

Параллельно с «реакционным», происходило обычное частичное плавление перидотита ампулы («пленочное» плавление), в результате которого формировались межзерновые, расплавы. Степень плавления перидотита, судя по содержанию в нем межзернового стекла, не превышала 5%. (рис.2 а). Состав «пленочных» межзерновых расплавов отвечал андезитам. Их объем несоизмеримо

Критерием равновесия служили гомогенный состав стекла (закаленного расплава) после опыта, а также равновесное распределение Fe/Mg между стеклом, Ol, Орх из внутренней, на контакте со стеклом, части перидотитовой ампулы. Доля прореагировавшего с расплавом перидотита не превышала 20 об.%. В зависимости от состава исходного базальта формировалось два петрохимических типа расплавов. В экспериментах с толеитовым или оливиновым базальтами, составы которых комплементарны главной последовательности частичного плавления перидотита (модель закрытой системы) формировались магнезиальные расплавы (от оливинового базальта до пикрита). нормальной кремнекислотности, в экспериментах с андезитом – расплавы повышенной кремнекислотности типа бонинита (модель открытой системы). При изменении температуры (в пределах $100^\circ C$) и давления (в пределах 1 ГПа) петрохимический

меньше объемов «реакционных» расплавов, объем которых лимитируется объемом исходного базальта. Так как в экспериментах по прямому частичному плавлению перидотита состав межзерновых расплавов может изменяться вследствие взаимодействия с минералами перидотита при закалке, было проведено детальное микронзондовое изучение зональности оливинов и межзернового стекла. Установлено, что состав закалочной каймы оливинов незначительно отличается от состава оливина, к тому же ее размеры не превышают первых микрон, межзерновое стекло характеризуется гомогенным составом (рис.2 б). Гомогенный состав стекла и оливинов свидетельствует о том, что состав межзернового расплава не претерпел существенного изменения при закалке.

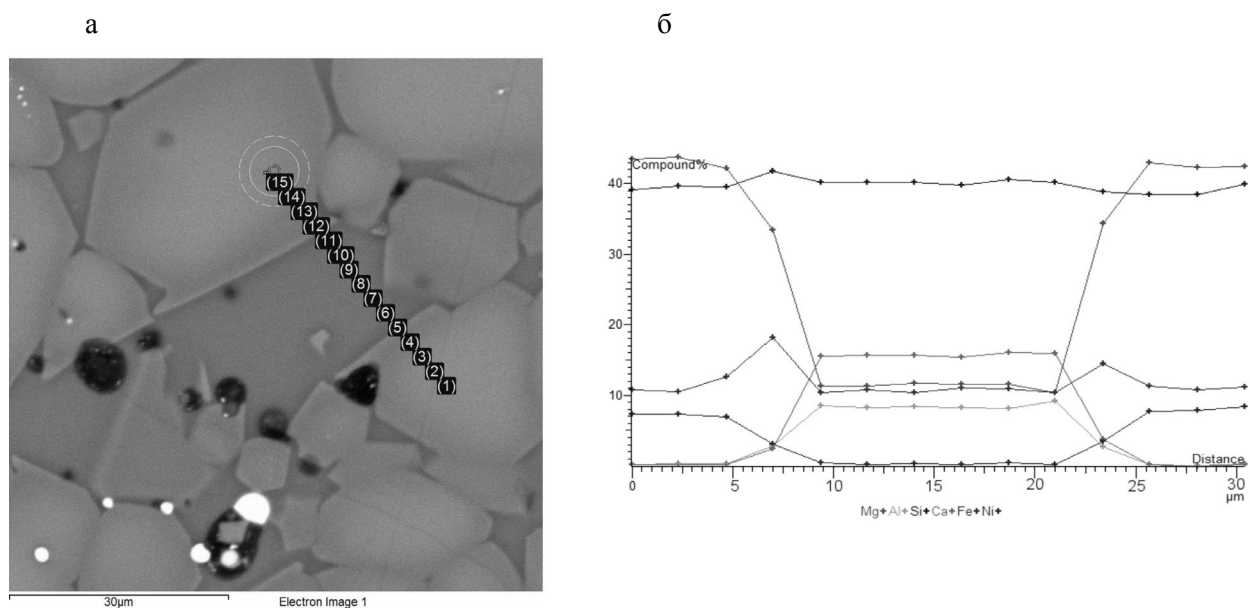


Рис. 2. Вид полированного образца в отраженных электронах:

а – межзерновой расплав в перидотитовой ампуле О1-Орх-Мs состава. Показан профиль сканирования оливин-стекло-оливин; б – распределение породообразующих элементов по профилю сканирования

Подобного типа расплавные включения описаны в оливинах магматических пород различной глубинности, от мантийных ксенолитов до никеленосных расслоенных базит-гипербазитовых массивов. Представляется, что такие расплавные включения характеризуют начальные стадии «пленочного» плавления перидотита мантии и миграцию близосolidусных интерстициальных расплавов через минеральный каркас перидотита мантии до их объединения в камерах достаточно большого объема. По-видимому, процесс формирования близосolidусных расплавов (не только в эксперименте, но и в геологических условиях) является неравновесным.

Таким образом, экспериментальное моделирование плавления мантийного источника с протолитами субдуцированной океанической коры показало, что при одинаковых Т и Р эффективность «реакционного» плавления существенно выше «пленочного». Выплавление больших объемов магнезиальных расплавов в таких очагах не требует существенного перегрева, как при прямом частичном (пленочном) плавлении перидотита мантии. Учитывая глобальный характер субдукции, а также объем базальтов океанической коры, представляется, что магмопроизводительность гетерогенного мантийно-корового источника достаточна для выплавления больших объемов базальтовых магм, характерных для внутриплитовой обстановки, петрогенезис которых обычно связывают с плюмами. Полученные результаты хорошо объясняют особенности состава и высокую продуктивность континентальных трапповых провинций и предполагают существенно более высокую роль рециклированного корового материала в образовании мантийных струй, чем предполагалось ранее.

Работа поддержана РФФИ, грант № 06-05-64895, ОНЗ РАН т. 7-1.1.

Перспективное рудопроявление золота Костомукшского рудного района (Западная Карелия, Россия)

В.Я.Горьковец¹, М.Б.Раевская¹, Н.С.Рудашевский², В.Н. Рудашевский²

¹Институт геологии, Карельский научный центр РАН, г. Петрозаводск, e-mail: gorkovet@krc.karelia.ru

²Центр Новых Технологий, г. Санкт-Петербург, e-mail: nrudash@list.ru

Костомукшский железорудный район, расположенный в северо-западной части Карельского кратона, отличается своеобразием и минерагенической специализацией. Здесь находится Костомукшское месторождение – крупнейшее на Фенноскандинавском щите по запасам железных руд и Корпангское месторождение, содержащее легкообогатимые железные руды, пригодные для бездоменной металлургии. Кроме этого обнаружено значимое золоторудное проявление Луупеансуо. Характерной особенностью района является проявление рифейского алмазоносного лампроитового магматизма.

В геологическом отношении Костомукшская структура (Костомукшоке рудное поле) находится на границе двух блоков отличных по геолого-структурным, металлогеническим и геохимическим характеристикам. На западе Костомукшская структура примыкает к раннеархейскому комплексу кристаллического фундамента – Вокнаволоксскому блоку. С востока к Вокнаволоксскому блоку примыкает гранит-зеленокаменная область в пределах которой находится и Костомукшский рудный район.

Супракрустальные кристаллические образования Костомукшского района представлены поздеархейским комплексом метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород с возрастом 2,9-2,7 млрд лет.

В Костомукшском зеленокаменном поясе рудопроявления золота встречаются в пределах всего Костомукшского рудного поля [1].

Золоторудное проявление Луупеансуо локализовано в терригенно- и хемогенно-осадочных породах гимольской серии позднего архея с возрастом 2,8 млрд. лет, а также в поздеархейских пластово-секущих телах ультрамафитов и риодацитов (геллефлинт) с возрастом 2,707 млрд. лет). С золотосодержащими рудными телами параллельно располагаются сопровождающие их дайки габбро-долеритов и габбро простираением СЗ 310°. Для аналогичных даек района определен возраст 2,45 млрд. лет [3].

Золоторудное проявление приурочено к лопийскому (позднеархейскому) супракрустальному комплексу, крутопадающему на север и метаморфизованному в условиях амфиболитовой фации (рис.1.). Этот комплекс является рудоносным и включает переслаивающиеся метаморфизованные осадочные породы, представленные магнетитовыми кварцитами, слюдистыми сланцами, полимиктовыми конгломератами, а также более поздними пластовосекущими телами риодацитов (геллефлинт) и ультрамафитов (талк-хлоритовых и тремолитовых сланцев).

В бедных железных рудах ($Fe_{\text{мт}} < 17\%$), безрудных и малорудных железистых кварцитах и углеродсодержащих сланцах присутствует рассеянная вкрапленность и линзовидные обособления пирротина, реже пирита. При метаморфических и метасоматических процессах пирротин сегрегируется в виде прожилков, неправильной формы гнезд, линз. Золотоносность сигнетических и ранних эпигенетических сульфидов крайне низка и составляет 0,005-0,01 г/т. Золоторудные тела по простиранию прослежены на 2500 м при мощности от 1,5 до 15 м; средняя мощность составляет 5 м. по падению оруденение прослежено разведочными скважинами на глубину до 500 м.

Золото в железистых кварцитах, слюдистых, углеродсодержащих сланцах и риодацитах (геллефлинтах) рудопроявления Луупеансуо концентрируется в зонах развития халькопирит-пирротин-арсенопиритового оруденения. Золото-сульфидная минерализация контролируется тектоническими зонами СЗ 300-310° простирания секущими слоистость и сланцеватость пород. Минералогические и геохимические исследования золоторудных проб были проведены в лаборатории электронной микроскопии и микрозондового анализа НПП "Кирси". Минералы полированных шлифов "тяжелых" концентратов исследовались на микроанализаторе Camscan-4DV с энергодисперсионным спектрометром Link AN-10000.

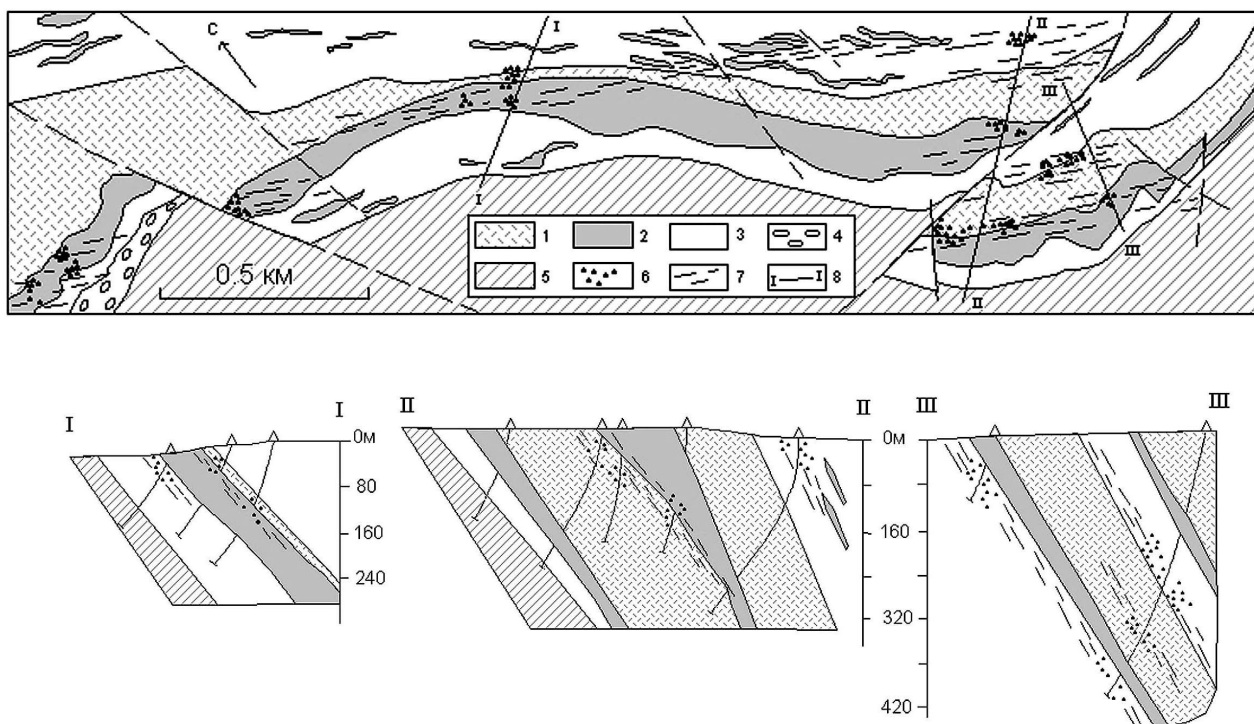


Рис. 1. Схема размещения золотого орудинения в южной части Костомукшского месторождения магнетитовых кварцитов (рудоправление золота Лупеансуо):

1 – риодациты(геллефлинты), 2– магнетитовые кварциты, 3 – ритмичнослоистые кварц-биотитовые и биотит-полевошпат-кварцевые сланцы, 4 – конгломераты, 5 – базальты, 6 – установленная золоторудная минерализация, 7 – рудоконтролирующие зоны рассланцевания, I-I, II-II... – разрезы

В изученной руде среди рудных минералов преимущественно развит арсенопирит (5–20%), пирротин (5–10%) и пирит (1–3%), леллингит, халькопирит, самородный висмут и шеелит. Арсенопирит является наиболее ранним минералом и образует идиоморфные зерна от 0,5 до 15 мм. Пирротин и пирит обычно обрастают кристаллы арсенопирита. Халькопирит и пирротин нередко включены в пирите. Самородно золото является более поздним по отношению к самородному висмуту и обрастает зерна висмута.

Особенностью химического состава сульфидов является присутствие примеси Ni в арсенопирите (до 0,5%) и леллингите (до 3,8%). Температура минералообразования по содержанию As в арсенопирите составляет 502–548°C [2].

Силикаты (роговая обманка, кварц, эпидот, хлорит, калиевый полевой шпат и альбит) выполняют промежутки между зернами рудных минералов. Магнетит сконцентрирован в прослоях бедных другими рудными минералами.

В "тяжелых" концентратах всех размерных фракций присутствуют многочисленные зерна самородного золота. Для характеристики золота была использована выборка 190 его зерен из всех размерных фракций. Зерна самородного золота имеют неправильную, и нередко относительно изометричную форму (рис.2).

Наблюдение многочисленных зерен самородного золота различных размеров (10-250 мкм) позволяет выявить истинные взаимоотношения его с арсенопиритом. Если в полированных шлифах руды удастся наблюдать только относительно редкие включения самородного золота в арсенопирите, то в зернах-сростках с арсенопиритом в "тяжелых" концентратах отчетливо видно, что самородное золото является более поздним по отношению к арсенопириту и выполняет промежутки между его кристаллами (рис 3.).

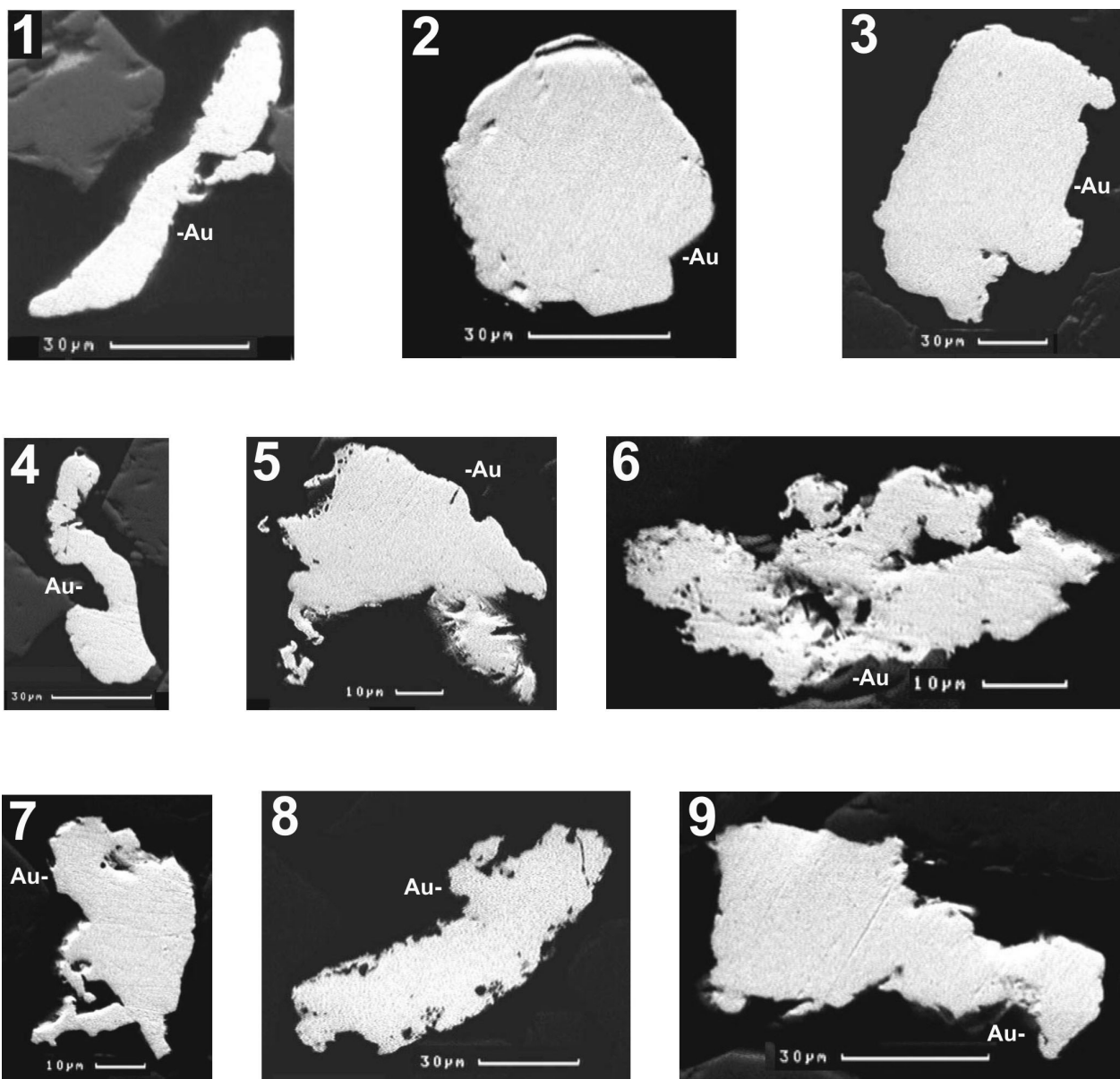


Рис. 2. Свободные зерна самородного золота, извлеченные в «тяжелые» концентраты; полированные шлифы «тяжелых» концентратов; SEM изображения (BIE)

При разделении электроимпульсным методом самородное золото относительно легко высвобождается. В "тяжелых" концентратах преобладают "богатые" сростки самородного золота с арсенопиритом и с сульфидами (58,7%); бедные сростки относительно редки (13,7%). Размеры зерен самородного золота изученной выборки (n=190) варьируют от 2 до 250 мкм, средний 42 мкм. Анализ данного размерного распределения показывает, что зерна самородного золота вскрываются практически полностью при дроблении изученной пробы руды до крупности – 40 мкм или даже – 63 мкм. Самородное золото при дроблении легко высвобождается, образуя "открытые" сростки с леллингитом, арсенопиритом, с самородным висмутом или свободные зерна. Характер вскрытия зерен самородного золота в целом предполагает оптимистические оценки для использования традиционных как гравитационных, так и флотационных технологий (возможно с дальнейшим цианированием концентратов) переработки исследуемых руд.

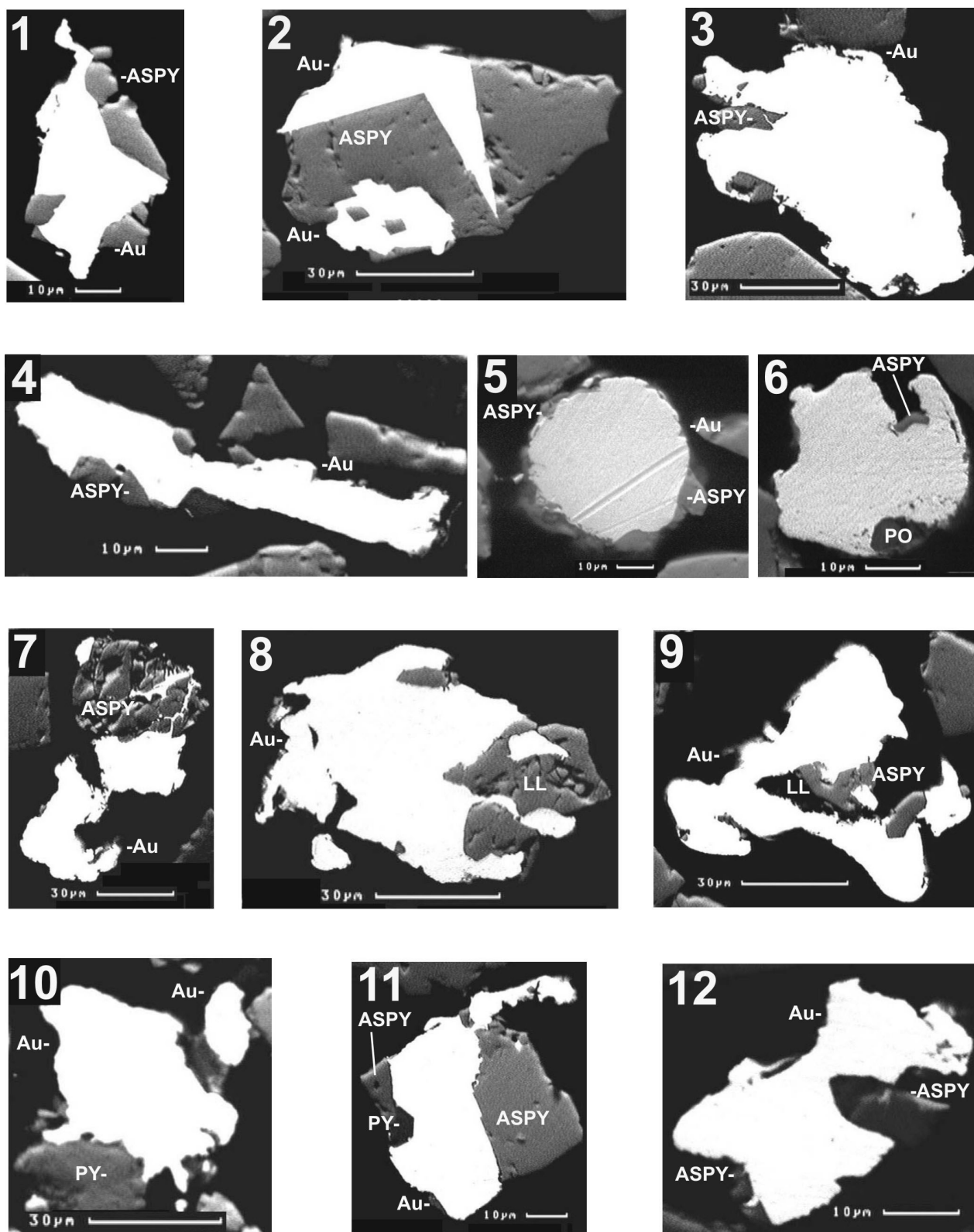


Рис. 3. Зерна-сростки самородного золота, извлеченные в «тяжелые» концентраты; полированные шлифы, SEM изображения (BIE)

Химический состав золота определен из 2 проб для представленной выборки: первая проба – 82, вторая – 115 анализов различных зерен с использованием Link AN-10000. Зональность по химическому составу в зернах самородного золота не установлена. Данные показывают широкие вариации химического состава самородного золота (0,5-29,2: Ag). Средний химический состав самородного золота (масс.%) (n=82+115): Au89,3, Ag9,7, сумма 0,99. В общей выборке, присутствуют две группы химического состава самородного золота с максимумами: 1) 85–88% Au и 2) 94–97% Au. Первая из этих групп в целом близка к области упорядоченности Au₃Ag. Вторая группа высокопробных составов является характерной для самородного золота, формировавшегося близповерхностных условиях. Минералогические данные позволяют рекомендовать при геохимических металлотметрических поисках Au-аномалий, помимо Au и As (арсениды) также Ni (в леллингите), Bi (самородный висмут) и W (шеелит) – элементы, сопровождающие самородное золото в золотоносных метасоматитах.

Геолого-структурные и вещественно-морфологические особенности золоторудных проявлений Костомукшского рудного района позволяют трактовать гидротермально-метаморфогенный генезис Au руд, образовавшихся за счет регенерации и переотложения рудного вещества вмещающих комплексов. Формирование золоторудных проявлений в Костомукшском районе происходило в два этапа и в значительной степени было оторвано от первичного отложения железорудных формаций.

Прогнозные ресурсы рудопроявления Луупеансуо составляют 70 тонн Au при среднем содержании Au 3г/т и средней мощности рудных тел 5 м.

Литература

1. Кулешевич Л.В., Васюкова О.В., Фурман В.Н. Минералогия и условия формирования золоторудных проявлений Костомукшской структуры по данным газовой-жидких включений // Зап. Росс. Минер. Общ., ч. СXXX, № 5, 2005, с. 19–31.

2. Скот С.Д. Использование сфалерита и арсенирита для оценки температур и активностей серы в гидротермальных месторождениях // Физико-химические модели петрогенеза и рудопроявления. Новосибирск. Наука., 1984, с. 41–48.

3. Lukkonen E.J. Archaean and Early Proterozoic structural evolution in the Kuhmo-Suomosalmi terrain, Eastern Finland, 1992, 113 p.

Прогнозы алмазоносности Карельского региона Фенноскандинавского щита

Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Попов М.Г., Свириденко Л.П., Светов А.П.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, e-mail: gorkovets@krc.karelia.ru

Практически все промышленные месторождения алмазов, связанные с кимберлитами и лампроитами, находятся в пределах древних кратонов, что подтверждает известную эмпирическую закономерность – правило Клиффорда. Согласно правилу Клиффорда промышленно-алмазоносные кимберлиты и лампроиты приурочены к стабильным кратонам с возрастом стабилизации более 2,5 млрд. лет, т.е. областям архейской консолидации. Причем, в настоящее время известно присутствие алмазоносных кимберлитов в орогенических поясах протерозоя на границе с архейскими кратонами, что значительно расширяет перспективы алмазоносности.

Для докембрия Фенноскандинавского щита большое значение приобрел выявленный в последнее время кимберлитовый и лампроитовый тип мантийного вулканизма. Находки алмазов, минералов-спутников, поля трубок кимберлитов и многочисленные дайки лампроитов известны во многих частях щита.

Причем следует напомнить, что формированию Фенно-Карельского кратона предшествовало длительное формирование данного участка земной коры – с раннего архея до фанерозоя, что наложило свой отпечаток этих процессов в породных комплексах. По этим реликтам возможно восстановить всю геологическую историю развития региона и дать объяснение металлогеническим

особенностям его развития. В том числе, установить причины формирования Костомукшского железорудного месторождения крупнейшего по железу на Фенноскандинавском щите, а также формирования крупных золоторудных проявлений в этом рудном районе и интенсивного развития рифейских алмазоносных лампроитовых даек и выявленных в последнее время кимберлитовых (трубок).

Особенности размещения геологических комплексов позднего архея Фенноскандинавского щита, зональность распространения фациальных и литогенетических типов вулканогенно-осадочных метаморфизованных образований, формационная, металлогеническая зональность, возрастные и геофизические данные обосновывают положение, что развитие архейской подвижной области происходило над восходящими мантийными диапирами [2, 3, 4, 5]. Позднеархейские зеленокаменные пояса представляют собой останцы (реликты) палеобассейнов и служат поверхностным выражением – проекцией термальных плюмов, зародившихся в мантии. Формирование рифтогенных структур было обусловлено механическим подъемом и термальным воздействием мантийных диапиров. Эволюция купольно-вулканического поднятия при внедрении мантийного диапира генетически связана с образованием бассейна вулканогенно-осадочной седиментации, которая происходила по одному сценарию: подготовительный этап, рифтогенный этап и стадия инверсии [5].

Геологические и геофизические наблюдения свидетельствуют о масштабности вертикального перемещения блоков раннеархейской коры и неравномерного подъема отдельных блоков, о чем будет сказано ниже.

Об интенсивности рифтогенного этапа свидетельствует ультрамафит-мафитовый магматизм с неоднократным и широким развитием толеитовых базальтов и коматиитов.

Анализ распределения кимберлитовых полей в пределах Фенноскандинавского щита позволяет считать, что необходимым условием для его проявления является предшествующий активный разновозрастной многофазный платобазальтовый и коматиитовый вулканоплутонизм, эволюция которого свидетельствует о последовательном углублении источников расплавов. Реконструирование палеовулканических обстановок, их формирования показало, что наиболее перспективными для поисков алмазов являются центральные или краевые наддиапировые зоны, испытавшие многократную тектоническую переработку, для которых кимберлитовый магматизм является завершающим.

На современном уровне изученности для разновозрастных проявлений кимберлитового магматизма реально предполагать высокую тектоническую значимость краевой радиальной флексуры Фенноскандинавского щита и перпендикулярных к ней горсто-грабеновых систем [11].

Наиболее значимыми проявлениями кимберлитового и лампроитового вулканизма на Фенноскандинавском щите выявлены на Кандалакшском берегу Белого моря и Порья-губы (Кольский полуостров), в районе мыса Турий в границах Ермаковского грабена (36 трубок взрыва) позднедевонского возраста [10]. В Архангельской алмазоносной провинции, размещенной в юго-восточном обрамлении Фенноскандинавского щита, выявлено свыше 13 кимберлитовых полей [9]. Кроме того, в Беломорском районе на участке Кимозеро выявлена алмазосодержащая кимберлитовая трубка свекофеннского (1764 ± 125 млн.лет) возраста.

Локальные поля ультраосновных щелочных ассоциаций кимберлитовых альнеитов известны в Швеции в обрамлении Ботнической горсто-грабеновой системы.

На территории Финляндии на юго-западной окраине архейского кратона в районе Каави и Куопио выделены два куста фанерозойских (430 и 590 млн.лет) типичных кимберлитов I группы с характерными минералами-индикаторами [12, 13].

Одним из наиболее перспективных на алмазоносность участков Карельского региона является район Вокнаволоцкого блока, формирование которого началось в архее и тектонические движения которого продолжаются до настоящего времени. С запада и юго-запада Вокнаволоцкий блок оконтурен зеленокаменным поясом Кухмо-Суомуссалми, в пределах которого, выделены две площади – Лентиира и Ирниеми с развитыми диатермами кимберлитов II группы – оранжитов и дайками оливиновых лампроитов [12].

С востока и юго-востока Вокнаволоцкий блок оконтуривается Костомукшским зеленокаменным поясом с крупным проявлением рифейского алмазоносного лампроитового и кимберлитового магматизма.

Вокнаволоцкий блок представляет собой выступ нижнеархейского кристаллического фундамента, оконтуренный поясом ранне- и позднеархейских долгоживущих разломовых зон, служащих путями подъема древнейших магматитов [6]. Вертикальные движения Вокнаволоцкого блока с амплитудой до 20 км создали на его периферии геодинамические условия для заложения позднеархейской долгоживущей подвижной тектонической зоны шириной 20 км (мы называем эту зону Маанселькя), контролировавшей формирование лопийских магматических комплексов и хемогенно-осадочных железисто-кремнистых формаций. Эта подвижная зона, оконтуривающая Вокнаволоцкий блок, была кратонизирована, но осталась областью развития долгоживущих глубинных разломов и оперяющих их трещин. В период протоактивизации зоны разломов контролировали пути проникновения и размещения протерозойских магматитов, включающих раннепротерозойские селецкие плагио-микроклиновые и рапакивиподобные граниты, дайки габбро, габбро-долеритов (с возрастом 2,45 млрд. лет) [13] и рифейские лампроиты и кимберлиты (1,23 млрд. лет) [1].

Пространственное сочетание раннеархейского Вокнаволоцкого блока и позднеархейских зеленокаменных поясов имеет черты сходства со взаимоотношением архейских ядер и подвижных зон Западной Австралии, Южной и Западной Африки. Последние контролируют структурное положение кимберлитовых и лампроитовых интрузий [7, 8].

Наиболее широким развитием лампроиты и кимберлиты пользуются в Костомукшском рудном поле, где выявлены более 100 даек лампроитов и открыты две кимберлитовые трубки (диатермы).

Лампроитовые дайки сложены оливиновыми, оливин-флогопитовыми, оливин-лейцитовыми, оливин-лейцит-флогопитовыми и другими разновидностями, мощность которых изменяется от 0,1 до 10 м. Они прослежены по протяженности до 0,3-0,5 км. Помимо даек установлены лампроитовые диатермы изометричной, неправильной, дайкообразной формы. Простираются даек – СВ 10°–15°.

В лампроитах установлены обломки и кристаллы алмазов размером 0,1-1,3 мм. Кристаллы алмазов тетраэдрической и октаэдрической формы. Кристаллы в основном бесцветные.

Кимберлиты обнаружены в карьере Костомукшского железорудного месторождения. Размер одной овальной диатермы около 200 м в диаметре. Размер второй – в виде овального фрагмента 15 м по длинной оси. Диаметры секутся лампроитовыми дайками.

Диатермы контролируются зонами пересечения субмеридиональных (СВ 15°) и протерозойских субширотных региональных СЗ 310° простирающихся разломных зон. Диатермы сложены взрывными брекчиями гарцбургитов-дунитов до 5–10 см в поперечнике и амфиболовыми сланцами по базальтам контоксской серии.

По минеральному составу и химическим характеристикам кимберлиты Костомукши имеют довольно высокий магнезиальный компонент $mg\#(0,86)$, высокое Ni отношение (18,6-21,6) и низкое значение Y, что характерно для типичных кимберлитов II группы – слюдяных кимберлитов-оранжитов. По этим важнейшим параметрам кимберлиты Костомукши отличаются от даек лампроитов.

Выводы

1. Положение кимберлитов и лампроитов в пределах Фенноскандинавского щита определялось развитием мантийных диапиров и сопровождалось активным многофазным платобазальтовым и коматиитовым вулканоплутонизмом, эволюция которого свидетельствует о последовательном углублении источников расплава.
2. В пределах Костомукшского рудного района широко развиты рифейские алмазоносные лампроиты и выявленные кимберлиты II разновидности – оранжиты.
3. Пространственное сочетание раннеархейского Вокнаволоцкого блока и рифейского лампроитового и кимберлитового магматизма имеет черты сходства со взаимоотношением архейских ядер и подвижных зон в Западной Австралии, Южной и Западной Африки. Последние контролируют структурное положение кимберлитовых и лампроитовых интрузий.
4. Для проведения дальнейших исследований на поиски диатерм алмазоносных кимберлитов в районе Костомукшского месторождения рекомендуется проведение геофизических работ, включающих гравиметрические и магнитные исследования.

Литература

1. Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Дайки лампроитов Костомукшского железорудного района // Благородные металлы и алмазы севера Европейской части России. Тез. докл. регионального симпозиума. Петрозаводск, 1995. С. 158–159.
2. Горьковец В.Я. Геодинамическая эволюция позднеархейских комплексов Фенноскандинавского щита // Докембрий севера Евразии. Тез. докл. Международного совещания. СПб, 1997. С. 27–28.
3. Горьковец В.Я., Раевская М.Б. // Палеогеография и геодинамика позднеархейских седиментационных бассейнов Балтийского щита // Осадочные формации докембрия и их рудоносность. Тез. докл. Всероссийского совещания. СПб, 1998. С. 62–63.
4. Gorkovets V.Y. Geodynamics of the Archean complexes in the Fennoscandian shield // Abstract of International conference "Early Precambrian: Genesis and Evolution of the continental crust (geodynamics, petrology, geochronology, regional geology). Moscow, GEOS. 1999. P. 57–58.
5. Gorkovets V.Y. Geodynamic aspects of the formation of the Earth's crust in the Archean in the Fennoscandian shield // Материалы международного симпозиума «Мантийные плюмы и металлогения». Петрозаводск-Москва, 2002. С. 362–365.
6. Горьковец В.Я. Вокнаволоцкий блок: геологическое строение и палеогеодинамическая реконструкция // Материалы научной конференции «Беломорский подвижный пояс и его аналоги». Петрозаводск, 2005. С. 150–151.
7. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них // Мир. 1983, 300 с.
8. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М.: Мир, 1989. 430 с.
9. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Архангельск. ЦАЦ «ИПП Правда Севера», 2004. 283 с.
10. Прокураков В.В. и др. Лампроиты Карело-Кольского региона // ДАН СССР, 1990. Т. 314. № 4. С. 940–945.
11. Светов А.П., Свириденко Л.П. Рифейский вулcano-плутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, Изд Кар. НЦ РАН, 1995. 211 с.
12. O'Brien H.E., Tyni, M. Mineralogy and geochemistry of kimberlites and related rocks from Finland. In: Gurney JJ(ed) / Proceedings of the 7-th International Kimberlite Conference, University of Cape Town, South Africa, April 11–17. V. 2. P. 625–636.
13. Lukkonen E.J. Late Archean and Early Proterozoic structural evolution in the Kuhmo-Suomussalmi terrain, Eastern Finland. Turku, 1992. P. 113.

**Перспективы комплексного использования кварцевого сырья Карелии
с учетом мирового опыта**

Данилевская Л.А., Щипцов В.В.

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск

Чтобы обеспечить особо чистым кварцем российскую промышленность, необходимо решить целый комплекс задач. К первоочередной задаче относится переоценка существующей базы кварцевого сырья, пригодного для получения высокочистых концентратов, т.е. проведение геологоразведочных работ в перспективных районах, выявление и оценка нетрадиционных источников кварцевого сырья для получения особо чистого кварца. К 1990 г. было сформировано мнение, что потенциальность минерально-сырьевой базы кварцевого сырья территории Республики Карелия связывается с пегматитами Прибеломорья, где выявлены и утверждены запасы кварца для использования в производстве оптического стекла, синтеза искусственных кристаллов и в кварцевой керамике, но в связи с ухудшением общей экономической обстановки и состоянием кварцевой отрасли промышленности в стране, а также ужесточением требований к кварцевым продуктам повышенной чистоты поставка качественного кварцевого сырья из рудников ГОКа «Карелслюда» практически прекратилась.

Встал вопрос о проведении прогнозно-минерагенических исследований на площадях с достаточно широким распространением кварца, образованного в разнообразных геологических обстанов-

ках. В соответствии с Программой геологоразведочных работ на территории Карелии в 1995–2000 гг. Институтом геологии Карельского научного центра РАН совместно с Северной поисково-разведочной экспедицией проведены широкомасштабные региональные исследования по проекту «Прогнозно-минерагеническое изучение Республики Карелия в масштабе 1:1000000 с целью выявления объектов, перспективных на минеральное сырье для производства специальных кварцевых изделий». Результаты исследований показали большой потенциал не только традиционно известной Беломорской провинции, но и всей территории Карелии, основную часть которой занимает Карельский кратон. Региональными исследованиями были охвачены основные геологические структуры, составляющие геологическое строение территории Карелии. Составлены кадастр известных потенциальных проявлений особо чистого кварца и регистрационная карта основных кварцевых проявлений Карелии. Проведено ревизионное опробование всех геолого-промышленных кварцевых типов с отбором представительных проб для лабораторных работ и технологических испытаний. Выявлены особенности геодинамических обстановок формирования кварца на различных стадиях развития по трем мезоструктурам Карельского региона – Беломорский подвижный пояс, Карельский кратон и карельская часть Свекофеннского складчатой области и установлены новые кварценозные проявления, в том числе и кварцевые жилы с гранулированным кварцем, приуроченные к зонам кислотного выщелачивания этапа свекофеннской активизации, сливные кварциты и россыпи галечного кварца, в составе которых содержится до 30% гранулированного или прозрачного кварца.

Кварцевое сырье является одним из важнейших стратегических видов сырья. Научно-технический прогресс расширяет и увеличивает потребности различных отраслей промышленности («оборонной» и «гражданской» ориентации) в изделиях из этого сырья, пополняя тем самым список вовлекаемых в сферу промышленного освоения его природных разновидностей. Потребности в кварцевом сырье высокого качества постоянно растут в связи с развитием сферы Hi-Tech. В свою очередь потребности России в высокочистом кварце для производства плавленного кремнезема оцениваются Федеральной программой в 5500 тонн в год. Вместе с тем в России существует определенный дефицит данного сырья поскольку основные доступные объекты страны выработаны или требуют серьезного доизучения в связи с ужесточением требований к высокочистым концентратам.

В последнее время, как в России, так и в мире, большой упор делается на изучение нетрадиционных источников кварцевого сырья (кварцитов и кварцсодержащих пород, что связано со значительной распространенностью данных пород и возможностью их комплексного освоения, т.е. получением не только кварцевых, но и попутно других не менее экономически значимых концентратов промышленных минералов (мусковита, кианита, граната и, возможно, др.).

В мировой практике существуют подобные месторождения. Одним из примеров этому является всемирно известное месторождение «Spruce Pine» в Северной Каролине (США), где производится добыча кварца и получение широко известного мирового стандарта ЮТА-кварца из плагиопегматито-гнейсов. Наряду с кварцем добывают плагиоклаз, гранат, мусковит, а изначально кварц добывался как побочный продукт при добыче каолина из кор выветривания этих пород [5]. Из сырья данного месторождения производится более половины мирового кварцевого концентрата. А компания Unimin (владелец месторождения и кварцевого производства) фактически является монополистом данного рынка.

Район месторождения «Spruce Pine» относится к поясу Blue Ridge (Голубых гор), который представляет собой термальную антиклиналь в сложном покровно-складчатом сооружении и характеризуется проявлением зонального высокоградиентного метаморфизма, достигающего до верхов амфиболитовой фации. Тектоническая активность в районе проявлена интенсивно: этапы региональной складчатости сопровождалась покровно-надвиговыми дислокациями, а также куполообразованием. Особенностью данного района является широкое развитие преимущественно плагиоклазовых разновидностей гранитоидов палеозойского возраста, а также большое количество пегматитов, в основном мусковитовых, локализованных в пределах изограды дистена, а также керамических - в зонах с ортоклаз-силлиманитовыми парагенезисами [3].

Исходная порода, из которой получают кварцевый концентрат, представлена неравномернозернистыми гнейсовидными плагиопегматитами, где плагиоклаз составляет около 60% породы, мусковит – около 20%, а кварц – 18–20%. В качестве аксессуарных присутствуют гранат, эпидот,

биотит, апатит, ортит, турмалин. TP параметры образования кварцсодержащих пород соответствуют 550–560°C и 5,5–6 (?8) кбар в условиях пониженной щелочности процессов минералообразования [3].

Разработанные компанией Unimin Corporation технологии позволяют получать из такой полиминеральной породы кварцевые концентраты очень высокой чистоты (с суммарным содержанием примесей от 25–30 ppm Iota-стандарт до 9–10 ppm Iota₈).

Поиск потенциально перспективных аналогичных объектов на территории Карелии, прежде всего, определяется благоприятными для этого геологическими факторами, аналогичными району Blue Ridge: наличие довольно мощной континентальной коры, полициклическое проявление тектоно-магматических циклов, широкое развитие метаморфизма амфиболитовой фации с проявлением высокобарических условий (в некоторых районах), широкое развитие пегматитов (особенно мусковитовых). С этой точки зрения наиболее благоприятным районом для поиска является Беломорский пегматитовый пояс, особенно районы с развитием кварц-мусковит-плаггиоклазовых гранитоидов.

Кроме того, в результате поисково-оценочных работ на территории Карелии выделен ряд объектов кварцсодержащих пород, перспективных для получения высокочистых кварцевых концентратов. Это кварц-кианитовые и кварц-мусковитовые метасоматиты Хизоваарской структуры, сливные кварциты Степаново озеро, кварцсодержащие породы участка Меломайс.

Кварцевые метасоматиты метаморфогенно-метасоматического генезиса, локализованные в пределах Парандово-Тикшеозерского зеленокаменного пояса, связаны с проявлениями кислотного выщелачивания на регрессивных стадиях регионального метаморфизма. С ранним этапом связано образование кварц-кианитового комплекса по породам основного и среднекислого состава (Северная и Южная линзы), а к более позднему этапу приурочено формирование кварц-мусковитовых пород по зонам расланцевания как по метаморфитам, так и по кварц-кианитовым породам (Восточная Хизоваара). Кварц-кианитовые породы Южной линзы в свое время были оценены и рекомендованы в качестве сырья для производства кианитового концентрата, который в настоящее время является очень востребованным продуктом для огнеупорной промышленности [4]. Кварц-мусковитовые породы (месторождение Восточная Хизоваара) в свою очередь были оценены для получения маложелезистого мелкочешуйчатого мусковита [2]. В качестве попутного компонента из данных пород может извлекаться кварц, который составляет в среднем 60–70% породы. В качестве второстепенных минералов также присутствуют биотит, плаггиоклаз, а акцессорные минералы представлены турмалином, рутилом, сфеном, апатитом, пиритом.

Проведенные исследования физико-химических и минералого-петрографических особенностей метасоматитов показали, что кварц в данных породах по характеру срастания близок к породам месторождения “Spruce Pine” (границы зерен ровные, равновесные), также наблюдаются следы динамометаморфизма в зернах кварца (капельный бластез, взаимопроникновение зерен кварца, незначительное разблокирование крупных зерен), газонасыщенность кварца очень низкая. Характерной особенностью также является химическая чистота самого кварца – минимальное содержание структурных примесей в кварце, которые определяют предел его обогатимости. То есть потенциал данного кварца очень высокий и возможность получения высокочистых кварцевых концентратов из данных пород определяется подбором необходимых технологий обогащения, очередности извлечения полезных компонентов, которые позволят максимально продуктивно получать чистые минеральные концентраты.

Кроме того, интересными для изучения представляются гранатовые метасоматиты месторождения гранатов Высота 181 (на северо-западе Хизоваараской структуры), где кварц в породе также в среднем составляет 40–50% и может быть попутным компонентом при разработке данного месторождения на гранат.

Комплексный подход при разработке месторождений кварцсодержащих пород заключается не только в возможном получении нескольких минеральных продуктов, но также и при получении кварцевых концентратов различной чистоты, крупности и соответственно различного назначения.

С этой точки зрения можно рассматривать крупное перспективное кварцевое проявление участка Меломайс (Калевальский район), приуроченное к архейским гранито-гнейсам Вокнаволоксского блока. Минералого-геохимические и технологические исследования кварцевого сырья данного

объекта показали его пригодность в нескольких областях промышленности. Необогатенный кварцевый материал (крупностью 2–0,5 мм) может быть использован в качестве фильтрационных материалов, кварцевые концентраты (крупностью 0,5–0,1 мм) соответствуют требованиям ГОСТов для получения кристаллического кремния и в стекловарении для производства изделий высокой светопрозрачности, тонкая фракция (шламы –0,1 мм) может быть пригодна в производстве стекла и керамики [1]. То есть данное кварцевое проявление может рассматриваться как комплексное.

Аналогичным образом необходимо оценить и другие перспективные кварценозные объекты Карелии, в результате чего их потенциал и практическая значимость возрастут.

Литература

1. Данилевская Л.А., Щипцов В.В., Скамницкая Л.С. Крупная кварценозная зона Меломайс (Карелия) – возможности комплексного использования // Промышленные минералы и научно-технический прогресс. Матер. 2-ой междунар. конференции. Москва: ГЕОС, 2007. С. 106–109.
2. Кравченко А.И. «Отчет о результатах поисковых и оценочных работ по выявлению в районе Чупинской ПОФ маложелезистого чешуйчатого мусковита и чистого кварца для производства высокотехнологичных изделий и помола за 2000–2001 г.г.», п. Чупа, 2002.
3. Крылова Г.И., Скобель Л.С., Митрофанов А.А., Балакирев В.Г. Геологические и минералого-геохимические сведения о кварце с торговой маркой ЮТА (США, штат Северная Каролина). Возможности поиска аналогов в России // Уральский геологический журнал. 2003. №4 (34). С. 81–122.
4. Хизоваарское кианитовое поле (Северная Карелия) // Под ред. Л.Л. Гродницкого. Петрозаводск: Кар. фил. АН СССР, 1988. 105 с.
5. Jung L. High purity natural quartz. Quartz Tehnology. Inc., New. Jersey, 1995. 550 p.

Стратиграфия и литология средне- и позднеплейстоценовых отложений юго-восточного Прионежья

Демидов И.Н.¹, Лаврова Н.Б.¹, Лунка Ю.П.²

¹ Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: demidov@krc.karelia.ru

² Институт геологических наук, Университета г. Оулу, Финляндия

Разрез четвертичных отложений, протяженностью 80 м и мощностью 24 м., располагается на правом берегу р.Андома в 38 км к северо-востоку от пос. Вытегра, в 500м к югу от урочища Багулы, на абсолютных отметках 86–110м. В обнажении наблюдается следующая последовательность слоев (сверху вниз) (Рис.):

- 1) Пески флювиогляциальные, желтые, наклонно-слоистые, мощность до 1 м
- 2) Галечники крупные, флювиогляциальные. Галька преимущественно местных палеозойских известняков и песчаников. Нижний контакт резкий. Мощность до 7 м
- 3) Линзы песков оранжево-желтых, субгоризонтально-слоистых, хорошо сортированных, золотых (?), протяженностью до 2-х м., мощностью до 0.5 м
- 4) Морена глинистая, темно-серая. Валунны представлены в основном развитыми на севере Онежского озера заонежскими габбро-долеритами и сланцами. Нижний контакт резкий, эрозивный. Замеры ориентировки длинных осей галек и сланцеватости в морене указывают на движение ледника с запада, северо-запада. Мощность до 6 м
- 5) Толща горизонтально- и волнисто-слоистых желтых озерно-аллювиальных песков, переслаивающихся с коричнево-серыми алевритами и, реже, с глинами. Кровля толщи деформирована. Нижний контакт постепенный, верхний – резкий. Мощность 2.1 м
- 6) Темные серовато-синие озерно-ледниковые глины, переслаивающиеся с тонкими, до 3-4 см мощностью прослоями мелких оранжевых песков. Количество песчаных прослоев возрастает к кровле горизонта. Верхний контакт постепенный. Мощность до 2 м

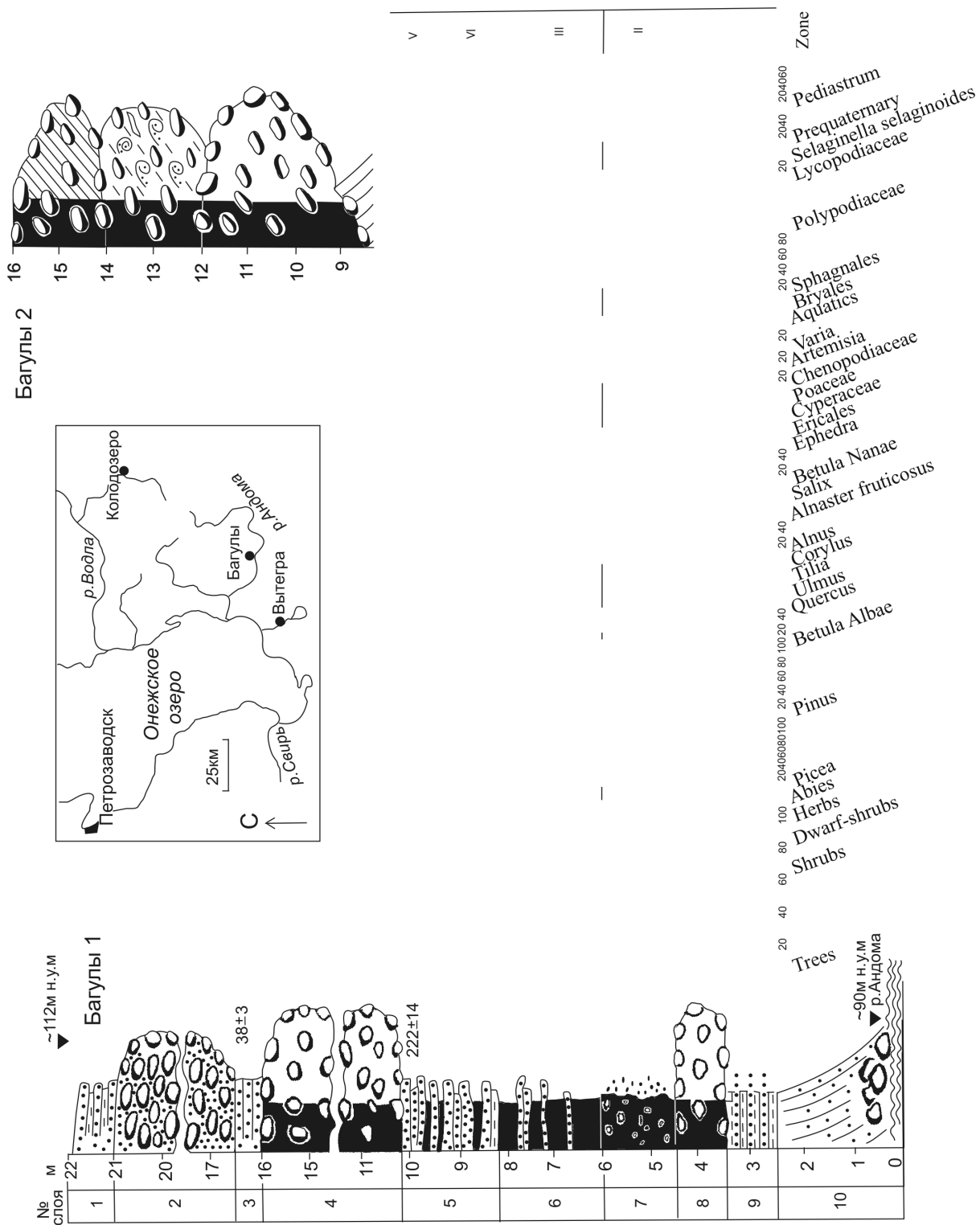


Рис. Стрoение разрезов средне- и позднеплейстоценовых отложений в районе урочища Багулы на Андомской возвышенности и споро-во-пыльцевая диаграмма подморенной толщи

- 7) Темно-серые комковатые озерно-ледниковые глины с неясной слоистостью, слоями и линзами песков и гравием, количество которого увеличивается к подошве слоя. Верхний и нижний контакты постепенные. Мощность до 1.5 м
- 8) Диамиктон (субаквальная морена?) темно-серый, глинистый, с валунами и гальками преимущественно изверженных докембрийских, реже осадочных палеозойских пород. Контакт с нижележащей толщей четкий. Мощность до 1 м
- 9) Оранжево-коричневые горизонтально- и волнисто-слоистые суглинки и глины с редкой галькой, переслаивающиеся с желтыми песками. Мощность до 1 м
- 10) Осыпь над урезом реки мощностью до 2.5 м

В 1.5 км вверх по течению в правом берегу реки вскрыт еще один разрез четвертичных отложений общей мощностью 16 м. Вершина его сложена толщей красновато-коричневой глинистой морены мощностью 2 м. Ориентировка длинных осей галек указывает на движение ледника с запада, северо-запада. Ниже залегает красновато-серая сильно-дислоцированная толща валунного суглинка с прослоями, складками и катунами глин и алевроитов, аналогичных подморенной толще первого разреза. Подстилает ее толща темно-серой морены, такой же, как в первом разрезе. Видимая мощность ее 3.5 м, ниже – осыпь (Рис.).

Результаты спорово-пыльцевого анализа подморенных отложений первого разреза (аналитик А.М.Колканен) позволили выделить 5 локальных пыльцевых зон (ПЗ) (Рис.). Следует отметить, что по всему разрезу прослеживаются дочетвертичные спороморфы, колонии водорослей *Pediastrum*. Насыщенность осадков пылью в целом чрезвычайно мала, что указывает на несомкнутость растительного покрова.

ПЗ 1 (гл. 2.80 – 3.40 м) выделена в слоистых озерно-ледниковых (?) глинах. Преобладает пыльца древесных пород, главным образом *Pinus*. В составе травянистых основное место принадлежит пыльце *Artemisia* и *Chenopodiaceae*. В группе кустарников лидирует пыльца *Alnus*. Следует сразу отметить, что количество пыльцы, ее весьма высоко по всему разрезу, при этом пыльцевые зерна ольхи зачастую смяты, минерализованы, что свидетельствует о их появлении в осадках в результате переотложения. По всему разрезу среди споровых преобладают споры *Polypodiaceae*, *Sphagnales*. По всей вероятности, основу растительного покрова составляли тундровый ерниковый ценогенетический комплекс (*Betula nana*, *Alnaster fruticosus*, *Selaginella selaginoides*) и ксерофитные перигляциальные полынно-маревые группировки (в том числе *Eurotia ceratoides*, и другие арктоальпийские виды и степные ксерофиты – *Ephedra*, *Dryas octopetala* и пр.). Этот комплекс пыльцы продуцируется низкорослыми формами, не имеющими способности к дальнему разносу и его можно считать синхронным осадкам. Необходимо отметить крайне низкую концентрацию пыльцы в осадках. В соответствии с этим можно полагать, что пыльца сосны, березы и ели, обладающая весьма высокой транспортабельностью, является заносной. Кроме того, обилие дочетвертичных спороморф, указывает на частичное переотложение пыльцы древесных пород (сосны, ели, березы). Безусловно, переотложены и единичные зерна термофильных древесных пород. Вероятно, в окрестностях водоема была распространена безлесная несомкнутая растительность, наиболее близкая к современной арктической, либо тундровой. Выше по разрезу спорово-пыльцевые спектры обрываются – осадки перекрыты мореной и возможно часть их срезана эрозией.

ПЗ-2 (гл. 3.40–5.90 м) выделена в комковатых озерно-ледниковых глинах выше нижнего моренного слоя. По сравнению с ПЗ-1 наблюдается уменьшение роли пыльцы древесных пород (главным образом, за счет количества пыльцы *Pinus* и *Picea*). Среди древесных доминирует пыльца *Betula Albae*, кустарников – *Betula nana* и *Alnus*. Спорадически встречаются пыльцевые зерна термофильных пород. В группе травянистых по-прежнему преобладает *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, разнотравье, меньшее значение имеет пыльца *Poaceae*, *Cyperaceae*. После отступления края ледника в водоеме начинают формироваться массивные глины с гравием. Это может свидетельствовать о непосредственной близости ледникового края, холодной климатической обстановке, что подтверждается господством перигляциальных полынно-маревых группировок наряду с тундровыми ерниковыми формациями. Уменьшение количества пыльцы сосны может свидетельствовать о затухании процессов переотложения, что подтверждается более низким содержанием дочетвертичных споро-

морф. Примечательно некоторое повышение насыщенности породы пыльцой за счет обильно пылящих трав – полыней, злаковых, расселявшихся по берегам водоема осок и отдельных прибрежно-водных видов. Появление одновременно с макрофитами спор *Bryales* может указывать на распространение водных видов зеленых мхов. Увеличивается количество пыльцы древесных форм берез и сопутствующих им мезофильных видов травянистых – обитателей разряженных березовых сообществ (*Thalictrum*, *Ranunculaceae*, *Valeriana* и спор *Lycopodium annotinum*). Такие изменения в растительном покрове, по всей вероятности, происходили на фоне некоторого потепления климата.

ПЗ-3 (гл. 5.90 – 8.00 м) выделена в озерно-аллювиальной толще песков, переслаивающихся с глинистыми алевритами. По сравнению с предыдущей зоной в составе спектров отметим некоторое увеличение количества пыльцы древесных за счет пыльцы *Pinus* и *Picea*. Устойчиво содержание пыльцы *Alnus*. В группе травянистых доминируют *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, разнотравье. Несколько увеличивается роль пыльцы водных и прибрежно-водных растений. Уровень концентрации пыльцы не изменяется по сравнению с предыдущей зоной, то есть, сомкнутость растительного покрова следует считать прежней. В то же время возрастает доля дочетвертичных спороморф и несовместимых с основным пыльцевым комплексом пыльцы термофильных пород, что объяснимо усилением процессов переотложения вследствие особенностей формирования аллювиальных отложений. Таким образом, на изучаемой территории продолжают существовать тундровые ерниковые и перигляциальные травянистые палеосообщества, разряженные березовые ценозы. Возрастание доли пыльцы сосны связано с более интенсивным переотложением, но об ограниченном произрастании в окрестностях водоема сосны позволяет говорить присутствие спор орляка (*Pteridium aquilinum*), растения свойственного осветленным сосновым ценозам, а также плаунов (*Lycopodium annotinum* и *Diphasiastrum complanatum*), и некоторое увеличение роли верескоцветных. Мелководья продолжают зарастать водными и прибрежно-водными видами.

ПЗ 4 (гл. 8.00 - 9.50 м) соответствует глинисто-песчаным отложениям. Характеризуется почти равным содержанием пыльцы древесных и травянистых видов. В группе древесных господствует пыльца *Betula Albae*, в группе кустарников – *Betula nana* и *Alnus*. В группе травянистых главную роль играют *Artemisia*, *Chenopodiaceae* и разнотравье. Практически полностью исчезает пыльца *Poaceae*, *Cyperaceae* и водных растений. В растительном покрове увеличивается значимость перигляциальных полынно-маревых группировок и разнотравья, главная роль в которых принадлежит видам семейства *Caryophyllaceae*, в основном арктическим и гипоарктическим видам родов *Saguna* и *Cerastium* и, возможно, степные ксерофиты рода *Gypsophilla*. Все это может указывать на нарастающее похолодание и ксерофитизацию климата.

ПЗ 5 (гл. 9.50 – 10.10 м) выделена в песках. Резкие колебания в спорово-пыльцевых спектрах, по-видимому, связаны не с кардинальными изменениями в растительном покрове, а с изменениями условий осадконакопления и, соответственно, формирования спектров. И хотя мы отмечаем значительное количество пыльцы сосны, ели и некоторых других видов, самая минимальная концентрация пыльцы за всю историю накопления осадков, свидетельствует о крайне низкой роли в формировании ландшафтов как этих пород, так и других растений. Поскольку аккумуляция осадков предшествовала новой подвижке ледника, можно с уверенностью говорить о новой волне похолодания.

Залегание осадков между двумя моренами предполагает, что их формирование происходило либо в межледниковое, либо в межстадиальное время. Полученные спорово-пыльцевые спектры не обнаруживают полного цикла в развитии растительности от конца предшествующего до начала последующего оледенения и не имеют четкого климатического оптимума с максимумом пыльцы древесных широколиственных пород. Следовательно, данная межморенная толща является межстадиальной или охватывает только начальные этапы межледниковья или переход от межледниковья к новому оледенению. Если доверительно отнестись к оптиколюминесцентной датировке в 220±14 тысяч лет назад (N 003203), полученной в Университете г.Архус (Дания) из песков горизонта №5, в настоящем разрезе вскрыта граница оединцовского межледниковья и московского оледенения ~ 200 тысяч лет. На протяжении формирования всего разреза существовали холодные перигляциальные условия с господством полынно-маревых группировок в несомкнутом растительном покрове. Только при формировании синих глин и озерно-аллювиальных песков наблюдалось некоторое потепление, вызвавшее развитие осветленных березовых ценозов. Наступление московского скандинавского ледникового покрова вызвало формирование подпрудного озера в долине р. Андома, приурочен-

ной к глубокому эрозионному врезу в палеозойских породах или более обширного водоема с заливом в прадолине р.Андома. В бассейне формировались сезонно-слоистые ленточные глины (№9). Нижний диамиктон (№8) может интерпретироваться как субаквальная морена или оползневые отложения, сформировавшиеся при обрушении берегов долинного озера. Они перекрываются массивными озерно-ледниковыми глинами с гравием (№7) и выше горизонтом озерно-аллювиальных песчано-глинистых отложений (№№ 5,6), из верхов которого получена датировка в 220 ± 14 тысяч лет назад (N 003203). Толща перекрывается 6-ти метровой основной мореной московского скандинавского оледенения (№ 4), перекрытой маломощными эоловыми песками (№ 3) с возрастом 38 ± 3 тысячи лет назад (N 003202). С эрозионным контактом на московской морене и эоловых песках залегает флювиогляциальный галечник (№ 2) поздневалдайского оледенения. Поздневалдайская морена размыта при его формировании, как и большая часть эоловых песков. Но она хорошо представлена в разрезе Багулы-2, где с гляциодинамическим контактом залегает на серой московской морене.

Отметим, что ранее подморенные отложения были известны в районе Андомской возвышенности лишь по данным бурения (2), а в 80 км к СВ от изученных разрезов в районе д. Колодозеро скважинами вскрыт полный разрез одинцовских, континентальных и морских отложений мощностью около 60 м (1).

Литература

1. Агранова Д.А., Барановская О.Ф., Травина М.А., Эпштейн Е.С. Морские среднеплейстоценовые отложения в юго-восточной Карелии // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера европейской части СССР. Петрозаводск. КНЦ РАН. 1977. С. 88–97.
2. Савинов Ю.А. Четвертичные отложения Вологодской области // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Л., 1966 С. 192–214.

Датирование реперных событий в истории докембрийских сложнодислоцированных комплексов (на примере Беломорской эклогитовой провинции)

Докукина К.А.¹, Каулина Т.В.², Конилов А.Н.¹

¹ Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: dokukina@mail.ru

² Институт Геологии КНЦ РАН, г. Апатиты

В докембрийских сложно и многократно дислоцированных комплексах большой проблемой является разделение на этапы, последовательность и абсолютный возраст тектоно-термальных событий. В зоне Гридинского архейского эклогитсодержащего меланжа выделяют эклогиты архейского и палеопротерозойского возраста. К архейским эклогитам относят небольшие изометричные и вытянутые эклогитовые будины и линзы, локализующиеся в кислом гранито-гнейсовом матриксе, в которых был получен возраст ~ 2,7 млрд. лет (Бибилова и др., 2003), а протолитом считаются породы архейских океанических комплексов (Володичев и др., 2004). К палеопротерозойским эклогитам отнесены недеформированные и деформированные (складчатые, будинированные) эклогитизированные дайки, по валовому составу соответствующие будинам и линзам «архейских» эклогитов, которые наряду с цирконами архейского возраста содержат палеопротерозойские цирконы (2,42-2,45 млрд. лет). Геохимические и петрологические исследования тех и других эклогитов показали схожесть составов и единый Р-Т тренд для разных типов пород, пересекающий пространства эклогитовой, гранулитовой повышенных давлений и амфиболитовой повышенных давлений фаций. Значения возраста, полученные из цирконов в Гридинской зоне меланжа (литературные и наши данные), статистически укладываются в 4 группы, имеющие традиционную интерпретацию [1, 4-6, 9]: (1) ~3.00-2.78 млрд. лет (осадконакопление); (2) 2.72-2.63 млрд. лет (метаморфизм, значение 2,72 млрд. лет – эклогитовый); (3) 2.47-2.42, 2.12 млрд. лет (внедрение и эклогитизация даек лерцолит-габброноритового комплекса); (4) 1.9-1.8 млрд. лет (свекофеннский тектоно-метаморфический этап).

С целью ограничить сверху время проявления НР метаморфизма на мысе Варгас (рис. 1) были отобраны две геохронологические пробы. Первая проба (образец D17-1) была отобрана из эклогитоподобной породы дайки метагаббро на участке, где дайка пересекает полосчатость вмещающих ее кислых гнейсов. Петрологические исследования показали, что дайка испытала последовательный метаморфизм в условиях эклогитовой, гранулитовой высоких давлений и амфиболитовой фации. Двенадцать цирконов датированных на SHRIMP II (образец D17-1) дали широкий диапазон значений от 1.0 до 3.0 млрд. лет (рис. 2, таблица 1). Две популяции цирконов дали возраст 2822 ± 39 и 2715 ± 19 млн. лет. Первая популяция имеет геохимические черты сходства с цирконами вмещающих тоналитовых гнейсов, вторая популяция – с цирконами из гранитоидов. Два зерна циркона дали возраст ~ 2.4 млрд. лет. Sm-Nd модельный возраст, рассчитанный по отношению к деплетированной мантии с разными параметрами дали значение ~ 3.3 млрд. лет (таблица 2).

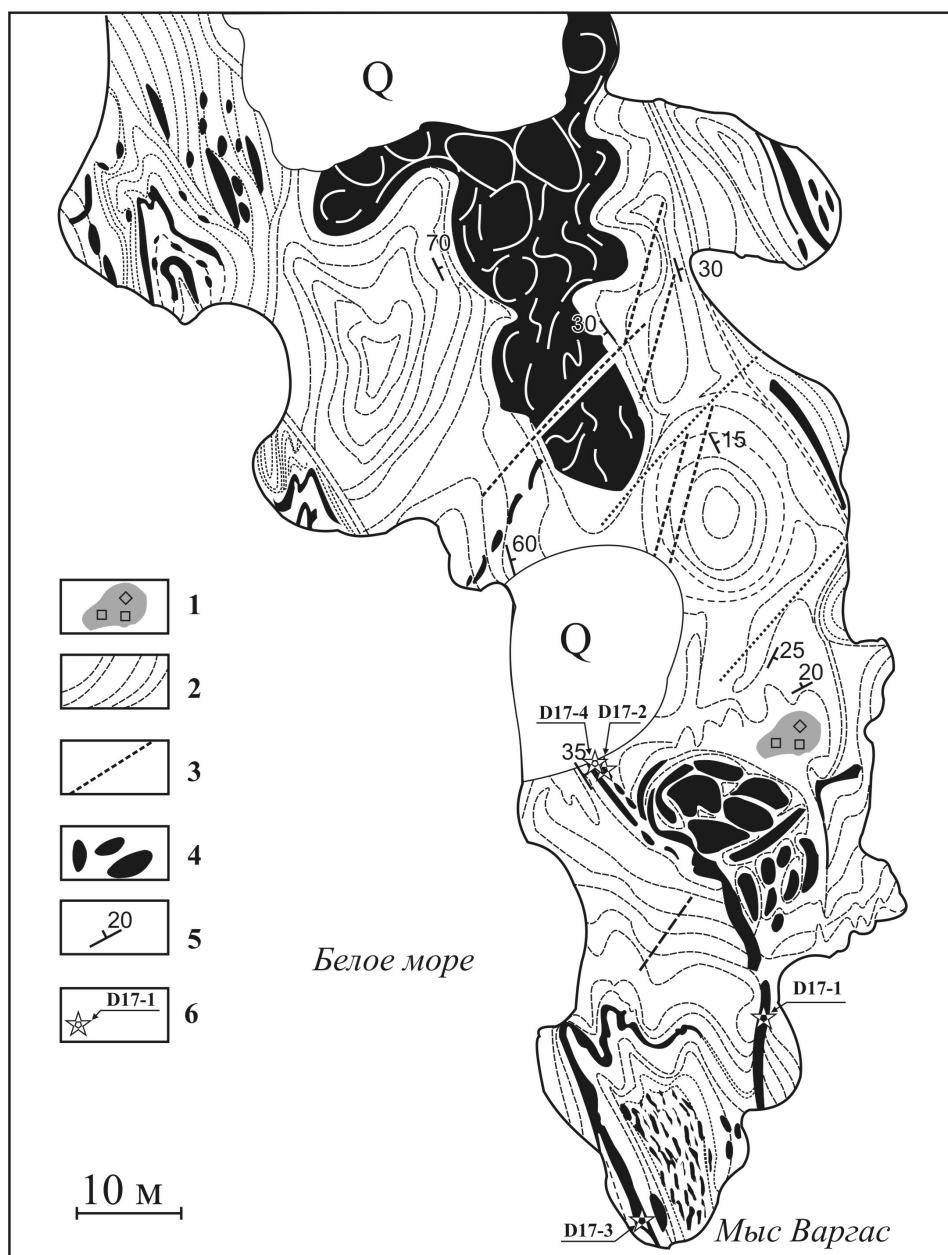


Рис. 1. Геологическая схема мыса Варгас:

1 – тектонические брекчии; 2 – гранитогнейсы; 3 – кислые пегматитовые жилы; 4 – базитовые дайки и фрагменты даек; 5 – элементы залегания; 6 – место отбора и номер образца

Таблица 1. SHRIMP-II U-Th-Pb данные для цирконов из дайки метагаббро D17-1 (мыс Варгас)

№ анализа	²⁰⁶ Pb _c %	U ppm	Th ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* ppm	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±%	Rho	Age, Ma
D-17-1.1.1	0,32	159	33	0,21	71,1	14,150	1,70	0,5179	0,80	0,46	2811 ±25
D-17-1.2.1	0,65	313	270	0,89	62,0	5,816	1,40	0,2287	0,69	0,50	2693 ±19
D-17-1.3.1	0,53	94	28	0,31	14,5	1,750	4,70	0,1785	1,30	0,27	960 ±92
D-17-1.4.1	0,08	131	79	0,63	69,2	18,930	1,30	0,6159	0,85	0,66	3002 ±15
D-17-1.5.1	0,18	273	31	0,12	126,0	13,870	1,40	0,5350	0,65	0,48	2725 ±20
D-17-1.6.1	0,05	347	182	0,54	154,0	14,060	0,86	0,5168	0,61	0,71	2804,2 ±10
D-17-1.7.1	0,09	229	14	0,06	98,5	12,710	1,20	0,5000	0,72	0,62	2692 ±15
D-17-1.8.1	–	154	108	0,72	68,5	13,540	1,20	0,5192	0,84	0,68	2735 ±15
D-17-1.9.1	–	407	247	0,63	185,0	15,290	0,77	0,5304	0,56	0,73	2898,2 ± 8.6
D-17-1.10.1	0,68	131	81	0,64	51,3	9,560	2,00	0,4526	0,97	0,49	2382 ±29
D-17-1.11.1	0,39	82	58	0,72	32,4	10,000	2,20	0,4571	1,20	0,54	2441 ±31
D-17-1.12.1	0,07	58	24	0,44	26,9	15,000	1,90	0,5407	1,30	0,69	2836 ±23

Таблица 2. Sm-Nd данные для дайки метагаббро D17-1 (мыс Варгас)

Образец	Порода	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	T(U-Pb)	εNd(T)	T-DM ¹ Gol	T-DM ² De-Paol	TDM ³ (Ma)
D-17/1	Габбро	5,793	25,19	0,139	0,511451	2450	-5,0	3443	3342	3445

Примечания: ¹ – модельный возраст по отношению к деплетированной мантии с параметрами [Goldstein & Jacobsen, 1988]; ² – модельный возраст по отношению к деплетированной мантии с параметрами [DePaolo, 1981]; ³ – модельный возраст по отношению к максимально деплетированной мантии.

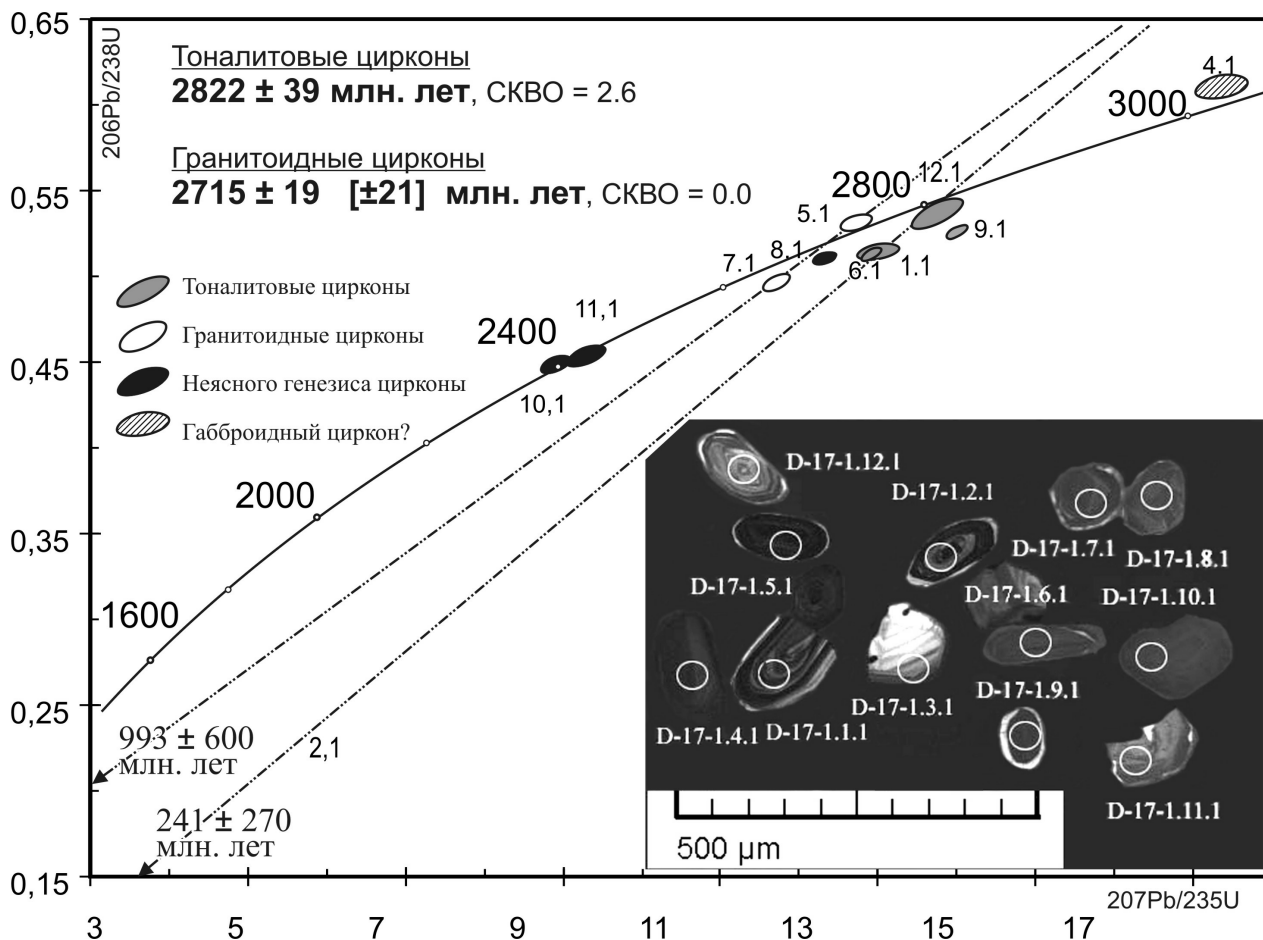


Рис. 2. U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из дайки метагаббро (проба D17-1), мыс. Варгас (данные SHRIMP-II, CL фото цирконов)

Обратите внимание, что все зерна цирконов отличаются друг от друга по оптическим свойствам

Вторая геохронологическая проба была отобрана из кварц-полевошпатовой лейкосомы на протяжении этой же дайки (рис. 1) на участке, где она испытывает деформацию, амфиболизацию и мигматизацию (образец D17-4). Лейкосома оказалась более информативной. Цирконы из лейкосомы по изотопным соотношениям и другим характеристикам соответствуют цирконам мигматитового генезиса. Пять навесок циркона были датированы классическим U-Pb методом, и получилось согласованное значение возраста 2634 ± 5 млн. лет (рис. 3, таблица 3). Петрологические исследования лейкосомы показали, что в их составе присутствуют реликты предшествующих более высокобарических условий: Ti-содержащие фенгиты (3.17 катионов Si на 11 атомов O) и клиноцоизит-кварцевые симплектиты, подобные которым были обнаружены [3, 8] в клиноцоизитовых алмазсодержащих гнейсах УНР-массива Кокчетав (Центральный Казахстан). Полученный изохронный возраст лейкосомы ограничивает сверху условия эклогитового метаморфизма, поскольку в лейкосоме все цирконы имеют единый пегматоидный генезис и одну возрастную популяцию. Лейкосома пронизывает уже сформированную дайку метагаббро, и, судя по высокобарным реликтам, формировалась в условиях декомпрессии – после эклогитов. Неясным остается вопрос интерпретации молодых значений возраста, полученных по дайке (2 конкордантные точки 2382 ± 29 и 2441 ± 31 млн. лет). По нашему мнению традиционная интерпретация этих значений как возраст магматизма и внедрения даек в данном случае некорректна. Однако, для окончательного решения требуются дополнительные геохронологические исследования, которые проводятся в настоящее время.

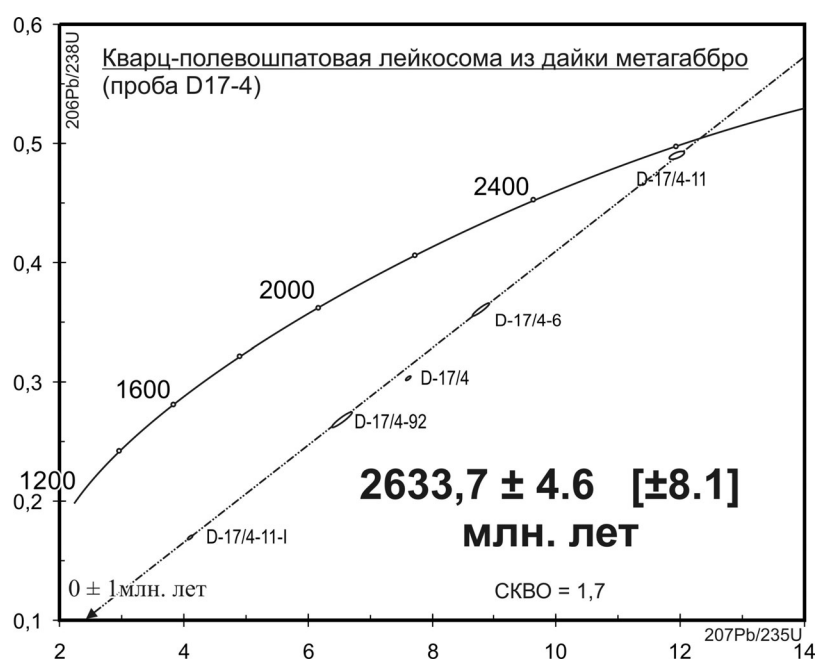


Рис. 3. U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из кварц-полевошпатовой лейкосомы дайки метагаббро D17 (проба D17-4)

Таблица 3. U-Pb изотопные данные для цирконов из кварц-полевошпатовой лейкосомы (проба D17-4), расщепляющей дайку метагаббро D17-1 в участке ее деформации (мыс Варгас)

№ анализа	Фракция	Навеска, мг	Pb, ppm	U ppm	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}^*$	±%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}^*$	±%	Rho	Age, Ma
D-17/4-11	150-200 мкм	3,9	250,8	471,8	1021	5,3020	18,3300	11,9631	0,78	0,4903	0,51	0,65	2625±10
D-17/4-92	150-200 мкм	0,8	517,8	1835,5	1452	5,3638	31,7337	6,5689	1,79	0,2671	1,64	0,92	2638±12
D-17/4-11-I	150-200 мкм	3,9	232,4	1285,0	1477	5,3829	25,2786	4,1694	1,05	0,1700	0,91	0,86	2633±9
D-17-4	< 100 мкм	16,5	149,4	460,5	1819	5,2970	20,3500	7,6299	0,70	0,3033	0,70	0,80	2676±6
D-17/4-6	< 100 мкм	0,8	443,2	1153,4	1278,0	5,3201	22,5000	8,8350	0,98	0,3591	0,95	0,87	2638±4

* – значения исправлены на масс-фракционирование 0.18 ± 0.06 а.т.у для Pb, холостое загрязнение 0.1-0.3 нг для Pb и 0.05 нг для U. Поправка на обыкновенный Pb введена по модели Стейси-Крамера.

Таким образом, сценарий архейской океанической субдукции в Гридинской зоне не приемлем, поскольку протолитом эклогитов здесь служили мафические дайки внутри сформированной континентальной коры, в отличие от эклогитизированных фрагментов офиолитовых комплексов на севере Беломорской провинции [7]. Мы полагаем, что высокobarические комплексы Гридинской зоны были сформированы при континентальной субдукции, вероятно, завершившейся на рубеже 2634±5 Ма.

Литература

1. Бибилова Е.В., Слабунов А.И., Володичев О.И., Кузенко Т.И., Кониллов А.Н. Изотопно-геохимическая характеристика архейских эклогитов и глиноземистых гнейсов Гридинской зоны тектонического меланжа Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург: ЦИК, 2003. С. 68–71.
2. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибилова Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология, 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.
3. Корсаков А.В., Тениссен К., Козьменко О.А., Овчинников Ю.И. // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 4. С. 499–512.
4. Слабунов А.И., Куликова В.В., Степанов В.С., Куликов В.С., Матуков Д.И., Кевлич В.И. U-Pb геохронология (данные ионного микрозонда SHRIMP – II) цирконов Кийостровского расслоенного массива Беломорского подвижного пояса и корреляция палеопротерозойского магматизма юго-восточной части Фенноскандинавского щита // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2006. Т. 2. С. 281–286.
5. Слабунов А.И., Степанова А.В., Бибилова Е.В., Бабарина И.И., Матуков Д.И. Неоархейские габброиды Беломорского подвижного пояса: U-Pb геохронология по цирконам и геодинамические следствия // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС. 2006. Том 2. С. 286–290.
6. Слабунов А.И., Володичев О.В., Бибилова Е.В. U-Pb геохронология, Nd систематика и петрология раннепротерозойских эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург: ЦИК, 2003. С. 465–467.
7. Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V. Belomorian HP-UHP metamorphic Archean belt of the Pacific type // PCGT-2005, 2005. P. 239–242.
8. Korsakov A.V., Shatsky V.S., Sobolev N.V., Zayachkovsky A.A. Garnet-biotite-clinozoisite gneisses: a new type of diamondiferous metamorphic rocks of the Kokchetav massif // European J. Miner. 2002. V. 14. P. 915–929.
9. Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.B. et al. The Archean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield. In: Gee D.G. & Stephenson R.A. (Eds.) European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs. 2006. V. 32. P. 627–644.

Хромитоносные магматические комплексы Карело-Кольского региона

Дюжиков О.А.¹, Додин Д.А.², Кравченко Г.Г.¹, Туровцев Д.М.¹

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва,
e-mail: sharkov@igem.ru

²ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург

Уникальные месторождения хромитов Кемпирсая на юге Урала стали после распада СССР частью территории Казахстана, а Россия, несмотря на богатейшие минерально-сырьевые ресурсы, бедна этим важнейшим сырьем, необходимым для многих целей, но, прежде всего, для производства легированной стали. Известные в Карело-Кольском регионе месторождения и проявления хромитов требуют детальных поисково-оценочных работ и глубокого анализа их рентабельности. При этом важно учитывать то обстоятельство, что проводимые специализированные работы по детальному изучению продуктивности магматических комплексов ориентированы как на оценку хромито-

носности, так и на исследования характера и степени концентрирования цветных и благородных металлов. Обобщения материалов по платиноносности и хромитонности гипербазит-базитовых расслоенных массивов изложены в монографии [1].

Большинство известных хромитовых месторождений и крупных проявлений в пределах рассматриваемого региона связаны с гипербазит-базитовыми, реже базитовыми, расслоенными комплексами. В докладе обсуждаются крупные хромитопроявления в Бураковском, Мончегорском, Имандровском массивах, а также проявления в пограничных участках Балтийского щита – в Финляндии. Вместе с тем, интересны и составляющие исключение хромитопоявления в Иксинском месторождении бокситов в районе Онежского озера, где достаточно высоки запасы оксида хрома, но способы извлечения хрома из бокситов пока не известны.

Крупнейший в Европе Бураковский массив тектонически разобщен на три блока: Аганозерский (северо-восточный), Шалозерский (центральный) и собственно Бураковский (юго-западный). Мощность массива от 2–3 км в северо-восточной части до 7–8 км на юго-западе. Нижняя часть массива (краевая зона) сложена дунит-оливинит-перидотитовыми слоями. Выше залегают породы переходной зоны, представленной чередующимися слоями перидотитов, пироксенитов и анортозитов. Главная зона представлена габбро-норитами, а завершается разрез габброидами верхней зоны. На границе краевой и переходной зон в Аганозерском блоке залегают два параллельных пласта хромитов, мощностью 0,4–2 м, образующие эллипсоидное тело площадью 5x7 км.

Большой практический интерес представляет Сопчаозерское месторождение (Сопча), локализованное в "дунитовом ядре" зоны сочленения Мончеплутона с массивом Мончетундра. Здесь известны хромитовые тела, мощность которых находится в пределах 0,1–4,8 м. "Дунитовое ядро" имеет площадь 1,5x1 км при мощности 100–150 м. Полоса дунитов протягивается на расстояние не менее 5 км вдоль массива Сопча. По устным сообщениям В.С.Докучаевой и Т.Л.Гроховской в юго-западной части Мончегорского плутона выделена линза дунитов, площадью 1,2x1 км при мощности 100–200 м, с многочисленными шширами хромититов. Содержания оксида хрома находятся в пределах 40–50%.

Таблица. Характеристика пересечений хромититовых горизонтов участка Б. Варака (аналитик Н.Н.Никольская, ИГЕМ РАН)

№№ горизонтов	№№ скв.	Рудный интервал, м		Мощность горизонта, м	Содержания Cr ₂ O ₃ , %	Содержания PGE, г/т	
		от	до			Pt	Pd
IV	C-89	39,30	39,50	0,20	22,87	1,00	0,06
	C-93	125,80	126,00	0,20	13,51	0,01	—
III	C-89	44,80	49,85	0,05	11,62	—	—
	C-93	138,90	139,40	0,50	26,80	0,02	—
II	C-89	55,20	55,80	0,60	21,76	0,10	0,03
	C-88	7,40	7,80	0,40	28,96	2,03	0,03
	C-93	148,80	149,80	1,00	28,79	1,00	0,06

Один из крупнейших хромитоносных массивов является сложнопостроенный лополит Имандра. Формирование массива происходило в раннюю стадию карельского тектогенеза [3]. В.С.Докучаевой с соавторами [2] и нами в вертикальном разрезе интрузивного комплекса выделяются следующие четыре зоны: 1. Нижняя расслоенная – переслаивание плагиопироксенитов и меланократовых норитов, мощностью 150 м; 2. Главная, представленная относительно однородными мезократовыми габбро-норитами с редкими прослоями меланократовых и лейкократовых их разновидностей, мощностью 2000 м; 3. Верхняя расслоенная – чередование мезо- и лейкократового габбро с плагиоклазитами, мощностью 300 м; 4. Прикровельная – кварцевые габбро и габбро-диориты, мощностью 500 м. Принято считать, что породы всех зон сингенетичны. Массив представлен несколькими разобщенными блоками, прослеживаемыми на различных участках, в том числе на участках г. Девичьей, Монче полуострова, Умбареченском, в юго-восточной части г. Большая Варака. Хромитовое оруденение концентрируется в нижней части интрузива и представлено вкрапленным и жильным оруденением. Мощность оруденелых слоев от 0,20 до 1,5–2 м. Всего выделяется до 5-6 горизонтов, но из них лишь 4 являются наиболее устойчивыми в разрезе. По данным В.В. Шолохнева участок Б. Варака имеет 33 млн. т руды

при среднем содержании Cr_2O_3 25%. Содержания PGE в хромититах и плагиоклазитах до 1–3 г/т. По устному же сообщению В.С. Докучаевой, содержания PGE в хромититах достигают 3 г/т. Ниже приводятся некоторые результаты анализов по материалам, собранным авторами доклада.

Перспективы хромитоносности Карело-Кольского региона связаны также с крупнейшим в Европе месторождением Кеми в Финляндии. Интересно, что залежи хромититов здесь выявлены с помощью валунного метода поисков. В районе месторождения Кеми известны хромитоносные массивы Пенникат и Торнио, а также самый крупный в Финляндии массив Койтелайнен.

Важно иметь в виду, что проявления жильного хромитового оруденения в форме субвертикальных тел в регионе нередко связаны с крупными пологими хромитовыми залежами. Опыт изучения Кемпирсайского и других массивов складчатых зон показывает, что такие структурные соотношения рудоносных тел [4] имеют большое практическое значение и требуют проведения детальных поисково-оценочных работ.

В заключение подчеркнем, что перспективы хромитоносности Карело-Кольского региона к настоящему времени выявления не полностью и новые существенные открытия вполне вероятны.

Литература

1. Додин Д.А., Ланда Э.А., Лазаренков В.Г. Платинометальные месторождения мира. Т. II. - Платиносодержащие хромитовые и титаномагнетитовые месторождения. М.: 000 "Геоинформмарк", 2003. 409 с.
2. Докучаева В.С., Жангуров А.А., Федотов Ж.А., Шолохнев В.В. Геология и рудоносность Имандровского лополита // Отеч. геол., 1992, № 10. С. 60–67.
3. Загородный В.Г., Предовский А.А., Басалаев А.А. и др. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия и история развития). Л.: Наука, 1982. 280 с.
4. Кравченко Г.Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 212 с.

Гипербазит-базитовые вулканогенно-плутоногенные ассоциации Северо-Азиатского кратона и Балтийского щита

Дюжиков О.А., Шарков Е.В.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва.
e-mail: sharkov@igem.ru

Введение

Северо-Азиатский континент характеризуется развитием крупнейшей изверженной провинции позднепалеозойского-раннемезозойского возраста. Металлогенический облик провинции определяется формированием гипербазит-базитовых вулканогенно-плутоногенных комплексов, широким развитием PGE-Cu-Ni минерализации, формированием крупных и уникальных месторождений. Примером другой крупной изверженной провинции является территория палеопротерозойских траппов в Фенноскандии. Обе провинции обязаны своим происхождением мантийным плюмам.

Сибирские траппы и гипербазит-базитовые комплексы

Позднепалеозойские-раннемезозойские траппы Северо-Азиатского кратона образуют гигантский ареал, охватывающий Тунгусскую синеклизу, эпиплатформенный Таймыр, Западно-Сибирскую плиту и Енисейско-Хатангский прогиб. Сибирские траппы рассматриваются авторами и другими исследователями как яркий пример крупной изверженной провинции, обязанной своим проявлением мантийному суперплюму [2-5, 11]. Подавляющая часть объема траппов представлена типичными толеитами (более 90%). Нижняя часть разреза является контрастной по составу, особенно в Норильском районе и на юго-западе Таймыра, и содержит щелочные базиты и плагиопикриты. На отдельных площадях в завершающие фазы магматизма формировались щелочные гранитоиды. Плагиопикриты в Норильском районе не превышают 1,5% объема вулканитов, а щелочные базиты – примерно 5%.

Расслоенные рудоносные интрузивы Норильского района обнаруживают петрогеохимическое родство и пространственную сопряженность с плагиоикритовыми базальтами [3-7]. Эти продукты магматизма образуют вулканогенно-плутоногенные комплексы с хорошо выраженной коматиитовой тенденцией.

Норильский район с его уникальными PGE-Cu-Ni месторождениями, тяготеющими к области тройного сочленения рифтов, рассматривается нами как самостоятельная ветвь гигантского мантийного плюма (рис.1). Продукты рудоносного магматизма формируются здесь в результате изначально высокомагнезиального сульфидоносного расплава (родоначальный пикрит) в протяженной по вертикали магматической колонне и промежуточных очагах. Образуется следующий последовательный ряд составных элементов рудоносной вулканогенно-плутоногенной ассоциации: бессульфидные плагиоикритовые базальты → бессульфидные высокомагнезиальные интрузивы → несколько групп сульфидоносных гипербазит-базитовых интрузивов → массивные сульфидные руды → малосульфидные платиновые руды.

Геологическая модель Сибирского суперплюма

Норильская ветвь

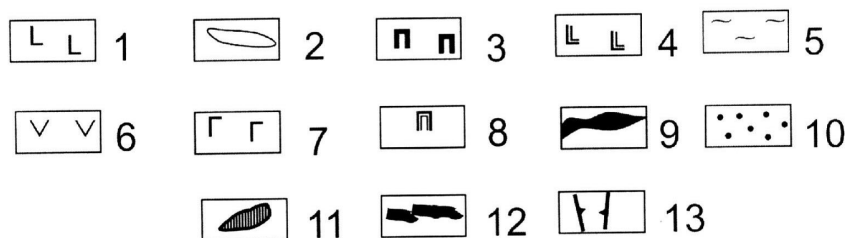
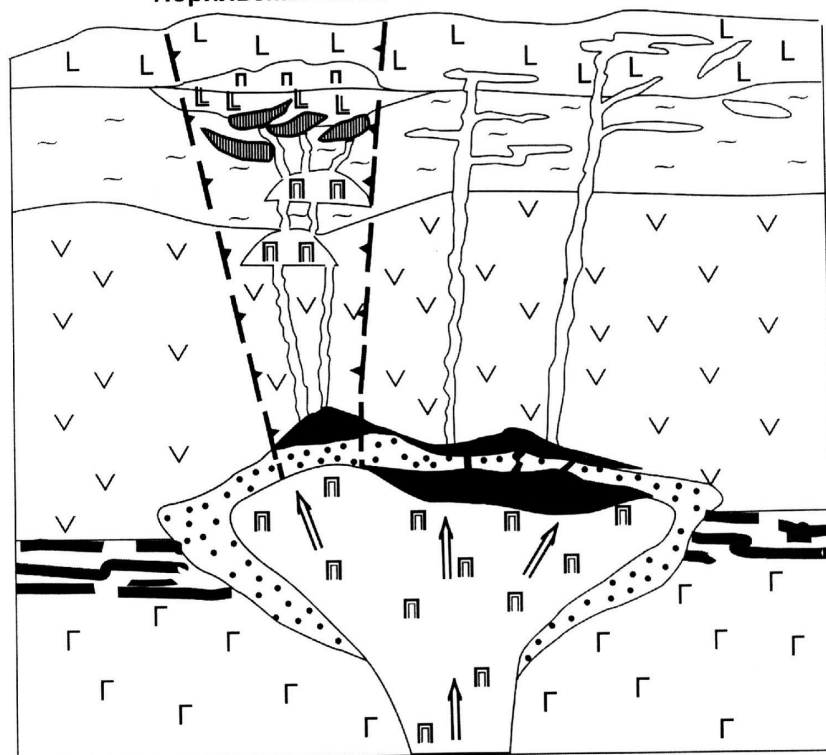


Рис. 1. Геологическая модель Сибирского суперплюма:

1 – толеитовые базальты; 2 – силлы и дайки долеритов и габбро-долеритов; 3 – гипербазит-базитовые вулканы (плагиоикриты); 4 – щелочно-базитовые вулканы (трахибазальты, трахиандезитобазальты); 5 – осадочные и вулканогенно-осадочные отложения платформенного чехла; 6 – породы консолидированной коры; 7 – перидотиты верхней мантии; 8 – плагиоикритовый расплав промежуточных магматических очагов и стволочной зоны суперплюма; 9 – зоны плавления в кровле суперплюма; 10 – охлажденная часть суперплюма; 11 – рудоносные расслоенные гипербазит-базитовые интрузивы; 12 – силлообразные тела плагиоикритов в основании земной коры; 13 – зона максимальной флюидно-магматической проницаемости земной коры

Гипербазит-базиты Балтийского щита

Вулканогенно-плутоногенные комплексы известны и хорошо изучены в пределах Балтийского щита, где палеопротерозойский Печенгско-Имандра-Варзугский рифтогенный пояс контролирует крупные PGE-Cu-Ni месторождения [1, 8-11]. Рудоносные дифференцированные интрузивы комагматичны высокомагнезиальным вулканитам, которые, как и в Норильске, обнаруживают коматиитовую природу [9-11]. Вулканогенно-плутоногенные комплексы развиты только в пределах рифтогенного пояса и не известны за его пределами, что характеризует специфику магматизма указанной структуры и определяет геодинамические условия формирования рудоносных продуктов магматизма.

Месторождения Печенгского рудного района приурочены к приразломному грабен-синклинирию и сформированы на заключительных стадиях развития структуры, после завершения осадконакопления и вулканизма (рис.2). Они связаны с дифференцированными интрузивами. Главная масса PGE-Cu-Ni руд сконцентрировалась в серпентинизированных породах интрузивов, а сравнительно небольшие объемы сульфидов распределяются во вмещающих метаосадочных образованиях. Выделяются четыре типа руд: вкрапленные в серпентинизированных перидотитах и серпентинитах, обнаруживающие постоянное повышение содержания металлов сверху вниз; брекчиевидные; массивные; прожилково-вкрапленные во вмещающих породах. Массивные и брекчиевидные руды тесно связаны между собой, а их распределение подчинено тектоническим зонам нижнего экзоконтакта интрузивов.

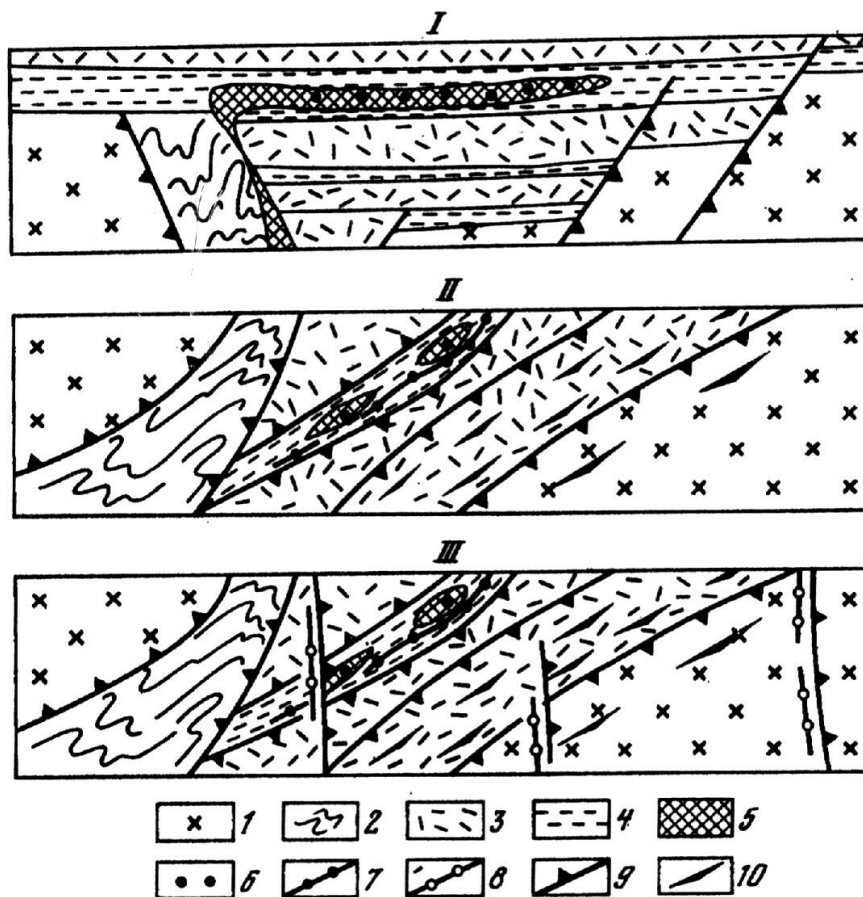


Рис. 2. Основные этапы формирования Печенгского рудного района (по [8]):

I – накопление эффузивов и внедрение рудоносных гипербазит-базитовых интрузивов; II – образование чешуйчато-надвиговых структур и прогрессивный метаморфизм; III – образование зон регрессивного метаморфизма и сульфидной минерализации

1 – гранито-гнейсы кольской серии; 2 – метаморфизованные породы тундровой серии; 3,4 – породы печенгского комплекса: 3 – вулканогенные, 4 – осадочные; 5 – гипербазит-базитовые интрузивы; 6, 7 – PGE-Cu-Ni руды: 6 – вкрапленные, 7 – брекчиевидные; 8 – гидротермальная сульфидная минерализация; 9 – разломы; 10 – зоны расщепления

Обсуждение и выводы

Гипербазит-базитовые вулканогенно-плутоногенные комплексы сформированы в раннюю фазу массового траппового магматизма и являются составной частью обширных трапповых полей, обязанных эволюции мантийных плюмов. Рассматриваемые гипербазит-базитовые ассоциации обусловили широкое распространение PGE-Cu-Ni минерализации, но лишь в исключительно редких геологических ситуациях они несут крупные и уникальные месторождения. Предполагается несколько причинных обстоятельств, обеспечивших высокие концентрации рудных компонентов.

Особенностью рудообразующих систем, проявленных в пределах определенных площадей, является их длительное (в Норильске не менее 300 млн. лет) становление. Рифтогенные структуры, контролируемые рудные поля и месторождения, неоднократно регенерированы по глубинным разломам. В Норильском районе эти разломы были унаследованы от рифейских рифтогенных поясов. На Балтийском щите палеопротерозойские структуры также развивались на протяжении 200–300 млн. лет и наследовали позднеархейские зеленокаменные пояса. Другой особенностью эволюции рудообразующих систем является наличие древней деплетированной литосферной мантии, где PGE накапливались в реститах в течение предшествовавших эпизодов плавления мантии. Весьма существенную роль играло присутствие Cl- и S-содержащих вулканогенно-осадочных пород и их метаморфических аналогов под рудными районами: неопротерозойские и палеозойские эвапориты в Норильском районе, палеопротерозойские черные сланцы в Печенгской структуре. Комбинация указанных и других рассматриваемых в докладе особенностей эволюции рудообразующих систем и формирования гипербазит-базитовых вулканогенно-плутоногенных комплексов предопределили локализацию крупных и уникальных PGE-Cu-Ni месторождений.

Литература

1. Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Гончаров Ю.В. и др. Медно-никелевые месторождения Печенги. Тр. ИГЕМ РАН. Новая серия, вып. 2. М.: ГЕОС, 1999. 236 с.
2. Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн. лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т.46, № 9. С. 870–890.
3. Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона. СПб: Наука, 2002. 822 с.
4. Додин Д.А., Дюжиков О.А. Крупные и уникальные платиносодержащие месторождения вулканогенно-плутоногенных комплексов: геодинамика, металлогения, модели формирования // Платина России. Т.У1. М.: Геоинформмарк, 2005. С. 150–165.
5. Дюжиков О.А. Норильско-Талнахский PGE-Cu-Ni гигант: геологическая позиция, глубинное строение, петролого-геодинамическая модель формирования // Известия секции наук о Земле РАЕН. М.: 2004, вып. 12. С. 91–100.
6. Дюжиков О.А., Дистлер В.В. Коматииты Норильского рудного района // Докл. АН СССР, 1981, т. 261, № 5. С. 1194–1197.
7. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука, 1988. 280 с.
8. Казанский В.И., Генкин А.Д., Глаголев А.А. Печенгский рудный район // Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука, 1983. С. 208–226.
9. Смолькин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Аведисян А.А. и др. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтовой структуры. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 1995. 256 с.
10. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 364 с.
11. Шарков Е.В., Дюжиков О.А. Платино-медно-никелевые месторождения севера Сибирской платформы и Балтийского щита // Геология и разведка, 2005. № 6. С. 29–34.

Минерагения рыхлого покрова северо-восточной части Балтийского щита

Евзеров В.Я.

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: yevzerov@geoksc.apatity.ru

Балтийский щит слагают метаморфические и магматические породы архея и протерозоя. В период палеозойской тектонической активизации в пределах щита сформировались интрузивные массивы щелочно-ультраосновных пород, а также многочисленные дайки щелочных пород и базальтоидов. Монолитные кристаллические породы Балтийского щита вблизи поверхности теряют монолитность, становятся трещиноватыми, вследствие снятия внутреннего напряжения. По данным ряда исследователей, систематизированным А. Г. Черняховским [1], мощность приповерхностной трещиноватой зоны вне швов тектонических нарушений составляет 10–50 м, а в тектонически активных зонах возрастает до 100–150 м. Дальнейшее изменение трещиноватых пород в зоне гипергенеза происходит под влиянием выветривания.

На кристаллических породах Балтийского щита залегает покров рыхлых отложений, мощность которого обычно измеряется метрами, редко десятками метров и лишь в исключительных случаях превышает 100 м. Он представлен мезозойскими и кайнозойскими образованиями: остатками каолиновой и гидрослюдистой кор выветривания и четвертичными отложениями.

Месторождения в корах выветривания. В северо-восточной части Балтийского щита к мезозойской коре выветривания приурочены месторождения каолина. Встречаются два типа залежей каолина: элювиальные, сохранившие реликтовые текстуры материнских пород, и делювиальные, образовавшиеся в результате переотложения материала из верхних частей элювиальных каолинов. И те и другие перекрыты четвертичными отложениями. Элювиальные каолины развиты в зонах, длина которых варьирует от 100 м до 2,5 км, а ширина от нескольких метров до первых сотен метров. Их мощность изменяется обычно от 2 до 30 м. По предварительным данным запасы каолина в отдельной залежи не превышают 5 млн т [2]. Наиболее крупные месторождения обнаружены в северных предгорьях Ловозерских тундр и на Прихибинской равнине к югу от Хибинского горного массива; мелкие известны в районе Больших и Малых Кейв, сланцев серии имандра-варзуга, на восточном склоне горы Озерная варака, массивах Африканда, Вуориярви и других [3]. Они большей частью приурочены к зонам дизъюнктивных дислокаций. Элювиальные каолины Кольского региона характеризуются высоким содержанием красящих оксидов, особенно железа, вследствие чего не могут быть использованы при производстве бумаги. Результаты технологических исследований показали, что каолины пригодны для изготовления цветной облицовочной плитки и дренажных труб [2]. В последние годы выявлены перспективы обнаружения залежей первичных каолинов в пределах распространения пород Федорово-Панского интрузивного комплекса [4]. Делювиальные каолины сформировались преимущественно в четвертичный период в результате переотложения элювиальных каолинов. Их залежи невелики по масштабам и содержат в своем составе значительное количество инородного материала. Коммерческий интерес они могут представить лишь в исключительных случаях.

Наряду с линейной каолиновой в регионе распространена и линейная сунгулитовая кора выветривания. Она формировалась на породах ультраосновных-щелочных массивов, таких как Ковдор, Вуориярви и др. в то же время, что и каолиновая, но в специфической геохимической обстановке. Залежи элювиальных сунгулитов достигают 2,5 км в длину, 800 м в ширину при мощности около 100 м. Переход от сунгулитизированных пород к неизменным породам имеет место в тонкой зоне дезинтеграции. Преобладающим минералом в линейных корах является сунгулит [3]. Продукты сунгулитового выветривания, как и каолинового, характеризуются высокими содержаниями оксида железа (около 10%). Их технологические испытания не проводились.

Гипергенные фосфаты обнаружены в Ковдорском, Вуориярвинском и Африкандском массивах ультраосновных-щелочных пород. Они приурочены к зонам дробления кальцит-апатит-магнетитовых руд, пироксенитов, щелочных пород и карбонатитов и только в юго-западной части Ковдорского массива образуют месторождение с небольшими запасами P_2O_5 [3]. По данным

Ковдорской геологоразведочной партии апатито-франколитовые руды развиты на кальцитовых карбонатитах.

Неогеновые образования представлены главным образом корой выветривания гидрослюдистого типа. Эта кора выветривания развита на невысоких водораздельных пространствах, пологих склонах возвышенностей и предгорных равнинах в пределах всего Балтийского щита [3]. Она залегает как на мезозойской, так и на более молодой неогеновой поверхности. Гидрослюдистая кора выветривания частично размыта; в ряде пунктов региона на склонах холмов и в предгорьях обнаружены делювиальные и делювиально-пролювиальные отложения, сходные с нею по составу. Эта кора выветривания сохранилась в виде останцов, площадь которых достигает десятков (до сотен) квадратных километров; мощность изменяется от 5 до 20 м, увеличиваясь на породах ультраосновных-щелочных массивов до 50 м и более. Останцы, занимающие значительные площади и имеющие большую мощность, сконцентрированы в пределах субширотной полосы, в которой располагались ледоразделы ледниковых покровов четвертичного времени. Они повсеместно представлены песчано-дресвянистыми, реже глинисто-песчаными продуктами. Останцы неогеновой коры выветривания обнаружены на породах почти всех щелочно-ультраосновных и щелочных массивов Кольского полуострова и по составу обычно мало отличаются от материнских пород, но бывают и исключения. Так, на карбонатитовом штоке массива Салланлатва развита залежь железоксидных охр. Ее размеры в плане – 0.5 x 0.7 км при мощности 3–32 м. Залежь состоит из лимонита и гетита (41%), барита (23.8%), гематита, магнетита (4.6%), а также псиломелана, пиролюзита, гидрослюды, хлорита и карбонатов. К коре выветривания гидрослюдистого типа пород Ковдорского и Вуориярвинского массивов приурочены месторождения гидрофлогопита и вермикулита.

Месторождения в четвертичных отложениях. К четвертичным отложениям приурочены месторождения строительных материалов (пески, песчано-гравийные смеси, кирпичные глины) и россыпи. ГЕОЛОГАМИ различных производственных организаций в ледниковых и водно-ледниковых отложениях поздневалдайского оледенения вблизи индустриальных центров Мурманской области к 1 января 1998 года обнаружено 154 месторождения и проявления песка и песчано-гравийных смесей с запасами сырья около 304 млн. м³, в том числе 185.2 млн. м³ по категориям А, В и С и 118.4 млн. м³ по категории Р [5]. Большинство этих месторождений уже отработано. Из них 112 месторождений сконцентрировано на территории пересекающей дегляциации и 42 в области фронтально-ареальной дегляциации. В соответствии с имеющимися материалами известные месторождения объединены в шесть групп, отвечающих генетическим типам или группам фаций. К первой группе отнесены месторождения, которые приурочены к напорно-насыпным краевым и межлопастным ледниковым образованиям, оставшимся на месте формирования, или фрагментам этих образований (отторженцам), перемещенным под воздействием наступавшего ледника. Месторождения флювиогляциального генезиса разделены на три группы: флювиогляциальных дельт и конусов выноса, озов, террас и флювиогляциальных осадков, фациальная принадлежность которых точно не установлена. В пятую и шестую группы помещены, соответственно, месторождения озерно-ледникового и морского генезиса.

На территории фронтально-ареальной дегляциации наибольшее количество месторождений приходится на долю первой, третьей и пятой групп. Что же касается запасов сырья, то они сконцентрированы в краевых ледниковых образованиях, озах и морских накоплениях. Совершенно иная картина наблюдается в другой совокупности из 112 месторождений, расположенных на площади, где доминировала пересекающая дегляциация. Здесь преобладают месторождения, приуроченные к флювиогляциальным дельтам и озерно-ледниковым отложениям (соответственно вторая и пятая группы) и около 45% запасов сырья сосредоточено в месторождениях флювиогляциальных дельт.

Основная часть прогнозных запасов песка и песчано-гравийных смесей приурочена к позднеледниковым отложениям поздневалдайского покровного оледенения. Она достигает 27786.4 млн. м³. Кроме того, мы подсчитали и запасы моренного материала в друмликах, широко используемого за рубежом в строительстве дорог. Они составляют 569.8 млн. м³. Распределение прогнозных запасов песка и песчано-гравийных смесей в области фронтально-ареальной дегляциации контролируется краевыми образованиями, а на территории, где господствовала пересекающая дегляциация, – депрессиями кристаллического фундамента.

В Мурманской области геологами производственных и научных организаций обнаружено 8 месторождений и 17 проявлений легкоплавких глин, 5 из которых выявлено автором [5]. ЗАПАСЫ категорий А, В и С, установленные в месторождениях, составляют около 20.6 млн. м³, а запасы категорий С₂ и Р – 1.1 млн. м³. Большинство месторождений эксплуатировалось; одно из них с запасами в 1.5 млн. м³ практически отработано. Перспективные запасы категорий С₂ и Р всех известных проявлений достигают 205 млн. м³ и могут быть увеличены. В западной части региона, на площади, где имела место рассекающая дегляциация, сосредоточено 21 месторождение. Из них 18 представлено ледниково-морскими и 3 послеледниковыми морскими глинами. Восточнее в пределах огромной площади, на которой проявилась фронтально-ареальная дегляциация, находится всего лишь 4 месторождения, 2 из которых представлены озерно-ледниковыми, 1 – ледниково-морскими и 1 – послеледниковыми морскими глинами. Озерно-ледниковые и ледниково-морские глины были сформированы мутьевыми потоками и ассоциируют в регионе с флювиогляциальными дельтами, на передовом склоне которых упомянутые потоки и зарождались [6]. В результате их переотложения в прибрежно-морской обстановке, произошедшего в голоцене, возникли залежи морских глин [6]. Следует отметить, что поиски месторождений глин проводились, конечно, главным образом в промышленно освоенных западных районах региона. Однако отнюдь не это обстоятельство является причиной отмеченной диспропорции в пространственном распределении месторождений глин. Автором при составлении макета карты Мурманской области, вошедшего в международную карту "Четвертичные отложения Финляндии и Северо-Запада Российской ФЕДЕРАЦИИ и их сырьевые ресурсы" масштаба 1:1 000 000 [7], был систематизирован весь накопленный к 1992 г. фактический материал по строению и составу покрова рыхлых отложений региона. Оказалось, что в восточной части Кольского полуострова залежи глин встречаются крайне редко. Здесь в 8 пунктах обнаружены глины микулинской (земской) межледниковой трансгрессии и лишь в 5 пунктах глины, накопившиеся в период деградации последнего покровного ледника. Залежи межледниковых глин имеют малую мощность, небольшую протяженность и перекрыты мощной толщей отложений ледникового парагенетического ряда. Вследствие этого их практическая ценность невелика. Практически значимыми здесь являются залежи озерно-ледниковых, ледниково-морских и морских глин. Их редкая встречаемость в сравнении с площадью проявления рассекающей дегляциации, объясняется ограниченным развитием на этой территории флювиогляциальных дельт, с которыми парагенетически связаны толщи озерно-ледниковых и ледниково-морских глин.

В северо-восточной части Балтийского щита обнаружены Ловозерская лопаритовая россыпь ближнего сноса и прибрежно-морская комплексная россыпь, из них только первая на данном этапе может иметь практическое значение. ПРОДУКТИВНАЯ толща лопаритовой россыпи сформировалась в два этапа. В первый из них – в неогене – продукты выветривания нефелиновых сиенитов переотлагались плоскостным смывом и временными потоками. Во второй основной этап, включающий несколько эпизодов (периоды позднеледниковья московского оледенения, микулинского межледниковья и, вероятно, часть валдайского оледенения), в переотложении продуктов выветривания, помимо указанных агентов, принимали участие также водные потоки, горные ледники и их талые воды. Продуктивная толща залегает под отложениями валдайского оледенения, мощность которых обычно составляет от 1 до 5 м, редко достигая 10-12 м. В ее разрезе чередуются горизонты слабо отсортированных более или менее промытых валунно-галечных песков и валунно-галечных глинистых песков, реже супеси. Изредка встречаются маломощные прослои отсортированных песков. В целом продуктивные отложения слабо дифференцированы по крупности, что не характерно для россыпей минералов с низкой плотностью (3.5-5.5 г/см³), материал которых, как правило, хорошо отсортирован [9]. Полигенетичность, многоэпизодность и длительность формирования Ловозерской россыпи в сочетании с продолжающимся поднятием Ловозерского горного массива относительно окружающей равнины сближают ее с россыпями зон тектонических уступов – важнейшим типом крупных и уникальных месторождений золота и касситерита – минералов с высокой и средней плотностью [10]. Очевидно, формирование россыпи лопарита – минерала с низкой плотностью – в обстановке, благоприятной для формирования россыпей минералов с высокой и средней плотностью, можно объяснить только богатством материнского источника. Что же касается сохранности россыпи лопарита от ледниковой экзарации, то она обусловлена расположением россыпи в ледораздельной области, где покровные ледники оказывали минимальное воздействие на породы ложа.

Перспективы обнаружения новых россыпей на Балтийском щите представляются весьма скромными по ряду причин. Прежде всего это связано с практически полным отсутствием благоприятных для россыпеобразования коренных источников минералов с высокой и средней плотностью, россыпи которых могут формироваться в весьма широком диапазоне палеогеографических условий. Кроме того, на щите сильно редуцирован покров осадочных отложений, к которому обычно приурочены россыпи. И, наконец, на протяжении почти всего четвертичного периода палеогеографическая обстановка была крайне неблагоприятной и для образования и для сохранения россыпей от ледниковой экзарации.

Литература

1. Черняховский А.Г. Климатическая зональность элювиального процесса // Процессы континентально-литогенеза. М.: Наука, 1980. С. 28–59.
2. Pekkala Y., Yevzerov V. Geology and prospects for exploitation of kaolin deposits in the eastern Fennoscandian Shield//Comprehensive Assessment of Nonmetalliferous Deposits. Otaniemi 1991. P. 10–15.
3. Афанасьев А.П. Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита и связанные с ними полезные ископаемые. Л.: Наука, 1977. 244 с.
4. Евзеров В.Я., Припачкин П.В., Дудкин К.О. Линейная кора выветривания Федорово-Панского расщепленного комплекса в северо-восточной части Балтийского щита // Доклады РАН. 2007. Т. 412. № 6. С. 780–782.
5. Евзеров В.Я. Размещение месторождений песка, песчано-гравийных смесей и легкоплавких глин Кольского региона в связи с дегляциацией// Вестник Воронежского университета. Сер. геологическая. 2000. № 9. С. 152–159.
6. Евзеров В.Я. Формирование и размещение месторождений легкоплавких глин северо-восточной части Балтийского щита // Препринт научного доклада. Апатиты. 1988. 41 с.
7. Niemelä, J., Ekman, I., Lukashov, A. (Eds.) Quaternary deposits of Finland and Northwestern part of Russian Federation and their resources. Scale 1:1 000 000. Espoo, 1993.
8. Евзеров В.Я. Россыпные месторождения ОЦ уникальные образования в рыхлом покрове Балтийского щита// Литология и полезные ископаемые. 2001. № 2. С. 126–133.
9. Момджи Г.С., Блинов В.А. Литолого-фациальные условия образования комплексных циркониево-титановых россыпей // Состояние и задачи советской литологии, II (доклады на секционных заседаниях VIII Всесоюзного литологического совещания) М.: Наука, 1970. С. 220–227.
10. Спорыхина Л.В., Патык-Кара Н.Г., Орлова Н.И., Петраченков А.А. Россыпи зон тектонических уступов – важнейший тип крупных месторождений. М.: Геоинформмарк, 1997. 53 с.

Геологическая позиция и происхождение геолого-геоморфологической аномалии «Бубровец» на юго-востоке Ленинградской области

Енгальчев С.Ю.

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, e-mail: sleng2005@mail.ru

Последнее время значительное внимание геологов привлекает регион структурного сочленения Балтийского щита и Русской плиты, как область возможной концентрации ряда полезных ископаемых. На данной территории, в частности, выявлены новые потенциально алмазоносные объекты [1, 2]. В данном контексте особое значение приобретают ряд геолого-геоморфологических аномалий (ГГА) выявленных на данной территории [3]. Их обзорная классификация была выполнена Э.Ю.Самметом [4]. Некоторые ГГА можно отнести к трубкам взрыва, часть из которых выражена в современном рельефе. К возможным трубкам взрыва относят такие ГГА как «Красный маяк» в верховьях р.Оредеж, «Мишина гора» в Псковской области, структура «Бубровец» в окрестностях г.Бокситогорска и целый ряд других объектов, генезис которых до настоящего времени является не решенным. Все эти объекты требуют первоочередного геологического изучения. Настоящее исследование имеет своей целью изложение материалов по ГГА «Бубровец» – одной из самых контрастных геолого-геоморфологической аномалий Северо-Запада России. Полученные материалы позволяют отнести ее к трубкам взрыва.

Структура «Бубровец» расположена в Бокситогорском районе Ленинградской области в 3–4 км к юго-востоку от г. Бокситогорска (координаты центра структуры 59°27'22" N, 33°55'40" E), в районе одноименного ручья, являющегося правым притоком р. Пярдомли. Естественные обнажения пород девона и карбона в пределах ГГА редки. Здесь отложения среднего палеозоя перекрыты мощным (до 40 м) чехлом четвертичных образований. Нарушения в залегании пород нижнего карбона здесь были известны еще с 20–30-х годов XX-го века. Большинство геологов относили их к ледниковым отторженцам, оставленным ледником на Карбоновом уступе. Однако полученные материалы позволяют кардинальным образом пересмотреть такое представление.

В плане структура «Бубровец» имеет изометрическую форму, диаметром около 3 км. В геоморфологическом отношении она представляет собой мульду, в центре которой залегают пестроцветные глины верхнего девона, окруженные по периферии толщей нижнекаменноугольных известняков. Округлая форма аномалии противоречит предположению о ледниковом происхождении аномалии, кроме того, маловероятно перемещение крупного блока относительно пластичных девонских глин.

Для выявления внутреннего строения аномалии были привлечены данные по скважинам, пробуренным на данной территории в связи с поисками бокситов и щебня, а также скважин водоснабжения г. Бокситогорска. Проведенный анализ буровых материалов показывает, что все дочетвертичные породы в пределах структуры сильно дислоцированы, карбонатные породы превращены в дресву и интенсивно брекчированы. Отложения карбона вскрыты на глубину до 120 м, однако истинная глубина нарушений до настоящего времени не установлена.

Разрез девонских отложений, подстилающих каменноугольные образования, изучен недостаточно. Он состоит из отложениями верхнего девона – нижнего фамена и верхнего франа. Отложения нижнего фамена представлены пестроцветными глинами, а разрез верхнего франа преимущественно глинисто-песчаными отложениями с редкими прослоями карбонатных пород. Как показало бурение, породы, слагающие ядро ГГА, представлены сильно дислоцированными, брекчированными и карбонатизированными глинистым образованиями. Этот комплекс пород с трудом подвергаются расчленению и по сходству состава и структурному положению в пределах всей структуры был отнесен к дислоцированным отложениям девона. В пройденных скважинах ниже-среднекаменноугольные отложения представлены известняками и глинами в нарушенном залегании: от почти горизонтальных до поставленных «на голову», так что об истинных соотношениях между слоями говорить сложно.

В нормальном залегании, вблизи структуры каменноугольные породы, представлены в составе нижнего отдела, а их неполная мощность составляет более 60 метров. Они залегают на неровной, сильно размытой поверхности верхнего девона. В основании разреза залегают глинисто-песчаные отложения (тихвинская и мстинская свиты). Выше залегает карбонатная часть разреза сложенная ритмичным чередованием пачек глинистых и карбонатных пород с подчиненными прослоями и линзами песков и глинистых алевролитов.

Возраст нарушений в районе ГГА «Бубровец» можно оценить как постсреднекаменноугольный. В последние годы на территории Вологодской области были выявлены проявления мезозойского магматизма [5], с которыми, с некоторой долей условности, можно параллелизовать образование данной ГГА, однако, свежесть наблюдаемых дислокаций и наличие мульдообразного понижения над структурой может указывать на более молодой, в частности, кайнозойский возраст структуры.

В тектоническом отношении ГГА «Бубровец» располагается на северо-западном крыле Московской синеклизы. С северо-запада к ГГА подходит бортовая часть Пашско-Ладожского грабена, осложненная крупными разрывными нарушениями [6]. Геолого-геофизические исследования Тихвинско-Боровичской площади показали наличие здесь зон тектонических нарушений выраженных в виде глубинных флексур [1]. Такие зоны имеют региональное распространение и прослеживаются как в породах чехла, так и в кристаллическом фундаменте (рис. 1). Важно отметить, что, южнее структуры «Бубровец», в районе р. Мста, расположено пологое куполовидное Боровичское поднятие диаметром около 55–75 км. Обе кольцевые структуры приурочены к единой зоне тектонических нарушений, что позволяет говорить об их генетической связи.

В ходе полевых работ в 2006 году в аллювии ручья Бубровец было обнаружено несколько блоков пород (размером 0,5-0,3 м), сложенных флюидными (флюидно-катакластическими) брекчиями карбонатного состава. Угловатая форма и отсутствие следов окатывания свидетельствует об их местном происхождении. Найденные образования по своим текстурно-структурным особенностям не имеют аналогов в разрезе девона и карбона Бокситогорского района. Внутренне строение брекчий показано на фотографиях шлифовки (рис. 1).

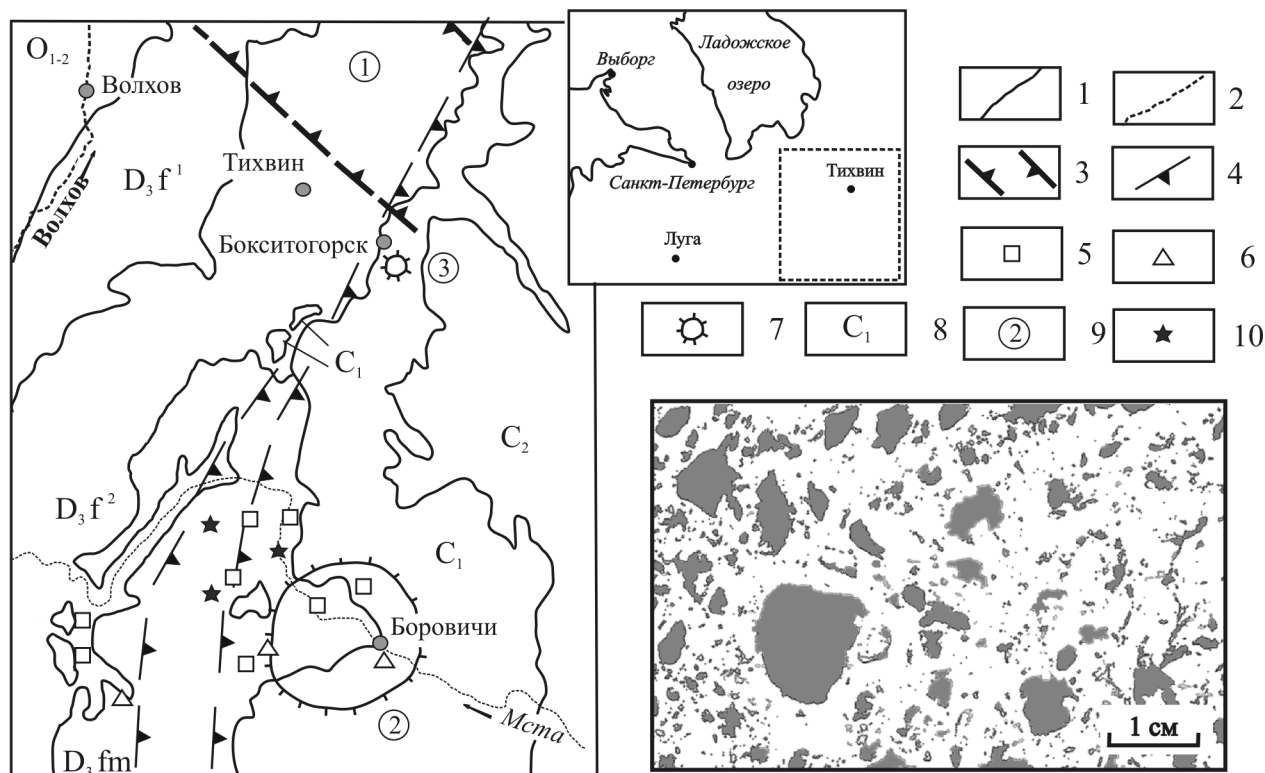


Рис. Карто-схема геологического строения северо-восточной части Московской синеклизы, с расположением структуры “Бубровец” и Боровичского поднятия, а также фотография шлифовки флюидной брекчии из центральной части структуры “Бубровец”.

Карта составлена с использованием материалов [1, 6]. Условные обозначения: 1 – геологические границы; 2 – реки; 3 – границы Пашско-Ладожского грабена; 4 – магмоактивная флексура; 5 – современные шлиховые ореолы индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) на участках размыва терригенных отложений девона и нижнего карбона; 6 – ореолы ИМК в терригенных горизонтах девона и карбона; 7 – контуры Боровичского поднятия и структуры “Бубровец”; 8 – геологический индекс (нижний и средний ордовик O_{1-2} , нижний фран – $D_3 f^1$, верхний фран – $D_3 f^2$, фаменский ярус – $D_3 fm$, нижний карбон – C_1 , средний карбон – C_2); 9 – тектонические структуры, в кружках номера (1 – Пашско-Ладожский грабен, 2 – Боровичское поднятие, 3 – структура “Бубровец” (показана вне масштаба)); 10 – единичные находки алмазов

В пределах блоков пород было выявлено несколько петротипов. Первый петротип – это однородная карбонатная порода, сложенная равномернозернистым карбонатом с редкими жеодами размером около 0,8–1,5 см. Как показал рентгено-фазовый анализ, в минералогическом отношении брекчии представлены арагонитом с примесью кальцита. Второй петротип (см. рис 1) представляет собой карбонатную породу, содержащую остроугольные фрагменты малиново-красных глин (размером около 1–3 мм, редко до 8–12 мм). Мелкие фрагменты глин деформированы, часто вытянуты, и причудливо изогнуты, подчеркивая распределения «струй течения» в породе. Для данной разновидности пород характерна флюидальная текстура. По данным рентгено-фазового анализа фрагменты красных глин представлены гидрослюдой, а основная масса арагонитом с примесью кальцита. Третий петротип представлен карбонатными, частично перекристаллизованными породами, содержащими очень мелкие, рассеянные фрагменты красных глин. В породах наблюдаются трещины, по кото-

рым развиваются черные дендриты, сложенные по данным рентгено-фазового анализа, пиролюзитом. Интересно отметить, что по данным того же анализа в породах второго и третьего петротипа в малом количестве диагностируется типичный гидротермальный минерал — галенит.

Процесс формирования обнаруженных флюидных брекчий, вероятнее всего, проходил следующим образом. Глинистые породы девона были раздроблены на мелкие фрагменты, а пространство между ними было насыщено привнесенным карбонатным веществом. В дальнейшем произошла кристаллизация этого материала. На участках, где доля карбонатного материала была высока, образовались однородные карбонатные разности — первого петротипа, а на других участках флюидные брекчии второго и третьего петротипов. В пределах блоков можно фиксировать следы зональности, отражающей степень проникновения газово-жидкого флюида в тело первичной породы.

Определение химического состава флюидных брекчий было выполнено для семи образцов методом атомно-эмиссионной спектроскопии в возбужденной плазме (ICP-MS). Сравнение различных петротипов между собой показало, что брекчии второго и третьего петротипов обогащены целым рядом элементов особенно Li, Be, V, Th, U, Ga, а чистые карбонаты первого петротипа накапливают Ag (до 1,45 ppm) и CaO (до 73,6%). Сравнение пород проанализированных до и после растворения в уксусной кислоте позволяет говорить о концентрации в карбонатном веществе брекчий Ba, S, Ca, а в безкарбонатном веществе широкого спектра элементов и особенно Al, Fe, Ti, V, Sc, Zr.

Сравнение фрагментов глин, выделенные из флюидных брекчий, со средним составом девонских глин Главного девонского поля показало, обогащение первых: в 32 раза As (27 ppm), в 31 раз Pt (0,93 ppm), в 15 раз Sb (5,4 ppm), в 9 раз Ag (1,34 ppm), Mo (1,2 ppm), а также в 5 раз Sn (11,8 ppm), и в 4 раза Cu (50 ppm). По сравнению со средним составом глин Русской плиты [7], они накапливают в своем составе In (32 ppm), Sb, Bi (0,29 ppm), Sn, Ca, Fe, Mg, P. Исследования показали, что глинистая (нерастворимая) составляющая брекчий, обогащена относительно состава глин Русской плиты — In, Cd Ca, Mg, а по сравнению с глинами Главного девонского поля — As (23 раза), Pt (19 раз), Ag (5 раз), Sb и Cd (3 раза).

Таким образом, геохимической спецификой флюидных брекчий является — накопление в них, по сравнению с региональным кларком по Русской плите, редких элементов — Sb, Be, Co и Ag. Остроугольные фрагменты глин из флюидных (флюидно-катакластических) брекчий (второй и третий петротип), накапливают по сравнению с региональным кларком Русской плиты In, Sb, Bi, Sn, а по сравнению с глинами Главного поля — As, Pt, Sb, Ag, Mo, Sn. Выявленная ассоциация элементов — As, Sb, Pt, Ag, Mo характерна для магматических образований и свидетельствует об участии в формировании брекчий глубинных процессов.

Геофизические работы в районе описываемой аномалии, проведенные сотрудниками (СЗТГУ), показали наличие над структурой, контрастной магнитной и гравиметрической аномалии овальной формы. Полученные данные свидетельствует о наличии на небольшой глубине в пределах структуры пород с повышенной плотностью и обладающих весьма интенсивными магнитными свойствами. Подобные изометричные аномалии характерны для трубок взрыва.

Еще одним свидетельством отнесения геолого-геоморфологической аномалии «Бубровец» к трубке взрыва является обнаружение в аллювии одноименного ручья в центральной части структуры остроугольных фрагментов и шариков вулканического стекла. Оно имеет светло-серый цвет и насыщено пузырьками, их внешний облик и внутреннее строение имеет много общего со стеклами из вулканических структур и кимберлитовых трубок.

В итоге можно сказать, что в пользу отнесения данной ГГА к трубке взрыва свидетельствуют целый ряд фактов: 1) округлая форма структуры и наличие над ней мульдообразного прогиба; 2) крупные нарушения в залегании вмещающих пород, имеющие отчетливый кольцевой рисунок; 3) сильная трещиноватость и тектоническая брекчированность пород, часть из которых превращена в дресву; 4) приуроченность структуры к региональной проницаемой тектонической зоне, выраженной в виде флексуры глубинного заложения; 5) наличие над объектом контрастной округлой гравитационной и магнитной аномалии; 6) присутствие в центральной части структуры магматогенных флюидных брекчий имеющих аномально высокое содержание As, Pt, Sb, Ag; 7) присутствие в пределах структуры остроугольных фрагментов и шариков вулканического стекла, облик которого имеет много сходного со стеклами из вулканических структур и кимберлитовых трубок.

Литература

1. Константиновский А.А., Щербакова Т.Е. К проблеме алмазоносности северо-западной части Русской плиты // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 3. С. 258–267.
2. Михайлов М.В., Беляев Г.А., Кузьмина Г.С. и др. Перспективы обнаружения на Русской платформе новых среднепалеозойских месторождений алмазов // Региональная металлогения и металлогения. 2000. № 12. С. 158–177.
3. Малаховский Д.Б., Амантов А.В. Геолого-геоморфологические аномалии на севере Европы // Геоморфология. 1991, № 1. С. 85–95.
4. Саммет Э.Ю. Классификация геолого-геоморфологических аномалий на Северо-Западе Русской плиты в связи с их потенциальной алмазоносностью // Геолого-геоморфологические аномалии на северо-западе Русской платформы в связи с выявлением перспектив территории на обнаружение трубок взрыва. Тез/докл. СПб. 2003. С. 12–13.
5. Глазов Е.А. Перспективы алмазоносности Вологодской области // Геология и минеральные ресурсы Вологодской области. Вологда. 2000. С. 98–108.
6. Гарбар Д.И., Кабаков Л.Г. Ладожско-Ботническая зона: геодинамика и металлогенический прогноз. М.: АОЗТ “Геоинформмак”. 1994. 32 с.
7. Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Количественные закономерности строения и состава осадочных толщ Восточно-Европейской платформы и Русской плиты и их место в ряду древних платформ мира // Литология и полезные ископаемые № 5, 1996. С. 451–475.

Рынок МПГ: современное состояние, тенденции и стратегические возможности Северо-Западного федерального округа РФ

Жиров Д.В.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: zhirov@geoksc.apatity.ru

Платинометалльное направление во все времена являлось приоритетом для геологоразведочной отрасли, однако в конце XX века – в начале XXI века интерес и активность в данном секторе многократно возросли, в том числе в субъектах Северо-Западного федерального округа РФ (преимущественно в Мурманской области и Республике Карелия), а также на территории сопредельных районов Финляндии. Этот интерес отражает объективные тенденции развития рынка металлов платиновой группы (МПГ), которые в свою очередь обусловлены первостепенной ролью платиноидов в экологии, энергетике, эффективном синтезе простых и сложных органических и комплексных соединений. Без этих веществ современная жизнь немыслима, а технический прогресс невозможен. Если же учесть, что палладий и платина рассматриваются в качестве ключевых и практически безальтернативных конструкционных материалов для новой водородной энергетики, то их роль становится неопределимой.

Все эти предпосылки, наряду с драгоценным статусом металлов, являются чрезвычайно привлекательными факторами для инвестирования в геологоразведку и освоение платинометалльных месторождений. Однако на деле, особенно в отношении новых крупных проектов, существует гораздо больше сдерживающих факторов, чем благоприятных возможностей. Поэтому в принятии решений инвесторы и заинтересованные в развитии сырьевой базы МПГ лица должны руководствоваться четкими и аргументированными ответами на ряд важнейших вопросов, основными из которых являются:

- какова структура потребления МПГ, динамика ее изменения и есть ли вероятность вытеснения альтернативными материалами и технологиями;
- каковы основные векторы и тенденции развития рынка МПГ на средне-долгосрочный горизонт планирования с учетом их вовлечения в оборот новыми перспективными отраслями, включая водородную энергетику;
- на какие ресурсы (первичные и вторичные) могут опираться потребляющие технологии и индустрии в расчете на среднесрочный горизонт планирования;

– смогут ли современные возможности производства платиновых металлов обеспечить сбалансированное развитие рынка.

В настоящей работе приводятся краткие результаты и выводы комплексного исследования рынка МПГ, выполненного под научным руководством академика РАН Ф.П.Митрофанова при поддержке грантов Роснауки № НШ-2305.2003.5 и НШ-1413.2006.5, а также гранта РФФИ №05-05-08028_офи_а.

Благодаря уникальным физико-химическим свойствам МПГ к началу XXI века стали одними из самых востребованных НИ-ТЕСН материалов, области применения которых весьма диверсифицированы и охватывают очень широкий спектр отраслей, включая автомобильную, химическую, медицинскую и стекольную промышленность, а также разнообразные IT технологии (рис. 1).



Рис. 1. Структура общемирового применения МПГ с количественной оценкой объемов по отраслям

Каждый из весомых в общей структуре спроса секторов был изучен и проанализирован индивидуально в отношении таких специфических черт и параметров, как металлоемкость, коэффициент покрытия спроса за счет вторичных ресурсов, темпы роста спроса, возможность вытеснения альтернативными материалами и технологиями и т.п. На основе полученных результатов был составлен общий прогноз развития рынка потребления на среднесрочный горизонт планирования (рис. 2-3). Основные выводы по этому аналитическому блоку заключаются в следующих тезисах:

- большинство отраслей, ориентированных на использование платиноидов, имеют благоприятные перспективы развития и устойчивые тенденции роста потребления;
- ряд областей применения МПГ, например: стекольная промышленность, автокатализаторы, водородная энергетика и др., – могут считаться безальтернативными в среднесрочной перспективе;
- металлоемкость большинства отраслей – основных потребителей еще не насыщена и имеет существенные резервы роста;
- рециклинг (вторичная переработка металлов) развивается ускоренными темпами, но выполняет пока не более 15% потребностей рынка и на среднесрочную перспективу не сможет конкурировать по объемам поставок с производителями первичных металлов;
- ряд новых и нетрадиционных применений, таких как водородная энергетика, некоторые IT технологии и др., вероятнее всего, в среднесрочной перспективе существенно ускорят рост потребления МПГ.

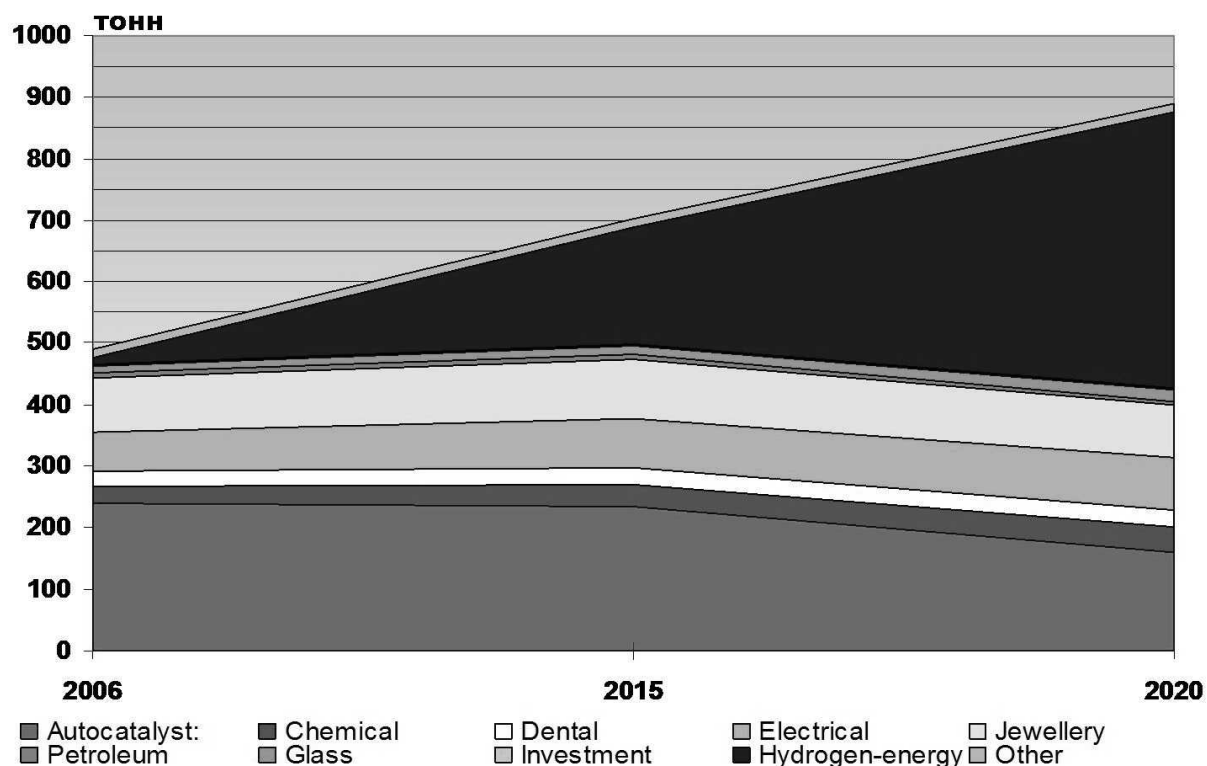


Рис. 2. Прогноз потребления PGE в разрезе отраслей и сфер применения

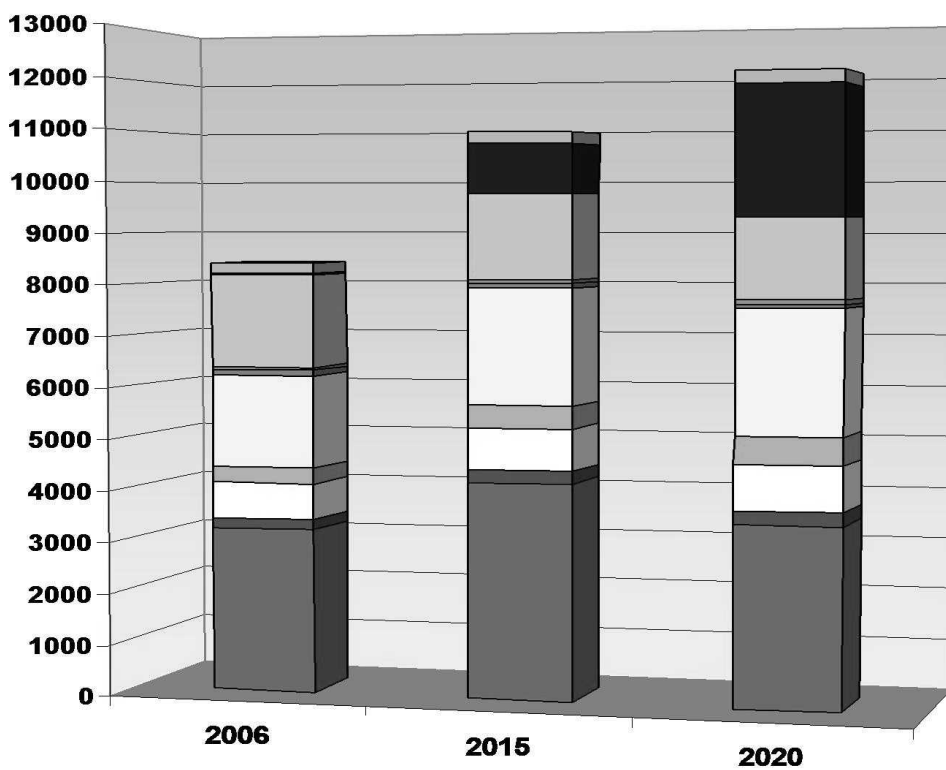


Рис. 3. Прогноз динамики изменения отраслевой кумулятивной металлоемкости (объемов зафиксированных металлов), условные обозначения см. на рис. 2

Таким образом, сценарий развития рынка платиноидов на средне-долгосрочный горизонт планирования нам представляется в следующем виде (см. рис. 2 и 3). Общий спрос будет возрастать с ежегодными приростами в 5–10%, постепенно убыстряясь вплоть до 10–15% соразмерно активности перехода к водородной энергетике. На фоне этого процесса отдельные отрасли будут развиваться ускоренными темпами (до 20% в год), перераспределяя общую структуру потребления в свою пользу. Наиболее вероятный ежегодный объем спроса к 2015 г. будет незначительно превышать 700 т, а к 2020 г. приблизится к 900. В основу этого сценария положено ключевое прогнозное положение о существенном росте потребностей, начиная с 2010–2012 гг., с выходом на пиковые значения к 2030–2035 гг. в связи с переходом автомобильной промышленности и сектора компактных источников энергии на топливные элементы (ТЭ) на базе платиноидов. По мере увеличения доли автомобилей на новых видах топлива отпадет необходимость в фильтрах-нейтрализаторах, что обусловит постепенное перераспределение спроса и зафиксированного в отрасли металла в сторону технологий водородной энергетике. Повышенный спрос нового сектора может отразиться и на других потребляющих МПГ индустриях. Стабилизация рынка ожидается при переходе водородной экономики к зрелой фазе не ранее чем в 2030–2035 гг. К этому времени кумулятивная металлоемкость этого сектора достигнет оптимального уровня, а в отраслевом обороте значительную роль будет играть вторичный металл (не менее 50%).

В случае развития рынка не по этому сценарию прогнозные объемы потребления ожидаются меньше индикаторных величин, но не более чем на 10–15%, так как потенциал роста в автомобильной, стекольной и ювелирной промышленности, а также в агрессивно развивающихся экономиках стран БРИК и других рынков еще далек до исчерпания.

Важной проблемой является сбалансированность спроса и предложения. Совокупная цифра мировых запасов платиноидов, по мнению Геологической службы США, составляет более 100 тыс. т, что позволяет обеспечить устойчивое развитие всех зависимых от этого вида минерального сырья рынков на несколько десятков лет вперед [1-3]. При этом львиная доля сырьевой базы, ресурсов и рудников сконцентрированы всего в 3-4 районах: в Южной Африке (комплекс Бушвелд и Великая Дайка), на севере Восточной Сибири (группа Норильских медно-никелевых месторождений) и в расслоенном массиве Стиллуотер (США). В целом геологические ресурсы вышеприведенных металлогенических провинций огромны и могут обеспечить общемировые потребности на десятки лет вперед, однако наращивание промышленных мощностей вплотную приблизилось к потолку технологических возможностей и эколого-хозяйственной емкости этих территорий. Кроме того, есть ряд факторов и причин, как общесистемного, так и локального характера, осложняющих освоение минерально-сырьевой базы и устойчивое развитие платинометалльного рынка. Основными из них являются следующие:

1) Производство первичного металла излишне сконцентрировано, как географически, так по признаку собственности, т.е. несет все черты олигополистического рынка. Несколько крупнейших продуцентов (Anglo American Platinum, Норильский Никель вместе с Stillwater Mining Company, Implats и Lonmin PLC) обеспечивают около 95% мирового производства платины и 87% палладия (Табл. 1). Действия / бездействия любого из таких игроков или даже слухи о них слишком сильно влияют на рынок, иногда чрезмерно перегревая его.

Таблица. Основные продуценты первичных платиновых металлов, 2004-2006 тыс. оз./т

№ п/п	Компания	2004		2005		2006	
		Pt	Pd	Pt	Pd	Pt	Pd
1	Anglo American Platinum Corp. Ltd. (ЮАР)	2453,5	1310,7	2453,2	1353,2	2816,5	1539,4
2	Implats - Impala Platinum Mines (ЮАР)	1961,0	1046,0	1847,9	1029,0	1846,3	989,0
3	Lonmin PLC (ЮАР)	916,8	397,0	916,4	408,1	947,8	439,1
4	Northam Platinum Limited (ЮАР)	236,792	108,648	196,056	94,42	221,58	109,72
5	Aquarius Platinum (ЮАР)	185,277	90,877	195,04	98,255	251,6	132,72
6	Норильский Никель (Россия)	720,0*	3070,0*	751,0	3133,0	752,0	3164,0
7	Stillwater Mining Company (США)	130,0	439,0	126,0	428,0	138,0	463,0
СУММА, тыс. оз.		6603,3	6462,3	6485,6	6544,0	6973,8	6836,9
СУММА, т		205,4	201,0	201,7	203,5	216,9	212,7

* – экспертная оценка.

2) Производство МПГ не является эластичным в кратко-среднесрочной перспективе. Во-первых, среднее содержание полезных компонентов в эксплуатирующихся месторождениях составляет около 3–4 г. Соответственно для добычи 4 т платиноидов при коэффициенте сквозного извлечения в лучшем случае 0,85 необходимо извлечь и переработать около 1200–1300 тыс. т руды, что с учетом вскрыши предусматривает перемещение 4–6 млн. т. горной массы в год. Для обеспечения текущего среднего мирового потребления (400 т) необходимо вовлечь в оборот и элиминировать не менее 2000 млн. т скальных пород. Кроме того, большая часть палладия производится как попутный компонент (бипродукт) из медно-никелевых месторождений, что делает затруднительным наращивание производства этого металла.

3) Капиталоемкость, ресурсоемкость и инертность ввода мощностей. Типичные геологические и горнотехнические условия месторождений МПГ позволяют построить рудник с выходом на максимальный проектный уровень добычи: малый карьер (мощность по руде не более 1 млн. т./год) 2–4 года при объеме инвестиций в горнокапитальное строительство от 50 млн. USD; средний карьер (1–10 млн. т.) – не менее 4–5 лет, инвестиции – от 200 млн. USD; крупный карьер (до 40–50 млн. т.) 5–7 и более лет, инвестиции – от 500 млн. USD. Для подземных рудников сроки и капитальные вложения существенно возрастают.

4) Факторы нестабильности экономической и политической системы ЮАР – главной мировой сырьевой базы МПГ, проявившиеся вследствие реализации, начиная с 2002 г., политики "компенсации исторически понесенного ущерба коренного населения Южной Африки – historically disadvantaged South Africans (HDSAs) [4].

В совокупности все тенденции могут инициировать рост дефицита (до нескольких десятков тонн в год) и соответственно цен платиноидов, что должно рассматриваться как дестабилизирующий рыночный фактор. Чрезмерно высокие цены будут способствовать перегреву, даже, возможно, обвалу рынка и кризису потребляющих отраслей. По нашему мнению, на среднесрочную перспективу для устойчивого развития добывающей отрасли необходим приемлемый коридор цен для палладия 250–500 USD/oz и для платины – 850–1500 USD/oz. В этой связи особенно актуальным становится вопрос освоения новых сырьевых регионов. Одним из наиболее перспективных таких регионов является восточная часть Балтийского (Фенноскандинавского) щита, включая Мурманскую область, Финляндию и Карелию, где уже обнаружены и разведаны несколько крупных объектов и множество мелких. В Мурманской области, прежде всего, следует отметить месторождения и проявления Федорово, Малая и Восточная Пана, Вуречуайвенч и др., в Финляндии – Penikat, Keuvitsa, Portimo и др., а для Карелии можно упомянуть Бураковско-Аганозерский массив.

Переломным моментом для региона может стать начало освоения месторождения Федорово (планируемые сроки ввода в эксплуатацию 2009–2010 гг.), один из вариантов проекта которого предусматривает помимо горного производства строительство металлургической фабрики. Такой подход может дать мощный импульс развитию всех месторождений СЗФО и стимулировать поиск новых сырьевых объектов. По нашей прогнозной оценке, только в Мурманской области есть все необходимые предпосылки для организации производства 20–25 т и более МПГ в год. В масштабе всего региона цифры могут возрасти в 2–3 раза. Это весьма весомый уровень, чтобы стать стабилизирующим фактором для всего рынка платиноидов.

Литература

1. Mineral Commodity Summaries & Minerals Statistics and Information from the USGS. / U.S. Geological Survey, January 2006 / website of USGS: <http://minerals.usgs.gov/minerals/>

2. Минеральные ресурсы мира 2001, том 2 (аналитический обзор). Министерство природных ресурсов Российской Федерации, ФГУНПП «Аэрогеология», Информационно-аналитический центр «Минерал»: <http://www.mineral.ru>.

3. Обзоры фирмы "Джонсон Матти" рынка PGE за 2004-2006 гг. / Вебсайт "Русский золотой портал": <http://www.bullion.ru>.

4. Шумовский С.А. Политика правительства ЮАР в платинодобывающей промышленности. // Документы и материалы 7-ой Международной деловой конференции "Российский рынок драгоценных металлов и камней", Москва 3-4 ноября 2004 г. - М.: Типография ООО "Гарт", 2004б. С. 357–361.

Граница архей-протерозой: по геолого-геохимическим и изотопным данным для метавулканиитов Лехтинской структуры (Северная Карелия)**Злобин В.Л.¹, Богина М.М.², Минц М.М.¹**¹ ГИН РАН, г. Москва e-mail: vzlobin@bk.ru, michael_mints@mtu-net.ru² ИГЕМ РАН, г. Москва e-mail: bogina@igem.ru

Существуют две точки зрения на положение границы архей-протерозой в пределах Карельского кратона. Согласно традиционной стратиграфической схеме, разработанной в публикациях К.О.Кратца, В.И.Коросова, В.З.Негруца, Т.Ф.Негруца, В.И.Робонена, эта граница проведена по подошве горизонта высоkozрелых терригенных пород (кварцевые арены и аркозы), залегающие со стратиграфическим несогласием на гранитоидах, гранито-гнейсах и супракрустальных породах верхнего архея. Выше залегает сумийский надгоризонт представленный в полных разрезах Лехтинской структуры несколькими осадочно-вулканогенными пачками (в нижних частях высоkozрелые терригенные породы незначительной мощности основная часть пачек представлена метавулканиитами андези-базальтового состава мощностью от первых сотен до первых тысяч метров). Верхняя часть сумийского надгоризонта сложена толщей кварцевых порфиров риодацитового и риолитового составов.

Альтернативная точка зрения высказана в работах А.С.Воинова, Ю.С.Полеховского и К.И.Хейсканена, которые в качестве стратотипа нижнего протерозоя предлагают разрез Северокарельского осадочно-вулканогенного пояса (Ципрингская и Паноярвинская структуры). Согласно традиционной схеме данные разрезы относились к паноярвинскому типу. Их спецификой является практическое отсутствие метавулканиитов андезибазальтового состава и высоkozрелых осадков сумия, при хорошо сохранившейся толще кварцевых порфиров. Граница архей-протерозой данными исследователями проводится по подошве толщи кварцевых порфиров. Эти построения были подкреплены геохронологическими данными (2720±8 млн.лет), полученными U/Pb методом по циркону из кислых пород, залегающих, как считали авторы, в виде пластового тела среди метавулканиитов нижней части сумия в пределах северного замыкания Лехтинской структуры [3]. Эта точка зрения была принята при составлении геологических карт для данного региона [2, 6].

Следует отметить слабую геохронологическую изученность палеопротерозойских супракрустальных пород Карельского кратона. Для сумийского этапа развития вулканогенно-осадочных поясов уверенно датированы U/Pb методом по цирконам кварцевые порфиры верхней части разреза сумийского надгоризонта (2448-2432 млн.лет). Остальные датировки произведены по кислым и основным интрузивным породам в обрамлении Северо-Карельского осадочно-вулканогенного пояса (2450-2441 млн.лет). U-Pb датирование цирконов из кварц-серицитовых апотерригенных сланцев в основании сумия Кумсинской структуры, Центральная Карелия показало, что возраст этих (пород не древнее 2712 млн.лет [1]. Попытки датирования андезибазальтов, слагающих большую часть разреза сумийского надгоризонта не увенчались успехом.

Авторами были проведено повторное датирование кислых пород в пределах северной части Лехтинской структуры (рис.1). Детальные геологические исследования проведенные южнее оз. Лебяжье (координаты в системе WGS-84: N – 64°46'02'', E – 33°49'15') показали, что кислые породы имеют секущие взаимоотношения с андезибазальтами, относящимися к тунгудской свите и, по-видимому, представляют собой дайку. Ее минеральный состав представлен мелкозернистыми кварцем, плагиоклазом андезинового состава, биотитом, и сине-зеленой роговой обманкой. По химизму она соответствует Na-риодациту (SiO₂ – 71.28, TiO₂ – 1, Al₂O₃ – 9.83, Fe₂O₃ – 7.92, MgO – 2.51, CaO – 3.26, Na₂O – 2.78, K₂O – 1.12, P₂O₅ – 0.18) с обогащенными спектрами РЗЭ ((La/Yb)_n = 10). Судя по такому необычному составу, эти породы не являются дифференциатами андезибазальтов, или субвулканическими аналогами кварцевых порфиров, а, возможно, представляют собой выплаву из супракрустов фундамента имеющим в этом районе, согласно [3] возраст 2805 млн.лет и прорывающих гранитов с возрастом 2795 млн.лет [5].

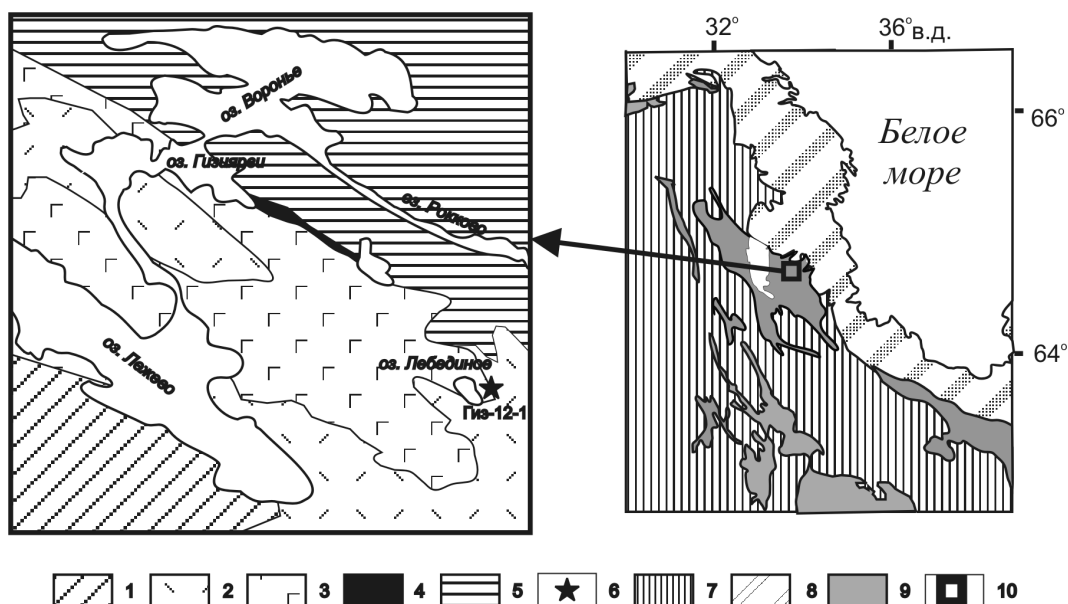


Рис. 1. Слева – геологическая схема исследованного участка в районе оз. Воронье. Условные обозначения: 1–4 палеопротерозой; 1 – ятулий, высокозрелые и базальты; 2–4 сумий: 2 – ожиярвинская свита кварцевые порфиры; 3 – тунгудская свита андезибазальты с кварцитами в основании; 4 – окуневская свита аналогичное строение и состав; 5 – неоархей нерасчлененный; 6 – местоположение взятия пробы. Справа – местоположение участка работ на Карельском кратоне. Условные обозначения: 7 – архейское гранит-зеленокаменное основание Карельского кратона; 8 – неоархейские образования Беломорского подвижного пояса; 9 – палеопротерозойские зеленокаменные пояса; 10 – местоположение участка работ

Из пробы Гиз-12 массой 3 кг было выделено 10 мг цирконов, из которых 25 зерен были датированы на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Эти цирконы образуют два морфологических типа Первый тип – мутные, розоватые и коричневые коротко призматические «ромбовидные» зерна и их обломки, содержащие желтоватые включения. Длина зерен составляет – 84–160 мкм. Для них характерны высокие содержания урана (69–581 мг/т) и тория (39–429 мг/т), Th/U=0,41–0,76. Католюминесцентное изображение цирконов первого типа демонстрирует тонкую и грубую зональность краевых частей и иногда пятнистое строение ядер. Сами цирконы характеризуются слабым до умеренным свечением. Центральные части (преимущественно темно-серые) этих цирконов имеют возраст около 2765 млн.лет (рис. 2).

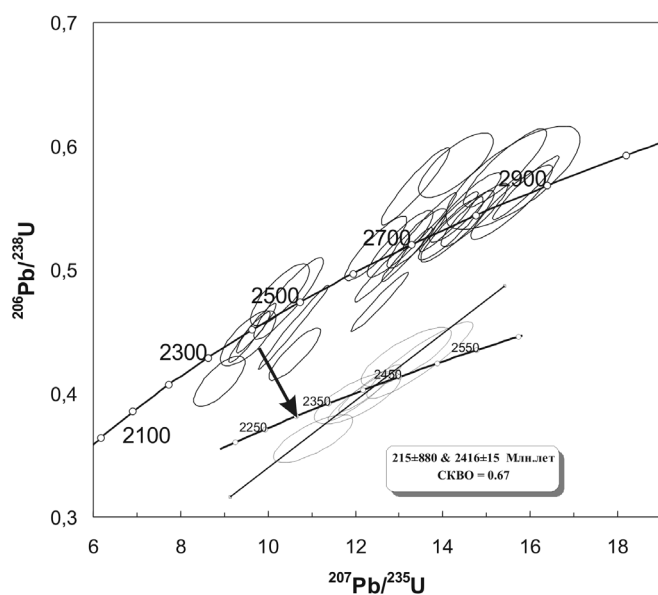


Рис. 2. Положение цирконов второго типа по отношению к общей конкордии (верхний рисунок) и характер пересечения их дискордии с конкордией (нижний рисунок: эллипсы ошибок приведены для интервала 1σ верхнее пересечение дискордии с конкордией 2416 ± 15 млн.лет, ошибка для интервала 2σ)

Второй тип представлен бесцветными до розоватыми полупрозрачными и мутноватыми идиоморфными и удлиненно-призматическими цирконами и их многочисленными обломками. Размер зерен составляет 61–273 мкм. Содержание U=68–285 мг/т и Th=35–232 мг/т. Th/U отношение изменяются от 0,53 до 0,84, что характерно для цирконов магматического генезиса. Расчетный возраст для 6 точек составляет 2416 ± 15 млн.лет (рис. 2). Практически все точки лежат в центральных частях зерен. Кроме того, среди цирконов данного типа присутствуют единичные зерна, которые характеризуются либо высокими содержаниями урана – 238 мг/т и тория – 85 мг/т при Th/U=0.37, либо пониженным содержаниями урана – 24–76 мг/т по сравнению с торием – 81–85 мг/т при аномально высоком Th/U от 1.09 до 3.30 мг/т. Центральная часть большинства зерен темная со светлой каймой с тонкой или грубой зональностью. Данные цирконы дали конкордантные возраста около 2857 ± 17 млн.лет.

Таким образом дискордантный возраст 2416 ± 15 млн.лет, полученный по 6 зернам циркона, отражает время внедрения риодацитов в толщу андезибазальтов. Цирконы с возрастными 2765 млн.лет и 2857 ± 17 млн.лет были захвачены из пород фундамента при их плавлении. Полученные данные показывают, что определенный традиционным U-Pb методом неоархейский возраст формирования андезибазальтов сумия является весьма спорным для геологических построений по разграничению архейских и протерозойских комплексов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ проект № 05-05-65012 и ОНЗ РАН программа 6.

Литература

1. Бережная Н.Г., Мыскова Т.А., Арестова Н.А., Матуков Д.И., Пресняков С.Л., Антонов А.В., Сергеев С.А., Шулешко И.К. Возраст источника сноса ниже протерозойских осадков Кумсинской структуры Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // Док. РАН. 2005. Т. 400, № 2, С. 214–218.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000000 (новая серия). Лист Q-(35)-37. Кировск. Объяснительная записка. 2001. Спб. 597 с.
3. Левченков О.А., Богданов Ю.В., Саватенков В.М., Матреничев В.А., Яковлева С.З., Макеев А.Ф. Положение границы архея и протерозоя в Карелии // Док. РАН. 2001. Т. 377. № 3. С. 363–365.
4. Матреничев В.А. Граница архей – протерозой в северо-восточном крыле Лехтинской структуры Карелии // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты. 2000. С. 155–157.
5. Матреничев В.А., Пинькова Л.О., Левченков О.А., Макеев А.Ф., Яковлев С.З., Алфимова Н.А. Древнейшая кора континентального выветривания гранитов на Балтийском щите // Док. РАН. 2005. Т. 400. № 1. С. 83–87.
6. Geological Map of the Fennoscandian Shield 1:2000000. 2003.

Морфоструктурные ансамбли новейшего этапа эволюции Беломорья

Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балувев А.С.

Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: zikov@ginras.ru

Северные районы Восточно-Европейской платформы хорошо изучены с позиций проявления вертикальных новейших движений. Однако в настоящее время появились сведения о проявлении неотектонической подвижности, имеющей не только вертикальную, но и горизонтальную компоненты перемещений [2, 4, 6]. В таком контексте могут быть проинтерпретированы новые материалы, полученные для района Беломорья. Исследования проводились на основе структурно-кинематических наблюдений и анализа морфоструктурных рисунков с последующим сравнением полученных результатов с тектонофизическими моделями [2].

Северо-западная часть Беломорской депрессии расположена преимущественно на кристаллических породах фундамента, а юго-восточная – на осадочных породах относительно маломощного чехла. Относительно древних комплексов фундамента Кандалакшско-Двинская и Онежская депрессии Белого моря располагаются в пределах Беломорско-Лапландского гранулитогнейсового пояса, заложившегося в неоархее и испытавшего неоднократную тектоническую ремобилизацию в палеопротерозое, рифее и фанерозое [1, 3]. Широкое распространение в районе имеют рифейские терригенные и вулканогенно-осадочные комплексы. Они выполняют систему палеорифтов – Кандалакшско-Онежско-Двинского и

Керецко-Среднепинежского, – которые облекают расположенный между ними Архангельский выступ фундамента (Рис. 1, А). Чехольный комплекс распространен в южной и юго-восточной частях района и состоит преимущественно из терригенных отложений венда, залегающих почти горизонтально.

В геоморфологическом отношении дно Белого моря представляет собой подводную ступенчатую аккумулятивно-денудационную поверхность, на которой преобладает ледниковый и морской морфогенез. Рельеф дна наиболее контрастен в районе Кандалакшского залива, особенно в юго-восточной его части, где отмечаются максимальные глубины до 340 м. Ступени морского дна широко развиты и контролируются строением блоков основания и неотектоническими нарушениями. Среди четвертичных отложений преобладают ледниковые и ледниково-морские отложения, достигающие наибольшей мощности (150 м) в прогибах дна юго-восточной части Кандалакшского залива. Приподнятые участки дна характеризуются значительно меньшими мощностями осадков – 3–20 м.

Современная Кандалакшко-Двинская депрессия, маркируемая акваторией Белого моря, имеет размеры примерно 450x100 км и вытянута с северо-запада на юго-восток. Ее форма в плане имеет линзовидный облик и относительно симметрична, что придает ей внешнее сходство с трещинами отрыва, образовавшимися за счет расхождения бортов. Строение ее в разных частях весьма различно. В северо-западной части депрессии расположен Кандалакшский новейший грабен, занимающий большую часть одноименного залива и имеющий протяженность около 300 км (Рис.1, А). Эта современная и наиболее активная морфоструктура возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания авлакогена в новейшее время, сопровождаемые возрождением большинства разломов с формированием крутых тектонических эскарпов и проявлением вдоль них многочисленных очагов землетрясений. В юго-восточной, Двинской части рельеф дна менее контрастен, мощности четвертичных отложений и глубины менее значительны.

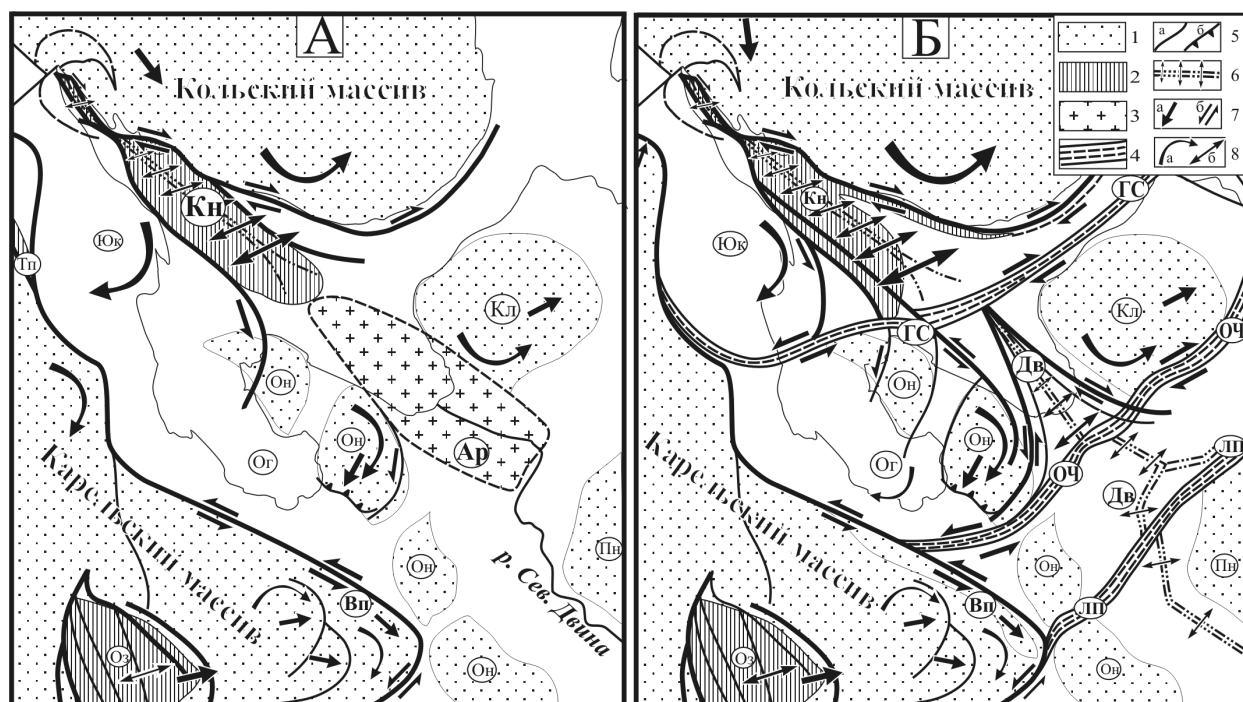


Рис. Два возможных варианта интерпретации эволюции Беломорского региона на неотектоническом этапе: А – модель “расклинивания”, Б – модель “трансформных разломов и вращения блоков”:

1 – 2 – области современных: 1 – поднятий, 2 – прогибов; 3 – Архангельский выступ фундамента (Ар); 4 – зоны трансформных разломов; 5 – разрывы с преимущественно сбросо-сдвиговой (а) и надвиговой (б) кинематикой; 6 – оси тектонических депрессий; 7 – направления перемещений: а – тангенциальных, б – сдвиговых; 8 – предполагаемые направления: а – вращения, б – растяжения. Буквы на схеме: положительные морфоструктуры: Кл – Кулойская, Он – Онежская, Пн – Пинежская, Вп – Ветреного пояса; отрицательные морфоструктуры: Кн – Кандалакшская, Оз – Онежского озера, Ог – Онежской губы; трансформные зоны: ГС – Горло-Соловецкая, ОЧ – Онежско-Чешская, ЛП – линия Полканова; Юк – Южно-Кандалакшский опущенный блок

Результаты дешифрирования дистанционных материалов показывают, что Кандалакшский грабен обрамляется системой сбросо-сдвигов, образующих веерообразную систему, плавно раскрывающуюся с северо-запада на юго-восток к центральной части акватории Белого моря. В этой «растровой» области разрывы, образующие веер, плавно сливаются, либо пересекаются с поперечной системой нарушений преимущественно северо-восточного простирания, которая прослеживается от Горла Белого моря, через Соловецкие острова до системы разломов вдоль западного обрамления Карельского массива. Тектоническая позиция этой Горло-Соловецкой зоны и характер ее соотношений с веерообразной системой разрывов, контролирующей Кандалакшский грабен, позволяют, предположительно, рассматривать ее в качестве трансформного разлома. Аналогичная система веерообразных сбросо-сдвигов и поперечных нарушений дешифрируется и юго-восточнее, в районе Двинской депрессии (Рис. 1, Б).

Анализ глубинного строения подстилающих кристаллических пород позволяет дополнить картину морфоструктурных особенностей, получающуюся по результатам линеamentного анализа. В основании Двинской депрессии расположен Архангельский выступ кристаллического фундамента, вытянутый с юго-востока на северо-запад, куда он постепенно сужается. Выступ имеет видимые размеры примерно 350x100 км и, по данным сейсмического профилирования [5], выступает над окружающими его понижениями поверхности фундамента на 7-8 и более км. Выступ обрамляется среднерифейскими палеорифтами и является горстом, ограниченными разломами, падающими от него в разные стороны, что свидетельствует об увеличении его размеров с глубиной. Рифейские палеорифты, обрамляющие Архангельский выступ, в рельефе дневной поверхности выражены совсем не так, как аналогичные структуры современного Кандалакшского грабена, расположенные на одной оси с Архангельским выступом (Рис. 1, А). Онежский грабен палеорифта проходит примерно по Онежскому, а Керецкий – в основном по Кулойскому новейшим поднятиям. Привлечение идей о горизонтальной новейшей подвижности позволяет объяснить эти тектонические и морфоструктурные особенности территории.

Согласно современным геодинамическим взглядам, свод Балтийского щита смещается в юго-восточном направлении, как бы «наваливаясь» на окраину Русской плиты [6]. При этом он взаимодействует с ней, испытывая ее сопротивление, что и объясняет, отчасти, появление пограничных грабенов. Естественно, что в этих условиях будут деформироваться как окраина плитной части платформы, так и сам щит. В рассматриваемом случае Кандалакшский грабен находится на продолжении Архангельского выступа, который имеет вытянутую форму и сужается к северо-западу. Учитывая то, что этот выступ фундамента является достаточно компетентной неоднородностью земной коры, то можно предположить, что в условиях давления со стороны Балтийского щита он будет являться индентором, или клином, который в новейшее время раздвигает борта грабена, т.е. дает дополнительный импульс к расхождению берегов Карелии и Кольского полуострова (Рис. 1, А). Таким образом, Архангельский выступ вносит свой вклад в общее аномальное прогибание современного Кандалакшского грабена, который с этой точки зрения можно рассматривать как трещину расклинивания перед препятствием.

В качестве альтернативного варианта интерпретации можно рассматривать модель, учитывающую роль трансформных разломов, посредством которых адаптируются ротационно-раздвиговые перемещения Беломорского региона (Рис. 1, Б). Вместе с тем, не исключено, что в данном случае имеет место комбинированный вариант динамического развития: процессы расклинивания проявляются на фоне адаптационных трансформных перемещений, либо чередуются с ними во времени.

Гранты РФФИ № 06-05-64848, 07-05-01158.

Литература

1. *Балуев А.С. и др.* // Геотектоника, 2000, № 5. С. 30-43.
2. *Зыков Д.С.* Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит). М.: ГЕОС, 2001. 146 с.
3. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.
4. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с.
5. *Хераскова Т.Н. и др.* // Геотектоника, 2006, № 6. С. 33–51.
6. *Юдахин Ф.Н. и др.* Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.

Генетические типы промышленной золоторудной минерализации Фенноскандинавского щита и перспективы Карельского региона на крупные месторождения золота

Ивашенко В.И., Голубев А.И.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, e-mail: ivashche@krc.karelia.ru

Известные к настоящему времени в пределах Фенноскандинавского щита золоторудные месторождения и проявления относятся к нескольким генетическим типам (табл.), ведущим среди которых, как и в других докембрийских регионах [9 и др.] является орогенический мезотермальный (мезозональный) в зонах сдвиговых дислокаций. Промышленная золоторудная минерализация сосредоточена преимущественно в архейских и палеопротерозойских зеленокаменных поясах, свекофеннидах и Транскандинавском магматическом поясе. Ее формирование происходило в неоархейскую (2,8-2,5 млрд. лет) и свекофенскую (1,9-1,8 млрд. лет) металлогенические эпохи.

Орогенический мезотермальный (мезозональный) тип. Месторождения золота данного типа широко распространены в докембрии [9 и др.]. Многие из них относятся к крупным и суперкрупным (Тимминс-Поркьюпайн, Керкленд Лейк – Канадский щит; Калгурли – Западно-Австралийский кратон и др.). За последние десятилетия в пределах гранит-зеленокаменных областей Фенноскандинавского щита открыто несколько мезотермальных золоторудных месторождений и большое число проявлений, но в отличие от других докембрийских регионов даже средних по масштабам среди них нет [7, 4]. Наиболее значимым и изученным мезотермальным оруденением золота в архее Фенноскандинавского щита являются месторождения и проявления района Иломантси (Финляндия) зеленокаменного пояса Ялонвара-Хатту-Тулос [7]. Крупнейшее среди них – месторождение Валкеасуо (17,5 т Au; 3,7 г/т; возраст ~2,7 млрд. лет) контролируется субмеридиональной сдвиговой зоной. [6]. Аналогичный контроль имеют и другие месторождения и проявления данного пояса, в том числе и в пределах российской его части, где в сходной геологической позиции выявлено (КГЭ, ИГ Кар.НЦ РАН,) несколько перспективных рудопроявлений золота (Соаньйоки, Хатуноя, Пролонваара, Юованьйоки и др.).

Среди мезотермальных золоторудных объектов в других архейских зеленокаменных поясах Фенноскандинавского щита по масштабам и изученности выделяются месторождения Рыбозеро (3,28 т Au; 2,18 г/т) и Педролампи (3,4 т Au; 5,9 г/т) в Карельской гранит-зеленокаменной области [4] и Оленинское (28 т Au, 3,1 г/т), Няльм (34,5 т Au, 0,35-3,7 г/т) – в Кольской [1].

Преобладающее большинство золоторудных месторождений и проявлений в палеопротерозойских зеленокаменных поясах, свекофеннидах и Транскандинавском магматическом поясе относятся к орогеническому мезотермальному типу. В Лапландском зеленокаменном поясе известно около 20 месторождений, часть из которых разрабатывалась (Сааттопора, Пахтаваара и др.). Добыто более 11 т золота. Оруденение приурочено к альбитизированным зеленокаменным породам группы Киттеля и контролируется зонами сдвиговых дислокаций. Самым крупным месторождением является Суурикуосикко (>110 т.; 6,1 г/т), локализованное в метасоматически измененных графитистых сланцах и туффитах, залегающих между Fe- и Mg-толеитовыми метавулканидами формации Порконен с возрастом >2,0 млрд. лет. На продолжении Лапландского зеленокаменного пояса в Карелии [10] в зоне сочленения Карельского кратона и Беломорского мобильного пояса выявлено несколько незначительных по размерам золоторудных проявлений орогенического мезотермального и палеороссыпного типов [4]. В зеленокаменном поясе Куусамо известно несколько мелких мезотермальных золоторудных месторождений на территории Финляндии – Юомасуо, Конттиахо, Коуверваара и Карелии – Майское [10 и др.]. В Печенга-Варзугском зеленокаменном поясе выявлены аномальные зоны с золото-мышьяковистой минерализацией (руд. Брагинское), с которыми связывается промышленный потенциал этой структуры на золото [1]. Каутокейно зеленокаменный пояс характеризуется наличием нескольких золоторудных проявлений и одного промышленного мезотермального месторождения Биджовадгге в Норвегии. В зеленокаменном поясе Кируна известно два разрабатывавшихся мезотермальных золоторудно-медных месторождения – Вискария и Пахтавааре [11], локализованных в альбитизированных фельзических метавулканидах, подвергшихся хрупко-пластическим деформациям сдвигового характера.

Таблица. Генетические типы золоторудной минерализации Фенноскандинавского щита

Генетический тип	Геологические структуры	Возраст млрд. лет	Месторождения рудопроявления
Орогенический мезотермальный (мезозональный)	AR зеленокаменные пояса: Иломанси, Хатту, Кухмо, Суомуссалми, Ялонвара, Костомукша, Сумозеро, Хаутоваара, Колмозеро	AR 2,7	Валкеасуо, Пампало, Рямепоро, Хатуноя, Оленинское, Рыбозеро, Хюрсюля, Берендей
	PR зеленокаменные пояса: Лапландский, Куусамо, Перяпохья, Карасьйоки, Каутокейно, Кируна, Печенга-Варзуга	PR 1,9-1,85	Пахтаваара, Сааттопора, Суурикуосикко, Биджовадгге Пахтахаваре, Майское
	Свекофеннский складчатый пояс: Шеллефте, Раахе-Хаапаярви, Саво, Тампере, Бергслеген, С. Приладожье	PR 1,87-1,83	Акерберг, Осиконмяки, Лайвакангас, Пякюля, Алатту, Янис
	Транскандинавский магматический пояс	PR 1,8-1,7	Адельфорс, Солстад
	Готский домен	PR 1,0	Глава, Харнас, Блэка Эйдсволл, Векселмур
	Докембрий Норвегии: Довре, Оппдал, Гаутелисфьелл, Ромбак, Рингвассова	(?)	Сордалшогда, Сибириэн, Гаутелисфьелл, Оппдал
Порфиновый (Intrusion-related)	AR зеленокаменные пояса: Авнеозеро-Парандовский, Ялонвара-Иломанси, Колмозеро	AR 2,8-2,7	Лобаш-1, Ялонвара, Каддилампи, Заломаевское, Таловейс, Пеллапкх
	Свекофеннский складчатый пояс: Гелливаре, Шеллефте, Центральная Остроботния	PR 1,9-1,85	Айтик, Бьеркдал, Копса, Юоухинева, Таллберг
VMS (колчеданный)	Свекофеннский складчатый пояс: Раахе-Ладожская, Шеллефте, Бергслеген, Фродерид	1,92-1,87	Оутокумпу, Пюхясалми, Виханти, Удден, Ренстром, Фалун
Эпитермальный(+метаморфизм)	AR зеленокаменные пояса: Ояярви	AR 2,7	Кюльмякангас(?)
	Свекофеннский складчатый пояс: Тампере, Шеллефте	PR 1,9	Кутемаярви, Болиден, Энасен, Исвески, Йокисиву Райконкоски,
Скарновый и Au,Cu,Fe-рудный	PR зеленокаменные пояса: Лапландский, Перяпохья	PR 1,9-1,8	Куэрвителикко, Вяяхйоки
Палеороссыпи	Центральная Лапландия, Тунгудская, Янгозерская, Нименьга	1,9-1,8	Каарестунтури, Оутаря, Нигалма, Маймъярви, Ятулий-1, Нименьга
Россыпи	Северная Лапландия		Ивалойоки, Лемменйоки

Примечание: таблица составлена с использованием данных [6, 11].

Орогенические мезотермальные золоторудные месторождения в свекофеннидах контролируются сдвиговыми зонами, широко проявленными в р. Шеллефте на удалении 50-200 км к ЮЗ от Раахе-Ладожской линии, а также в Раахе-Хаапаярви и Саво областях. Аналогичные структуры установлены в сланцевом поясе Тампере, провинции Бергслеген, ЮЗ Финляндии и С. Приладожье [8, 2 и др.]. В провинции Шеллефте известно несколько мелких месторождений (Фабодлиден, Варгбаскен, Грундфорс, Бьйоркдал, Акерберг и др.) происхождение которых дискуссионно [11]. Главная роль в их формировании отводится или свекофеннскому гранитоидному магматизму, или метаморфо-метасоматическим процессам в шир-зонах, или их последовательному совокупному воздействию. Одно из этих месторождений – Акерберг с 1989 г. по 2001 г. разрабатывалось (600 кг Au).

Порфиновый тип (intrusion-related). Промышленное оруденение золота этого типа распространено в пределах Фенноскандинавского щита незначительно. большей частью оно является комплексным с низкими содержаниями золота. В архее это месторождения Лобаш-1 (5,06 т Au, 4,71 г/т), Пеллапкх (24 т Au, 0,1 г/т), Ялонвара и, вероятно, Таловейс и Заломаевское. В протерозое – Айтик (120 т Au, 0,2 г/т), Бьеркдал (20 т Au, 2,5 г/т), Копса (14 т Au) и др. Порфировая минерализация играет важную роль при формировании орогенических мезотермальных месторождений как одна из главных базовых золоторудных формаций.

Эпитермальный тип золоторудной минерализации (Болиден – добыто 128 т Au, Энасен – добыто 20 т Au, Кутемаярви – добыто 15 т Au) и *золотонесущие месторождения VMS типа* (Оутокумпу – добыто 28 т Au, Виханти и Пюхясалми – добыто ~30 т Au). характерны только для протерозоя рассматриваемого щита и неизвестны в архее.

Карельскому региону, как части Фенноскандинавского щита, вероятно, свойственно и металлогеническое своеобразие последнего в распределении запасов золота между археем и протерозоем. Из всего объема добытого в пределах щита золота (~500 т), на долю архейских месторождений приходится ~ 2 т (м. Пампало, Финляндия). Протерозойские (свекофеннские) месторождения Болиден (добыто 128 т Au, 411 т Ag) и Айттик (активные запасы: Au – 140 т; Ag – 2800 т) в Швеции – самые крупные золоторудные объекты Европы. Большинство открытых в конце прошлого века на Фенноскандинавском щите перспективных золоторудных проявлений и промышленных месторождений, в т.ч. самое крупное – Суурикуосикко (>110 т Au) в Финляндии, также являются протерозойскими. Примерно такое же соотношение для данного щита характерно и в распределении запасов золота между протерозойской и архейской эпохами. В этом главное отличие металлогении золота Фенноскандинавского щита от других докембрийских регионов, где резко и по запасам и по добыче доминируют архейские месторождения золота [9, 5]. Данная металлогеническая специфика рассматриваемого щита объясняется, по-видимому, массивной тектоно-термальной проработкой его архейских доменов в свекофеннскую эпоху, обусловившей «разубоживание» и уничтожение ранее образованных архейских золоторудных концентраций в зеленокаменных поясах [3]. Причины этого заключаются в следующем.

Согласно современным генетическим концепциям образование золоторудных месторождений (в особенности орогенических мезотермальных) определяется, главным образом, процессами ремобилизации и активной миграции золота с явлениями рециклинга.

Карельский кратон после своего формирования испытывал преимущественно восходящие движения и подвергался существенной экзогенной, а возможно и тектонической денудации. Широкое распространение в пределах архейских зеленокаменных поясов Карельского кратона метасоматитов свекофеннского возраста (~1,9-1,8 млрд. лет) с РТ параметрами, благоприятными для локализации золотого оруденения, свидетельствует о том, что изофациальные архейские метасоматиты в них практически полностью эродированы, а сохранившиеся – подверглись интенсивной термальной и флюидной проработке, обусловившей в той или иной степени вынос из них ряда рудных компонентов, в т.ч. и золота. При формировании свекофеннских метасоматитов по архейским породам (включая и метасоматически измененным) растворы, проходя через породные толщи базовых золоторудных формаций, из которых еще в архейское время были экстрагированы золото и сопутствующие рудные элементы, не обогащались ими и соответственно в благоприятных физико-химических условиях не могли даже в теоретическом аспекте приводить к образованию значительных концентраций золота. Более того, свекофеннские эндогенные процессы, приводили, вероятно, в большинстве своем к «разубоживанию» ранее образованных архейских золоторудных концентраций вследствие пространственного несовпадения зон мобилизации, транспортировки и отложения (кристаллизации) рудного вещества в функционировавших в одних и тех же тектоноструктурах Карельского кратона орогенических мезотермальных рудных системах неоархейской и свекофеннской металлогенических эпох. При этом вследствие общего в целом воздымания Карельского кратона в постлопийское время наиболее распространенным вариантом пространственного соотношения зон мобилизации, транспорта и отложения неоархейских и свекофеннских рудных систем является, вероятно, вариант, когда свекофеннские зоны отложения совпадали с архейскими зонами мобилизации, а архейские зоны отложения в различной степени эродированы. Этим, видимо, и объясняется наличие в архейских зеленокаменных поясах Фенноскандинавского щита большого числа рудопроявлений и пунктов минерализации при крайне ограниченном распространении мелких месторождений и полном отсутствии более крупных золоторудных объектов.

Основываясь на изложенном и результатах изотопного датирования рудоносных метасоматитов архейских зеленокаменных поясов Карельской гранит-зеленокаменной области, в большинстве своем показывающих их свекофеннский (или более молодой) возраст, перспективы ее на золото представляются невысокими. Потенциально промышленно золотоносными могут быть только ар-

хейские зеленокаменные структуры, не подвергшиеся существенной эрозии и свекофеннской тектоно-термальной активизации. В случае же проявления свекофеннских метаморфо-метасоматических преобразований в архейских зеленокаменных поясах перспективны на золото те их структуры, в которых зоны отложения развивавшихся в одних и тех же местах разновременных рудных систем пространственно совпадали или наращивали и дополняли (телескопировали) друг друга, что представляется достаточно маловероятным.

Исходя из этого и установленных закономерностей размещения и образования известных на Фенноскандинавском щите крупных золоторудных месторождений (Болиден, Айтик, Суурикуосикко), наибольшие перспективы на выявление в Карельском регионе сопоставимых по масштабам золоторудных объектов имеют протерозойские домены и в первую очередь - Онежская вулканотектоническая структура. В ее строении участвуют структурно-вещественные ансамбли, являющиеся формационно-возрастными аналогами наиболее продуктивных на золото протерозойских комплексов Финляндии с одним из крупнейших в настоящее время на Фенноскандинавском щите золоторудным месторождением Суурикуосикко. Определяющим для формирования месторождений такого ранга является установленная в Онежской структуре соответствующая металлогеническая и геохимическая специализация черносланцевой формации, обуславливаемая сингенетичными накоплениями, метаморфогенным перераспределением и полигенно-полихронными эпигенетическими преобразованиями эндогенной природы.

Нахождение золоторудных месторождений, аналогичных Суурикуосикко возможно на всем продолжении Лапландского зеленокаменного пояса (Куолаярвинская и Лехтинская структуры, Ветреный Пояс), а также в зоне сочленения Карельского кратона и свекофеннид, где отмечаются все необходимые для этого геологические предпосылки и уже выявлено («Карелприродресурс», ИГ Кар.НЦ РАН) высокоперспективное комплексное благороднометальное проявление Райконкоски, характеризующееся высокими содержаниями золота, серебра, висмута, теллура и селена и богатейшим разнообразием соответствующих минералов.

Кроме возможного открытия на территории Карелии крупных золоторудных месторождений типа Суурикуосикко, имеются также определенные перспективы на выявление крупных комплексных с благородными металлами месторождений порфирирового типа, или перевод в такой ранг при соответствующем доизучении уже известных рудных объектов – Лобаш, Ялонвара, которые могут представляться как большеобъемные месторождения с бедными рудами. Уже в настоящее время по состоянию изученности одним только снижением бортовых содержаний до 1,5 г/т промышленные ресурсы золота на месторождении Лобаш-1 составят около 60 т при возможности добычи открытым способом.

Таким образом, главными генетическими типами промышленной золоторудной минерализации Фенноскандинавского щита являются орогенический мезотермальный, порфирировый (intrusion-related), эпитермальный и VMS, а основные перспективы золотоносности Карельского региона, в том числе и на крупные золоторудные месторождения, по аналогии с территориями Финляндии и Швеции следует связывать с протерозойскими структурами, используя современные металлогенические достижения скандинавской геологии.

Работа выполняется при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 2 «Фундаментальные проблемы геологии, условия образования и принципы прогноза традиционных и новых типов крупномасштабных месторождений стратегических видов минерального сырья».

Литература

1. *Гавриленко Б.В.* Минерагения благородных металлов и алмазов северо-восточной части Балтийского щита. Автореферат докт. диссер. Апатиты. 2003. 64 с.
2. *Иващенко В.И., Ручьев А.М., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И.* Рудопроявление Пякюля – новый высокоперспективный тип благороднометального оруденения в докембрии Карелии // Доклады РАН. 2002. Т. 384, № 2. С. 232–237
3. *Иващенко В.И.* Золото Фенноскандии – металлогения и перспективы золотоносности территории Карелии // Тр. Кар.НЦ РАН. 2006. вып. 9. с. 84–111.
4. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. кн.1. под. ред. *В.П.Михайлова* и *В.Н.Аминова*. Петрозаводск. Карелия. 2005. 278 с.

5. Сафонов Ю.Г., Попов В.В., Волков А.В. и др. Геодинамические факторы образования крупных и сверхкрупных докембрийских золоторудных концентраций // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М., 2005. С. 15–46.
6. Eilu P. Fingold – a public database on gold deposits in Finland. Geological Survey of Finland. Report of Investigation 146. Espoo. 1999. 224 p.
7. Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Pomantsi, eastern Finland. Espoo. 1993. Spec. Paper. Geol. Surv. Finl. 17. 386 p.
8. Geological setting and characteristics of the tonalite-hosted Paleoproterozoic gold deposit at Osikonmaki, Rantasalmi, southeastern Finland // 1998. Spec. Paper. Geol. Surv. Finl. 25. 119 p.
9. Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F. and Hart C.J.R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Economic Geology. 2003. vol. 98. p. 1–29.
10. Pankka H.S., Vanhanen E.J. 1989. Aulakogen related epigenetic Au-Co-U deposits in northeastern Finland // Geol. Surv. Of Finland. Current Research. 1988. Espoo. 1989. p. 911-94.
11. Sundblad K. Metallogeny of gold in the Precambrian of Northern Europe // Economic geology. 2003. V. 98. P. 1271–1290.

Анизотропия упругих свойств керна Кольской сверхглубокой скважины из зоны Лучломпольского разлома и аналогов этого керна с земной поверхности

Ильченко В.Л.

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: vadim@geoksc.apatity.ru

При геодинамическом изучении или реконструкциях различных геологических объектов одним из важных параметров, отвечающих напряженно-деформированному состоянию изучаемого объекта является анизотропия упругих свойств горных пород. Такая анизотропия может возникать в изначально изотропных породах в результате воздействия на них полей литостатических и тектонических напряжений. С другой стороны, уже присутствующая в горном массиве анизотропия может влиять на напряженно-деформированное состояние массива, способствовать модификации (перераспределению) значений главных составляющих силового воздействия.

Наиболее простым, удобным и информативным на сегодняшний день способом определения положения в пространстве элементов упругой симметрии горных пород (и других твердых сред) для определения вида (типа) упругой симметрии и степени анизотропии их упругих свойств является акустополяризационный метод [1].

Самым интересным объектом для геологического и геодинамического изучения на Кольском полуострове, несомненно, является Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3), а во вскрытом ею разрезе самой представительной и широко известной является Главная тектоническая зона в нижней части ждановской свиты и Лучломпольский разлом, проходящий по границе никельской и луостаринской серий (названия серий по [2]). Геологическое строение Главной тектонической зоны и в скважине и на поверхности одинаковое. В Лучломпольском разломе интенсивность расланцевания осадочных и эффузивных пород на глубине (в керне) выше, чем у их аналогов на поверхности и причина такого несоответствия неясна [2]. Главная тектоническая зона начинается с глубины около 4340 м, где зафиксировано резкое увеличение значений анизотропии упругих свойств керна [1,3].

Образцы керна СГ-3 из зоны Лучломпольского разлома (интервал 3.9–5.4 км) были изучены нами более подробно [4]. В результате этой работы было установлено, что выше названный интервал является зоной тектонической расслоенности и представляет собой пачку тектонических пластин, ограниченных, каждая по отдельности, сверху и снизу максимально нарушенными участками. Эти участки в скважине отличаются максимальными размерами вывалов из стенок скважины или каверн. Величины показателей упругой анизотропии волнообразно возрастают в краевых частях тектонических пластин (кавернозных участков) и уменьшаются в их внутренних частях.

Для выяснения причин несоответствия уровней расланцевания пород в скважине и их аналогов на поверхности были проведены дополнительные исследования. Для этого были отобраны ориентированные образцы из обнажений коренных горных пород, с интервалом около 150 м, по профилю, пересекающему зону Лучломпольского разлома, обнаженную на земной поверхности примерно в 11 км к СЗ от места заложения СГ-3. Затем из образцов изготовили кубики с ребром около 40 мм и всю дальнейшую их обработку производили согласно методике [5]. Измерения на кубиках проводили акустополаризационным методом [1]. Вычисления величин скоростей V_p и V_s , коэффициента A_p и показателя анизотропии B , определения пространственного положения плоскости упругой симметрии для всех изученных образцов проводились так же, как описано в статье [4].

Район отбора образцов представлен породами протерозойского возраста – Печенгский комплекс и охватывает низы заполярной, всю лучломпольскую и верхи пирттиярвинской свит. Петрографически заполярная и пирттиярвинская свиты сложены метаэффузивами [3]. На поверхности породы лучломпольской свиты представлены метагравелитами и метапесчаниками, в которых встречаются дайки метабазитов. Все породы заполярной, лучломпольской и пирттиярвинской свит имеют здесь сходные элементы залегания с пологим падением в ЮВ направлении. Породы заполярной свиты надвинуты на породы лучломпольской свиты и явно тектонизированы, представляют собой пачку, в которой чередуются сланцеватые и массивные разности с подушечной отдельностью. Эта ситуация проявлена в рельефе в виде характерного надвиго-чешуйчатого строения с пологим падением чешуй на ЮВ и с крутыми обрывами ЮЗ простирания. Основные результаты работы здесь представлены графически на (рис. 1).

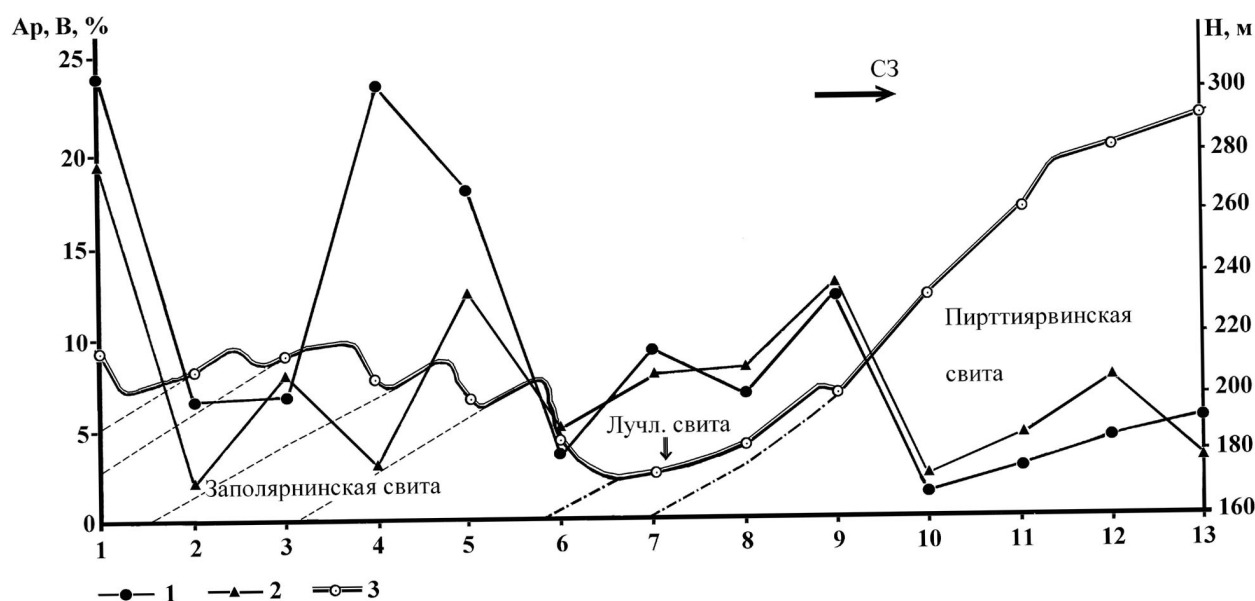


Рис. 1. Соотношение величин показателей анизотропии упругих свойств A_p, B и высоты H точек отбора образцов над уровнем моря; 1 – A_p , 2 – B , 3 – рельеф местности. Штриховые линии – границы тектонических чешуй в основании заполярной свиты, штрих-пунктир – границы лучломпольской свиты. Цифры на горизонтальной оси – номера образцов

В целом, для показателей анизотропии A_p, B , прослеживается одинаковая тенденция к ритмическому характеру убывания в соответствии с убыванием мощности надвигового тела. И тенденция эта имеет вид затухающего (в СЗ направлении) гармонического колебания.

Сопоставим материал, полученный на образцах с поверхности с информацией, опубликованной ранее в [4], где описано состояние околоствольного массива СГ-3 и керн, поднятый из зоны Лучломпольского разлома. В скважине ситуация такова, что выше разломной зоны, в породах заполярной свиты, анизотропия упругих свойств керна довольно низка, а объемы вывалов породы из околоствольного массива незначительны (рис. 2). При входе скважины в Главную тектоническую

зону эти показатели резко возрастают и остаются такими вплоть до границы с породами архейского фундамента [1,3]. Мощность лучломпольской свиты в районе СГ-3 составляет 195 м [3]. Локализация Главной разломной зоны контролируется метаосадками лучломпольской свиты, мощность которой существенно уменьшается (в районе отбора образцов с поверхности ее мощность не превышает 15 м) в направлении краевых частей Печенгской структуры.

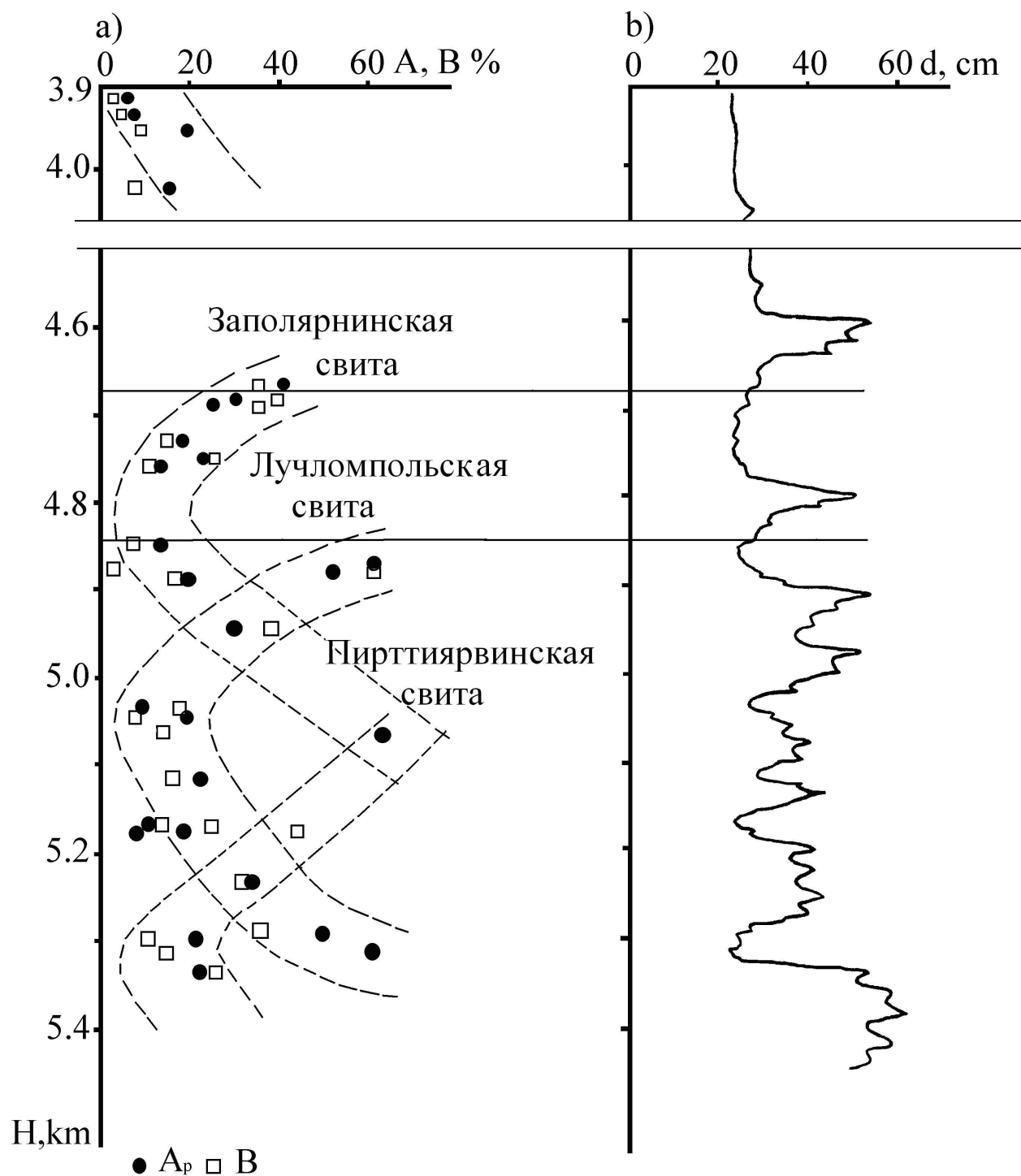


Рис. 2. Анизотропия упругих свойств образцов керна и диаметр ствола СГ-3 в зоне Лучломпольского разлома. а) величины коэффициентов A_p , B , штриховыми линиями выделены области распределения величин показателей анизотропии в тектонических пластинах; б) диаметр скважины (d)

Самый анизотропный интервал протерозойской части вскрытого СГ-3 разреза с максимальной кавернозностью стенок скважины приходится на лучломпольскую и верхнюю часть пирттиярвинской свиты. Вариации показателей анизотропии керна по разрезу проявляют периодический волновой характер объектов, носящих признаки тектонического расслоения [6].

Относительно состояния стенок скважины также прослеживается прямая зависимость между величинами показателей анизотропии упругих свойств и размерами вывалов из стенок скважины (кавернозность). При этом некоторые зоны вывалов не вполне совпадают с локализацией интервалов отбора керна, проявляющих максимальные значения показателей анизотропии. Это могло быть вызвано дополнительными неучтенными факторами (наложением каких-либо геодинамических процессов, например).

На поверхности картина иная: тектонической расслоенности и чешуированию здесь подвержены низы заполярнинской свиты, в то время как породы лучломпольской и, в особенности, пирттиярвинской свит, судя по их состоянию (отсутствие явных признаков тектонического воздействия и низкие значения показателей анизотропии), участвовали в динамических событиях в качестве «камня преткновения» или буферной зоны и вариации показателей их анизотропии упругих свойств выглядят как бы «отголосками» той волны, которая контролировала тектоническое расслоение и чешуирование надвигающегося края заполярнинской свиты. В целом же вариации относительных показателей анизотропии упругих свойств горных пород характерны для образцов, отобранных из зон тектонической расслоенности, как внутри тектонических пластин (минимальные значения), так и на их границах (максимальные значения). В районе скважины мощность сдвинутой толщи, на сегодняшний день, составляет 4340 м (мощность ниже лежащей луостаринской серии – 2502 м), тогда как в приповерхностных условиях, в месте отбора образцов, этот параметр составляет от 0 (в точке 7) до примерно 120 м (в точке 1). При этом надвиговый клин утыкается в толщу пирттиярвинской свиты, которая слагается прочными массивными лавовыми покровами мощностью более 700 м [2]. Вполне естественно, что тектоническому расслоению будет подвергаться более «слабая» из взаимодействующих сторон.

Заключение

Исследование образцов пород, отобранных с земной поверхности в зоне Лучломпольского разлома показало, что не существует принципиальной разницы между анизотропией упругих свойств этих образцов и керна, отобранного в процессе бурения СГ-3 из глубинной зоны разлома. Общими для проявления напряженно-деформированного состояния в керне и в образцах с земной поверхности будут следующие эффекты. Во-первых, это характерное волновое распределение значений показателей анизотропии упругих свойств пород по разрезу. Волновой характер распределения показателей анизотропии присущ в равной мере образцам с поверхности и керну исследуемого интервала скважины. Различие в данном случае заключается только в том, что для образцов с поверхности вариации значений анизотропии образуют кривую, характерную для затухающего колебания. Затухание, в этом случае, происходит по мере уменьшения мощности тектонизированного надвигового клина.

Инверсия, заключающаяся в несоответствии в уровнях рассланцевания пород в скважине (ниже Лучломпольского разлома) и их аналогов на поверхности (выше разлома), объясняется существенной разницей в совокупности сил, послуживших рассланцеванию пород в районе скважины и в приповерхностных условиях.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 07-05-00100-а.

Литература

1. Горбачевич Ф.Ф. Акустополарископия горных пород. Апатиты, 1995, 204 с.
2. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. – М.: Недра, 1984. 490 с. (Министерство геологии СССР).
3. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования. М.: МФ «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ», 1998. 260 с.

4. Ильченко В.Л., Горбачевич Ф.Ф., Смирнов Ю.П. Анизотропия упругих свойств керна и состояние пород околоствольного массива Кольской сверхглубокой скважины в зоне Лучломпольского разлома. //Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. №3, 2005, с. 1–11.

5. Горбачевич Ф.Ф., Балаганский В.В., Иванова Н.Г. Акустополяриметрия и определение упругой симметрии горных пород (методические рекомендации). Апатиты, 1990, 84 с.

6. Ильченко В.Л. Волновые аспекты тектонической расслоенности литосферы, их роль в геодинамике и возможном прогнозе землетрясений. – Геофизика XXI столетия: 2005 г. Сборник трудов Седьмых геофизических чтений им. В.В.Федынского (3-5 марта 2005 г., Москва). М.: Научный мир. 2006. С. 213–220.

Геологическая позиция Печенгского рудного района в переходной зоне Балтийский щит – шельф Баренцева моря

Казанский В.И.¹, Лобанов К.В.¹, Исанина Э.В.², Шаров Н.В.³

1 - Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, e-mail: lobanov@igem.ru

2 - Государственное геологическое предприятие «Невскгеология», г. Санкт-Петербург

3 – Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, e-mail: sharov@krc.karelia.ru

Бурение и исследования Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 не только внесли фундаментальный вклад в науки о Земле, но и породили новые вопросы. Один из них – что считать районом бурения, второй – как перейти от изучения скважины к построению глубинной модели района бурения. Ответ на первый вопрос был дан на основе корреляции геологических и металлогенических данных по смежным территориям России, Финляндии и Норвегии: районом бурения скважины СГ-3 является Печенгский рудный район как обособленный сегмент Печенга-Имандра-Варзугской зоны карелид с особым сочетанием тектонических структур, ассоциаций горных пород и рудных месторождений [1]. На северо-востоке он ограничен Воронье-Колмозерской, на юго-востоке – Лицкой, на северо-западе – Инари-Киркенесской зоной разломов и на юго-западе – еще слабо изученной системой разломов северо-западного простирания. В такой интерпретации архейский фундамент Печенгского рудного района включает фрагменты Норвежско-Кольского блока и блока Инари, а его протерозойские структурные элементы представлены Печенгской структурой и ее продолжением поясом Пасвик-Полмас, Лицко-Арагубской цепочкой гранитоидных массивов и массивом Вайноспаа, а также многочисленными разломами, разделяющими архейский фундамент на тектонические блоки более высокого порядка (рис. 1).

В пределах обозначенных выше границ в Печенгском районе находятся архейские месторождения железистых кварцитов Судварангера, протерозойские проявления платинометальной и медно-никелевой минерализации (Гора Генеральская, Карик), сульфидные медно-никелевые месторождения Печенгского и Аллареченского рудных полей, разнотипные месторождения и рудопроявления радиоактивных руд (Лицевское месторождение) и гидротермальные свинцово-цинковые жилы более молодого возраста.

Поиски ответа на второй вопрос оказались более сложными, поскольку нужно было сократить разрыв между детальными исследованиями самой скважины и фрагментарными наблюдениями на поверхности и найти способ перевода описательных геологических данных в численную форму. В этой связи сотрудниками ИГЕМ было выполнено специализированное картирование площади Печенгского рудного района и отобраны представительные образцы пород и руд, которые были изучены теми же методами, что и керн Кольской сверхглубокой скважины. Наиболее детально был охарактеризован 100-километровый наземный профиль проходящий от хребта Мустатунтури через скважину СГ-3 до Аллареченского рудного поля. Параллельно были сформулированы геологические ограничения объемной модели Печенгского района, вытекающие из изучения поверхности и скважины. Но их оказалось недостаточно для градуировки модели по вертикали. Решение было найдено путем формализации и корреляции разреза скважины и опорного профиля по плотности пород и объемной анизотропии скоростей продольных волн. Первый параметр отражает первичный

состав докембрийских пород в связи с изохимическим характером протерозойского метаморфизма, второй параметр – интенсивность тектонических деформаций синхронных метаморфизму. Итоговые расчеты были выполнены в лаборатории компьютерных технологий ВНИИгеосистем и включали сопоставление расчетных и наблюдаемых гравиметрических профилей с использованием компьютерных технологий [2].

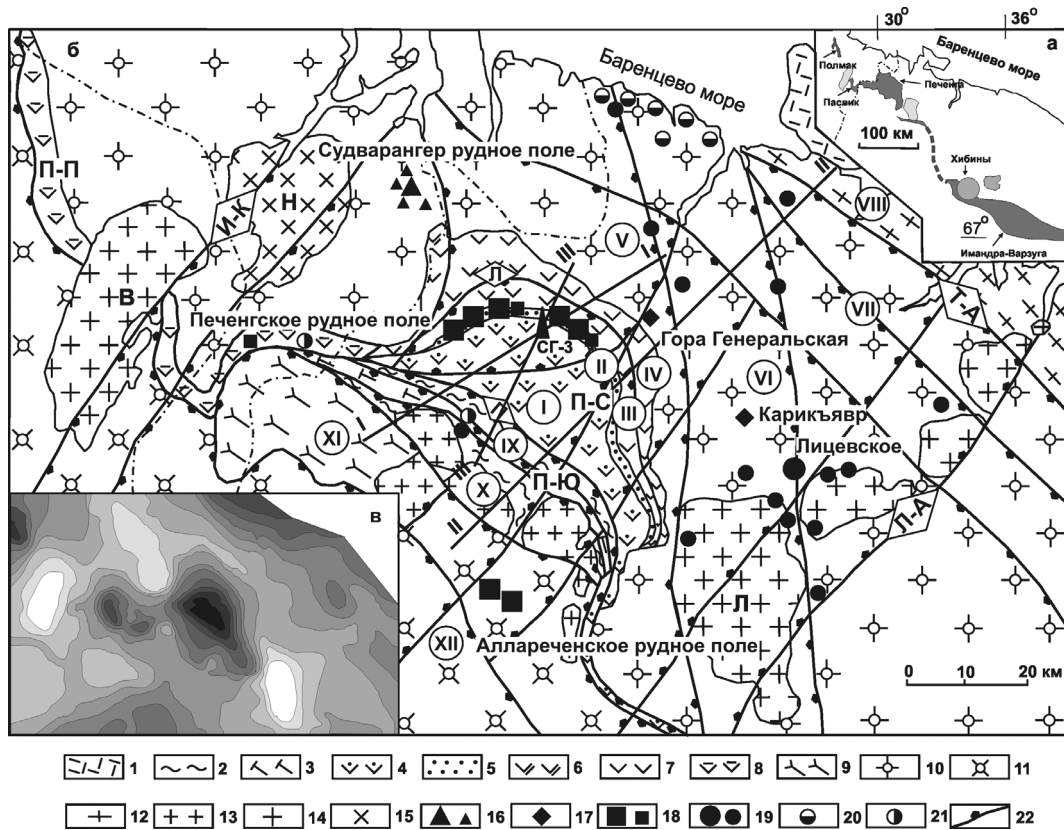


Рис. 1. Схема регионального размещения (а) геологического строения (б), гравитационного поля (в) в Печенгском рудном районе [2].

1 – позднепротерозойские отложения; 2-7 – ранний протерозой: 2,3 – южнопеченгская серия: 2 – метавулканогенные и метаосадочные породы, 3 – метаандезиты; 4-7 – северопеченгская серия: 4 – метабазальты свиты пильгуйрви, 5 – метаосадочная Продуктивная толща, 6 – метабазальты свиты колосйоки, 7 – метаандезиты свит кузтсарви, ахмалахти; 8 – северопеченгская и южнопеченгская серии нерасчлененные; 9 – сланцы тундровой серии; 10-12 – архей: 10 – гнейсы, граниты Кольско-Норвежского блока, 11 – гнейсы блока Инари, 12 – гнейсы Мурманского блока; 13-15 – раннепротерозойские гранитоиды: 13 – поздние интрузивные (лицко-арагубский комплекс), В – Вайноспаа, Л – Лицкий; 14 – реоморфические; 15 – ранние интрузивные, Н – Нейден; 16-21 – рудные месторождения и рудопроявления: 16 – Fe, 17 – ЭПГ, 18 – Cu-Ni, 19 – U, 20 – Pb-Zn, 21 – Au; 22 – зоны разломов (буквы и цифры в ромбах): Т-А – Титовско-Амбарная, Л-А – Лицко-Арагубская, И-К – Инари-Киркенесская, П-И – Печенга-Имандра, Л – Лучломпольский, П – Порьяташский); П-С – Северное крыло, П-Ю – Южное крыло Печенгской структуры, П-П – пояс Пасвик-Полмак. Цифры в кружках – формализованные тектонические блоки. I-I – расчетный профиль, проходящий через СГ-3, II-II – опорный профиль на поверхности через Печенгский район, III-III – сейсмический профиль КОЛИА ОГТ-92.

Разработанная таким образом интегральная объемная геодинамическая модель описывает геологическое строение Печенгского рудного района до глубины 15 км (рис. 2). Модель характеризует северное крыло Печенгской структуры как фрагмент вулканической кальдеры, осложненной согласными зонами рассланцевания, а ее южное крыло – как комбинацию чешуйчатой моноклинали с реоморфическими гранитными куполами. Предполагается, что вулканы северного и более молодого южного крыльев заполнили вулканотектонические депрессии, сопряженные с системой разломов северо-западного простирания. В северном крыле вулканизм завершился внедрением в продуктивную толщу никеленосных габбро-верлитов.

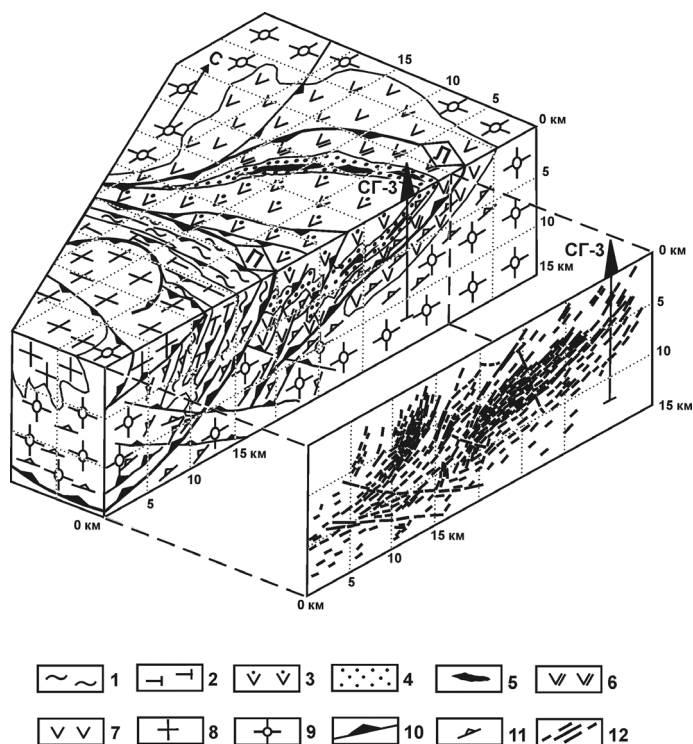


Рис. 2. Фрагмент объемной геологической модели Печенгского рудного района в сопоставлении с сейсмическим разрезом по профилю КОЛА ОГТ-92 [4]:

1–2 – Южное крыло Печенгской структуры, южнопеченгская серия: 1 – metabазальты и сланцы, 2 – метаандезиты; 3–6 – Северное крыло Печенгской структуры, северопеченгская серия: 3 – метавулканисты свиты пильгуярви, 4 – метаосадочные породы продуктивной толщи, 5 – никеленосные габбро-верлитовые интрузии, 6 – метавулканогенные и метаосадочные породы свиты коласйоки, 7 – метавулканогенные и метаосадочные породы свит куэтьярви и алмалахти, 8 – протерозойские реоморфические гранитоиды; 9 – архейская кольская серия, 10 – разломы (цифры в кружках: 1 – Порьяташский, 2 – Луоттнинский, 3 – Лучломпольский), 11 – рассланцеванные породы, 12 – наклонные отражающие площадки

До начала бурения скважины СГ-3 Печенгская структура и одноименное рудное поле рассматривались как грабен-синклиналь, в которую после складчатости по разломам внедрились никеленосные габбро-верлитовые интрузии. В новой интерпретации эти интрузии трактуются как субгоризонтальные силы, которые позднее были тектонически нарушены, рассланцеваны и метаморфизованы, что повлекло за собой накопление более богатых руд в послонных зонах рассланцевания и брекчирования [5].

С помощью гравитационного моделирования предполагалось выявить под Печенгской структурой подводящие каналы для никеленосных габбро-верлитовых силлов и расшифровать структуру архейского фундамента. Однако эта попытка не увенчалась успехом.

Дальнейший прогресс обеспечили результаты детальных сейсмических исследований Печенгского района, выполненных ГПП «Невскгеология», ГПП «Севморгео», ИГ КарНЦ РАН и многими другими организациями (Сейсмогеологическая модель..., 1997). Особенно информативным оказался сейсмотомографический разрез Балтийский щит – шельфовая плита Баренцева моря [3, 4]. При его построении в базу данных были включены 4200 лучей Р-волн и 2300 лучей S-волн.

Судя по разрезам V_p и V_s на глубине 18–28 км земная кора в наземном и морском частях разреза делится на верхнюю «гетерогенную» и нижнюю – «гомогенную» части, т.е. континентальная кора Балтийского щита распространяется в пределы шельфа Баренцева моря. Путем интерпретации данных МОВЗ и ГСЗ выявлен подъем раздела Мохо под Печенгским районом, который вероятно отражает положение реликтового мантийного плюма. Особого внимания заслуживает субгоризонтальный ореол с максимальными значениями V_p/V_s 1,80–1,90, расположенный на глубине 20–25 км в промежутке между никеленосной Печенгской структурой и предполагаемым мантийным плюмом. Не исключено, что этому ореолу соответствует некогда существовавший промежуточный магматический очаг.

В наиболее общем виде результаты проведенных исследований суммированы на геолого-геофизическом разрезе Балтийский щит – шельф Баренцева моря (рис. 3). Именно на этом разрезе показано, сто мелкие свинцово-цинковые жилы Печенгского побережья занимают принципиальную иную – нежели медно-никелевые месторождения – геофизическую позицию.

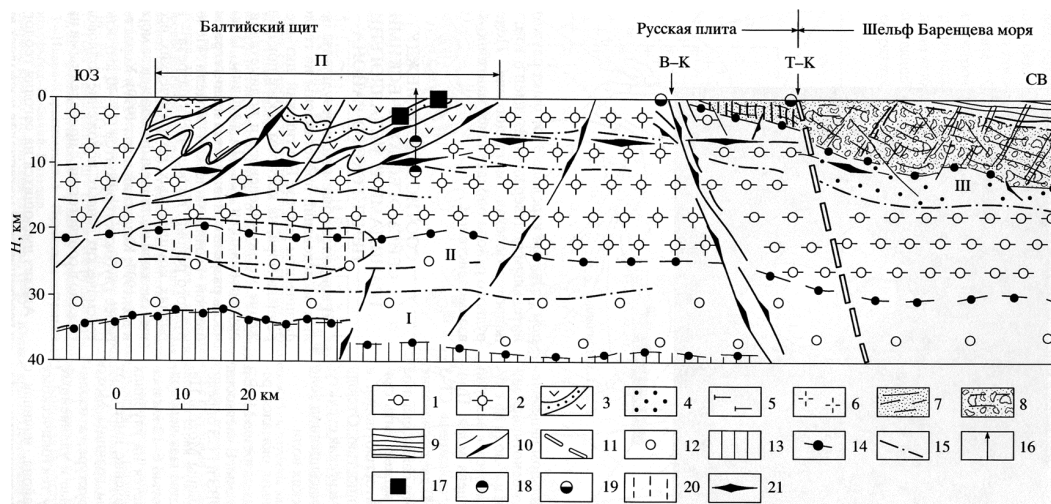


Рис. 3. Разрез переходной зоны Балтийский щит – шельф Баренцева моря:

1-2 – архейский комплекс Балтийского щита и шельфа Баренцева моря: 1 – гранитоиды, мигматиты, (Мурманский блок), 2 – гнейсы, мигматиты, гранитоиды, (Кольско-Норвежский блок и блок Инари); 3-5 – раннепротерозойский осадочно-вулканогенный комплекс карелид: 3 – северопеченгская серия (метавулканиды и продуктивная толща – точки), 4 – предполагаемый метаосадочный аналог северопеченгской серии; 5 – южнопеченгская серия; 6 – протерозойские гранитоиды; 7, 8 – неметаморфизованные рифейские отложения: 7 – чехол Русской плиты, 8 – основание шельфа Баренцева моря; 9 – палеозойские и мезозойские шельфовые отложения; 10 – разломы (В-К – Воронья-Колмозерская система); 11 – пограничный разлом Русской плиты – линеамент Тролльфиорд-Рыбачий-Кильдин (Т-К); 12 – нижняя «гомогенная» кора; 13 – верхняя «гетерогенная» кора, мантия, 14 – сейсмогеологические границы первого порядка (I – мантия-кора, II – нижняя верхняя кора, III – кристаллический фундамент – осадочные отложения); 15 – пологие сейсмические границы в коре; 16 – СГ-3; 17 – медно-никелевые месторождения; 18 – медно-цинковая минерализация; 19 – свинцово-цинковая минерализация; 20 – предполагаемый основной-ультраосновной промежуточный очаг; 21 – внутрикоровый волновод. П – Печенгская структура

Эти низкотемпературные свинцово-цинковые жилы залегают в архейских гнейсах и приурочены к зоне крупнейших разломов на границе Балтийского щита и шельфа Баренцева моря, а именно к омоложенной Воронье-Колмозерской системе разломов и линеаменту Тролльфиорд-Рыбачий-Кильдин, который считается северо-восточной границей Русской плиты. В самом линеаменте свинцово-цинковая минерализация обнаружена в неметаморфизованных рифейских песчаниках. Предполагается, что гидротермальная полиметаллическая минерализация в пространстве и во времени ассоциируется с проявлениями мощного рифтогенеза, который предварял и сопровождал формирование шельфовой плиты Баренцева моря, когда Печенгский рудный район находился в режиме пассивной континентальной окраины и испытал глубокопроникающие расколы древней континентальной земной коры [7].

Д.И.Павлов и др. (1991) отметили, что некоторые нефтегазоносные осадочные бассейны обрамляют стратиформные свинцово-цинковые месторождения. С этих позиций полиметаллическую минерализацию Печенгского побережья можно рассматривать одним из связующих звеньев между докембрийской металлогенией Балтийского щита и более молодыми скоплениями углеводородов на шельф Баренцева моря [6].

Литература

1. Казанский В.И., Лобанов К.В. О границах и металлогении Печенгского рудного района (Балтийский щит) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1, С. 103–109.
2. Казанский В.И., Кузнецов О.Л., Кузнецов А.В., Лобанов К.В., Черемисина Е.Н. Глубинное строение и геодинамика Печенгского рудного района: опыт изучения Кольской сверхглубокой скважины // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 6. С. 500–519.
3. Казанский В.И., Исанина Э.В., Лобанов К.В., Предовский А.А., Шаров Н.В. Геолого-геофизическая позиция, сейсмогеологические границы и металлогения Печенгского рудного района // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 4. С. 276–286.

4. Исанина Э.В., Верба М.Л., Иванова Н.М., Казанский В.И., Шаров Н.В. Глубинное строение и сейсмо-геологические границы Печенгского района на Балтийском щите и смежной части шельфовой плиты Баренцева моря // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 5. С. 476–487.

5. Казанский В.И., Лобанов К.В. Структурно-геофизическая позиция, глубинное строение и условия локализации уникального Печенгского рудного поля (Балтийский щит) // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования, Москва, ИГЕМ РАН, 2004. С. 187–205.

6. Казанский В.И., Лобанов К.В., Шаров Н.В. От разреза Кольской сверхглубокой скважины к глубинным моделям Печенгского рудного района: к 10-летию открытия № 28 в области наук о Земле // Вестник Российской Академии естественных наук. 2007. Т. 7. № 2. С. 3–7.

7. Казанский В.И., Лобанов К.В., Кузнецов А.В., Савицкий А.В., Морозов Ю.А., Шолто В.Н., Шаров Н.В. Гидротермальная полиметаллическая минерализация переходной зоны «Суша – Море», Печенгский рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т.41. № 3. С. 195–213.

Опыт извлечения цирконов на радиологический возраст из расслоенных и дифференцированных интрузивов

Кевлич В.И., Трофимов Н.Н., Кукушкина П.И.

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск

Расслоенные и дифференцированные интрузивы по среднему составу отвечают ультрамафитовым и мафитовым магмам, характеризующимся изначально более низким содержанием циркония, что затрудняет использование их для радиологических датировок. Однако в процессе внутрикамерной дифференциации, в интрузивах образуются зоны, мега и макроритмы, а также слои и горизонты в них, обогащенные цирконием. К таковым должны относиться верхние зоны мафитовой части расслоенных интрузивов и наиболее обогащенные кремнеземом, вплоть до появления свободного кварца (до 20%), шпильры, слои и горизонты в дифференцированных интрузивах основного состава. В этой связи исследователям приходится часто прибегать к менее устойчивым системам – парагенезису пироксен + плагиоклаз.

В данной работе излагается опыт извлечения цирконов из пород ритмично-расслоенного Бураковского плутона передотит-габброноритовой формации и хорошо дифференцированных рудоносных пластовых интрузивов трапповой формации Пудожгорского комплекса, выявления их генераций и параметрических характеристик.

Бураковский плутон. Скважина №31 – глубина 400 м. Вскрывает зону магнетитовых габбродиоритов (пижонитовых габброноритов по Логинову В.Н., ГУП КГЭ), и габброноритовую зону Шалозерского блока. Проба № С-31/344-349 весом 12.5кг отобрана с интервала 344–349 м и характеризует верхнюю часть габброноритовой зоны, сложенной среднезернистыми мезократовыми габброноритами с минеральной прагенетической ассоциацией $OPx+CPx+PL$ ₄₀₋₄₂. Все минералы свежие, процессами замещения не затронуты.

Скважина №5 – глубина 217,5 м. Вскрывает нижнюю часть разреза габброноритовой зоны (ГНЗ) Аганозерского блока. Весь разрез сложен габброноритами, за исключением маломощных интервалов представленных двух-трехчленными ритмами и содержащих слои: плагиоклазита – 87,55–88,0 м и 126,1–126,2 м; перидотита – 121,4–121,9 м; 122,6–124,0 м; 125,1–128,2 м. Проба № С-5/21-85 весом –1,5кг отобрана выше этих ритмов в интервале 21–85 м из неравномерно сохранившихся остатков зерна, охарактеризованных четырьмя шлифами и химанализами – 34,0; 50,0; 78,0;83,0. Вначале опробованного интервала плагиоклаз частично замещен агрегатом цоизита, пироксен слабо амфиболизован (каемочная микроструктура замещения), развивается биотит (шл.С-5/34). В средней и нижней части плагиоклаз и моноклинный пироксен свежие, ромбический пироксен слегка затронут процессами замещения.

Пудожгорская интрузия. Пробы № 467 весом 22кг и № 468 весом 24,5 кг отобраны в обнажениях из пород верхней части гранофирового горизонта диоритовой зоны Пудожгорского интрузива, которые характеризуются высокой концентрацией щелочей и соответствуют по нормативному

составу гранодиоритам и кварцевым монцодиоритам. Плагноклаз (60–65%) образует две генерации: раннюю таблитчатую – идиоморфный альбит (1–5 мм); позднюю – выполняющую интерстиционные промежутки (шахматный альбит). Амфибол (15%) представлен ферроэднитом и ферро-роговой обманкой. Содержание кварца 10–20%.

Спектральный полуколичественный анализ в пробах из Бураковского плутона цирконий не установил, а в пробах Пудожгорского и Койкарско-Святнаволоцкого силов (№ 467, 468 и 166) – содержание Zr 0,046%. Более чувствительный рентгенофлуоресцентный анализ выявил его концентрации в количестве (%): 0,034 – проба № С-31/344-349; 0,014–0,017 (2 навески) – проба № С-5/34-83.

Первичное обогащение проб осуществлялось на концентрационном столе, отдельно для классов – 0,5+0,05мм и шламов –0,05+0,03мм. Концентраты стола направлялись на магнитную сепарацию, на индукционно роликовом сепараторе 138Т-СЭМ отдельно в слабых и сильных магнитных полях. Немагнитная фракция поступала на разделение в тяжелой жидкости. Ее тяжелая фракция подвергалась перемывочной магнитной сепарации в сильных магнитных полях, после чего направлялась на магнетогидростатическую (МГС) сепарацию. При различной напряженности поля, регулируемой величиной силы, тока, в первую легкую фракцию переходит апатит, во вторую – циркон, зерна сульфидов с примазками. В тяжелой фракции концентрируется пирит, молибденит. Доводка концентрата циркона осуществлялась с применением электрической сепарации и бинокулярного микроскопа. Из проб Бураковского массива №С-5/21-85 и №С31/344-349 выделено от первых десятков знаков до 16мг циркона, из проб Пудожгорского интрузива № 467 и №468 – от 17 знаков до 11 мг.

Мономинеральные фракции циркона подвергались генерационному анализу. В пробе № 468 (Пудожгорский интрузив) выделяются по комплексу морфоструктурных признаков 4 группы цирконов.

Первая группа представлена эвгедральными кристаллами призматического габитуса и их обломками, светло-розового и желтоватого цвета, пятнисто-ожелезненными, трещиноватыми, полупрозрачными до непрозрачных. Включения черные, бурые, красноватые пятнистые и стержневидные по трещиноватости. Внутреннее строение неоднородное, блочное, незональное, с нормальным дву-преломлением. Размеры зерен циркона 0,5 мм x 0,05 мм, 0,4 мм x 0,1 мм и меньше. Коэффициент удлинения K_y более 8. Содержание в пробе данной группы –98%. Во вторую группу отнесены кристаллы аналогичные первой с K_y до 8, содержание цирконов этой группы 1%. Цирконы 3 и 4 группы имеют дипирамидально-призматический облик близкий к изометрическому с $K_y = 1,5–2,5$.

В пробе габброноритов № С-5/21-85 Аганозерского блока Бураковского интрузива цирконы представлены обломками кристаллов, бесформенными, иногда удлиненными, иногда с вершинкой, ограненной несколькими пирамидками. Цвет зерен коричневый, иногда наблюдается неровная пятнистая окраска. Блеск зерен стеклянный. Под микроскопом внутреннее строение зерен, незональное, но и неоднородное, как бы блочное с редкими микровключениями. Размеры зерен циркона 0,5 x 0,05 мм; 0,4 x 0,1 мм и менее.

В пробе № С-31/344-349 Шалозерского блока цирконы в основном представлены обломками кристаллов коричневого цвета, иногда наблюдаются пятнисто окрашенные. Показатели преломления высокие, дву-преломление высокое. Внутреннее строение кристаллов простое, незональное. Преобладающий размер – зерен 0,5 x 0,03мм.

Анализ цирконов из проб Бураковского интрузива на сканирующем микроскопе TESKAN позволил установить наличие в кристаллах микротрещин и включений по ним – кварца, хлорита, клинопироксена, калиевого полевого шпата, эпидота размером от 20–10 до 3 микрон и менее, рис.1, табл.1. Количественный анализ в точках и линейное сканирование выявили, кроме основных элементов, присутствие гафния до 1,16% (табл.1).

В кристаллах циркона и его обломках, размерностью от 0,2 x 0,2мм и до 0,05 x 0,1мм выявлены включения кварца в сростках с пироксеном и биотитом, выполняющих, как отдельные микротрещины, так и обособления размером от 20 до 3мкм и менее (рис.2). При этом отмечается система микротрещин в зернах, выделенная в качестве блочности при описании циркона в поляризованном микроскопе. Сканированием по линиям установлено, что в пределах чувствительности прибора не менее 0,1%, в зернах циркона, кроме основных элементов распределенных равномерно, содержится гафний- (1,13–1,19%) и золото(1,21–1,46%), пики распределения которых коррелируются с кремнием (табл. 2).

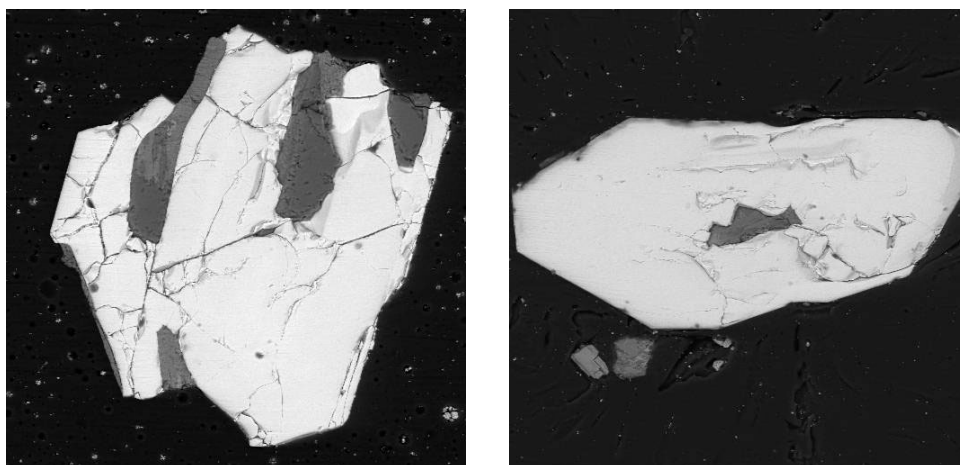


Рис. 1. Морфология цирконов Бураковского плутона и включения в них.

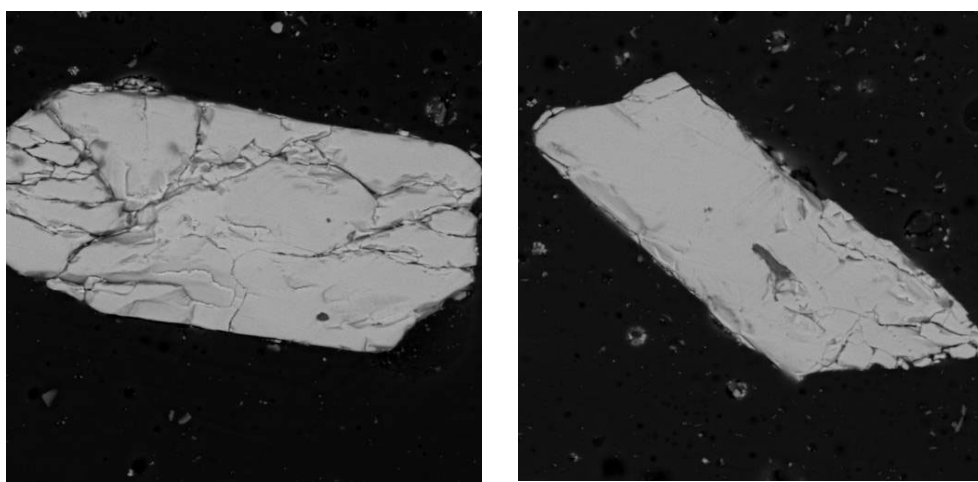


Рис. 2. Морфология цирконов Пудожгорской интрузива

Таблица. 1. Результаты рентгеноспектральных анализов цирконов и включений в них (масс.%).
Пробы № С-5/21-83 и № 31/344-349

№ кристалла	циркон 1					циркон 2	циркон 3	циркон 4		циркон 5	
Состав минералов по точкам и профилям зондирования (спектрам)											
№ спектра	1	3	4	5	6	1	1	1	2	2	4
Минерал	циркон	хлорит	кварц	циркон	циркон	циркон	калиевый п/шпат	эпидот	Калиевый п/шпат	хлорит	Клино-пироксен
ZrO	69,47	-	-	69,16	69,38	67,66	2,66	-	-	-	1,55
SiO ₂	30,53	33,99	100	30,84	30,62	31,18	62,06	42,63	67,85	36,7	54,2
Al ₂ O ₃	-	18,61	-	-	-	-	15,75	22,11	16,97	15,78	-
FeO	-	29,47	-	-	-	-	-	12,77	-	36,7	3,91
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,76
MgO	-	17,93	-	-	-	-	-	2,14	-	10,42	14,58
CaO	-	-	-	-	-	-	-	20,36	-	-	25,01
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	19,53	-	15,18	-	-
Hf	-	-	-	-	-	1,16	-	-	-	-	-
Au	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Таблица. 2. Результаты рентгеноспектральных анализов цирконов и включений в них (масс%).
Пробы № 467 и № 468

№ кристалла	Циркон 1			Циркон 2	
	Состав минералов по точкам и профилям зондирования (спектрам)				
№ спектра	1	2	по профилю	1	по профилю
Минерал	п/шпат	циркон	циркон	биотит	циркон
ZrO	7,56	68,82	66,81	5,13	66,37
SiO ₂	66,92	31,18	30,85	57,84	30,98
Al ₂ O ₃	14,76	-	-	13,72	-
FeO	0,88	-	-	13,7	-
MgO	-	-	-	3,82	-
CaO	-	-	-	-	-
Na ₂ O	1,18	-	-	-	-
K ₂ O	8,7	-	-	5,79	-
Hf	-	-	1,13	-	1,19
Au	-	-	1,21	-	1,46
Сумма	100	100	100	100	100

Проведенные исследования показали, что габброидные части разрезов расслоенных интрузий (ГНЗ Бураковского плутона) и обогащенные гранофиром горизонты дифференцированных интрузивов трапповой формации содержат достаточные концентрации циркона для изотопно-возрастных датировок несмотря на отрицательную оценку наличия циркония п/количественным спектральным методом. Этот метод не надежен для предварительной оценки пород на наличие Zr. Следует использовать рентгенофлуоресцентный вид анализа. При этом вес исходной пробы может не превышать 50 кг, иногда оптимальным является вес 10–20 кг. Извлечение необходимого количества кристаллов обеспечивается хорошо выстроенной и многократно проверенной технологической схемой обогащения, разработанной в Институте геологии.

Применение микроанализатора TESCAN позволяет получить более надежные качественные характеристики морфологических разновидностей и генераций цирконов перед направлением их на дорогостоящий масс – спектрометрический анализ изотопного состава. Представленная работа является первой и предварительной по совершенствованию методики пробоподготовки для изотопно-возрастных исследований.

Модельные представления о глубинном строении Земной коры юго-восточной Карелии (по данным региональных геофизических исследований)

Клабуков Б.Н.¹, Шаров Н.В.¹, Исанина Э.В.², Крупнова Н.А.², Соколов С.Я.¹

¹Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск;

²ФГУП «Урангео» СЗФ «Невскгеология», г. Санкт-Петербург

Приводятся результаты сейсмических исследований по профилю Ладожское озеро-Онежское озеро-Белое море, средняя часть которого расположена вблизи участка бурения Онежской параметрической скважины до глубины 3500 м. Анализируются сейсмические материалы, а также другие геолого-геофизические данные по этому району. Такой комплексный подход позволяет выявить некоторые новые детали глубинного строения земной коры, уточнить ее состав, структуру и скоростной разрез, возможную геологическую природу и рельеф сейсмических границ. При этом мы пытались рассмотреть в какой-то степени и те задачи, которые поставлены в связи с предстоящим бурением Онежской параметрической скважины.

Особенности геологического развития проявляются в региональных и локальных геофизических полях. Наиболее контрастны аномалии, связанные с содержанием в породах шунгитового вещества (ШВ). Прежде всего, это аномалии электрические, так как ШВ – прекрасный проводник электрического тока. Сейсмическая характеристика структуры базируется на результатах различных методов сейсморазведки и на основании данных аномалий объемного моделирования. По материалам МОВЗ и других сейсмических методов построена карта поверхности Мохоровичича Карельского региона.

Выделенные на сейсмологическом разрезе структурные зоны различного порядка связаны, в первую очередь, с характером развития поверхности Мохо. Предполагается что подъем поверхности «М» до 35 км под Онежской структурой определяет образование грабена, развитие которого объясняется активизацией Ладожско-Мезенской зоны, срезающей эту вулканогенную структуру с юго-востока.

По сейсмическим данным значительно уточняется общее строение положения Онежской структуры. Из разреза (Рис.) видно, что все геологические образования к юго-западу от Онежской структуры имеют одностороннее юго-западное падение, а геологические структуры расположенные северо-восточнее падают в северо-восточном направлении. Почти симметрично по обе стороны от Онежской мульды расположены выступы более древнего гранито-гнейсового фундамента (Сямозерский и Водлозерский). По характеру потенциальных геофизических полей Онежская структура занимает ведущее место в составе Центрально-Онежского блока и рассматривается как типичный пример ареала гранитизации (минимум силы тяжести).

В пределах Онежской мульды на глубине 0,6-0,8 км (Рис.) выделен фрагментарно первый преломляющий горизонт с граничной скоростью 6,4 км/с. На этом участке профиля прослежена выдержанная вторая преломляющая граница А с граничной скоростью 6,8 км/с, залегающая на глубине 2,3-2,5 км (рис. 1). Эта граница является кровлей пласта, мощность которого не превышает 0,5 км, пластовая скорость 6,8 км/с и плотность 2,90 г/см³. На основании этих данных сделано предположение о наличии в разрезе основных и ультраосновных пород слагающих силл.

Поле силы тяжести проявляется региональным минимумом, осложненным минимумами и максимумами более высокого порядка, обусловленными сложной внутренней структурой. Считается, что областям гравитационных максимумов соответствуют локальные синклинали, сложенным полным или почти полным разрезом до 3 км (развиты вулканиты). В область гравитационных минимумов силы тяжести на поверхности развиты вулканогенные образования нижней части разреза (осадочных пород).

Магнитное поле слабо повышено ($\Delta T=100\pm 200\gamma$). По данным измерений магнитной восприимчивости (χ) наиболее магнитными являются диабазы, хотя основная их масса практически не магнитна, что объясняется полной лейкоксенизацией титано-магнетита в метаморфизованных породах основного состава.

Результаты электроразведочных работ могут служить в качестве информации об особенностях строения верхней части сейсмического разреза и при обосновании участка бурения параметрической скважины. На этом участке предлагается провести упрощенный геофизический комплекс: электропрофилирование, магниторазведку и параметрический ВЭЗ-ВП, с целью уточнения мощности четвертичных отложений и картирования коренных геологических образований на уровне современного эрозионного среза. Главной задачей является выявление даек габбро-долеритов, которые обычно являются подводящими каналами для силлов заонежского комплекса. Выбранный упрощенный комплекс геофизических методов позволит оперативно на качественном уровне оценить насколько верхняя часть предполагаемого осредненного сейсмогеологического разреза, в том числе в районе параметрической скважины, может отличаться от реального. В дальнейшем на этой площади желательно провести детальные геофизические наблюдения, включая и сейсмические исследования.

Работа выполнена по проекту РФФИ 05-08-01340.

Архейские золоторудные системы: аргументы, модели, альтернативы

Кожевников В.Н.

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: kvn04@sampo.ru

Результаты изучения геологии архея и связанных с ним золоторудных проявлений и месторождений на территории Карелии и Восточной Финляндии и синтез информации по геологии и генезису коренных золоторудных месторождений разного (архей-кайнозой) возраста свидетельствуют о том, что они являются результатом функционирования сложных рудно-геологических систем. В качестве компонентов таких систем выступают: – вулканизм и син-поствулканические гидротер-

мальное изменение и осадконакопление; – полихронный, чаще наиболее поздний гранитоидный плутонизм; – неоднoактные деформации; – метаморфизм и метасоматоз [1].

Роль вулканизма и сопряженного с ним осадконакопления отражается в приуроченности месторождений к гранит-зеленокаменным (вулкано-плутоническим) доменам и в их отсутствии в других (высокометаморфизованных и плутонических) типах региональных структур даже при наличии остальных факторов контроля оруденения. Наиболее ранние руды связаны с эксгалатами или продуктами поствулканических изменений, формировавшихся во время пауз коматиит-базальтового или полициклического андезит-риолитового вулканизма, либо по завершении андезитового вулканизма в зонах перехода к осадкам. Сингенетические рассеянные руды и некоторые осадочно-вулканогенные породы являлись источником золота при последующем эпигенетическом рудогенезе.

Известково-щелочные, щелочные и санукитоидные малые интрузии выступают как индикаторы Au-рудогенеза, связанного с поздне-постороженными процессами. В то же время они выступают как рудовмещающий или рудоконтролирующий (для большинства месторождений) фактор. Последнее определяется оптимальными для реализации термального, деформационного и флюидного влияния интрузий расстояниями до месторождений, составляющими 0,1-3,5 км. Непосредственно рудогенерирующая роль таких плутонов менее очевидна и лимитируется геологическими, геохимическими и возрастными данными. Существуют модели, где таким гранитоидам, в частности, санукитоидам отводится рудогенерирующая роль [2].

Структурный контроль в региональном масштабе может отражаться в приуроченности месторождений к системам позднеархейских глубинных разломов, с которыми связаны линейные, ограниченные разломами осадочные бассейны, и проявление известково-щелочного и щелочного магматизма. В пределах отдельных месторождений и рудных районов отложение руд контролировалось зонами вязкого, часто знакопеременного сдвига и последующих хрупких деформаций, сопровождавшихся интенсивными изменениями пород. Эти изменения определялись составом вмещающих пород и привнесом углекислоты, кремнезема и калия. Диапазон TP -условий отложения руд широк – $T = 200-700^{\circ}C$, $P = 1-7$ кбар, но большая часть месторождений связана с зонами зеленосланцевой - эпидот-амфиболитовой фации умеренных и низких давлений. Редко на месторождениях отмечен метаморфизм амфиболитовой фации повышенных давлений.

Все эти процессы сближены во времени и многие из них синхронны на орогенной стадии, завершавшей геодинамические циклы, длительность которых определяется масштабом плит и конвергентных систем на их границах [3]. С позднепостороженными процессами, в том числе с гранулитовым метаморфизмом в глубинных сечениях земной коры связаны генерация и подъем флюидов и их фокусирование в шир-зонах в зеленокаменных комплексах.

В архее Карельского кратона установлено несколько генераций зеленокаменных поясов (ЗКП), заложение которых происходило на рубежах 3.1, 2.87, 2.8 и 2.75 Ga, отвечающих началам геодинамических циклов развития поясов. Формирование отдельных единиц, слагающих ЗКП – стратотектонических ассоциаций, происходило субсинхронно или последовательно в разных обстановках – внутриплитных океанических и континентальных, активной континентальной окраины (вулканические дуги, за- и преддуговые бассейны, сдвиговые бассейны), океанических дуг [4, 5]. Эти обстановки контролировались разными процессами – подъемом мантийных плюмов, субдукцией, в том числе термально-активных океанических структур, обдукцией мафических аллохтонов, рифтингом и спредингом, взаимодействием плюмов/горячих точек с зонами субдукции. Во всех генерациях ЗКП наиболее распространенными и сохранившимися являются вещественные и структурные признаки обстановок, типичных для зон перехода «океан-континент» на конвергентных границах древних микроплит [5, 6]. Формирование тектонических структур, представляющих ЗКП в их современной конфигурации в гранит-зеленокаменных областях, происходило в режиме конвергенции и описывается двустадийной моделью с ранней аккреционной и поздней коллизионной стадиями, а сами пояса и синхронные с ними гранитоиды представляют аккреционные орогены [5].

Конвергентный режим отражает вторую половину классического цикла Уилсона или его аналогов более низкого ранга-циклов Бертрана и Штилле [3]. Данные по Карельскому и по другим кратонам Земли свидетельствуют о том, что при оценке полной продолжительности циклов решающую роль приобретает прецизионное (U-Pb-метод по циркону) датирование наиболее ранних мафи-

ческих ассоциаций [4, 8, 9]. Такое датирование дает убедительные доказательства того, что циклы продолжительностью 100-150 Ма достаточно точно описывают предельно полные последовательности геологических процессов при формировании ЗКП. С этими циклами связаны и рудогенные процессы. Так, в Абитиби последовательность магматизма и связанного с ними рудогенеза, описываемая схемой - Cu-Ni (\pm PGE) - руды в коматиитах \Rightarrow Cu-Zn \pm Au \pm Ag – руды VMS типа в средних вулканитах \Rightarrow Au \pm PGE-руды син -/ эпигенетических типов, связанные с завершающим кислосредним и щелочным магматизмом, укладывается в интервал 60-70 Ма. Замечательной особенностью золоторудных систем является то, что они продолжают развиваться долго после финального поздне-посторудного магматизма. В Абитиби метаморфо-метасоматические и низкотемпературные гидротермальные процессы, с которыми связано структурно-контролируемое оруденение, завершились лишь на рубеже 2580 Ма через 50 Ма после самых поздних интрузий сиенитов [7]. Таким образом, с учетом поздних гидротермальных «хвостов», которые связываются с остыванием гранулитовой зоны Капускесинг [8], продолжительность геодинамического цикла в Абитиби может составлять 150 Ма.

В архее кратона Йилгарн, также региона с огромным рудным потенциалом, в аналоги циклов Бертрана вписываются рудогенные процессы с инициальными Cu-Ni \pm PGE-рудами в коматиитах типа крупнейшего месторождения Камбалда, и завершающими Au-рудами гиганта Голден Майл [9]. Золотообразование растянуто во времени на 40-45 Ма, начинаясь с постмагматических процессов, связанных с внедрением массивов «внутренних гранитоидов» и заканчиваясь низкотемпературными метасоматическими процессами, контролируемые поздними хрупкими деформациями.

Короткопериодичная цикличность (50–70 и \approx 150 Ма), обнаруживающаяся в архее Карельского кратона, по продолжительности и последовательности процессов очень сходна с цикличностью таких микроплитных систем в новейшей геологической истории как Восточное Средиземноморье или Алеутско-Меланезийская и Панамо-Костариканская. При разработке геодинамических моделей архейских ЗКП в Карельском кратоне и сопоставлении их с процессами, происходившими на конвергентных границах микроплит в поздней, вплоть до неогена, геологической истории, вырисовалась необходимость учитывать возможность проявления в архее пологой субдукции (ПС) – механизма конвергентного взаимодействия океанических микроплит, надстроенных мафическими плато, подводными хребтами, океаническими островами и другими положительными морфоструктурами, сложенными молодой горячей океанической корой, с континентальной окраиной [5, 10].

В районах ПС происходит много явлений, не характерных для обычных субдукционных зон [11]. Металлогенические особенности процессов, обусловленных ПС в фанерозое и новейшей истории, определяются малоглубинным плавлением широкого спектра мантийных (в том числе метасоматизированных) пород, пород океанической (в том числе негидратированной) и континентальной коры, субдуцированных осадков полигенной природы и системами деформаций, при этом возникавших. Плавление сопровождалось и стимулировались значительными объемами флюидов, выделявшихся при дегидратации перечисленных пород по очень широкому фронту в направлении конвергенции, что определяется стереометрией динамо-кинематической системы при ПС. Возникшие при этом ассоциации рудных элементов являются эклектичными и представляют сочетания мантийных, коровых и связанных с осадочным рециклингом элементов.

Описание рудогенных, в частности, золоторудных процессов, происходивших в регионах с ПС, свидетельствует об ее рудоконтролирующей роли. Как один из примеров выступает Центральное Чили, где установлены две золоторудные эпохи –117-112 и 24-8 Ма, главные запасы золота обнаружены над зоной ПС, а сами месторождения прослеживаются широкой полосой с омоложением рудных процессов вглубь континента. В этом же направлении наблюдается углубление очагов магмогенерации. Наряду с порфирировым типом в этом регионе велика роль мезо-эпитептермальных месторождений, связанных с развитием pull-apart-бассейнов [12], а полигенный характер золоторуднения очень сходен с архейским.

В архее Карельского кратона установлен целый ряд признаков ПС. Так, обнаружены специфические породы и их ассоциации – высоконапоровые андезиты, породы одновременно и известково-щелочной, и толеитовой серий, бониниты, адакиты, санукитоиды [2, 5, 13, 14]. Все они являются индикаторами высокоградиентного плавления, происходившего на меньших, чем при обычной субдукции,

глубинах. Наиболее ранние породы адакитовой серии имеют возраст около 3.0 Ga [15]. Столь раннее их появление в архейской истории, когда температура в мантии была более высокой, также приводит к выводу о том, что выплавление адакитов в архее могло происходить только при ПС.

Мантийные кисло-средние породы, связанные с ПС, играют рудоконтролирующую роль для золотого оруденения в поясе Абитиби, в районе Ред Лейка и в Хемло, т.е. во всех трех главных золоторудных регионах кратона Сьюпириор. С плавлением континентальной окраины в дуговой и задуговой обстановке, связывают обилие адакитов в Восточном Голдфилде – главном золоторудном районе в кратоне Йилгарн. Как и в новейших рудных системах, связанных с ПС, для архейских месторождений золота характерны очень сложные ассоциации рудных и малых элементов, включающие Au, PGE, Cu, Ag, Mo, Bi, Se, Sb, As, Ba, Hg, Te, Tl, REE, B, Ni, Co, Vg и др. Появление в этих ассоциациях платиноидов привлекает особое внимание, поскольку в Циркумтихоокеанском рудном поясе известно много медно-порфировых месторождений, которые наряду с золотыми содержат платинометалльные руды. Учитывая это, особое значение приобретают новые данные, полученные в результате изучения на микрозонде минералогии и геохимии цирконов и рудных аксессуариев из тяжелой фракции терригенных осадочных пород в Карельском кратоне, свидетельствующие о том, что в архее существовали минеральные (рудные?) системы, в частности, медно-молибденовая с Au, Ag, PGE (Ir и Pt) порфирового типа. Геохимическая характеристика этих систем определяется комбинациями приведенных выше рудных и малых элементов [16]. Возможно, порфировый тип золотого оруденения в архее не ограничивался в Карельском кратоне Северным Приладожьем [17], а имел более широкое распространение.

Спецификой золоторудных месторождений, приуроченных к архейским комплексам в ряде кратонов Земли (Карельский, Западно-Африканский, Амазонский, Сан-Франциско), является полихронный характер отложения золота, связаный с влиянием некоторых более поздних палеопротерозойских (2.1-1.8 Ga) и более молодых (0.6-0.4 Ga- Сан-Франциско) орогенных событий. Крупные месторождения таких возрастов приурочены к тем супракомплексам, отложение которых произошло в едином с этими орогенными геодинамическом цикле. Эта закономерность обнаруживается и в Восточной Фенноскандии, где золоторудные месторождения палеопротерозойского возраста расположены в протерозойских доменах. Большинство из них связаны со свекофеннским геодинамическим циклом (1.89-1.80 Ga), положение в котором золоторудного процесса и факторы, контролирующие оруденение, очень напоминают архейские, проявленные в этом регионе. В то же время эти и более молодые изотопные возрасты, которые иногда фиксируются в архейских ЗКП и рассматриваются как время рудогенного процесса, могут быть связаны с нарушениями изотопных Sm-Nd-, Rb-Sr- и даже U-Th-Pb- систем, что имеет место на золоторудных месторождениях [18]. Отсутствие признаков других факторов рудогенеза этого возраста, возможно, отражает именно это явление.

Признаки сходства архейской и новейшей геодинамики и доминирующе конвергентный режим, при котором формировались разные генерации ЗКП в Восточной Фенноскандии, сходный с режимом активных микроплитных окраин, являются благоприятными геодинамическими факторами Au-, Cu-Mo-, PGE- рудогенеза, связанного с орогенными, завершившимися архейские геодинамические циклы на рубежах 2.85 и 2.7 Ga. Подавленное проявление интракратонного рифтинга («зеленокаменные пояса рифтовой фазы», по А.И. Гровсу) и толеитовых андезитов, связанных с энзиматическими дугами, накладывает ограничения на перспективы обнаружения Cu-Ni-руд камбалдинского типа и Cu-Zn-руд типа Норанды (VMS-руд). При этом значительно возрастает возможная роль эпигенетического, структурно-контролируемого оруденения.

Литература

1. Кожевников В.Н., Голубев А.И., Рыбаков С.И. Факторы контроля золотометалльного оруденения в архейских зеленокаменных поясах: сравнительный анализ Сьюпириор и Карельского кратонов // Отечественная геология, № 3, 1998. С. 55–64.
2. Lobach-Zhuchenko S.B. et al. Late Archean high-Mg and subalkaline granitoides and lamprophyres as indicators of gold mineralization in Karelia (Baltic Shield), Russia. Kremenetsky, Lehmann & Seltmann (Eds). Ore-Bearing Granites of Russia and Adjacent Countries. INTAS-93-1783 Project, IGCP-373 Project, Moscow, 2000. P. 193–211.
3. Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // Геотектоника, 2000, № 6. С. 3–14.

4. *Кожевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Сергеев С.А.* Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геологическая корреляция. т. 14, № 3, 2006. С. 19–41.
5. *Кожевников В.Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, Карельский НЦ РАН, 2000, 223 с.
6. *Светов С.А.* Эволюция магматических систем в зоне перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. 2005. 210 с.
7. *Feng R., Fan J., Kerrich R.* 1993. Noble metal abundances and characteristics of six granite magma series overprinting of mesothermal gold deposits // *Econ. Geol.*, V. 88, № 6, P. 1376–1401.
8. *Corfu F.* 1993. The evolution of the Southern Abitibi greenstone belt light of precise U-Pb geochronology // *Econ. Geol.*, V. 88, № 6, P.1323–1340.
9. *Archibald N.* 1998. 3D Geology and Tectonic Synthesis of the Kalgoorlie Terrane // *Geodynamics & gold exploration in the Yilgarn. Workshop. abstr.*, 6 August 1998, Perth, Australia, p. 17–22.
10. *Кожевников В.Н.* Архейские геодинамические системы: пологая субдукция, цикличность, молодые аналоги, металлогенические следствия // Сб.: Важнейшие достижения Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Карельский НЦ РАН, 2003. С. 3–21.
11. *Nelson E.P., Forsythe R.D.* 1989. Ridge collision at convergent margins: implications for Archean and post-Archean crustal growth. *Tectonophysics*, v. 161. P. 307-315.
12. *Sillitoe R.H.* 1991. *Gold metallogeny of Chile – An Introduction // Econ. Geol.*, v.86, P. 1187-1205.13. *Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bogina M.M. и др.* High-Mg, low-Ti quartz amphibolites of the Khizovaara greenstone belt, Northern Karelia: Archean metamorphosed boninites?// *Doklady Earth Science* 1999. 365a, С. 817–820.
14. *Samsonov A.V., Bogina M.M., Bibikova E.V. et al.* The relationship between adakititic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield // *Lithos*, 2005. V. 79. № 1-2. P. 83–106
15. *Светов С.А., Хухма Х., Светова А.И., Назарова Т.Н.* Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита // Доклады РАН, 2004, т.397, № 6, С. 810–814.
16. *Кожевников В.Н., Сергеев С.А., Сыстра Ю.Й. и др.* Цирконы из терригенных метаосадков как индикаторы древних рудогенных систем: возрасты, геохимия, минеральные включения // *Наст. сб. С.*
17. *Иващенко В.И., Лавров О.Б.* Комплексное порфиоровое месторождение Ялонваара в архее Карелии (Россия) // *Геология рудных месторождений*, 1996, т. 38, № 5. С. 412–423.
18. *Ross A.A., M.E. Barley, Brown S.J.A. et al.* Young porphyries, old zircons: new constraints on the timing of deformation and gold mineralisation in the Eastern Goldfields from SHRIMP U–Pb zircon dating at the Kanowna Belle Gold Mine, Western Australia // *Precambrian Research* 128, 2004. P. 105–142.

Термальная история архейской мантии – к оценке перспектив алмазности кратонов

Кожевников В.Н.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, e-mail: kvn04@sampo.ru

В докладе приводятся результаты анализа глобальной и региональной позиции кимберлитовых и алмазносных провинций и раннедокембрийских регионов, в зеленокаменных поясах которых есть продукты коматиитового вулканизма и сингенетичные медно-никелевые руды, связанные с коматиитами, известные как руды камбалдинского типа. Интерес к системе «кимберлиты – алмазы – коматииты – руды камбалдинского типа» вызван несколькими причинами.

Во-первых, все компоненты этой системы являются результатом мантийного магматизма, происходившего в подавляющем большинстве в кратонах с архейской корой, либо в доменах, претерпевших более позднюю протерозойскую тектоно – термальную переработку, но сохраняющих геохимические и/или изотопно-геохимические признаки существования коры этого возраста [1]. На сегодняшний день обсуждение проблемы происхождения алмазов в значительной мере связано с изучением режимов глубинного магмогенеза и строения «холодных» корней или килей архейских кратонов, уходящих глубоко в мантию [2].

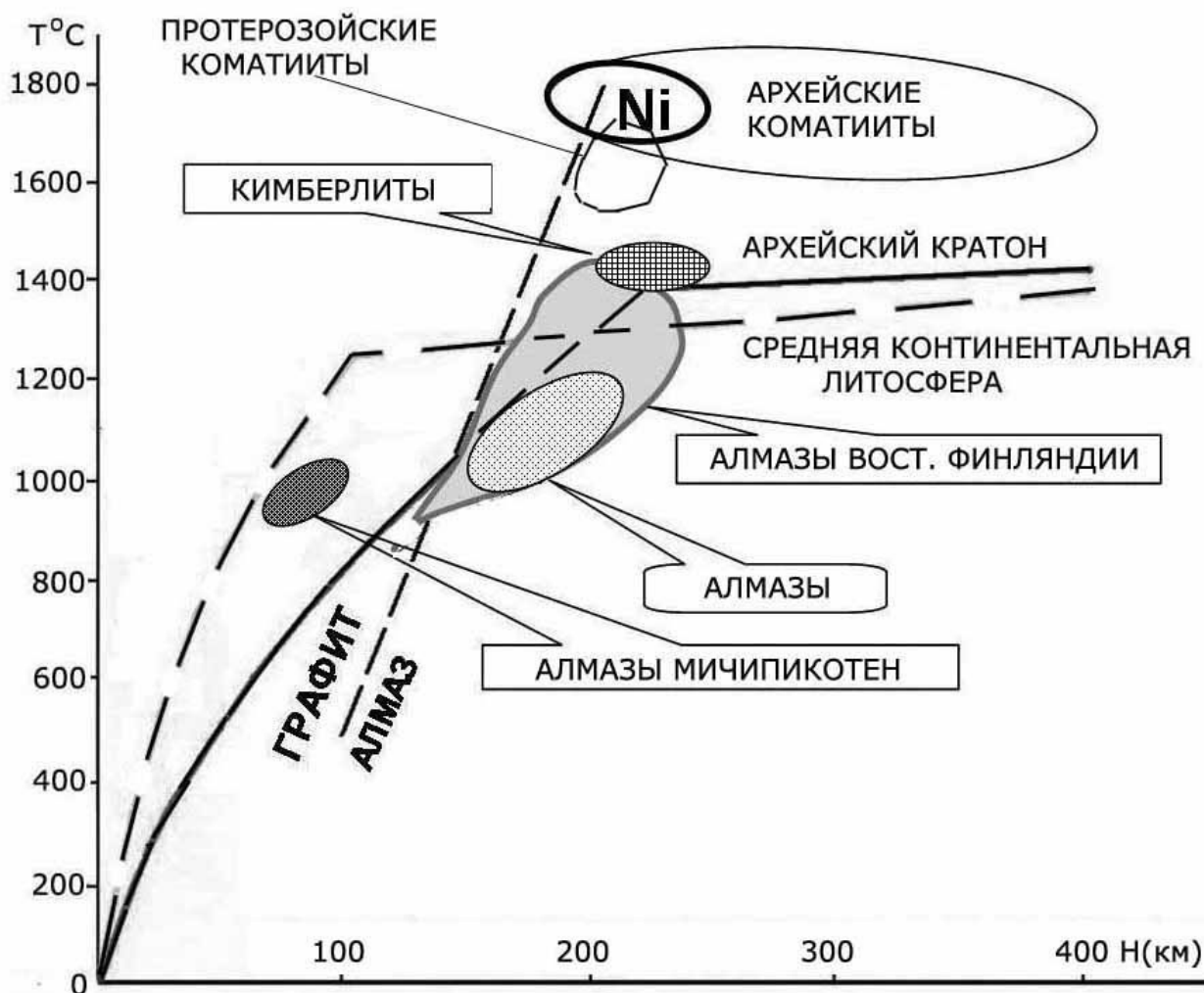


Рис. Температура и глубина выплавления кимберлитов и лампрофиров [10], архейских и протерозойских коматиитов (Ni- камбалдинского типа) [3], условия формирования алмазов архейского возраста по включенным в них сингенетичным силикатам [10], алмазов в ксенолитах эклогитов из кимберлитов Восточной Финляндии [17] и в архейских известково-щелочных лампрофирах пояса Мичипикотен [13]. Архейская и современная «средняя» геотермы [18], граница перехода алмаз → графит [19]

Во-вторых, обобщение данных по палеотемпературам мантии в очагах генерации коматиитовых расплавов, рассчитанным для временного интервала 3.8-1.8 Ga, позволил выявить некоторую специфику Карельского кратона, отличающую его от большинства аналогичных тектонических структур. Так, удалось показать [3], что пик потенциальной температуры ($T_p = 1845^\circ\text{C}$) в архейской мантии Карельского кратона, рассчитанный по составам коматиитов в зеленокаменных поясах, на 300 Ma опередил глобальный пик, зафиксированный на рубеже 2.7 Ga, когда была сформирована наиболее молодая генерация зеленокаменных поясов в кратонах Йилгарн, Сьюпириор, Зимбабве и Сан-Франциско. Именно в этих поясах известны предельно высокотемпературные коматииты, выплавленные из очагов, в которых температура на $270\text{-}350^\circ\text{C}$ превышала среднюю потенциальную температуру мантии ($T_p = 1525^\circ\text{C}$), рассчитанную для рубежа 2.7Ga, и с этими коматиитами связаны руды камбалдинского типа. Специфика никеленосных коматиитов кроме предельно высокой магнетиальности определяется недеплеетированностью их глиноземом, что является признаком малоглубинного плавления, и контаминированностью их расплавов материалом континентальной коры. Эти два условия могли реализовываться при взаимодействии мантийного плюма с зоной субдукции на активной окраине континента [4]. В архее Карельского кратона коматииты такого типа проявлены в очень незначительном объеме (формация Пампало в поясе Хатту в В.Финляндии и силлы и

дайки в Костомукше и в Северной Карелии). Для него типичными являются коматииты в мафических аллохтонах фрагментов океанических плато [5] или сложнопостроенных разрезов супрасубдукционных офиолитоидов [6,7].

В третьих, уже при обсуждении проблем никеленосности архейских зеленокаменных поясов был затронут вопрос об алмазах, поскольку к концу прошлого века проявился особый интерес к термальной истории мантии, подогреваемый тем, что в молодых кимберлитах разных регионов Земли были обнаружены алмазы архейского (до 3.4 Ga) возраста [8,9]. Термобарометрия сосуществующих в них силикатов-узников свидетельствует о небольших (140-210 км) глубинах и температурах (900-1200°C) кристаллизации всей ассоциации [10].

В глобальном распределении никеленосных и алмазоносных провинций явно просматривается антагонизм, проявленный в том, что они либо находятся в разных кратонах, либо в разных частях крупных кратонов типа Сьюпириор или Калахари. Возможно это связано со спецификой коматиитового магматизма камбалдинского типа, который в наиболее мощном виде проявлен в локатипическом регионе – Восточном Голдфилде, на востоке кратона Йилгарн и менее интенсивно в кратонах Зимбабве, Сьюпириор и Сан-Франциско. В остальных кратонах сколько-нибудь значительных проявлений руд, связанных с коматиитами, не известно и, таким образом, продуктивный коматиитовый магматизм в глобальном масштабе оказывается достаточно локализованным.

Наиболее контрастно антагонизм в распределении никеленосных и алмазоносных провинций виден на примере кратонов Слэйв, Танзанийский и Йилгарн. В архейской истории двух первых проявления коматиитового магматизма не известны вообще. Одновременно для них характерно широкое проявление кимберлитов, лампроитов и лампрофиров при высоком проценте алмазоносных пород [11,12]. Полярную позицию занимают Йилгарн и Зимбабве, а также восточная часть кратона Сьюпириор – пояс Абитибиде, где в архейских зеленокаменных комплексах значителен объем рудоносных коматиитов. Во всех этих регионах есть проявления кимберлитов, но все они практически не алмазоносные. Обнаруженные в последние годы в поясе Абитибиде проявления алмазов связаны с дайками известково-щелочных лампрофиров, минетт и других пород, сходных с теми, которые описаны в зеленокаменном поясе Мичипикотен в центральной части кратона Сьюпириор. Возраст этих пород 2.67-2.71 Ga, и они представляют совершенно новый тип алмазоносных комплексов, возникших в результате малоглубинного ($H < 80-100$ км) плавления в активной архейской субдукционной зоне, в качестве аналога которой рассматривается зона субдукции в Западной Мексике [13].

В кратоне Каапвааль широко проявлен кимберлитовый магматизм, который был растянут во времени почти на 2 Ga. Для него характерен высокий процент алмазоносных объектов. В этом кратоне коматиитовый магматизм датируется возрастными 3.5 Ga (пояс Барбертон) и 2715 Ma (бассейн Витватерсранд). Несмотря на молодой архейский возраст последнего, никелевое оруденение в нем не обнаружено. Некоторые моменты, связанные с алмазоносностью этого кратона, важны при сопоставлении с территорией Карелии:

- кимберлитовые поля в большей мере развиты в позднеархейской западной части кратона Каапвааль, где коматиитовый вулканизм проявлен слабо;

- в его раннеархейской восточной части большие объемы коматиитов изливались в океанической обстановке и представляют аллохтоны (карельские коматииты в подавляющем своем большинстве также имеют энсиматическую природу и находятся в разрезах океанических аллохтонов);

- заметная часть кимберлитовых полей находится в пределах мобильных поясов (Лимпопо, Магонди, Намаква-Наталь), сформированных в возрастном интервале 2.7-0.95 Ga и наложенных на кратон (с поясами Лимпопо и Магонди по возрасту и природе сходны Беломорский подвижный пояс и северная часть Приладожья, которые нельзя считать заведомо бесперспективными территориями на основании того, что это является «нарушением» правила Клиффорда).

При обсуждении проблемы алмазоносности кратонов значение приобретают следующие различия режимов коматиитового магматизма, существовавшие в архее, которые на эмпирическом уровне вытекают из сравнительного анализа:

- в кратоне Каапвааль, отличающемся обилием алмазоносных объектов, молодые контаминированные коматииты изливались в осадочном бассейне Витватерсранд в обстановке стабилизированной континентальной платформы с очень мощной к тому времени субконтинентальной литосферной мантией [14,15]. Важно, что в позднеархейских осадках Витватерсранда присутствуют детритовые алмазы (!)- прямое доказательство существования алмазов архейского возраста [16];

- в кратоне Йилгарн, представляющем классический регион с никеленосными зеленокаменными поясами, предельно высокотемпературные контаминированные кислой корой и малоглубинные коматииты изливались в обстановке задугового континентального спрединга, которому подвергалась тонкая архейская кора [4]. Подобные условия могли быть обеспечены высоким подъемом плюма на окраине континента.

Открытие среди сингенетичных включений в алмазах из Бразилии, Южной Африки и Канады минеральных фаз, возникающих при экстремально высоких давлениях и глубинах (до 400 км), т.е. значительно глубже очагов генерации кимберлитовых магм, свидетельствует о возможной асинхронности формирования и непарагенетичности этих магм и алмазов. Многочисленные свидетельства того, что алмазы значительно древнее, чем вмещающие их породы, заставляют предполагать, что для того, чтобы древние алмазы сохранились до того, как они попадут в кимберлитовый расплав, который доставит их на поверхность, длительное время должна сохраняться стабильная обстановка. Именно этому условию отвечают древние кратоны.

Антагонизм в распределении алмазоносных и никеленосных провинций находит объяснение при оценке глубинных режимов генерации коматиитов, расплавов щелочных пород и стабильности алмаза. На диаграмме «Температура – Глубина» (см.рис.) линия перехода «алмаз → графит» в высокотемпературной ($T=1700-1830^{\circ}\text{C}$) области пересекает наименее глубинную ($H=180-240$ км) часть поля генерации архейских коматиитовых расплавов, т.е. именно ту область, где выплавлялись коматииты камбалдинского типа. Поэтому эта область является в лучшем случае областью метастабильности алмаза. Учитывая очень крутой на данном графике наклон пограничной линии «графит-алмаз», следует признать, что высокий подъем изотерм, связанный с внедрением плюма, генерирующего никеленосные коматиитовые расплавы, мог быть губительным для ранее выкристаллизовавшихся на том же уровне субконтинентальной мантии алмазов, которые в такой ситуации переходили в графит. Более низкие температуры ($T_p=1450-1730^{\circ}\text{C}$) генерации палеопротерозойских коматиитовых расплавов, в том числе тех, с которыми связаны Cu-Ni-(\pm PGE) месторождения (Печенга в В.Фенноскандии, в Канаде это пояса Кейп Смит в орогене Унгава и Томпсон в кратоне Сьюпириор), и сходные с архейскими рудоносными коматиитами по глубинам выплавления ($H=190-225$ км) условия определяют положение этих пород в поле стабильности алмаза. Снижение к рубежу 2 Ga средней температуры в мантии до 1450°C могло обеспечить сохранность алмазов в сублитосферной мантии в архейских регионах, претерпевших протерозойскую тектоно-термальную переработку. Возможно именно поэтому в протерозойских и более молодых орогенических поясах, обрамляющих архейские кратоны, находятся алмазоносные объекты, некоторые из которых являются уникальными по масштабам, например, австралийское месторождение Аргайл, находящееся в орогене Холлс Крик на западе кратона Кимберли. Загадочными остаются условия сохранения в породах пояса Мичипикотен алмазов, кристаллизовавшихся на малых ($H<80$ км) глубинах в поле стабильности графита.

Оценивая перспективы Карелии на алмазы, необходимо подчеркнуть, что уже сделанное на ее и на финской территории (в архейском домене) открытие кимберлитов и лампроитов, в том числе алмазоносных, причем разного возраста, позволяет давать оптимистичный прогноз. Как показывают примеры по динамике открытия алмазоносных объектов в Канаде и Австралии, это очень быстро развивающийся процесс. Отсутствие в регионе признаков коматиитового вулканизма камбалдинского типа с возрастом 2.7 Ga является положительным фактором, который мог обусловить сохранение архейских алмазов в мантии. Признаки проявления в архее региона субдукционных процессов в обстановке активной континентальной окраины, процессов, связанных со взаимодействием плюмов и зон субдукции и коллизионных процессов позднеархейского и палеопротерозойского воз-

раста также могли выступать как благоприятные факторы для неоднократного роста алмазов. При этом могли создаваться предпосылки для образования алмазов как в традиционных породах – кимберлитах и лампроитах, так и в породах – производных субдукционного плавления в позднем архее, как это имеет место в Абитиби и Ваве или в базальтовых и пироксенитовых коматиитах, аналогичных тем, которые описаны во Французской Гайяне в Южной Америке. Кроме того, нельзя рассматривать как бесперспективные территории Беломорского подвижного пояса и Северного Приладожья, о чем свидетельствует опыт изучения алмазоносных объектов в мобильных поясах других докембрийских регионов.

Литература

1. Downes P.J., Griffin B.J., Griffin W.L. Mineral chemistry and zircon geochronology of xenocrysts and altered mantle and crustal xenoliths from the Aries micaceous kimberlite: Constraints on the composition and age of the central Kimberley Craton, Western Australia // *Lithos* 93, 2007. P. 175–198.
2. Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Овчинников Н.О., Пушкарев Ю.Д., Пестриков А.А., Бабушкина М.С. Верхняя мантия под архейскими кратонами: термальное состояние, химический состав, степень плавления (данные по глубинным ксенолитам) // Тр. V Международного семинара "Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы", 2005, Иркутск –Петропавловск-Камчатский. С. 80–97.
3. Кожевников В.Н., Светов С.А. Мантийные и коровые термальные аномалии в архее и раннем протерозое: региональный анализ, глобальные корреляции, металлогенические следствия //Сб. Геология и полезные ископаемые Карелии, вып.4, Петрозаводск, 2001. С. 3–17.
4. Nelson D.R. Granite–greenstone crust formation on the Archaean Earth: a consequence of two superimposed processes// *Earth Planet. Sci. Lett.*, 158, 1998. P. 109–119.
5. Puchtel L.S., Hofmann A.W., Mezger K. et al. Oceanic plateau model continental crustal growth in the Archaean: A case study from Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998. 155. P. 57–74.
6. Кожевников В. Н. Геология и геохимия архейских северокарельских зеленокаменных структур. Петрозаводск, 1992, 199 с.
7. Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bogina M.M., Slabunov A.I., Bibikova E.V. 2.8 Ga suprasubduction zone ophiolites of the Khizovaara greenstone belt, North Karelia: the first known occurrence of Archaean rocks having boninitic affinities // *Abstr. SVEKALAPKO Europrobe project, Workshop*, P. 58.
8. Richardson S. H., Gurney J. J., Erlank A. J., and Harris J. W. Origin of diamonds in old enriched mantle // *Nature*, 310, 1984, P. 198–202.
9. Richardson S.H., Harris J.W., Gurney J.J. Three generations of diamonds from old continental mantle // *Nature* 366, 1993. P. 256–258.
10. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира. М., Геоинформмарк, 2000, 271с.
11. Borg G, Shackleton R.M. The Tanzania and NE-Zaire Cratons // In: *Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geol. and Geophys.* № 35, Oxford, 1997. P. 608–619.
12. King J., Helmstaedt H. The Slave province, North-West Territories // In: *Greenstone Belts, Oxford Monographs on Geol. and Geophys.*, 35. P. 233–254.
13. Lefebvre N., Kopylova M., Kivi K. Archean calc-alkaline lamprophyres of Wawa, Ontario, Canada: Unconventional diamondiferous volcanoclastic rocks// *Prec. Res.* 138, 2005. P. 57–87.
14. Pearson, D.G., Shirey, S.B., Harris, J.W. and Carlson, R.W. Sulphide inclusions in diamonds from the Koffiefontein kimberlite, S. Africa: constraints on diamond ages and mantle Re-Os systematics// *Earth Planet. Sci. Lett.*, 160, 1998. P. 311–326.
15. Pearson, D.G., Shirey, S.B., Bulanova, G. P., Carlson, R.W. and Milledge, H.J. Re-Os isotopic measurements of single sulfide inclusions in a Siberian diamond and its nitrogen aggregation systematics // *Geochim. et Cosmochim. Acta* 63, 1999. P. 703–711.
16. Brandl G., M.J. de Wit. The Kaapvaal Craton // In: *Greenstone Belts, Oxford Monographs on Geol. and Geophys.* № 35. Oxford, 1997. P. 581–607.
17. Lehtonen M, O'Brien H, Peltonen P, Johanson B and Pakkanen L. Layered mantle at the edge of the Karelian craton: P-T of mantle xenocrysts and xenoliths from eastern Finland kimberlites // 8th International Kimberlite Conference, 2003.
18. Pollack H.N. Thermal characteristics of the archaean // *Greenstone Belts (Eds.: M.J. de Wit, L.D.Ashwal)*, Oxford monographs on geology and geophysics; no.35, 1997. P. 223–232.
19. Kennedy C.S., Kennedy G.C. The equilibrium boundary between graphite and diamond // *J. Geophys. Res.* 81, 1976. P. 2467–2470.

Цирконы из терригенных метаосадков как индикаторы древних рудогенных систем: возрасты, геохимия, минеральные включения

Кожевников В.Н.¹, Сергеев С.А.², Сыстра Ю.Й.³, Сафронов А.Н.¹, Кевлич В.И.¹, Макарихин В.В.¹, Рычанчик Д.В.¹

¹ Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, e-mail: kvn04@sampo.ru

² ВСЕГЕИ имени А.П. Карпинского, Центр изотопных исследований, г. Санкт-Петербург, e-mail: Sergey_Sergeev@vsegei.ru

³ Таллиннский технологический университет, г. Таллинн, e-mail: systra@staff.ttu.ee

Первые описания гидротермальных цирконов были сделаны для богатых фтором и/или углекислотой систем, для кварц-турмалиновых мезотермальных жил на месторождениях золота в поясе Абитиби [1] и в медно-урановом месторождении Олимпик Дам в Австралии [2]. Последующие интенсивные исследования в этом новом направлении, проведенные на золоторудных и медно-молибденовых месторождениях в кратонах Йилгарн, Зимбабве и в Папуа Новой Гвинее, позволили определить систему типоморфных признаков цирконов, связанных с рудогенными процессами. По результатам изучения гидротермальных цирконов из порфировых и мезотермальных золоторудных месторождений были выделены следующие критерии их диагностики [3]:

- – морфология и парагенезисы в руде и в минеральных ассоциациях внутри рудных тел;
- – более высокое содержание циркона в рудных телах, чем во вмещающих породах;
- – наличие в цирконах включений рудных минералов и минералов-продуктов вторичных изменений, связанных с рудными процессами;
- – сходный состав флюидных включений в цирконах, рудных и вторичных минералах;
- – специфический набор в них как петрогенных (Fe, Ca), так и малых (Cu, As, Sb, Sn, Ba, Ag, Yb, Th, U, Pb) элементов.

Для гидротермальных цирконов характерны округлая форма, призматические зоны роста и секториальная зональность в ядерной части. Нередко наблюдается положительная аномалия Ce^{+4} за счет его предпочтительного по сравнению с другими LREE вхождения в структуру циркона на место Zr или Hf.

Ранее проведенное изучение с помощью ионного микронзонда SHRIMP-II изотопных возрастов детритовых и метаморфических цирконов из архейских терригенных кварцитов в зеленокаменных поясах Северной и Восточной Карелии и цирконов из кислых туфов в мафическом разрезе Костомукшского пояса в Западной Карелии показало [4], что некоторые его зерна обладают геохимическими (высокое содержание U, Th и Pb) и морфологическими характеристиками гидротермальных или гидротермально-измененных цирконов. Последующее изучение в них с помощью микроанализатора TESKAN твердых включений позволило диагностировать минеральный состав и/или геохимию последних. Возможность оценивать возраст гидротермальных процессов и их геохимическую специфику по цирконам из терригенных осадочных пород стимулировала проведение дальнейших исследований в этом направлении.

Ниже приводятся результаты изучения детритовых и метаморфогенных цирконов (с акцентом на гидротермальные) из терригенных пород Карелии архейского/лопийского (кварциты Хизоваары и Маткалахты), палеопротерозойского-ятулийского (цемент конгломератов в Центральной Карелии и кварциты в Северной Карелии) и веписийского (шокшинские кварциты на о.Брусно в Онежском озере) возрастов и из девонских песчаников края Восточно-Европейской платформы, обнаженных на восточном берегу Онежского озера. Из-за малого объема материала галек из сумийских конгломератов Северной Карелии выход самостоятельных зерен циркона оказался ничтожным. Однако, сложные сростания циркона с другими, в том числе с рудными минералами, и сами рудные минералы в тяжелой фракции и их геохимия оказались весьма интересными. Поэтому мы сочли необходимым представить эти данные, крайне важные в контексте проблем, связанных с возрастными и типами древних благороднометалльных рудогенных систем.

Для изученных цирконов во всем временном интервале «сквозными» являются включения следующих минералов и/или их комбинаций: кварц, F-апатит, плагиоклаз, K-Na – полевошпатовый шпат, калишпат, биотит, магнетит, реже альбит, пироксен, амфибол, титаномагнетит, сфен. Совершенно иная картина обнаруживается в гидротермальных цирконах. В них наряду с этими минералами, которые могут приобретать специфическую геохимию или форму выделения, появляются низкотемпературные минералы – серицит, карбонаты, хлориты, гидроокислы железа и, по-видимому, кремния и алюминия. Рудные включения представлены сульфидами, окислами, силикатами, фосфатами, реже фторидами.

Наиболее древние (3334 ± 11 – 2779 ± 41 Ма – здесь и далее приводятся Pb^{207}/Pb^{206} – возрасты) детритовые цирконы из кварцитов в разрезе мафической толщи Маткалахтинской структуры содержат включения поздне-постмагматических гидротермальных минералов, заполняющих сферические (Mn – титаномагнетит), гнездовидные (пирит+биотит+монацит) и трещинные (кальцит) полосы. Возрасты зерен цирконов – хозяев составляют соответственно 3290 ± 21 , 3187 ± 11 и 3128 ± 17 Ма.

Среди доминирующе архейских (3151 ± 5 – 2651 ± 4 Ма) детритовых и метаморфогенных цирконов из архейских кварцевых аренигов Хизоваары, залегающих на островодужных андезитах, обнаружены единичные гидротермальные метаморфогенные зерна сумийского (2486 ± 6 и 2435 ± 8 Ма) возраста. Они имеют кавернозное строение, очень гетерогенны, содержат обильные включения биотита, калишпата, монацита и имеют высокое содержание U (до 0.14%, здесь и далее приводятся вес.%) и Th (до 0.21%). В агрегате хлорита и гидроокислов железа из тяжелой фракции этих кварцитов обнаружено включение окисла Y и Yb, содержащее 35.4% Ir.

Изучение включений в детритовых цирконах из палеопротерозойских ятулийских терригенных пород Северной и Центральной Карелии продемонстрировало их существенные различия. Так, в ятулийских кварцитах южного берега оз. Паанаярви в Северной Карелии цирконы обладают «примитивным» составом и минеральными включениями, и самой матрицы. Минеральные включения представлены F-апатитом, K-Na полевым шпатом, кварцем, биотитом и их сочетаниями. Изучение изотопных возрастов этих цирконов показало широкие вариации архейских (2627 ± 25 – 3000 ± 19 Ма с тримодальным распределением возрастов – 3022 ± 24 , 2873 ± 24 и 2660 ± 18 Ма) и палеопротерозойских (2047 ± 14 – 2207 ± 9.6 Ма) возрастов. Среди архейских зерен признак гидротермального процесса – выделения кальцита и анкерита в зоне роста шириной 5–7 мкм, наблюдался лишь в одном зерне, возраст которого определен как 2725 ± 14 Ма. В то же время все протерозойские зерна являются типично гидротермальными (кавернозные зерна с обильными включениями биотита и халькопирита, с высоким содержанием $U=1237$ – 1601 ppm и повышенным $Th=130$ – 547 ppm).

Зерна детритового циркона из цемента конгломерата низов ятулийского разреза в западном крыле Онежской мульды разделены по морфологии на 6 групп. Около 60% всех зерен являются темными крупными окатанными и мелкими слабоокатанными, а 40% – светлыми хорошо окатанными. Гидротермальные и гидротермально-измененные зерна занимают существенный (около 10%) объем. Морфология измененных под действием гидротермальных растворов участков зерен циркона может быть самой разнообразной. В отсутствие зональности роста измененные участки и минеральные включения чаще всего имеют круглую и овальную либо неправильную амебовидную форму. Включения представлены сульфидом (пиритом), F-апатитом, кварцем, калишпатом, биотитом и гидроокислами железа. Апатит в таких зернах содержит до 0.4% U, 0.3% Th и 9.2% Σ LREE. В измененных участках циркона падает содержание Zr, что компенсируется ростом содержания Ca (до 3.0%), Fe (до 2.0%), Al (до 0.6%), LREE (Ce – 3.5%, La – 1.0%, Nd – 1.6%), Sc (до 0.5%), Br (до 2%), Th (до 2.5%). В зернах, где проявлена зональность роста, может наблюдаться более сложная последовательность минералообразования и изменения химизма циркона. По зонам роста наблюдаются цепочечные включения F-апатита с высоким содержанием U и Th. Промежутки между этими включениями выполнены гидроокислами железа, содержащими до 0.23% U. В измененном в зонах роста цирконе наблюдается повышение содержания F (до 1.16%), Na (до 0.2%), Al (до 0.84%), Ca (до 1.54%), Mn (до 0.15%), Fe (до 0.57%), Ce (до 1.42%), Hf (до 0.5%), Th (до 8.54%) и Ir (до 2.63%), сопровождаемое падением содержания Zr до 31.2%. В экзоконтактах микрожил, выполненных кварцем и апатитом, измененный циркон содержит Fe (до 0.7%), Ce (до 0.88%), Hf (до 2.51%), Th (до 2.2%) и Nd (до 1.1%). В наиболее поздних трещинных изменениях наблюдается более низкое содер-

жание Na (до 0.13%), Al (до 0.39%), Ca (до 0.37%), Mn (до 0.15%), Ce (до 0.88%), Th (до 2.17%) и более высокое Fe (до 0.74%), Hf (до 1.42%), Zr (до 43%) и U (до 0.03%). Рост минералов-включений и последовательная смена типов изменений зерен циркона (по зонам роста или в виде включений → жильные → трещинные), скорее всего, происходили в рамках единого гидротермального процесса, судя по сходству ассоциирующих элементов. Повышенное содержание Ir отмечено в зонах, где произошло изоморфное замещение Zr на Ce^{+4} (с его интенсивной положительной аномалией) и на Th.

В детритовых цирконах из шокшинского кварцита вепсйского возраста, которые разделены на 5 групп и среди которых 25% составляют округлые темные зерна, минеральные включения представлены кварцем, апатитом, калишпатом, биотитом, гидроокислами железа, хлоритом, реже альбитом, монацитом, фторидами редких земель и рудными минералами сложного состава. Гидротермальные ассоциации развиваются по зонам роста, по радиальным и амёбовидным системам трещин, секущим зональность, и в виде включений округлой формы. В измененных участках циркона падение содержания Zr компенсировалось ростом содержания Ca (до 3.0%), Fe (до 0.8%), Ce – до 1.55%. Параллельно с этим происходил рост самостоятельных минеральных фаз и минеральных ассоциаций со специфической геохимией. Так, обнаружены включения рудных минералов, содержащих Mn (19–39%), Pb (10–22%), As (до 1.3%) и Ba (до 0.7%).

В 6-ти группах цирконов из девонских песчаников преобладают удлиненные прозрачные окатанные некрупные зерна, темные зерна составляют лишь 8–10%. Минеральные включения представлены кварцем, апатитом, калишпатом, биотитом и их ассоциациями. По одному представлены включения медистого ($Cu=7.8\%$) пирита и монацита. Гидротермальные изменения обнаруживаются в 5–7% зерен циркона как зоны роста или зоны обрастания, сложенные пятнистым агрегатом биотита и цирконовой матрицы, имеющими «примитивную» геохимию. В то же время анализ геохимии всех 89 зерен цирконов позволил в двух из них выявить присутствие Au (2.0 и 2.03%). Это в совокупности с фактом обнаружения в тяжелой фракции из этой пробы, вес которой около 15 кг, пяти золотинок позволяет сделать вывод о том, что среди источников обломочного материала девонских песчаников, были породы – компоненты благороднометалльных рудных систем.

Сложная минералогия и геохимия, в том числе благороднометалльная, обнаружилась при изучении тяжелой фракции из галек кварцитов и кварцито-песчаников в сумийских конгломератах Северной Карелии. В месте отбора пробы на коре выветривания позднеархейских (2.7 Ga) плагиомикротрилоновых гранитов залегает базальный горизонт палеопротерозойских грубозернистых слоистых аркозов мощностью 2–3 м, на которых, в свою очередь, залегают полимиктовые конгломераты мощностью в несколько метров с гальками и валунами гранитов, гранодиоритов, амфиболитов, реже кварцитов и песчаников. Эта базальная пачка перекрыта толщей кислых вулканитов сумия (2.45 Ga).

В тяжелой фракции галек кварцитов и песчаников выделились три группы рудных минеральных ассоциаций. Первая представлена сложными сростаниями скелетных и радиальных агрегатов гидротермальных цирконов с биотитом, кварцем, мусковитом / серицитом и пиритом. В максимально измененных участках таких цирконов и в крипстокристаллических сростаниях циркона с сульфидами появляется целый ряд петрогенных и малых элементов, содержание которых достигает значений: Al – 0.56–1.15%, Ca – 0.4–1.5%, Fe – 0.9–7.2%, S – 6.7%, Mo – 8.6%, Hf – 4.2%, Hg – 3.32%, Th – 2.95%, Ir – 9.86%.

Вторая рудная сульфидная ассоциация представлена халькопиритом, в котором включены кварц, биотит с включениями барита, галенит, содержащий Cu (3%) и Se (1.27%), молибденит, содержащий Pt (1.9–2.51%). Чаще наблюдаются колломорфные натечные обрастания кристаллов халькопирита агрегатом малахита/азурита (?) и лимонита/сидерита (?) с включениями барита и торита. Этот агрегат содержит Pb (до 3.6%), Mo (до 2.3%) и Ba (до 5.2%). В торите определено содержание U = 3.62–6.39% и Pb = 7.32–32.94% и обнаружено включение минерала с соотношением Au/Ag = 1: 4.5.

Третья рудная ассоциация (рутил + ниобаты + биотит ± кварц ± мусковит), является окисной. В ниобатах содержатся (в ат.%): Nb – 5.55–13.3%, Ti – 4.0–6.8%, Fe – 3.0–6.46%, Pt – 4.1–4.8%, Mo – 4.24%, Al+Si+Ca < 2.5%. Кроме этого отмечены отдельные зерна окисла железа, содержащего 4.96–6.85% Mo.

В результате тонкого изучения детритовых и метаморфических цирконов и ассоциирующих с ними минералов в терригенных породах Карелии наметилась возможность использовать их как индикаторы характера и времени проявления гидротермальных процессов, связанных с эндогенной активностью во временном интервале 3.0–1.65 млрд.лет (лопий-сумий-ятулий-вепсий) и выявить некоторые закономерности:

- наибольшую информацию о древних гидротермальных и рудогенных системах сохраняют гидротермальные и гидротермально-измененные цирконы и ассоциирующие с ними рудные минералы в палеопротерозойских (сумийских и ятулийских) конгломератах;

- в гальках терригенных пород из сумийских конгломератов установлены признаки продуктов разрушения архейских рудных систем двух типов: благороднометалльных (PGE, Au, Ag) Cu-Mo порфириновых и редкометалльных Nb-гранитных, в которых обнаруживаются низкотемпературные гидротермальные минералы (барит, серицит, гидроокислы железа, карбонаты железа и меди) и элементные ассоциации (Ba, Hg, Tl, Pb, S, Se, As);

- в цирконах из ятулийских конгломератов установлены признаки благороднометалльной (Ir) специфики изменений, сопровождаемых ростом содержания Th, U, Hf, LREE (с +Ce-аномалией), в отдельных случаях F, Na, Sc, Br;

- древние (архейские) и молодые (ятулийские и вепсийские) зрелые терригенные кварциты и девонские песчаники содержат мало гидротермальных цирконов, имеющих к тому же «примитивную» минералогию и геохимию включений, что может быть следствием как плохой сохранности при длительном выветривании более метамиктных, неоднородных и трещиноватых гидротермальных зерен, так и эрозией глубинного среза континентальной коры – источника детритуса, лишенного продуктов гидротермальной деятельности;

- отдельные признаки благороднометалльного оруденения отмечены в архейских кварцитах Хизоваары (Ir) и в девонских песчаниках (Au).

Работа выполнена в рамках бюджетного финансирования инициативных тем плана НИР ИГ КарНЦ РАН «Архейские кратоны Земли: строение, происхождение, эволюция, рудогенез» и «Раннедокембрийская геодинамика юго-восточной части щита Фенноскандинавского щита: геологический, геохимический, геохронологический и палеонтологический аспекты».

Литература

1. *Claoue-Long J.C., King R.W., Kerrich R.* Achaean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralization //Earth Planet. Sci.Lett. 98, 1990, pp.109–128.
2. *Oreskes N., Einaudi M.T.* Origin of rare earth element-enriched hematite breccias at the Olympic dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, S. Australia //Econ. Geol., 85, 1990, pp.1–28.
3. *Mernagh T.P., K.C. Lawrie, E.A. Belousova, E. van Achterbergh and C.G. Ryan.* 2004. The identification of hydrothermal zircons in mineral Deposits // Abstracts SEG 2004 Predictive Mineral Discovery Under Cover, Eugen Stumpfl Memorial Symposium, Perth, Western Australia 27 September-10 October, p.444–447.
4. *Кожеевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Сергеев С.А.* Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геологическая корреляция. т. 14, № 3, 2006. С. 19–41.

Находка редкого минерала ганита в диаспор-пирофиллитовых сланцах Приполярного Урала

Козырева И.В., Швецова И.В.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail:kozyreva@geo.komisc.ru

Хорошо образованные кристаллы цинковой шпинели – ганита с типовой формулой $ZnAl_2O_4$ – обнаружены авторами на участке Сводовый, который расположен в приводораздельной части хребта Малдынырд, севернее истоков ручья Подничишор, восточнее рудопроявления серебра «Ясное».

В толще (40–400 м?) красноцветных априолитовых сланцев с пирофиллитом, диаспором, серицитом и гематитом присутствуют серицит-пирофиллитовые и гематит-диаспор-пирофиллитовые сланцы, насыщенные конкрециями диаспоритов размером 3–10 см [2, с. 15]. На Урале ганит впервые был найден А.Н.Лабунцовым в Ильменских горах (Миасс) в 1950 г. Там же позднее (1990 г.) В.О.Поляков обнаружил железистый ганит, образующий изоморфный ряд с герцинитом [4]. Согласно устному сообщению Э.Н.Озеровой (ведущий геолог ЗАО «Кратон»), ею ганит был определен под бинокляром в протолочке из диспорсодержащих сланцев того же участка Сводовой в 1980-х гг., но исследование химического состава минерала не проводилось. Я.Э.Юдович и др. [8, с. 52], изучив хромшпинелиды из алькесвожских гравелитов и песчаников на «гряде Альбова» (хр. Малдындыр), отметили их уникальность, обусловленную высокими концентрациями цинка и марганца, и предположили, что эти минералы представляют собой переходную разновидность от хромита к ганиту. А.Б.Макеев и др. [6] описали ганит из диаспор-пирофиллитовых сланцев, развитых на участке «Гряда Альбова» (приблизительно 7.5 км северо-восточнее участка Сводовой), в ассоциации с новыми минеральными разновидностями цинкосодержащих хромшпинелидов – манганоцинкохромитом и манганоцинкоалюмохромитом.

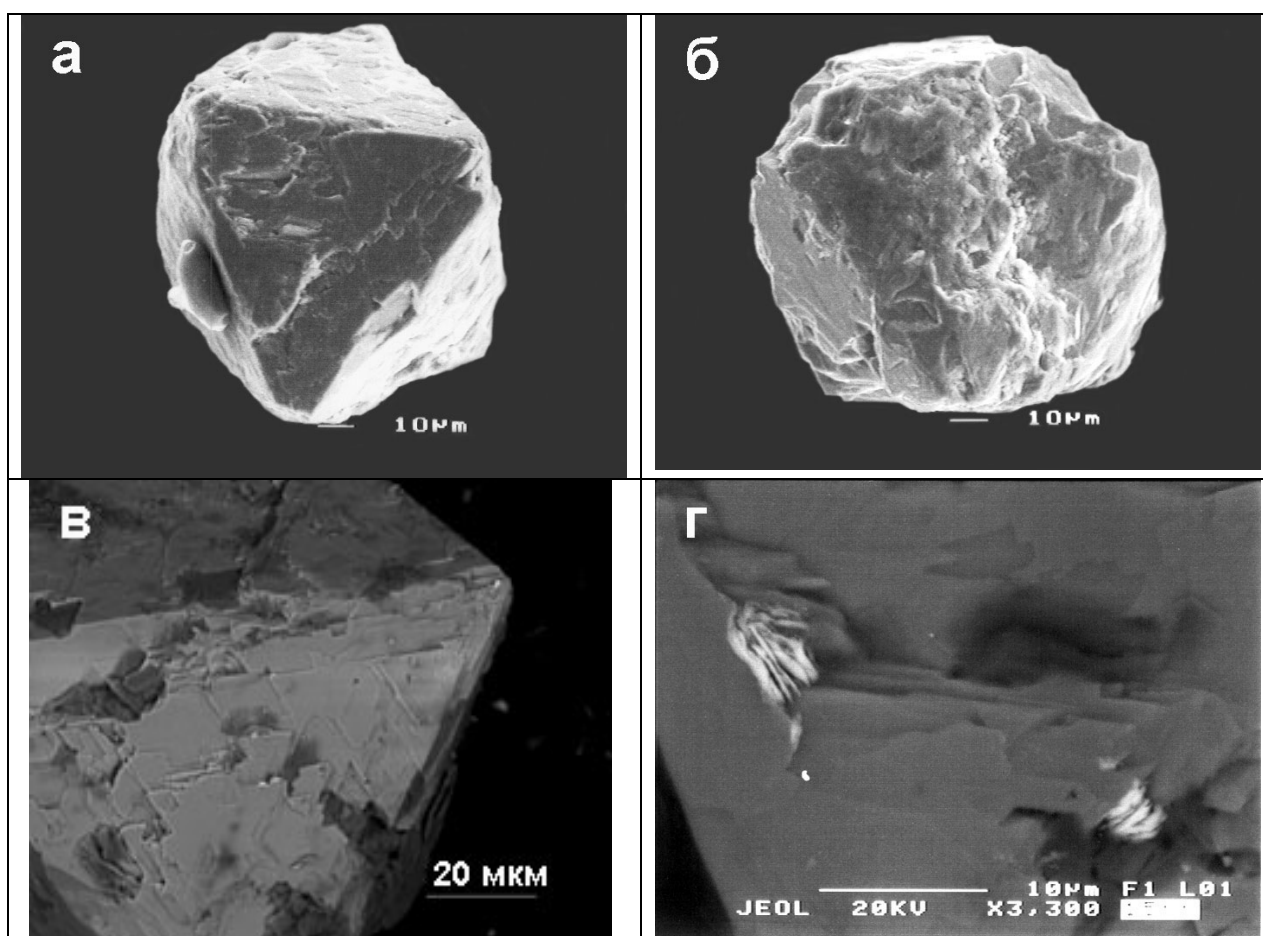


Рис. Формы выделения ганита:

- а – октаэдрический кристалл; б – искаженный кубический кристалл; в – треугольные ступени роста на грани октаэдра; г – вросстки пластинчатых кристаллов гематита на октаэдрической грани ганита

Диаспор-пирофиллитовый сланец (обр. 15/01), в котором был найден ганит, имеет следующий химический состав (масс.%): SiO₂ 54.06, TiO₂ 0.56, Al₂O₃ 33.28, Fe₂O₃ 3.79, FeO 0.55, MnO 0.03, MgO 0.24, CaO 0.12, Na₂O 0.11, K₂O 0.47, P₂O₅ 0.04, п.п.п. 6.31, Σ 99.56. Согласно нормативному пересчету, в породе содержатся (%) пирофиллит (75.8), диаспор (10.3), гематит (4.3), серицит (4.0), хлоритоид (3.3), альбит (1.1), лейкоксен и сфен (по 0.4). В шлифе на фоне полосчатой чешуйчатой существенно пирофиллитовой основной ткани с примесью мелкого ориентированного гематита

(тонкие полосы агрегированного пигмента) наблюдаются овально-изометричные выделения («бобовины») мелкокристаллического диаспора, местами отороченные пирофиллитом. Некоторые из диаспоровых «бобовин» содержат пирофиллитовые ядра. По данным полуколичественного спектрального анализа (ПСА) в сланце отмечены резко аномальные содержания Y (до 1600 г/т) и Ga (до 250 г/т), а также повышенные содержания Ba (до 1300 г/т) и Sn (до 54 г/т). Минералами-носителями этих элементов являются ксенотим, таленит, барит и, возможно, касситерит [2, 5]. В результате изучения тяжелой фракции из протоочки, помимо ганита, установлены также монацит-1 и монацит-2, арденнит, турмалин, эвклаз, спессартин, циркон и апатит¹.

Кристаллы ганита представлены идиоморфными октаэдрами (рис. 1, а), в редких случаях плоскообразованными кубами (рис. 1, б). На поверхностях октаэдрических граней наблюдаются слои роста, часто в виде треугольников (рис. 1, в). Окраска кристаллов красно-коричневая, но встречаются бесцветные и серые разности. По данным микронзондового анализа химический состав ганита следующий: Al₂O₃ 55.75%, ZnO 44.26%, что полностью соответствует справочным данным [7, с. 34]. В качестве примеси отмечается Fe₂O₃ (от 0.37 до 0.86%), обусловленная, скорее всего, включениями гематита, как это видно на рис. 1, г. Ганит, исследованный А.Б.Макеевым и др. [6], имеет несколько иной состав (%): Al₂O₃ 61.00, ZnO 38.70, MnO 0.19, FeO 0.09, Cr₂O₃ 0.02.

Рентгеноструктурный анализ показал, что набор значений межплоскостных расстояний соответствует эталонной (ASTM-2-1075) рентгенограмме ганита (первая цифра – интенсивность, в скобках – d(Å)): 5 (3.10), 10 (2.82), 5 (2.64), 10 (2.41), 3 (2.00), 4 (1.839), 2 (1.795), 5 (1.695), 8 (1.637), 10 (1.544), 10 (1.424), 8 (1.274), 8 (1.230), 5 (1.185). Размер элементарной ячейки (a_{ср.} = 8.053±0.01 Å) отвечает стандартной.

Известно, что ганит довольно редок и встречается в гранитных пегматитах, в высокотемпературных (контактово-метасоматических и метаморфических) месторождениях, кристаллических сланцах и в россыпях [7, с. 36]. По данным Минералогической базы Давида Бартелми (<http://webmineral.com/data/Gahnite.shtml>), ганит был обнаружен в диаспорсодержащих метабокситах Восточного Самоса (Греция).

Имеющиеся данные позволяют предположить следующее. Нахождение высокотемпературного ганита в диаспор-пирофиллитовых сланцах свидетельствует о том, что он не является здесь первичным, а его коренным источником служат, скорее всего, малдинские риолиты, претерпевшие процессы грейзенизации и гидротермального изменения. Присутствие в риолитах столь нехарактерного для них набора элементов (Cr, Mn, Hg, Au, Pd), которое отмечалось ранее [3, с. 79], указывает, по-видимому, на существование на рубеже рифея и кембрия мантийных процессов, явившихся причиной глубинного флюидного воздействия на риолиты Малдинского комплекса. Причины столь заметного накопления цинка пока не ясны.

Литература

1. *Геохимия древних толщ Севера Урала* / Я.Э.Юдович, М.П.Кетрис, А.В.Мерц, И.В.Швецова, И.В.Козырева и др. – Сыктывкар: Геопринт, 2002. 333 с.
2. *Глиноземистые и железистые породы Приполярного Урала* / И.В.Козырева, Я.Э.Юдович, И.В.Швецова, М.П.Кетрис, Л.И.Ефанова. – Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 101 с.
3. *Зона межформационного контакта в каре оз. Грубепендиты* / Я.Э.Юдович, Л.И.Ефанова, И.В. Швецова, И.В.Козырева, Е.А.Котельникова – Сыктывкар: Геопринт, 1998. 97 с.
4. *Кобяшев Ю.С.* Список минералов Урала (виды и разновидности) // Уральский геологический журнал, 2006. № 2. 265 стр.
5. *Козырева И.В., Швецова И.В., Попова Т.Н.* Находка Nd-таленита на Приполярном Урале // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2004. № 6. С. 2–3.
6. *Макеев А.Б., Ефанова Л.И., Филиппов В.Н.* Манагндинкохромит и манганцинкоалюмохромит Приполярного Урала // Сыктывкарский минералогический сборник № 28. Сыктывкар, 1999. С. 165–171 (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН; вып. 101).
7. *Минералы.* Справочник. Т. II. М.: «Наука». 676 с.
8. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Иванова Т.И., Швецова И.В.* Геохимия и минералогия хрома в осадочных толщах севера Урала. Сыктывкар: Пролог, 1997. 76 с.

¹ Подробнее о монацитах, арденните и спессартине см. в [1–3].

Структурно-кинематические парагенезы юго-восточной окраины Балтийского щита

Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С.

Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: kolod@ginras.ru

Наращивание базы данных структурно-кинематических наблюдений позволило выявить новый тип крупномасштабных структур горизонтального перемещения - плитопотоки и субгоризонтальные протрузии [1-4]. Как правило, развитие этих тектонических форм сопровождается формированием латерального ряда структур: 1) область декомпрессии (тыловая тектоническая депрессия или вулcano-магматическая провинция), расположенная в тылу структуры горизонтального перемещения; 2) обширная область латерального течения геомасс, ограниченная сдвигами вдоль флангов и составляющая плитопоток (горизонтальную протрузию); 3) дугообразная в плане зона тектонического скупивания и нагнетания горных масс, образующая фронтальную часть плитопотока. Структурный ансамбль такого рода был выявлен в юго-восточной части Балтийского щита, где в соответствии с приведенным выше латеральным рядом структур наблюдается следующая последовательность тектонических зон и провинций (с юго-запада на северо-восток): 1) Онежский палеопротерозойский вулcanoгенно-осадочный бассейн и одноименная современная впадина (оз. Онежское); 2) Водлозерский блок, сложенный архейскими гранит-зеленокаменными комплексами и образующий структуру выдвигания в северо-восточном направлении; 3) палеопротерозойские вулcanoгенно-осадочные комплексы Ветреного пояса, испытывающие горизонтальный изгиб и пережим в центральной части пояса в соответствии с инденторным воздействием Водлозерского блока (Рис. 1). С северо-востока данный латеральный ряд структур надстраивается полиметаморфическими комплексами Беломорско-Лапландского пояса.

По результатам структурно-кинематических наблюдений и на основании дешифрирования материалов дистанционных съемок (космоснимки, данные альтиметрии) была составлена структурно-кинематическая схема данного региона (Рис. 1).

Структурно-кинематические исследования в пределах юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса показали, что в динамическом отношении данная область выходов глубинных метаморфических комплексов имеет много общего с характером перемещений в центральной части данного пояса (район Кандалакшского залива), где отмечается развитие Колвицко-Умбинской субгоризонтальной протрузии [3, 4]. Изучение структурно-кинематических парагенезов рассматриваемой области позволило выявить этапы деформаций неархейского, палеопротерозойского (селецкий и свекофеннский этапы) и рифейского возраста. Особый интерес представляют структурно-кинематические парагенезы свекофеннского этапа деформации. Среди этих структур были выявлены следующие тектонические формы мезо- и микроуровня: мелкие субгоризонтальные протрузии, связанные с выжиманием пластичных пород из сдвиговых зон высокого порядка; С-S- структуры, связанные со сдвиговыми и сдвиго-надвиговыми перемещениями; асимметричные будинаж-структуры, вихревые и ротационные тектонические формы, свидетельствующие о сложном ламинарно-турбулентном тектоническом течении геомасс в субгоризонтальном направлении. Реконструируется общая кинематическая ситуация, связанная с интенсивным перемещением геомасс в северо-западном направлении с одновременным выжиманием и надвиганием беломорских комплексов на палеопротерозойские породы Ветреного пояса в юго-западном направлении (Рис. 1). Эти динамические особенности хорошо согласуются с характером перемещений в центральной части данного пояса и позволяют полагать, что изученный сегмент представляет собой либо тыловую часть Колвицко-Умбинской структуры, либо аналогичную ей обособленную тектоническую форму.

В результате изучения структурно-кинематических парагенезов палеопротерозойских комплексов Ветреного пояса, а также на основании геологического картирования и дешифрирования космоснимков было установлено, что современный структурный стиль данной зоны во многом соответствует строению транспрессионных "пальмовых" структур. В центральной части рассматриваемый пояс испытывает пережим и дугообразный изгиб в плане, что связано с горизонтальным вы-

движением Водлозерского кристаллического массива по направлению к северо-востоку. На мезо- и микроуровне в породах Ветреного пояса доминируют структурно-кинематические парагенезы ранних стадий деформации свекофеннского этапа тектоно-метаморфических преобразований (синхронные с проявлением метаморфизма зеленосланцевой фации): С-S- структуры, субслоистые зоны срыва и диагональные системы расланцевания, сдвиговые и надвиговые дуплексы, сдвиги, сдвиго-надвиги высокого порядка и связанные с ними асимметричные складки. Анализ данного структурного парагенеза позволяет предполагать, что он формировался в условиях левосдвиговой транспрессии и был наложен на более ранние структуры, связанные с надвиганием беломорских комплексов на карелиды и сохранившиеся в виде редких реликтовых фрагментов структур.

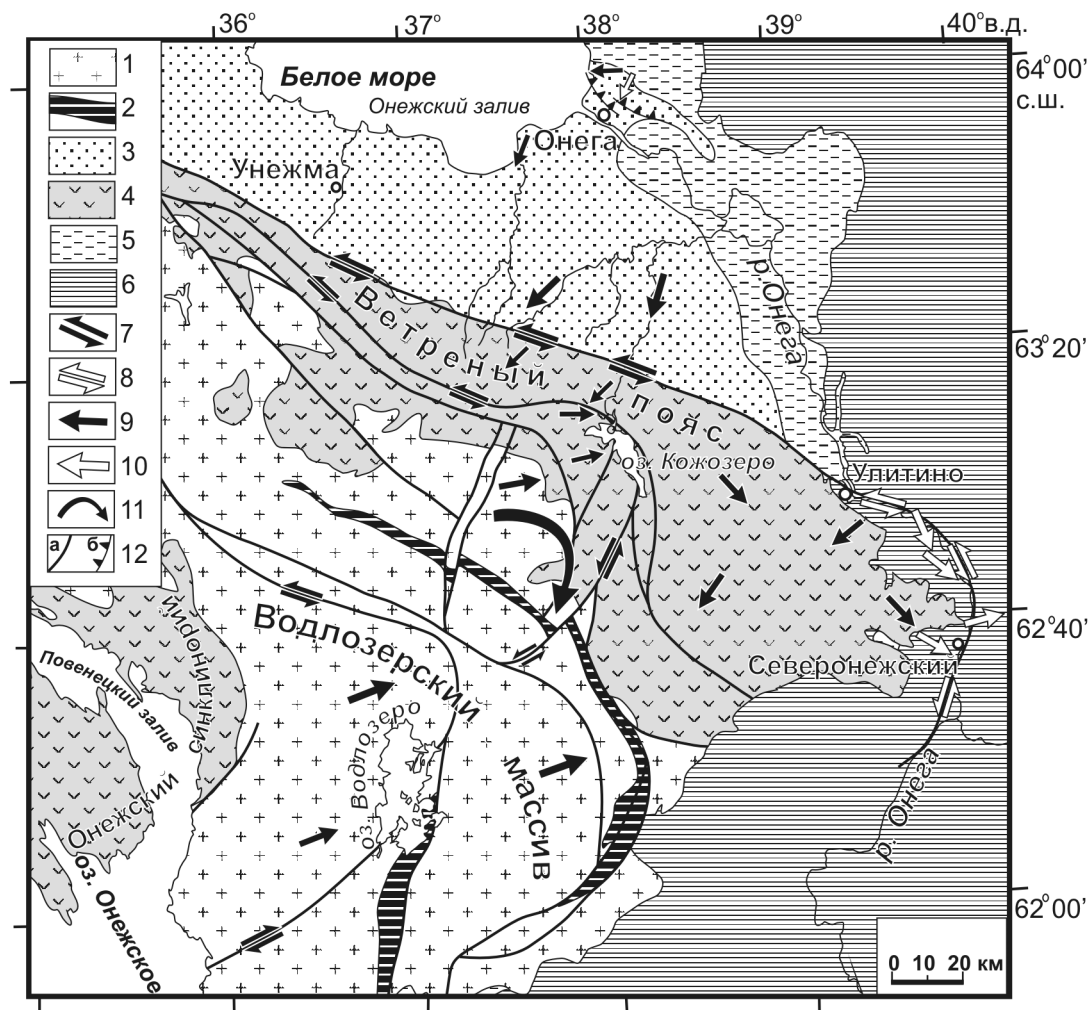


Рис. 1. Геолого-структурная схема юго-восточной окраины Балтийского щита

1, 2 – архейские породы Водлозерского массива: 1 – гнейсограниты, 2 – зеленокаменные комплексы (2); 3 – архейские гранитогнейсы Беломорско-Лапландского пояса; 4 – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные толщи; 5, 6 – осадочные комплексы чехла Русской плиты верхневендского (5) и палеозойского (6) возраста; 7, 8 – направления сдвиговых перемещений в породах фундамента (7) и чехла (8); 9, 10 – направления субгоризонтальных перемещений в породах фундамента (9) и чехла (10); 11 – предполагаемое направление вращения Водлозерского массива; 12 – разрывные нарушения: а – сдвиги и взбросо-сдвиги, б – надвиги

Особый интерес представляет крутопадающая мощная (100–300 м) зона сдвига, ограничивающего Ветренный пояс с севера. Она маркируется зонами интенсивного разлинзования и расланцевания, а также выходами тектонитов – динамометаморфическими сланцами, катаклазитами, брекчиями. Данная структура имеет признаки долгоживущего нарушения и срезает различные структурно-

вещественные комплексы: архейские образования беломорского пояса, палеопротерозойские толщи Ветреного пояса, осадочные породы венда и палеозоя, а местами проникает и в четвертичные отложения. При этом в пределах зоны между дислоцированными в разной степени разновозрастными вещественными комплексами сохраняются признаки угловых и структурно-метаморфических несогласий (Рис. 2). Полученные материалы позволяют полагать, что данная зона сдвига испытывала периодическую активизацию в свекофеннское время, в венде и в палеозое, а также в новейшее время. При этом вдоль зоны отмечались устойчивые левосдвиговые перемещения (Рис. 2).

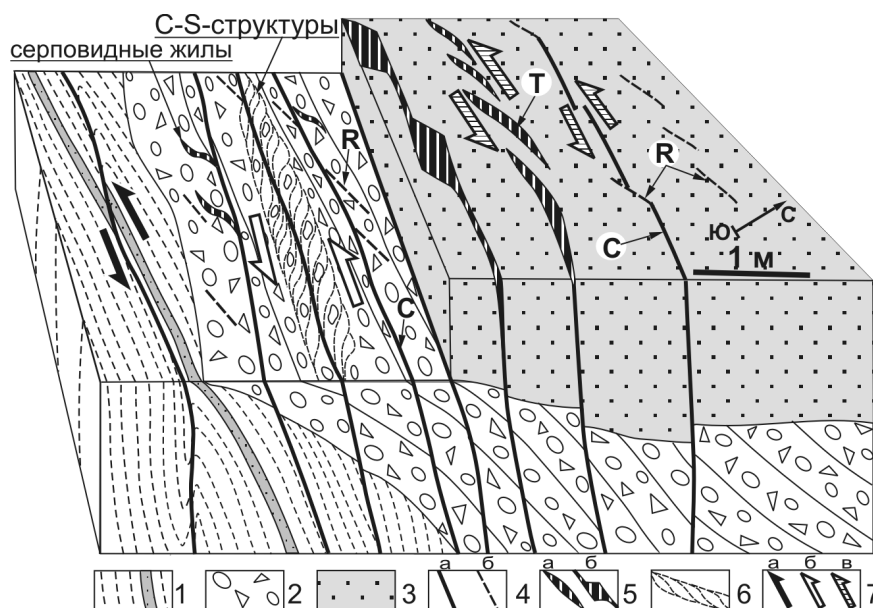


Рис. 2. Блок-диаграмма, иллюстрирующая структурные соотношения пород верхнего венда, нижнего карбона и четвертичных отложений в зоне сдвиговых дислокаций

1 – глинистые сланцы, алевролиты и песчаники верхнего венда; 2 – брекчированные и окварцованные конгломераты нижнего карбона; 3 – песчано-гравийные отложения и суглинки четвертичного возраста; 4 – разрывы (а), системы трещин и сланцеватости (б); 5 – трещины (а) и полости (б) отрыва; 6 – зоны рассланцевания с C-S-структурами; 7 – направления перемещений в осадках венда (а), карбона (б) и четвертичных породах (в). Буквы на схеме: С – главные сдвиги, R – сколы Риделя, Т – трещины отрыва

Изучение дислокаций в осадочном чехле ВЕП вдоль юго-восточной окраины Балтийского щита в бассейне р. Онега позволило установить унаследованный характер развития структур чехла в результате ремобилизации дизъюнктивных нарушений в породах докембрийского фундамента. Другими словами, были выявлены сквозные суперпозиционные (долгоживущие) структурно-кинематические парагенезы, которые формировались и периодически подновлялись, по крайней мере, с палеопротерозоя до неотектонического этапа развития. Они выражены в синметаморфических структурах докембрийских комплексов, в конседиментационных и деформационных структурах палеозойского чехла, в четвертичных ледниковых и аллювиальных отложениях. Имеет место геометрическая, а местами и кинематическая унаследованность в развитии структурных парагенезов и ансамблей.

В целом, полученные структурно-кинематические данные позволяют предложить модель кинематической эволюции Водлозерского блока и его обрамления (Рис. 1). Согласно этой модели, Водлозерский блок представляет собой крупную структуру латерального тектонического течения, которая развивалась на фоне сочетания двух кинематических факторов: вращения по часовой стрелке и латерального перемещения к северо-востоку в виде плитопотока. Эта кинематическая ситуация несколько изменялась во времени, но общая тенденция сохранялась длительное время, вероятно, начиная с палеопротерозоя до неотектонического этапа развития территории.

Гранты РФФИ № 06-05-64848, 07-05-01158.

Литература

1. *Леонов М.Г.* Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // *Фундаментальные проблемы общей тектоники*. М.: Научный Мир, 2001. С. 91–154.
2. *Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематические ансамбли и некоторые особенности постархейской геодинамики Карельского массива (Балтийский щит) // *Геотектоника*. 2002. № 5. С. 19–44.
3. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематические особенности эволюции центральной части Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое (Балтийский щит) // *Геотектоника*. 2007. № 3.
4. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.

Корово-мантийный магматизм Ялонварской структуры и связь с ним оруденения**Кондрашова Н.И.**Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: kondr@krc.karelia.ru

По современным представлениям основная масса архейской коры была сформирована в интервале 3.9-2.5 млрд. лет продуктами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии.

Для пород ТТГ-серии характерно содержание SiO_2 от 64 до 70%, $3.0\% \leq \text{Na}_2\text{O} \leq 7.0\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0.5$, $M\#$ порядка 0.43, содержания Ni и Cr 14 и 29 ppm соответственно [6; 9].

В конце архея (2.8-2.5 млрд. лет назад) произошло внедрение высококальциевых и высокомагнезиальных мантийных производных – санукитоидов [5].

Впервые термин «санукитоид» появился при описании поздне-пост-тектонических архейских гранитоидов Канадского щита химически сходных с санукитами (SiO_2 около 60%, $\text{MgO} > 6\%$, $\text{Mg}\# > 0.60$, $\text{Cr} > 100$ ppm, Sr, Ba > 500 ppm, высокое содержание Na_2O , K_2O , LREE, La/Yb), но отличавшихся от них по минералогии и структурным особенностям [8].

В пределах карельской части Балтийского щита из числа позднеархейских гранитоидов, относившихся ранее к ТТГ-серии, были выделены санукитоиды, с которыми пространственно и, предположительно, парагенетически связаны проявления золоторудной минерализации [4].

Были выделены санукитоиды и в пределах Ялонварской структуры, являющейся частью позднеархейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси-Тулос и сложенной андезибазальтами-андезидацитами и риолитами ялонварской свиты, прорванных интрузией диорит-лейкогранитового состава и многочисленными субвулканическими телами от основного до кислого состава [4]. Фундамент структуры – нижнеархейские гранито-гнейсы.

Образования структуры объединяют в Ялонварский вулcano-плутонический комплекс [2], вулканы которого относят к производным известково-щелочной (ИЩ) серии.

На вариационных диаграммах (рис.1) петрогенные элементы действительно характеризуются трендами, свойственными магматическому фракционированию известково-щелочного типа.

Однако широкий разброс точек на приведенных диаграммах, а часто и смена корреляционных связей с положительными на отрицательные в распределении петрогенных окислов (рис.2) свидетельствует либо об изменении условий дифференциации в рамках ИЩ серии, либо о наличии в разрезе пород другой серии.

Основная масса вулканитов разреза имеет средне-кислый состав, часть пород характеризуется повышенной магнезиальностью. В разрезе присутствуют андезиты с содержанием $\text{MgO} > 5\%$ и величиной магниевого числа $0.4 < M\# < 0.6$ (рис.3).

Средне-кислые вулканиты при сходных содержаниях кремнезема характеризуются разными величинами магниевого числа: от коровых (0.2) до мантийных (0,6). Отсутствие единого тренда с отрицательной корреляцией рассматриваемых компонентов указывает на высокую вероятность смешения расплавов различного генезиса: корового и мантийного при образовании данных пород. Высокие величины магниевого показателя части средне-кислых пород (до 0.6) подтверждают данное предположение.

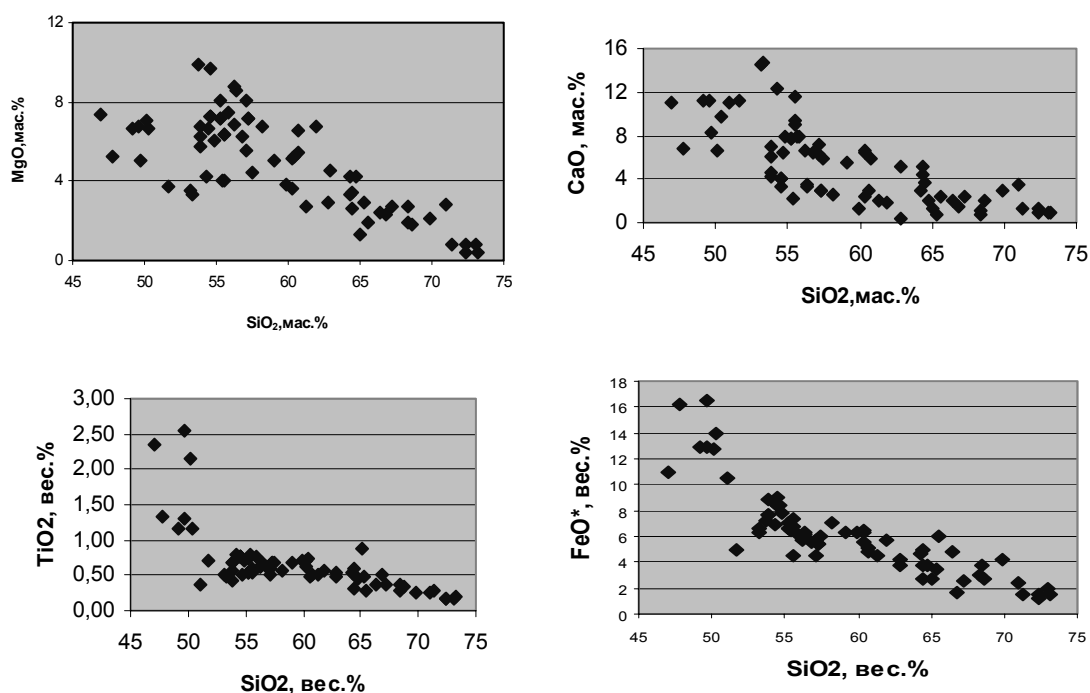


Рис. 1. Диаграммы Харкера для вулканогенных пород Ялонварской структуры

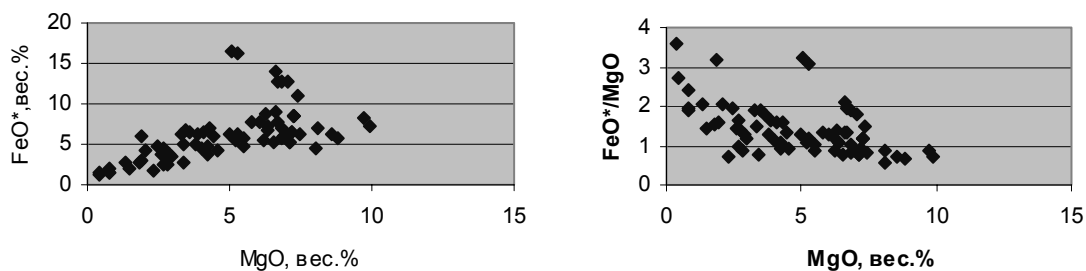


Рис. 2. Диаграммы, демонстрирующие возможное присутствие в структуре производных разных петрохимических серий

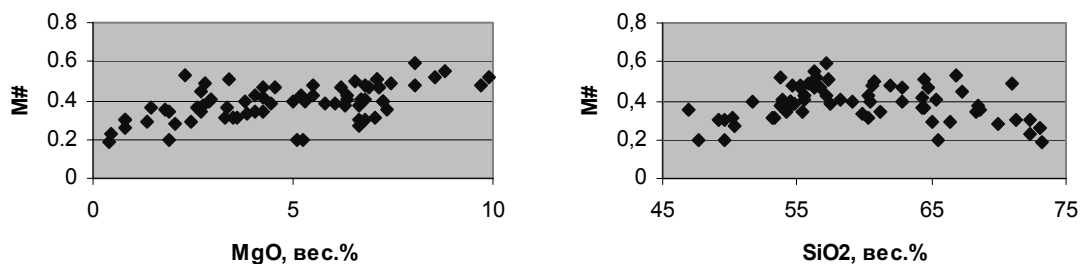


Рис. 3. Диаграммы, демонстрирующие изменение величины магниевого показателя от содержания MgO и SiO₂

Гранито-гнейсы фундамента характеризуются величиной магниевого показателя от 18 до 44, следовательно они не могут быть единственным источником расплава для пород структуры с большей величиной данного показателя.

На диаграмме (рис.4) точки составов ялонварских вулканитов располагаются в поле амфиболитов нижней континентальной коры и часть точек в поле плавления верхнемантийного субстрата, что согласуется с вышеприведенными петрохимическими данными, и не исключает возможного присутствия в разрезе мантийных производных.

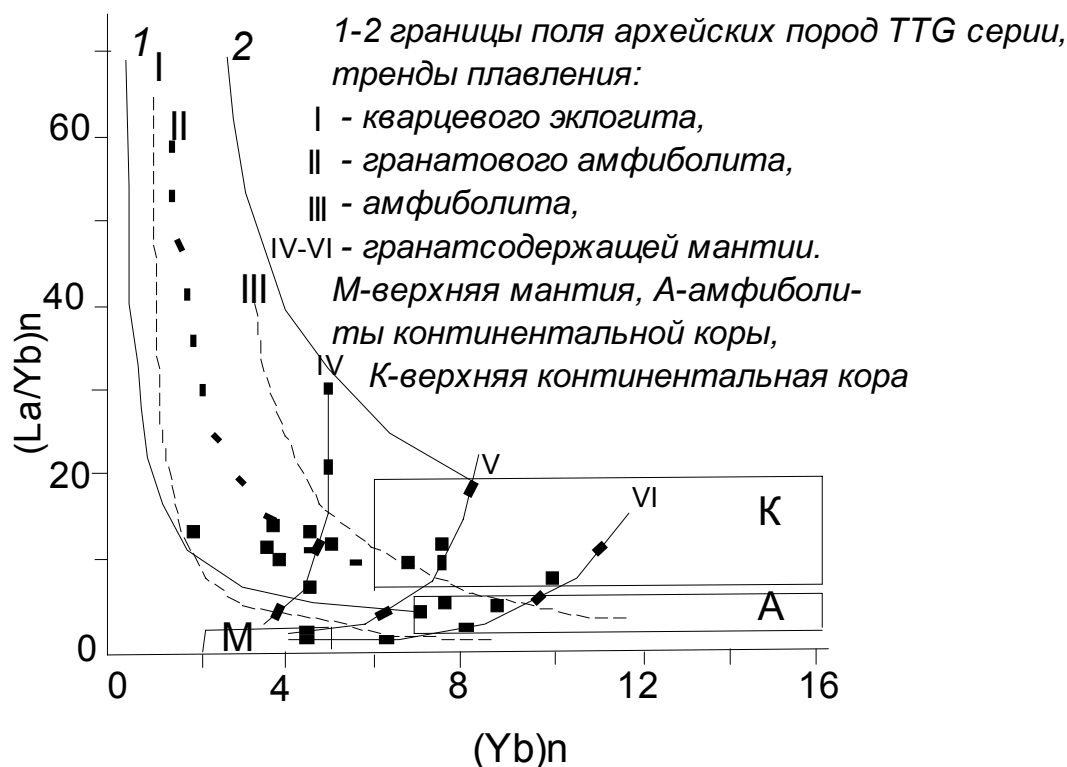


Рис. 4. Точки составов яловарских вулканитов в координатах $(La/Yb)_n - (Yb)_n$

Высокие содержания Cr (а также Ni) в средних и в части кислых по кремнекислотности пород, где в незначительном количестве присутствует магнетит, не могущий быть ответственным за такие высокие содержания этого элемента, также свидетельствуют об их возможном происхождении из расплава мантийного генезиса, где отсутствовало фракционирование оливина и шпинели, результатом которого является резкое уменьшение содержания хрома и никеля. Высокое содержание этих элементов не во всех случаях распространяется на другие фермические элементы, такие как Co, Sc, V. Это не исключает формирования основной массы пород структуры из расплавов, образующихся при плавлении нижней базальтовой коры.

В настоящее время источником для формирования санукитоидов признается метасоматизированная мантия перидотитового состава [7].

Отсутствие единого тренда на графике Sr-SiO₂ (рис.3) указывает на разный исходный источник для пород структуры, обедненный литофильными элементами (при SiO₂ <52%) и обогащенный ими (при SiO₂ >52%). Учитывая, что в щелочных расплавах много содержится стронция и мало кальция, можно предположить, что исходный для части яловарских пород расплав был подщелоченным.

При содержании кремнезема 60–65% – количество стронция постоянно (100–250 г/т), для кислых разновидностей пород (70–75% SiO₂) наблюдается рост содержания стронция от 100 до 400 г/т, что не типично при фракционной дифференциации расплава. Не исключено, что это связано с контаминацией исходного расплава коровым материалом.

Учитывая различное поведение стронция и рубидия в магматическом процессе, следует ожидать между их содержаниями в породах Яловарской структуры, при образовании их из единого источника, отрицательную корреляцию. Подобной связи этих компонентов не наблюдается (рис.5), напротив, при росте содержания рубидия от единиц до 200 г/т, фиксируется рост концентрации стронция (от единиц до 400 г/т), что возможно лишь при наличии в расплаве обогащенного стронцием корового контамината.

Показательно изменение содержания фосфора в рассматриваемых вулканитах (рис.5).

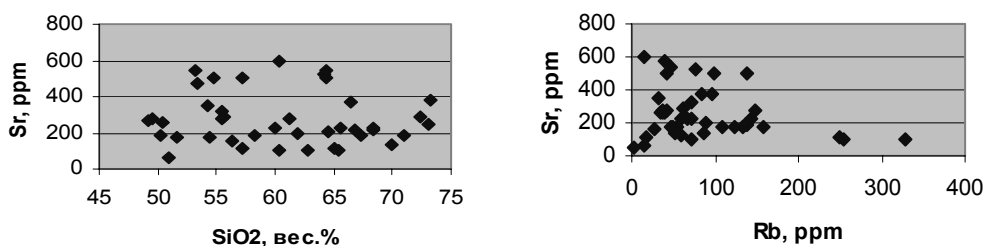


Рис. 5. Положение точек составов в координатах Sr-SiO₂, Sr-Rb

При фракционной кристаллизации основных расплавов фосфор накапливается в остаточных расплавах, т.к. он не входит в состав ранних кристаллических образований, являясь несовместимым элементом. Минерал фосфора – апатит присутствует во всех разновидностях ялонварских вулканитов в незначительном количестве, следовательно, его влияние на распределение фосфора в породах невелико.

На графике (рис.5) отчетливо выделяются 2 тренда. С ростом содержания кремнезема от 57% и выше наблюдается четкий линейный тренд отрицательной корреляции кремнезема и содержания фосфора, типичный при проявлении процесса кристаллизационной дифференциации вулканических пород. При содержании кремнезема в пределах 47–57% выделяются породы с практически постоянной концентрацией фосфора (0.40–0.30%) и часть точек составов с положительной корреляцией фосфора (0.05–0.20%) и кремнезема. Подобная смена корреляционных связей может быть обусловлена резкой сменой механизма дифференциации, что можно связать с эффектом смешения расплавов, либо с отделением от расплава флюидного раствора, что подтверждается экспериментальными данными [1]. По данным этих авторов в десятки раз по сравнению с силикатным расплавом обогащается отделяющаяся фаза литием, магнием, барием, скандием и торием; в несколько раз – фосфором, ураном, молибденом и вольфрамом. Распределяются в пользу алюмосиликатного расплава рубидий, цезий, цирконий, гафний, ниобий, тантал, галлий, германий и хлор.

Это не противоречит данным [3] доказавшим, что геохимическая эволюция рудогенеза в Ялонварской структуре заключалась в последовательном возрастании литофильных (Mo, W), а затем благородно-металльных (Ag, Au) элементов. На самых поздних стадиях рудообразования по данным этих авторов аналогичная тенденция проявлена для В, Pb, Zn, Bi, In, Cd.

Вулканиты структуры обогащены легкими редкими землями при дефиците тяжелых (табл.). Единичные зерна граната, циркона, присутствующие в ялонварских вулканитах, в силу своего незначительного количества не могут играть существенной роли в балансе распределения тяжелых редких земель. Подобное обеднение тяжелыми редкими землями, вероятно, можно объяснить фракционированием темноцветных минералов в процессе образования пород.

	0191В	Я1-99а	0291а	Я1-56	0790е	Я1-101В	Я1-42
La	11	15,3	14,7	13,8	20,9	12,8	10,1
Ce	28.6	30,9	35,5	26,3	45,8	30,9	24,2
Nd	10.5	13,9	14	14,3	24	20,7	15,6
Sm	2.38	2,75	3,11	3,15	4,79	5,02	4
Eu	0.72	0,64	0,6	0,78	1,38	1,4	1,3
Gd	2.53	2,41	2,76	2,6	3,77	4,81	3,75
Tb	0.35	0,34	0,38	0,49	0,65	0,79	0,58
Tm							0,27
Yb	0.47	0,73	1,33	0,99	2,07	1,44	1,74
Lu	0.06	0,09	0,16	0,15	0,21	0,22	0,28
сумма	56.61	67.06	72.54	62.56	103.57	76.55	61.82
0191В, Я1-99а, 0291а – риолиты, 0790е, Я1-56 – андезидациты, Я1-101В, Я1-42а – андезиты							

Среднее суммарное содержание редких земель по группам пород сходно, в риолитах – 65.40 г/т, в андезидацитах – 83.07 и андезитах – 69.19 г/т. Максимальный вклад в эти значения вносят легкие редкие земли. Сумма La,Ce, Nd соответственно равна в среднем 58.6 г/т, 72.6 и 57.2 г/т.

Отсутствие на графиках (рис.7) европиевой аномалии, за исключением отдельных образцов риолитов, указывает, что фракционирование плагиоклаза при формировании пород не играло существенной роли, либо источник был обеднен европием. Наличие полевых шпатов в кислых разновидностях пород должно было приводить к рассеиванию легких лантаноидов в их кристаллических решетках, и можно было ожидать инверсия состава редкоземельных элементов в интрузивных породах структуры, при образовании их из единого с вулканитами расплава, что не наблюдается. Содержания редких земель в гранодиорите -обр. 1-56B (диорите – обр. 1-13A) следующие: La – 34.8 (68), Ce – 51.9 (134), Nd – 17.8 (64.7), Sm – 2.74 (9.6), Eu – 0.54 (2.24), Gd – 1.17 (6.76), Tb – 0.26 (0.93), Yb – 1.09 (1.58), Lu – 0.14 (0.19).

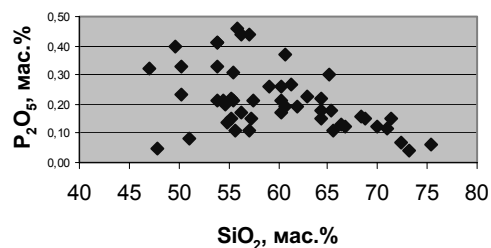


Рис. 6. Изменение содержания P_2O_5 в вулканогенных породах структуры

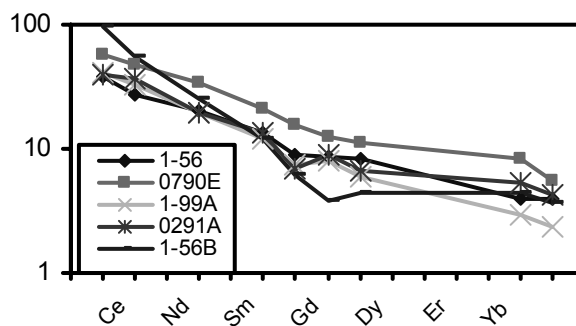
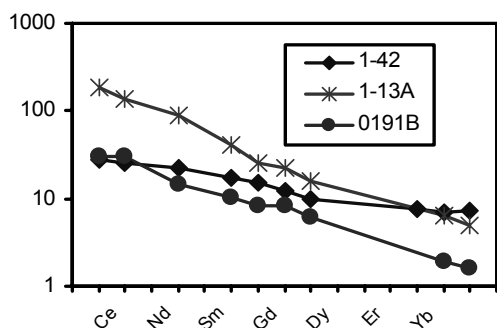


Рис. 7. Нормализованное по хондриту (Taylor, McLennan, 1985) распределение редких земель в магматических породах Ялонварской структуры

Известно, что в большинстве гидротермально-метасоматических систем легкие РЗЭ обогащают минералы фаций повышенной щелочности, а тяжелые – повышенной кислотности. Обогащенность легкими редкими землями вулканитов Ялонвары не противоречит предположению о формировании части пород структуры из магмы повышенной щелочности.

Таким образом, особенности состава вулканитов Ялонварской структуры не позволяют однозначно отнести их к санукитам, т.к. в их генезисе, возможно, основная роль принадлежала основным породам нижней континентальной коры. Возможно, это является причиной достаточно низких показателей магниевого числа (редко до 0.6, в среднем – 0.4), тогда как для типичных санукитов этот показатель выше.

Литература

1. Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Батанова А.М., Щекина Т.И., Плечов П.Ю. Экспериментальная и техническая петрология. - М.: Научный Мир, 2000. 416 с.
2. Иващенко В.И., Лавров О.Б. Магматогенно-рудная (Mo, Cu, Au) система ялонварского вулканно-плутонического комплекса Карелии. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 1994. 128 с.
3. Иващенко В.И., Лавров О.Б. Рудогенез и благородно-металльный потенциал Ялонварского вулканно-плутонического комплекса архея Карелии. // Палеовулканология, вулканогенно-осадочный литогенез, гидротермальный метаморфизм и рудообразование докембрия. Тез. докл. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2001. С. 110–111.
4. Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Коваленко А.В., Гусева Н.С. Архейские высоко-Mg гранитоиды (санукитоиды) – индикаторы золотой минерализации в Карелии: геология, состав, пространственно-временное положение. // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Тез. докл. Петрозаводск, 2002. С. 251–253.
5. Martin H. The adakites: modern analogs of Archaean granitoids. // Lithos. 1999. № 46. P. 411–429.

6. *Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D.* An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. // *Lithos*. 2005. № 79. P. 1–24.
7. *Rapp R., Shimizu N., Norman M.C., Applegate G.S.* Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge [experimental constraints at 3.8 GPa. // *Chemical Geology*. 2000. № 160. P. 335–356.
8. *Shirey S.B., Hanson G.N.* Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites. // *Nature*. 1984. V. 310. P. 22–224.
9. *Smithies R.H., Champion D.C.* The Archaean high-Mg diorite suite: links to tonalite-trondhjemite-granodiorite magmatism and implications for early archaean crustal growth. // *Journal of Petrology*. 2000. V. 41. № 12. P. 1653–1671.

Металлогеническая карта российской части Фенноскандинавского щита масштаба 1:1 000 000

Корсакова М. А.¹, Красоткин С. И.², Мурадымов Г. Ш.³, Стромов В. А.⁴

¹ГГУП «Специализированная фирма «Минерал», г. Санкт-Петербург, e-mail: Velikanova45@mail.ru

²ФГУП ВСЕГЕИ им. Карпинского, г. Санкт-Петербург, e-mail: SKRAS@VSEGEI.sp.ru

Металлогенический анализ российской части Фенноскандинавского щита, охватывающей Карело-Кольскую металлогеническую провинцию, основан на составленной в период 2006–2007 г.г. металлогенической карте масштаба 1:1 000 000. Её создание явилось продолжением совместной с геологическими службами Финляндии, Швеции, Норвегии и России работы по составлению и изданию комплекта карт, включающего на первом этапе геологическую и геофизические карты (аномального магнитного поля и поля силы тяжести) масштаба 1:1 000 000. Первый этап этой работы завершился в 2002 году составлением цифровых моделей карт в масштабе 1:1 000 000 и изданием их в масштабе 1:2 000 000.

Постановка работы по составлению металлогенической карты нового поколения диктовалась необходимостью обобщить и проанализировать огромный объём информации по региональной и отраслевой металлогении региона, по запасам и прогнозным ресурсам российской части Фенноскандинавского щита, по новым для Карело-Кольского региона видам минерального сырья (МПП, Au, Mo, Cr, алмазы), т. е. по всем данным, которые появились после создания последних сводных металлогенических карт [1, 2].

Фактографической основой рудной нагрузки металлогенической карты явилась впервые созданная в рамках данной работы по единой форме и для всего Карело-Кольского региона база данных рудных и части нерудных полезных ископаемых, в которую вошли все известные месторождения как эксплуатируемые и подготовленные к эксплуатации, так и законсервированные, разведываемые и отработанные, а также проявления с подсчитанными прогнозными ресурсами категории P₁ и P₂ (апробированные и авторские). Она включает 246 объектов, охарактеризованных с оптимально необходимой полнотой. Для её составления были использованы имеющиеся в Территориальных фондах паспорта и кадастры месторождений и проявлений, балансы, а также ряд монографий [3, 4, 5].

База данных составлена в формате Access и на её основе создана цифровая модель карты месторождений и проявлений Российской части Фенноскандинавского щита масштаба 1:1 000 000.

В рамках международного проекта «Карта полезных ископаемых Фенноскандии масштаба 1:1 000 000» база данных передана финской стороне для включения её в единую базу данных по рудным месторождениям Фенноскандинавского щита. В настоящее время она подготовлена для публикации в Интернете и на её основе создана карта металлических полезных ископаемых Фенноскандинавского щита.

Геологической основой металлогенической карты явилась составленная также в рамках данной работы актуализированная геологическая карта масштаба 1:1 000 000, учитывающая российскую часть геологической карты Фенноскандинавского щита (2002 г.) а также новейшие геолого-геофизические материалы: Госгеолкарты-200 второго и Госгеолкарты-1000 второго и

третьего поколений (листы Петрозаводск, Кировск и Мурманск), легенды Карельской и Кольской серий-200 и Балтийской серии-1000, а также данные изотопного возраста пород, собранные из разных источников.

Учитывая масштаб карты и её целевое назначение при выделении стратиграфических подразделений за основную картируемую единицу были приняты горизонты и типовые местные подразделения легенд Карельской и Кольской серий, увязанные с Общей хроностратиграфической шкалой нижнего докембрия, утверждённой МСК в 2001 г. Осуществлена необходимая генерализация стратиграфических и плутонических подразделений с акцентом на выделение комплексов, имеющих значимую металлогеническую специализацию, а также унификация индексации коррелируемых по возрасту и вещественному составу комплексов из разных структурных подразделений.

Для выделяемых на карте подразделений подобрана цветовая гамма, подчёркивающая структурность карты и делающая её легко читаемой. Осуществлена типизация разломов, подразделяющихся на главные, определяющие заложение и развитие основных структурных зон, магма- и рудо-контролирующие, и прочие разломы, частью также имеющие рудоконтролирующее значение. Кроме того выделяются надвиги, играющие важную роль в строении ряда структур.

Карта составлена в цифровом и аналоговом виде.

На основе использования всего комплекса геолого-геофизических данных, анализа глубинного строения региона в увязке со структурным планом поверхности составлена Схема тектонического районирования, на которой выделяются четыре структуры I порядка: Кольский геоблок (кратон), Карельский геоблок (кратон), Беломорский геоблок (подвижный пояс) и Свекофенская подвижная область. В каждом из них выделяются структурно-формационные зоны и блоки II порядка, в составе которых в свою очередь выделены зеленокаменные и сланцевые пояса, синклинии и блоки III-IV порядков.

На основе и с учётом всех перечисленных материалов составлена металлогеническая карта российской части Фенноскандинавского щита масштаба 1:1 000 000, сопровождающаяся базой данных выделенных на ней металлогенических таксонов: металлогенических зон, рудных районов и узлов и содержащая их всестороннюю характеристику, в том числе количественную оценку запасов и прогнозных ресурсов полезных ископаемых по металлогеническим таксонам в целом. База составлена в формате Access.

Легенда к карте построена по зональному принципу с выделением четырёх металлогенических субпровинций: Кольской, Карельской, Беломорской и Свекофенской, отвечающих четырём геоструктурам I порядка на Схеме тектонического районирования. Левая часть легенды, характеризует геологическую (возрастную), геодинамическую и структурно-формационную основу металлогенической карты. Она охватывает временной интервал от раннего архея до палеозоя включительно, представленный надгоризонтами докембрия и системами для фанерозоя. Геологические подразделения объединяются в четыре тектоно-магматических этапа (металлогенических эпохи), в которых в свою очередь выделяется по несколько структурно-формационных (металлогенических) комплексов.

Снизу вверх выделяются:

– Этап формирования континентальной протокры, охватывающей ранний и поздний архей с тремя структурно-формационными (металлогеническими) комплексами: выступов древнего метаморфического основания, зеленокаменных поясов трёх типов: океанического (рифтогенного), переходного от океанического к континентальному и континентального (бассейнового) и комплекс протокollisionных зон и областей.

– Этап деструкции блоков архейской консолидации, отвечающий большей части раннего карелия (от сумия до людиковия включительно) с тремя структурно-формационными (металлогеническими) комплексами: протоконтинентальных рифтов, интракратонных впадин и континентальных рифтов и протоокеанических рифтов.

– Этап кратонизации, отвечающий концу раннего протерозоя (калевий, вепсий) и началу позднего протерозоя (ранний рифей) с двумя структурно-формационными комплексами: коллизонных зон и орогенов и зон протоактивизации.

– Этап образования платформы, охватывающий период от среднего рифея до палеозоя включительно, в котором выделяются структурно-формационные (металлогенические) комплексы осадочных бассейнов и авлакогенов, континентальных рифтов и осадочного чехла платформы.

В каждой из субпровинций в возрастной последовательности выделяются осадочно-вулканогенные и плутонические геологические формации, связанные с ними генетически или парагенетически рудные формации и приуроченные к ним пространственно месторождения, подразделяемые по категориям на крупные, объединённые средние и мелкие, и проявления с указанием их типовых примеров.

Легенда, построенная по этому принципу даёт четкое представление о металлогенической специализации выделенных субпровинций, о характере и интенсивности процессов рудообразования в них, отражая общие и отличительные черты их металлогении. Она позволяет оценить металлогенические особенности каждого возрастного уровня, тектоно-магматического этапа и структурно-формационного комплекса.

Главными элементами металлогенической карты являются металлогенические зоны, рудные районы и узлы. Всего выделено 17 зон, 22 рудных района и 52 узла.

Металлогенические зоны отвечают структурно-формационным зонам, выделенным на Схеме тектонического районирования, либо их частям, характеризующихся определенным набором структурно-формационных (металлогенических) комплексов, сформированных в течение одного или нескольких последовательно развивающихся этапов развития. Кроме того выделяются металлогенические зоны, соответствующие поперечным (сквозным) зонам тектоно-магматической активизации. Все металлогенические зоны являются полиметальными, полигенными и полихронными и их совокупная характеристика складывается из характеристики входящих в состав зон рудных районов и узлов.

В пределах металлогенических зон выделяется от трёх до шести рудных районов и узлов, в которых сосредоточена большая часть выявленных месторождений и проявлений, а также максимальным развитием пользуются рудоносные геологические формации, специализированные на определённых рудных формациях, относящиеся к одному структурно-формационному комплексу. Рудные районы и узлы в большинстве случаев являются полиметальными и полигенными, но, как правило, с одним ведущим полезным ископаемым. Время формирования их обычно укладывается в один возрастной интервал. Кроме рудных районов и узлов, входящих в состав металлогенических зон, выделяются рудные узлы, находящиеся за их пределами, обычно соответствующие крупным интрузивным массивам или небольшим изолированно расположенным структурам.

Изображение металлогенических таксонов на карте в целом соответствует иструктивным требованиям к Госгеолкартам-200 и 1000 и вынесено в отдельный блок условных обозначений. При этом для металлогенических таксонов в качестве дополнительной нагрузки на карте отображаются такие характеристики как уровень их промышленного освоения (*промышленный, потенциально промышленный, прогнозируемый*), а также перспективность их дальнейшего геологического изучения (*высокая, средняя, низкая, отсутствует*).

Металлогеническая карта и легенда к ней составлены в цифровом и аналоговом варианте.

Анализ металлогенической карты в совокупности с двумя созданными базами данных, а также базой данной рудных полезных ископаемых Фенноскандии в целом, впервые позволяет дать фактографически обоснованную оценку металлогенического потенциала российской части Фенноскандинавского щита, уточнить и детализировать пространственно-временные связи определённых полезных ископаемых с геотектоническими режимами, геологическими и рудными формациями, выделить наиболее перспективные площади, в том числе и рекомендовать постановку на них определённых видов геолого-разведочных работ.

Выполненная работа позволяет провести сравнительный металлогенический анализ территории российской и зарубежной части Фенноскандинавского щита с целью прогноза новых (нетрадиционных) для Карело-Кольского региона типов промышленного оруденения. Это вероятно станет задачей следующего этапа совместной со скандинавскими странами работы по созданию металлогенической карты Фенноскандинавского щита.

На конференции состоится презентация металлогенической карты и сопровождающей её легенды в цифровом и аналоговом вариантах, а также цифровых фрагментов баз данных.

Литература

1. Металлогеническая карта восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000 //под редакцией *Т. В. Билибиной*, Л. 1981.
2. Металлогеническая карта Карело-Кольского региона масштаба 1:1 000 000 //под редакцией *Д. В. Рундквиста*, Л. 1988.
3. Металлогения Карелии, Петрозаводск, 1999.
4. *Коровкин В. А., Турылёва Л. В. и др.* Недра Северо-Запада Российской Федерации. Санкт-Петербург, 2003, 496 с.
5. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск «Карелия», 2005, 267 с.

Ладожская серия калевия: геологическое положение, состав, возраст, источники и области сноса**Котова Л.Н., Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Саватенков В.М.**

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail: akotov@peterlink.ru

Ладожская серия, метатерригенные породы которой слагают значительную часть территории Приладожья, является стратотипом калевия Карельского региона и рассматривается как аналог калевийских терригенных отложений Финляндии [1]. До недавнего времени к этой серии относили все метатерригенные толщи Северо-Западного Приладожья, однако в последние годы стало очевидным [2], что метатерригенные породы Северного и Западного Приладожья имеют различный состав, разную геологическую историю и, скорее всего, различаются по возрасту, источникам сноса и условиям формирования. В настоящее время они рассматриваются в составе ладожской (Северное Приладожье) и лахденпохской (Западное Приладожье) серий [2], а в тектоническом плане [3] относятся соответственно к областям карелид и свекофеннид (рис.). На современной геологической карте Фенноскандинавского щита возраст постятулийских образований карелид соответствует интервалу 2.06-1.96 млрд. лет, а вулканогенно-осадочных образований свекофеннид – 1.95-1.87 млрд. лет. Sm-Nd изотопные данные [3] свидетельствуют о том, что средний модельный возраст пород в областях сноса калевийских осадков Финляндии составляет 2.4 млрд. лет, а свекофеннских – 2.2 млрд. лет.

Верхняя возрастная граница накопления пород ладожской серии многими исследователями оценивается в 1.89-1.88 млрд. лет. При этом за нижнюю возрастную границу калевия принимаются оценки возраста 1.92-1.91 млрд. лет, приведенные в работах [1, 4] по аналогии с супракрустальными образованиями, связанными со свекофеннскими островодужными комплексами. Полученные за последние годы для Северного Приладожья геохронологические данные свидетельствуют о том, что низы калевия не могут быть моложе 1.92 млрд. лет [5], а его нижняя возрастная граница составляет около 2.0 млрд. лет.

Метатаосадочные породы ладожской серии относятся к сланцевому поясу (рис.), который протягивается в район оз. Хойтиайнен [6]. Этот сланцевый пояс вытянут в северо-восточном направлении на 190 км при ширине 20-30 км и интерпретируется как раннепротерозойская структура, которая в досвекофеннское время предположительно развивалась на краю пассивной континентальной окраины Карельского кратона [7] и входила в состав зоны Ладога-Раахе-Шеллефтео.

В пределах сланцевого пояса Хойтиайнен-Янисъярви закартированы два вулканических комплекса ятулийско-людиковийского возраста – Тохмаярви и Сортавальский (рис.), представленные главным образом породами основного состава. Возраст вулканитов комплекса Тохмаярви оценивается в 2.10 млрд. лет [8], а вулканитов Сортавальского комплекса – в 1.96 млрд. лет [2], что свидетельствует о длительном и прерывистом проявлении вулканической активности в зоне Хойтиайнен-Янисъярви. По данным [9], вулканические породы сортавальской серии имеют возраст в интервале 2.21-2.07 млрд. лет.

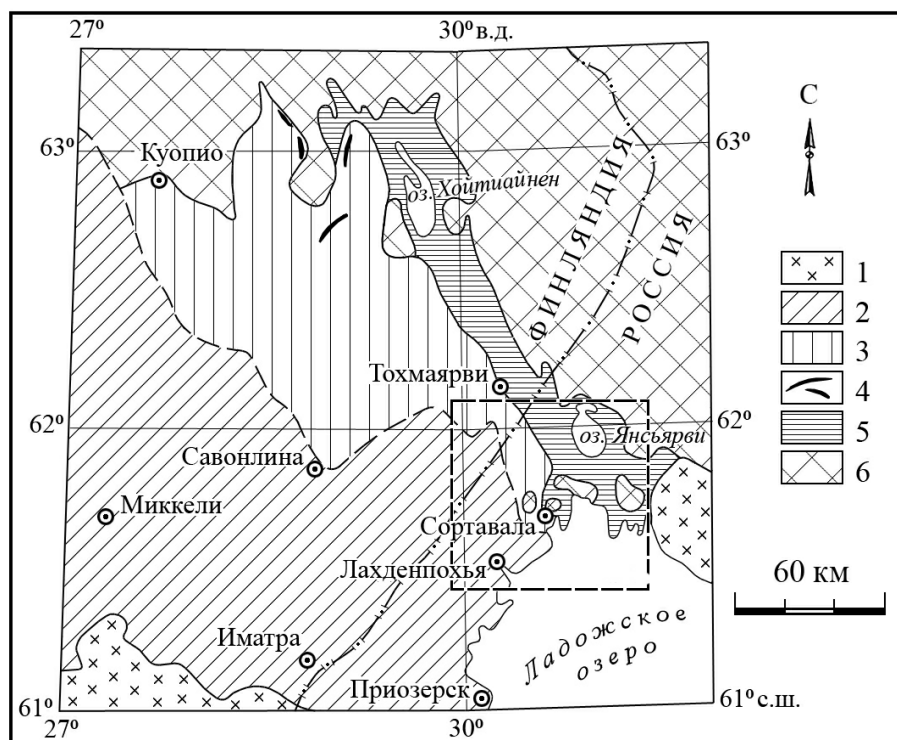


Рис. Схема геологического строения юго-восточной части Свеккофеннского складчатого пояса.

Составлена на основе картографического материала (Raahe-Ladoga Zone, geological maps 1:1 000000, 1999; Geological Map of the Fennoscandian Shield. Scale 1:2 000000, 2001):

1 – граниты рапакиви (1.65–1.47 млрд. лет); 2 – область широкого распространения супракрустальных островодужных ассоциаций (свеккофениды, 1.95–1.87 млрд. лет); 3 – область широкого распространения метаосадочных пород преимущественно верхнего калевия (свеккокарелиды, 1.95–1.87 млрд. лет); 4 – протоофиолиты Оутокумпу (1.96–1.95 млрд. лет); 5 – область широкого распространения метаосадочных пород преимущественно нижнего калевия (карелиды, 2.06–1.96 млрд. лет); 6 – Карельский кратон и выступы фундамента (> 2.50 млрд. лет)

Калевийские метаосадочные породы провинции Хойтиайнен и их соотношения с породами континентального и морского ятулия описаны в работе И.Кохонена [7], где показано, что флишеидные слюдястые сланцы калевия моложе платформенных отложений ятулия и ассоциируют с ятулийскими вулканическими комплексами типа Тохмаярви, а в ряде случаев - с диабазами с возрастом 1.97 млрд. лет. Это свидетельствует о широком возрастном интервале накопления калевийских толщ (2.1-1.9 млрд. лет). И.Кохонен [7] выделяет западный и восточный калевий. При этом он относит метаосадочные породы восточного калевия к комплексу окраинного бассейна, а метаосадочные породы западного калевия коррелирует с граувакками района Оутокумпу.

Большая часть пород ладожской серии представлена ритмично-слоистыми биотитовыми гнейсами и кварц-сланцевыми сланцами, которые во многих случаях содержат в разных количествах андалузит, ставролит и гранат. Для характеристики вещественного состава ладожской серии выполнены петрохимические, геохимические и Sm-Nd изотопно-геохимические исследования слагающих эту серию метатерригенных пород, образцы которых были собраны в ходе изучения четырех опорных участков (Янисъярви, Харлу, Ляскеля, Импиниеми), расположенных вдоль субмеридионального профиля протяженностью около 45 км, пересекающего Северное Приладожье от пос. Соанлахти (оз. Янисъярви) на севере до мыса Импиниеми (п-в Хуннака) на юге. Участки Харлу и Ляскеля располагаются в области развития толщ, содержащих андалузитовые и ставролитовые сланцы. Исходя из этого, в рамках существующих стратиграфических схем метаморфические породы указанных участков, скорее всего, соответствуют свите пъякъярви, а породы участков Янисъярви и Импиниеми – свите наатселька. Другими словами, есть основания полагать, что они принадлежат соответственно к нижней и верхней частям разреза ладожской серии.

В результате петрохимической реконструкция первичного состава метатерригенных пород ладожской серии установлено [10], что в ее разрезе по изученному профилю преобладают породы граувакко-аргиллитовой ассоциации (90%) с небольшой долей аренитов (10%). В большинстве случаев они характеризуются умеренной щелочностью с незначительным преобладанием калия над натрием. По химическому составу метатерригенные породы ладожской серии отчетливо распадаются на две группы. К первой из них относятся обогащенные «мафическими» компонентами породы нижней части разреза ладожской серии, выходы которых территориально тяготеют к выходам пород сортавальской серии (участки Харлу и Ляскеля). Вторая группа включает относительно более «глиноземистые» породы верхней части разреза рассматриваемой серии, выходы которых расположены на удалении от выходов пород сортавальской серии (участки Янисъярви и Импиниеми). Главное отличие в химическом составе пород выделенных групп заключается в том, что породы нижней части разреза ладожской серии, где наиболее широко распространены арениты, являются более рециклированными образованиями, обогащены TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO и относительно обеднены Al_2O_3 по сравнению с породами верхней части разреза.

По геохимическим особенностям породы нижней и верхней частей разреза ладожской серии также существенно различаются. Породы нижней части разреза обогащены Cr, Co, Ni и Sc, что в совокупности с петрохимическими данными свидетельствует о присутствии в областях сноса пород основного состава, а породы верхней части разреза, напротив, обогащены Th и La, что указывает на преобладание в областях сноса пород кислого состава. Судя по величине Hf/Zr отношения, одним из источников основного состава служили ятулийские плато-базальты. Характер распределения La, Th и Sc в породах ладожской серии дает основания полагать, что в качестве одного из главных источников пород нижней части разреза, наряду с основными породами, выступали породы, отвечающие по составу гранодиориту, тогда как главным источником пород верхней части разреза послужили породы, приближающиеся по составу к граниту.

Результаты Sm-Nd изотопных исследований показывают [10], что метатерригенные породы нижней части разреза ладожской серии характеризуются оценками $T_{Nd}(DM)$ в интервале 2.5-2.7 млрд. лет, а верхней – в интервале 2.4-2.6 млрд. лет. Только для одного образца метаграувакки нижней части разреза получена оценка $T_{Nd}(DM)=3.1$ млрд. лет. На диаграмме « ϵ_{Nd} – возраст» линии эволюции изотопного состава Nd большей части изученных образцов метатерригенных пород ладожской серии располагаются в поле эволюции изотопного состава Nd калевийских метаосадков Финляндии [2] или между полями эволюции изотопного состава Nd свекофенских метаосадков Финляндии [11] и архейской континентальной коры Карельского мегаблока Балтийского щита [4]. Исключение составляют только два образца терригенных пород нижней части разреза ладожской серии, линии эволюции которых находятся вблизи или в поле эволюции изотопного состава Nd архейской континентальной коры Карельского мегаблока. Все это свидетельствует о том, что в формировании пород ладожской серии принимали участие продукты разрушения пород как со средним раннепротерозойским, так и со средним архейским Nd модельными возрастными, однако, для нижней части разреза относительный вклад пород с архейскими значениями $T_{Nd}(DM)$ в целом был заметно больше.

Таким образом, накопленные к настоящему времени геологические, геохронологические, геохимические и изотопно-геохимические данные позволяют рассматривать в качестве главных источников терригенных пород ладожской серии гранито-гнейсы архейского фундамента Карельского мегаблока Балтийского щита, а также раннепротерозойские континентальные ятулийские осадки и основные по составу магматические породы ятулия-ливия (сортавальская серия). Кроме того, в верхней части разреза ладожской серии можно допустить присутствие свекофенского вулканогенно-осадочного (островодужного) материала. Области сноса исходного для пород ладожской серии терригенного материала располагались на незначительном удалении от бассейна осадконакопления.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Научной школы НШ-4732.2006.5 и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Изотопная геология: геохронология, источники вещества».

Литература

1. Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. 13 с.
2. Геология и петрология свекофеннид Приладожья // СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с.
3. *Huhma H.* Provenance of early Proterozoic and Archaean metasediments in Finland: a Sm-Nd isotopic study // *Precamb. Res.* 1987. V. 35. P. 127–143
4. Ранний докембрий Балтийского щита // СПб.: Из-во Наука, 2005. 711 с.
5. *Матреничев В.А., Вревский А.Б., Сергеев С.А. и др.* Граница между людиковием и калевием в Северном Приладожье: геологические взаимоотношения и изотопный возраст // Доклады Академии наук. 2006. Т. 407. № 5. С. 645–649.
6. *Zagorodny V.G., Negrutsa V.Z., Sokolov V.A.* 1986. Stratigraphy of Karelian deposits in the Karelian-Kola region // Early Proterozoic of the Baltic Shield: proceedings of the Finnish-Soviet symposium held in Petrozavodsk 19th-27th august, 1985. P. 199–205.
7. *Kohonen J.* From continental rifting to collisional crustal shortening – Paleoproterozoic Kaleva metasediments of the Hoytinen area in North Karelia, Finland // *Geol. Surv. Finland Bul.* 1995. № 380. 82 p.
8. *Huhma H.* Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the early Proterozoic Svecofennian crust in Finland // *Geol. Surv. Finland Bul.* 1986. № 7. 48p.
9. *Матреничев В.А., Вревский А.Б., Матреничев А.В. и др.* Возраст и длительность людиковийского мантийного вулканизма в Северном Приладожье // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. Москва. ИГЕМ РАН. Том 2. М.: ГЕОС. 2006. С. 26–29.
10. *Котова Л.Н., Глебовицкий В.А., Котов А.Б. и др.* Области сноса и источники метатеригенных пород ладожской серии: результаты геохимических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Доклады Академии наук. 2006. Т. 410. № 2. С. 225–228.
11. *Lahtinen R., Huhma H., Kousa J.* Contrast in source component of Paleoproterozoic Svecofennian metasediments: Detrital zircon U-Pb, Sm-Nd and geochemical data // *Precamb. Res.* 2002. V. 116. P. 81–109.

Тектоника территории России и дна обрамляющих морей

Красный Л.И.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург

Последнее обобщение по геологии России (Советского Союза) было в 1989 г. (т.10-й, «Геологическое строение и минерагения СССР»). За последующие годы произошли существенные изменения по тектонике страны. Сейчас представляется полезным обсудить некоторые новые элементы структуры, относящиеся к различным регионам РФ, а также некоторые минералогические аспекты.

1. Уральский складчато-надвиговый пояс, протягиваясь через Султан-Уиз-Даг (Султан Увайс) имеет продолжение в Южном Тянь-Шане, что ставит под сомнение наличие «Урало-Охотского» либо «Урало-Монгольского» пояса.

Уверенно намечаются «георазделы» Уральский и Монголо-Охотский исторически обуславливающие «аккордионный» тип тектоники со сменой трансформных и транспрессивных событий. В обоих георазделах имеет место проградация (омоложение). В первом из них от герцинид до индосинид (ранних киммерид), во-втором – от герцинид до яньшанид. Эти и другие георазделы (например, Кордильерский и Андийский) – огромные коридоры, где длительное время (от рифея до пострифейского фанерозоя) происходили тектонические события, в том числе со сменой палеотектонических обстановок, а также попеременного сжатия-растяжения с завершенным существенно вертикальных движений (горообразованиями).

Межплитное (межгеоблоковое) положение этих георазделов и сложная многоэтапная их эволюция зависит от глубинных конвективных течений, развивающихся по энергетическим (термальным, гравитационным и др.) процессам.

2. В Арктическом складчато-надвиговом поясе, вытянутом в широтном направлении от Новой Земли до Врангелевско-Геральдской системы, выявляются *сигмоидные* структуры («Западная» и «Восточная» сигмоиды), свидетельствующих о коленообразных (сигмоидальных), а также петельчатых структур принадлежит Д.И. Мушкетову («Ферганская сигмоида», 1928 г.)

3. Современное комплексное геологическое картирование древних платформ подчеркнуло их вычленение в рифее. Так, Сибирская платформа обрамлена на западе Туруханским, Восточно-Европейским, Присаянским, Прибайкальским перикратонными прогибами, а на востоке Приверхоанским краевым прогибом и Сетте-Дабанским перикратонным, превращенным в мезозое в складчато-надвиговые сооружения.

Граничные структуры Восточно-Европейской платформы наиболее четкие на востоке и юге. Это Тимано-Канинская перикратонная складчато-надвиговая система. Предуральский краевой прогиб с рифейской предисторией и Донецко-Прикаспийский авлакоген.

4. *Рифтогенез* получает более обширное и разнообразное значение. Кроме линейных и линейно-разветвленных рифтогенных структур выявлено и их «*клавишное*» группирование, особенно характерное для Мезенской синеклизы Восточно-Европейской платформы и моря Лаптевых в Арктическом регионе. Это связывается с неоднородностью строения астеносферной «подложки» с системой валообразных диапиров.

5. Подчеркивается значение *ангулярной* тектоники, основоположниками которой были Г. Штиле и Н.С. Шатский. К ней относятся *клинораздвиговые* структуры рифтогенного класса с доказанной нефтегазоносностью. К ним принадлежат: Тимано-Печерский (Северо-Уральский - по Н.С. Шатскому) и Вилуйский клинораздвиги, а также весьма перспективные Дерюгинский и ТИНРО (Охотское море).

Уникальная Онежская овоидная структура содержит палеопротерозойские вулканические образования, несогласно перекрывающие зеленокаменный архей. По совокупности признаков ее следует отнести к «*Онежскому рифтогенному овалоиду*».

6. Сделана попытка раскрыть три взаимозависимых элемента ряда складчато-надвиговых систем: главные их разломы, сопровождаемые офиолитовыми и олистостромовыми комплексами (Урал, Монголо-Охотская, Корякская).

7. По аналогии с Аравийским индентором (Н.В. Короновский, М.Г. Ломизе, 2001) наметилась система инденторов кристаллических массивов Востока России, выдвигавшихся с юга на север, и создавших тесножатую (частично раздавленную) структуру Монголо-Охотской складчато-надвиговой системы. Вероятно, что и Южно-Карский криптомассив является индентором по отношению к Новой Земле.

Рассматривая новые элементы в тектонике России, следует вывод, что лучшее из концепций неомобилизма и неофиксизма (Красный, 2003), следует искать пути к «*Геоинженеривизму*» охватывающего все наиболее ценное, что достигнуто в конце XX-го и начале XXI-го веков.

Эвапоритовая седиментация в осадочных бассейнах раннего рифея и ее связь с образованием магнезита (Ю. Урал)

Крупенин М.Т.¹, Котляров В.А.²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: krupenin@igg.uran.ru

²Институт минералогии, УрО РАН, г. Миасс, e-mail: kotlyarov@ilmeny.ac.ru

Условия эвапоритовой седиментации в докембрии являются предметом активной дискуссии. В карбонатных отложениях с возрастом древнее 1,3 млрд. лет не отмечено пластов сульфатов (ангидрита и гипса), что связывается с низким уровнем окисления атмосферы и постепенным становлением сульфатного баланса рифейского океана [9]. Наиболее древние эвапоритовые ангидрит-галитовые пласты известны в среднерифейском бассейне Амадиес, Австралия [3]; другим наиболее древним объектом локализации сульфатных пластов является формация Сэсайэти Клифс в супергруппе Гренвилл на Баффиновой земле и острове Байлот [10] с возрастом вмещающих отложений 1,2 млрд. лет. В

более древних отложениях преобладают псевдоморфозы или глиптоморфозы по гипсу или галиту, поэтому нахождение признаков формирования отложений в древних бассейнах с аномальной соленостью представляет собой актуальную задачу. Учитывая редкость нахождения сульфатов и галита, являющихся прямым доказательством садки эвапоритовых минералов в отложениях позднего докембрия приобретают значение косвенные признаки. Кроме псевдоморфоз к ним относятся и коллапс-брекчии, возникающие при растворении прослоев и гнезд эвапоритовых минералов.

В стратотипическом разрезе рифея на западном склоне Южного Урала (терригенно-карбонатные отложения с возрастом 1650-600 млн. лет) до недавнего времени о присутствии эвапоритов существовали отрывочные сведения. Литолого-фациальные реконструкции указывают на преобладание мелководно-морских условий формирования отложений с подчиненным значением прибрежно-континентальных обстановок [6]. Находки гипса отмечались для карбонатных отложений суранской свиты нижнего рифея и кужинской свиты, относимой к среднему рифею, гнезда и линзочки ангидрита были обнаружены в алевролитах и доломитах нижнего рифея Волго-Уральской области [2], глиптоморфозы по кристаллам галита известны в алевролитах зильмердакской свиты верхнего рифея. Предположение о широком развитии эвапоритовых условий в раннем рифее высказывалось В.П. Парначевым [7] из-за широкого развития доломитов в составе карбонатных отложений и повышенным концентрациям хлора и фтора в терригенно-глинистых породах. Изотопные исследования серы сульфидов в отложениях раннего рифея показали их обогащение тяжелым изотопом (от +8 до +24 ‰), что указывает на образование сульфидов в результате сульфатредукции по эвапоритовым сульфатам [2]. Высокие концентрации брома во флюидных включениях в магнезитах и метасоматических доломитах Саткинской и Бакальской групп месторождений указывают на их эвапоритовую природу и соответствие эвапоритовому тренду, в отличие от состава флюидных включений во вмещающих известняках, имеющих признаки морского генезиса [4].

Детальное изучение карбонатных отложений на Саткинских и Бакальских магнезитовых месторождениях позволило выявить отличия доломитов из карагайского горизонта верхнесаткинской подсвиты и шуйдинского горизонта малобакальской подсвиты, вмещающих магнезиты, от известняков и доломитов безрудных горизонтов и пачек, соответственно, в саткинской и бакальской свитах раннего рифея. Основное отличие заключается в широком развитии в магнезитовмещающих горизонтах диагенетических брекчий.

Диагенетические брекчии состоят из трех основных компонентов: 1) обломки вмещающих доломитов; 2) тонкозернистый доломитовый матрикс; 3) гнезда, линзы и неправильной формы выделения вторичного крупнокристаллического доломита. Обломки совершенно неокатаны, часто имеют остроугольную плитчатую форму, и представлены теми же мелкослоистыми серыми доломитами, что и в небрекчированных участках, с различной степенью перемещения (иногда незначительной) относительно своего первоначального положения в прослое. Размеры плиток варьируют в широких пределах и составляют, как правило, первые сантиметры, форма их уплощенная. Как правило, количество обломков преобладает над доломитовым матриксом, представленным таким же серым и темно-серым доломитом.

Гнезда, линзы и неправильной формы выделения вторичного белого доломита размещаются как в тонкозернистом сером доломитовом цементе, так и на границах с обломками. Они часто имеют остроугольную, иногда клиновидную или округло-дисковидную форму. Около магнезитовых залежей периферическая часть гнезд сопровождается секреторными многослойными выделениями или друзовыми карандашевидными кристаллами кварца сечением 2–5 мм и длиной 10–20 мм и вкрапленностью пирита. Отмечено также развитие вкрапленности марказита в центральных частях друзовых гнезд вторичного доломита. Размер доломитовых гнезд составляет, как правило, первые сантиметры, реже достигает первых дециметров, особенно в слабоглинистых однородных доломитах, где плохо выражена слоистость. Кроме того, встречаются гнезда неправильной формы с размером до 10–20 см, сложенные темно-серым крупнокристаллическим кварцем.

В тонкослоистых глинистых (плитчатых) доломитах широко проявлена шатровая форма гнезд с хрупко-пластичными деформациями вмещающего доломитового слоя (рис. 1.). Такая форма подобна типичным структурам (терее структура) мелководных отложений литорали, которые интерпретируются как следствие раннедиагенетического роста кристаллов сульфатных минералов [11, 13] и связываются с условиями седиментации в эвапоритовых лагунах. Характерной особенностью шатровых структур в

магнезитоносных доломитовых горизонтах является локальное развитие деформаций и извивающихся складок в пределах прослоев, где они развиты, и отсутствие деформаций в выше- и нижележащих прослоях. Это указывает на нетектонический энтеролитовый характер деформаций, связанный с химическими преобразованиями в осадке при диагенезе, сопровождаемыми изменениями объема или под влиянием течения (пластических деформаций) эвапоритовых минералов.

Контакты брекчий с ненарушенными доломитами могут быть как резкими, неровными, с обильным развитием стилолитовых швов, так и с постепенным затуханием процесса брекчирования. Иногда наблюдается послойное чередование горизонтов с развитием брекчиевой структуры и тонкослоистых темно-серых доломитов без признаков нарушения слоистости. В районе Саткинских магнезитовых месторождений зоны, насыщенные такими брекчиями, составляют почти половину разреза (360 м) карагайского горизонта [6].

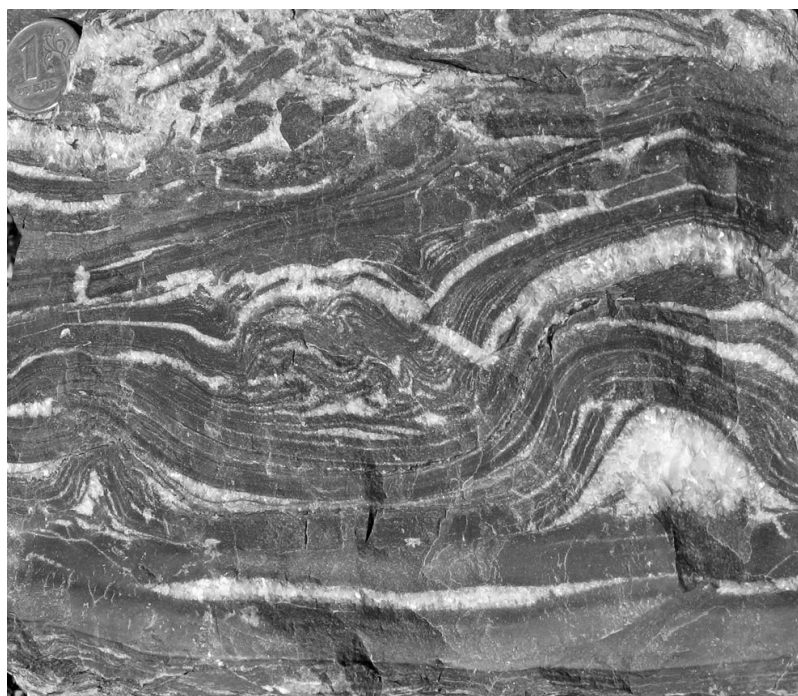


Рис. 1. Доломит брекчированный с шатровыми структурами («типи») диагенетического роста сульфатов, размер монеты 2 см

Образование диагенетических брекчий в магнезитоносных горизонтах трактовалось как следствие оползневых процессов или суспензионных потоков [8], или как связанное с неравномерной литификацией и усадкой слоев относительно чистого и глинистого доломита, а появление гнезд белого доломита произошло «в процессе перекристаллизации на отдельных участках» [1]. Мы предлагаем рассматривать брекчиевидные доломиты в составе фации коллапс-брекчий эвапоритовых отложений в пределах фациального комплекса мелководной осолоняющейся лагуны. Подобные коллапс-брекчии (брекчии обрушения = *collaps breccia* = *evaporate-solution breccia* [Sloss and Laird, 1947]) образуются при выщелачивании растворимых эвапоритовых минералов и широко описаны для различных фанерозойских эвапоритовых бассейнов, прежде всего Цехштейна, Мидконтинента и других пермо-триасовых эвапоритовых бассейнов. Сходные образования, содержащие брекчии доломитовых неокатанных обломков в доломитовом же тонкозернистом цементе с остроугольными гнездами вторичного крупнокристаллического доломита, в последнее время описаны для различных докембрийских карбонатных последовательностей в качестве коллапс-брекчий [3], возникших в результате растворения в диагенезе эвапоритовых минералов (гипса), в частности, для эвапоритовых доломитов туломозерской свиты ятуллия (нижний протерозой) Карелии, содержащих магнезиты [12]. Доломитовые гнезда здесь имеют клиновидную форму, иногда с типичным для гипса раздвоением типа «ласточкина хвоста».

Аналогичные клиновидные гнезда вторичного доломита широко развиты и в карагайском горизонте (рис. 2), что позволяет проводить прямую аналогию с эвапоритовыми отложениями других докембрийских бассейнов. Кроме того, в некоторых брекчиевых прослоях карагайского горизонта среди темно-серых доломитов развиты двойные прослойки, содержащие в нижней части буровато-серый доломитовый матрикс, а в верхней – прослойк белого доломита. Они имеют сходство с карбонатно-сульфатными тонкогоризонтальнослоистыми отложениями, типичными для гиперсоленых тиховодных лагун [11]. Подобные диагенетические брекчии с развитием гнезд и двойных прослойков мы находим также и в доломитах шуйдинской пачки бакальской свиты, содержащей магнетитовые залежи. Периодичность образования гипса была связана с периодически возникающими условиями насыщения по сульфату и выпадения корочки сульфатного состава. В последующем гипс был растворен и замещен вторичным доломитом или в результате сульфатредукции, или при растворении, подобном карстовому.



Рис. 2. Остроугольные гнезда вторичного белого доломита в тонкозернистом сером доломите, размер монеты 2,5 см

Электронномикроскопическое изучение пары «буро-серый тонкозернистый доломит – белый крупнокристаллический доломит» в карагайском горизонте показало, что на границе слойков происходит скопление зерен окиси железа, имеющих гексагональный габитус, вероятно, кристаллов гематита, с реликтами зерен хлорита, указывающих на окислительные условия седиментации при образовании гипса (рис. 3.). В диагенезе, из-за высокого содержания органической примеси, придающей породам темно-серый цвет, условия сменились на восстановительные и способствовали жизнедеятельности сульфат-редуцирующих бактерий и частичному замещению сульфатов арагонитом и кальцитом. Доказательством биогенной активности являются присутствие тонкорассеянного органического вещества, реликты микробиальных текстур на поверхностях напластования и реликты макроскопических концентрических микробиальных колоний диаметром до 5–7 см в доломитах карагайского горизонта.

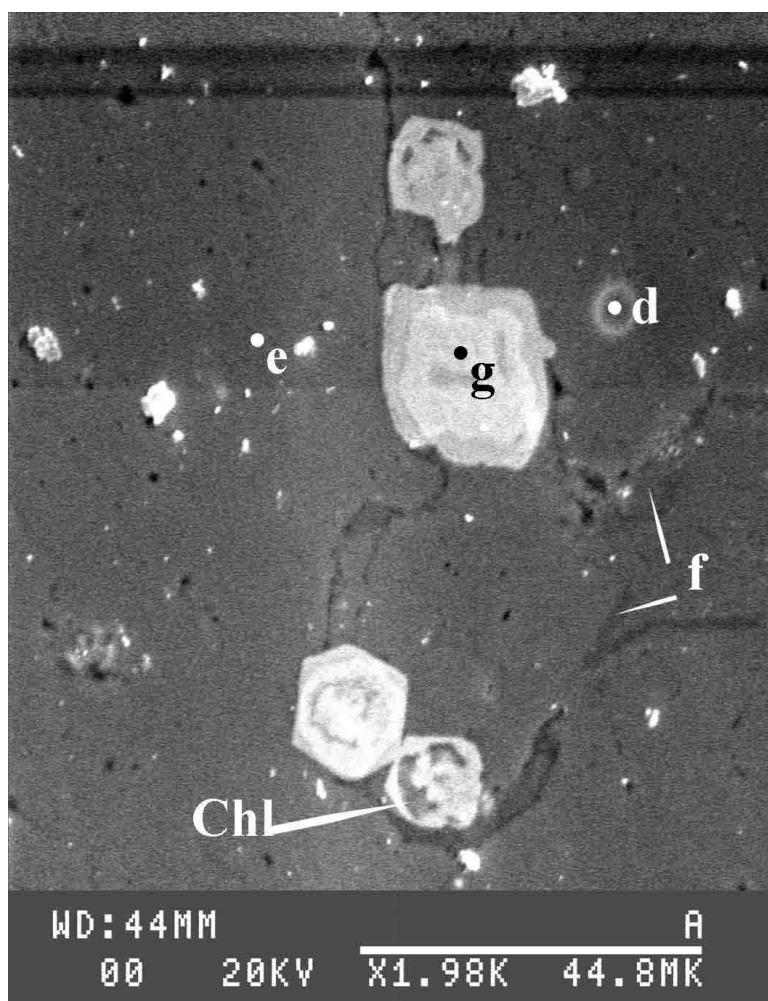


Рис. 3. Включения хлорита и гематита на границе серого и белого слоев доломита в брекчии

Формирование эвапоритовых горизонтов было связано с периодическим возникновением в бассейне условий изоляции от открытого моря и избыточного испарения, которые способствовали образованию эвапоритовых минералов. Определенную аналогию такой бассейн мог иметь с мелководным лагунно-морским бассейном нижнепермского возраста на Русской платформе, где на фоне образования известняков в дистальных фациях накапливались сульфатно-доломитовые отложения [5]. Последние формировались в условиях удаленных от береговой линии лагун при участии строматолитов среди крайне мелководных морей на затопленном шельфе Русской платформы. Детальные литолого-фациальные исследования в Саткинском рудном поле подтвердили вывод об осадконакоплении магнезитовмещающего карагайского горизонта в условиях крупной, удаленной от береговой линии, мелководной лагуны [1]. Учитывая преобладающее развитие мелководно-морских условий в бассейнах раннего-среднего рифея на востоке Русской платформы [6], создание эвапоритовых условий седиментации могло быть вполне реальным, что и подтверждается приведенными здесь фактами.

Метасоматический характер образования кристаллических магнезитов не вызывает сомнения. Вероятно, брекчированные в результате раннекатагенетического растворения эвапоритовые горизонты оказались наиболее проницаемыми для высокомагниевого щелочного эвапоритового рассола, мигрирующего латерально из центральных частей эвапоритового бассейна и производивших метасоматическое низкотемпературное образование магнезитов.

Исследование выполняется при финансовой поддержке гранта РФФИ № 06-05-64592 и НШ-4210.2006.5.

Литература

1. Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. Саткинское месторождение магнетитов на Южном Урале. М.: Наука, 1983. 86 с.
2. Горожанин В.М., Мичурин С. В. Литологические, геохимические и изотопные признаки эвапоритизации в раннем рифее Южного Урала // Литологические аспекты геологии слоистых сред. Материалы 7 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 68–71.
3. Жарков М.А. Эволюция эвапоритов в докембрии в связи с преобразованиями биосферы и химического состава мирового океана. Статья 1. Эвапориты архея и раннего протерозоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 12. № 2. С. 19–29.
4. Крупенин М.Т., Прохаска В. Эвапоритовая природа флюидных включений в кристаллических магнетитах саткинского типа // Доклады РАН. 2005. Т. 403. № 5. С. 661–663.
5. Кузнецов В.Г., Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.
6. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы) // Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. I. 351 с.
7. Парначев В.П. Фтор и хлор в позднедокембрийских осадочных породах Башкирского мегантиклинория в связи с вопросами их седиментогенеза // Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 35–46.
8. Сидоренков А.И. Новые данные по литостратиграфии верхней части разреза саткинской свиты // Геология и полезные ископаемые Урала. Тр. СГИ. Вып. 45. 1964. С. 14–24.
9. Grothzinger J. F., Kasting J. F., New constraints on Precambrian ocean composition // J. Geol. 1993. V. 101. P. 235–243.
10. Kah L.C., Lyons T.W., Chesley J.T. Geochemistry of a 1.2 Ga carbonate-evaporite succession, Northern Baffin and Bylot Islands: implications for Mesoproterozoic marine evolution // Precambrian Research. 2001. 111. P. 203–234
11. Kendall A.C. Evaporites // Facies Models. R.G.Walker, editor. GeoscienceCanada reprint series # 1, 2-nd edition, 1984. P. 259–296.
12. Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarikhin V.V., Palaeoproterozoic magnesite: lithological and isotopic evidence for playa/sabkha environments // Sedimentology. 2001. V. 48. P. 379–397.
13. Newell, N. D., J. K. Rigby, A. G. Fischer, et al. The Permian Reef Complex of the Guadalupe Mountains Region, Texas and New Mexico—A Study in Paleocology. W. H. Freeman, 1953. San Francisco. 236 p.

О геохимии процессов формирования «сланцев перемыва» и лиственитов по породам Главной дайки (Бакальский район)

Крупенин М.Т.¹, Шардакова Г.Ю.¹, Кузнецов А.Б.²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: krupenin@igg.uran.ru; shardakova@igg.uran.ru

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail: antonbor@ak9723.spb.edu

В карбонатно-терригенных отложениях рифея, примыкающих с запада к структуре Машакского грабена, широко развиты рои диабазовых даек и силлов различной мощности. Максимальным развитием они пользуются в Бакало-Саткинском горно-рудном районе. А.А.Алексеевым [1] здесь выделено несколько дибазовых комплексов: нижне-, средне- и верхнерифейско-вендский, а также палеозойский. Наиболее крупный из них – нижнерифейский, в состав которого входят габброиды Главной дайки, Кусинской интрузии и Бердяшского плутона, являющиеся магматическим выражением одного из этапов машакского рифтогенного события. Эти объекты подробно охарактеризованы в работах [5, 9, 13]. Главная дайка прорывает отложения трех пачек бакальской свиты нижнего рифея: березовской (известняки), иркусканской (черные глинистые сланцы), шуйдинской (доломиты с залежами магнетита). U-Pb возраст пород Главной дайки – 1385.3±1.4 млн. лет (по бадделеиту [15]); по геохимическим особенностям они отвечают континентальным рифтогенным образованиям. Однако геохимия сопряженных с диабазами пространственно и/или генетически пород на со-

временном уровне изучена недостаточно (за исключением глинистых сланцев [7]; наши данные позволяют несколько восполнить этот пробел.

Бурзянские отложения с резким угловым несогласием перекрыты юрматинскими кварцито-видными песчаниками зигальгинской свиты. В основании последней развиты линзы конгломератов, сложенных преимущественно гальками кварцитовидных песчаников («зигальга базальная»). Несмотря на пространственную близость с Главной дайкой, обломки диабазов в конгломератах отсутствуют. Объяснение этому факту может быть получено при изучении так называемых «сланцев перемыва», относящихся к предзигальгинской коре выветривания [14]. Они приурочены к контакту бакальской и зигальгинской свит и представляют собой маломощный прослой глинистых сланцев кварц-хлорит-гидрослюдистого состава, мощность которого варьирует от первых сантиметров до десятков метров. Кварцито-песчаники зигальгинской свиты залегают согласно на «сланцах перемыва» и содержат их слабоокатанные обломки в базальной толще. «Сланцы перемыва» имеют зеленовато-серую (карьеры Ц. Иркутскан, Сидеритовый), с салатным, реже вишнево-бурным, оттенком (карьеры Восточно-Буландихинский, Петлинский) окраску, отличающую их от типичных темно-серых низкоуглеродистых сланцев бакальской свиты.

В южном борту Петлинского карьера наблюдается зона (мощн. 0,6 м) выветрелого буро-серого габбро-диабаз (апофиза Главной дайки), слабо рассланцованного, затем – зона (0,5 м) более выветрелого диабаз, с реликтами крупнозернистой структуры и интенсивным рассланцеванием, далее – зона массивного тонкозернистого зеленовато-серого сланца, типичного «сланца перемыва» (до 1,3 м), имеющая ровный контакт с вышележащими кварцито-песчаниками. Рассланцевание наблюдается под углом к напластованию вышележащих осадочных пород (кливаж осевой плоскости Петлинской синклинали). В основании кварцито-видных песчаников отмечаются неокатанные обломки нижележащих сланцев. Вся зона контакта, в том числе и габбро-диабаз, подвержена неравномерной лиственитизации с развитием прожилков серицита, фуксита, анкерита и барита. Эти прожилки в габбро-диабазе имеют дугообразную форму, напоминая шаровидную отдельность трещин выветривания в диабазе, подчеркивая ее реликты. К-Аг возраста фукситов и полевых шпатов из зон изменения диабазовых даек составляют 610–618 млн. лет, указывая на то, что лиственитизация в Бакальском районе проявилась в связи с позднерифейско-вендскими тектоническими событиями [3]. По-видимому, листвениты и сопряженные с ними анкерит-баритовые жилы развивались по ранее сформированным трещинам, образованных в процессе предзигальгинского выветривания диабазов.

Листвениты, как известно, образуются в кислотную стадию низкотемпературного гидротермального процесса. Происходит привнос оснований, компенсируемый осаждением кварца и карбоната; растворы имеют калиевую специфику. Поведение редких элементов в лиственитах изучено не вполне достаточно, поэтому данные по каждому конкретному объекту расширяют общее представление о процессе в целом. При формировании «классических» лиственитов, открытых Г. Розе и на современном уровне изученных, например, В.Н.Сазоновым в Березовском рудном поле [10, 11] и О.Н.Викентьевой и др. [2], из исходного габбро выносятся SiO_2 , TiO_2 , FeO , P_2O_5 при существенном привносе K_2O (фукситовая колонка) или Na_2O (парагонитовая) и Al_2O_3 , CO_2 . К тому же в березовских лиственитах, по сравнению с эдуктом, понижаются концентрации легких и средних лантаноидов (La-Tb), углубляется отрицательная аномалия Eu, а ТРЗЭ (Ho-Er) существенно привносятся. Примерно такая же картина наблюдается в этом сегменте и при лиственитизации андезитов. Анализы, на основании которых сделаны эти заключения, взяты из работы [11].

По данным Ю.В.Ерохина [4], примерно так же ведут себя петрогенные и редкие элементы при лиственитизации габброидов Баженовского массива. Для этого объекта можно отметить также повышение (привнос) при этом процессе содержаний Rb и Ba и вынос – Zr, Hf, Th, U; однако отношение Zr/Hf изменяется очень слабо, наследуется от эдукта.

При образовании лиственитов по габброидам Главной дайки можно зафиксировать вынос Si, Ti, Al, Na при привносе Mg, Fe, Mn, Ca. Такой химизм не вполне отвечает лиственитизации, по-видимому, потому, что ей предшествовали и другие преобразования, наложенные на габбро (как минимум, хлоритизация и интенсивное выветривание). На графиках, где листвениты нормированы по эдукту (диабаз Главной дайки), видно, что происходит также привнос Ba, Rb, Cs,

Pb (изоморфирующих с K, вероятно, и последнего – тоже), а также U, Sr и вынос V; Sr (а, значит, и Ca), Zr, Hf, Th; при этом отношение Zr/Hf также остается почти без изменения. РЗЭ выносятся: тяжелые в существенно меньшей степени, чем легкие. Присутствие крутой левой ветви (ЛРЗЭ) на тренде лиственита Nb-27В, вероятно, можно связать с интенсивным развитием в нем сопутствующих карбонатных (анкерит-сидеритовых) прожилков. Вынос большого числа рассеянных элементов может свидетельствовать о высокой активности кислого флюида, и, возможно, его большом объеме, но высокой скорости перемещения (при вендских тектонических процессах образовалось много проницаемых зон с перепадами давления, благоприятными для быстрой миграции).

В северном борту Петлинского карьера в диабазовых контактах зигальгинских кварцитовидных песчаников и конгломератов фиксируются выветрелые участки с видимой зернистостью, иногда – с характерными округлыми трещинами отдельности, реликтами первичной структуры в глинистом субстрате; непосредственно в контактовой зоне происходит переход диабазов в глиноподобные лиственитизированные образования, аналогичные «сланцам перемыва». Это наблюдение позволяет предполагать, что в предзигальгинское время диабазы, внедрившиеся в отложения бакальской свиты, подвергались глубокому химическому выветриванию и размыву совместно с осадочными породами бакальской свиты, глубина эрозионного среза которой составляет не менее 700 м [6].

Анализ наших данных показал, что при накоплении алюмосиликокластики на границе раннего и среднего рифея господствовал семиаридный и гумидный климат [8]. Вероятно, именно это способствовало интенсивному химическому выветриванию базальтоидов, что стало главной причиной отсутствия галек диабазов среди базальных конгломератов в зигальгинской свите. Только наиболее устойчивый кварцитовый и кварцевый материал, а также фрагменты глинистой коры выветривания по диабазам, сохранились в ее составе.

Литогеохимические особенности алюмосиликокластических пород бакальской свиты, залегающих ниже машакского уровня (диабазов Главной дайки), подробно описаны в работах [7] и указывают на то, что главная роль в источниках сноса принадлежала кислым магматическим образованиям зрелой континентальной коры (т.е. основные породы в процессе практически не участвовали). При сравнении геохимии бакальских сланцев с габбро-диабазами на это, помимо явно более «гранитного» уровня содержания петрогенных компонентов, указывают повышенные концентрации Rb, Cs, Pb, U, Th и отношения La/Yb.

К сожалению, мы не располагаем силикатными анализами «сланцев перемыва» по диабазовому субстрату лежащих выше, и, по-видимому, образовавшихся без влияния Главной дайки («сиалических»). Последние четко отличаются от диабазов по химическому составу: характеризуются более высокими содержаниями SiO₂, Al₂O₃, MnO, MgO, K₂O и пониженными – FeO, CaO, Na₂O, а также ряда малых компонентов (V, Cr, Ni, Cu). От глинистых сланцев бакальской свиты они также отличны: имеют более высокие содержания SiO₂, FeO, Na₂O, U, Th, Rb и более низкие – MgO, CaO, K₂O, Y, Zr, Hf, Pb.

Распределение РЗЭ в «сланцах перемыва» позволяет сделать заключение о возможном субстрате для их образования. По-видимому, породы этого типа, сопряженные с верхними частями диабазовых залежей, являются образованиями коры выветривания с участием последним. Этому не противоречит близкий состав РЗЭ в обоих типах пород (поскольку считается, что распределение РЗЭ относительно устойчиво в процессе гипергенеза [12]). «Сланцы перемыва», образованные по диабазам (или при существенном участии их вещества) хорошо диагностируются просто по уровню суммы РЗЭ: в самих диабазовых и сланцах по ним он составляет 50–80 г/т, тогда как во всех прочих разновидностях пород (сланцах бакальской свиты и сланцах без участия габброидов – пояснение) – существенно выше (150–300 г/т). Распределение РЗЭ в диабазовых и ассоциированных с ними «сланцах перемыва» характеризуется относительно низкими долями ЛРЗЭ: величина (La/Yb)_N варьирует, соответственно, в пределах 5–8 и 4–10. Напротив, отношение (La/Yb)_N в обычных темно-серых низкоуглеродистых глинистых сланцах бакальской свиты, при отсутствии ассоциации с диабазовыми, составляет 17–31, что близко к этому отношению в «сланцах перемыва», расположенных над ними (около 30).

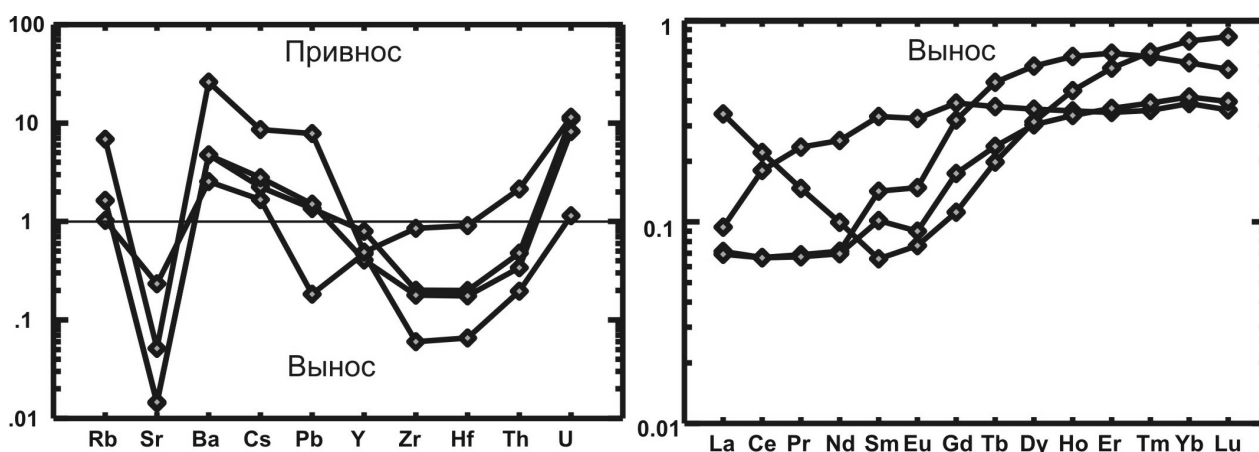


Рис. Распределение редких элементов в листовенитах, нормированное по диабазу Главной дайки (среднее из 6 анализов)

Отметим, что листовениты, образованные не по явно диагностируемым диабазам, а по ассоциированным с ними сланцам перемыва, практически не отличаются от тех, чьим эдуктом явно явились породы Главной дайки – и это тоже косвенно подтверждает «родство» диабазов и «сланцев перемыва», которые содержат значительную долю базитового материала в нижней (?) части разреза.

Относительно диабазов, «сланцы перемыва», явно содержащие их фрагменты, несколько обогащены Rb, Ba, Cs, Pb, Zr, U, что может отражать некоторую долю причастного к их образованию сиалического материала (бакальская свита), поскольку в тектонически ослабленной зоне при выветривании могли смешаться фрагменты диабазов и сланцев.

Таким образом, участие диабазов в процессах выветривания фиксируется образованием концентрических трещин, выполненных карбонатными минералами; следующим этапом стало формирование «сланцев перемыва» (глинистой коры выветривания), затем имела место листовенитизация. Эти преобразования, безусловно, внесли ряд изменений в химический состав эдуктов; тем не менее, по уровню содержаний и распределения РЗЭ можно их установить: участие в коре выветривания диабазов резко снижает сумму РЗЭ и долю легких в «сланцах перемыва». Величина $(La/Yb)_N$ может косвенно указывать на роль «магматической» составляющей основного состава в гипергенных процессах.

Литература

1. Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
2. Викентьева О.В. Березовское золоторудное месторождение на Урале: геологическое строение, минералого-геохимические особенности и условия образования. Дисс....к. г.-м. н. Москва: МГУ, 2000. 184 с.
3. Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 295 с.
4. Ерохин Ю.В. Минералогия Баженовского офиолитового комплекса. Дисс....к. г.-м. н. Екатеринбург, 2006. 190 с.
5. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Цирконовый возраст габбро и гранитоидов Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 300–303.
6. Крупенин М.Т. Условия формирования сидеритонной бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 256 с.
7. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. и др. РЗЭ, Cr, Th и Sc в глинистых сланцах типового разреза рифея как показатели состава и эволюции источников сноса // Литосфера. 2004. № 1. С. 70–112.
8. Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 103 с.
9. Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.И., Лепихина О.П., Попова О.Ю., Лепихина Г.А. Бердяшский массив: 1350±10 млн. лет или древнее? // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 310–314.
10. Сазонов В.Н. Лиственитизация и оруденение. М.: Наука, 1975. 171 с.

11. Сазонов В.Н., Викентьева О.В., Огородников В.Н. и др. РЗЭ в колонках пропилитизации, альбитизации, эйситизации и березитизации-лиственитизации пород различной кремнекислотности: эволюция распределения, причины и практическое значение // Литофера. 2006. № 3. С. 108–124.
12. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М: Мир, 1988. 379 с.
13. Холоднов В. В., Феритатер Г.Б., Бородина Н.С., Шардакова Г.Ю., Прибавкин С.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д. гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы (Южный Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 3–28.
14. Яницкий А.Л., Сергеев О.П. Бакальские железорудные месторождения и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 112 с.
15. Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European craton, Southern Urals, Russia // Геологический сборник № 5. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2006. С. 119–161.

О некоторых общих закономерностях упругих свойств геологической среды

Кузин А. М.

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, e-mail: amkouzin@yandex.ru

Уже много десятилетий проницаемые зоны земной коры и мантии привлекают к себе не ослабевающий интерес исследователей в различных разделах геологической науки. С ними непосредственно связаны процессы вулканизма, землетрясений и образования месторождений полезных ископаемых. В тоже время несопоставимо меньшее внимание уделяется изучению взаимосвязи этих процессов с механически жесткими геологическими образованиями. Они наблюдаются в диапазоне длин волн от сейсмологического (высокоскоростные зоны, прослеживаемые на глубины более 1000 км) до ультразвукового. Под всеми континентами в верхней мантии присутствуют высокоскоростные аномалии скорости, уходящие на глубину порядка 300–400 км и особенно четко фиксирующиеся под древними платформами. Их образование связывается с миграцией флюидных потоков (Н.И. Павленкова, 2006).

Блоковость строения земной коры еще 80-е годы прошлого столетия была доказана Г.В. Краснопевцевой и Ю.К. Щукиным для нефтеносных областей и районов повышенной сейсмичности по значениям отклонений времен прихода первых волн в методе ГСЗ.

Анализ и обобщение данных позволили прийти к выводу о фундаментальной роли механически жестких образований в геологических процессах: – на нефтеносных и рудоносных блоках фиксируются нетехногенные землетрясения (А.В. Егоркин 1996); – большинство очагов землетрясений расположено на границе жестких блоков (Н.В. Шебалин, 1976); – все месторождения флюидного генезиса залегают на жестких образованиях или на их границах (А.М. Кузин, 1994).

Физической основой для объяснения этой роли может служить геомеханическая модель «твердого тела со структурой» (В.Н. Родионов, И.А. Сизов, 1986). Помимо процессов накопления и диссипации упругой энергии при высокой скорости деформации происходит увеличение жесткости твердого тела, а в некоторых случаях, и увеличение его эффективной прочности, обеспечивающей его устойчивость по отношению к волнам деформаций и напряжений. В статическом состоянии жесткое тело формирует разность вертикальных напряжений между его кровлей и подошвой, что создает термодинамический градиент и, соответственно, миграционный потенциал для флюидных потоков вдоль граничной зоны жесткого тела и вмещающей среды.

Эти свойства жесткого тела позволяют объяснить миграцию магматических каналов. Из анализа данных сейсмической томографии (Л.Б. Славина и др., 2001, В.Б. Пийп и Р.М. Гылызов, 2005) магматические каналы расположены на периферии области низкой скорости и тяготеют к границам высокоскоростных блоков. При этом нужно отметить, что в одном случае это континентальный тип коры, в другом океанический.

Те же свойства жесткого тела могут объяснить приуроченность месторождений флюидного генезиса к узлам пересечения разрывных нарушений. Так, по данным физического моделирования процесса образования разломов (В.В. Ружич, 1986), в том случае, когда развитие продольных трещин тормозилось поперечными трещинами, для модели наблюдалось явление упрочнения; ее разрушение происходило при больших на 8–15% напряжениях по сравнению с развитием одних продольных. Упрочнение происходило на фоне увеличения количества трещин. Было установлено, что наличие поперечных трещин ведет к упрочнению модели, затрудняя развитие продольных трещин и повышая запас упругой энергии, а на стадии разрушения увеличивая значения импульсов высвобождаемой энергии. Процессы накопления и диссипации упругой энергии жестким телом приводят к уменьшению его объема.

С дегазацией недр связаны зоны объемного катаклаза, трубок взрыва, выбросы угля. Б.М. Валяевым (1985, 1987) было показано, что помимо таких механизмов влияния поровых флюидов на процессы деформации как снятие флюидом нормальных напряжений, действующих на скелет породы, и физико-химического воздействия поровых флюидов на основе эффекта Ребиндера (меняющих условия сдвига), под флюидоупором могут формироваться очаги флюидизации, аккумулирующие упругую энергию за счет избыточного флюидного давления (L.H. Robinson, 1959; Trollope, Brown, 1966). Особенно высокое давление во флюиде может возникать за счет гидравлической взаимосвязи очагов флюидизации, расположенных на разных гипсометрических уровнях и/или иных тектонических напряжениях, может происходить направленная передача литостатических и тектонических напряжений.

Модель образования очага флюидизации позволяет на сейсмическом разрезе объяснить распределение скоростей продольных и поперечных волн региональных многоволновых наблюдений. Например, детально описанные Н.К. Булиным и А.В. Егоркиным (2000) домены, лежащие на одной глубине и характеризующиеся резким различием по параметру отношения скорости продольной волны к скорости поперечной.

Флюидизация наиболее эффективный способ снятия напряжений при землетрясениях, взрывных извержениях вулканов (Б.М. Валяев, 1987). Так, наиболее сильные землетрясения с магнитудой 6,5–6,8 баллов происходят в областях, где флюидное давление более 90% от литостатического (Ю.Л. Ребецкий, 2007).

Образование зон упрочнения в среде может происходить не только при неупругом деформировании, но и при флюидизации. С позиции геомеханики (И.П. Добровольский, 1991) за счет быстрого увеличения трещинно-пористого пространства флюидное давление падает, что приводит к увеличению эффективного давления и уменьшению кулоновых напряжений при сохраняющемся уровне девиаторных напряжений. За счет разрыхления здесь происходит некоторое уменьшение внутреннего сцепления ненарушенных участков горной породы. Из-за усилившегося всестороннего обжатия данная область упрочняется, что позволяет рассматривать ее в качестве жесткого включения.

Согласно теории динамики подвижных физико-химических барьеров (В.С. Голубев, 1981), при взаимодействии воздействующего на породу потока флюида с более высоким или более низким молярным распределением кислорода, чем в породе, и заключенного в ней флюида, возникает окислительно-восстановительный геохимический барьер, который перемещается в направлении течения флюида. По данным моделирования взаимодействия потоков магматогенных флюидов и мантийных пород над границами отмирающих астенолинз, при давлении 45–20 кбар наблюдается образование сменяющих друг друга аномальных по плотности областей метасоматических изменений (В.Н. Шарапов, 2005).

При исследованиях гидротермально-метасоматических процессов, их зональности и физико-химических свойств (Р.В. Голева, 1984) было показано, что при натриево-метасоматическом преобразовании, ведущем к альбитизации, резко изменяются упругие свойства гранитов, возрастают модуль Юнга и пористость, а коэффициент Пуассона уменьшается. Прочность увеличивается в промежуточной зоне (микроклин-плагиоклаз-хлорит-эпидотовая) на 10% и во внешней зоне (кварц-микроклин-плагиоклаз-хлорит-мусковитовая) на 25%.

С альбитизацией связаны многие рудные месторождения и прежде всего урана. Согласно В.А. Крупенникову (1986) образование рудоносных альбититов связано с взрывным механизмом. Основанием для этого вывода послужили следующие фактические данные: – отсутствие признаков сколько-нибудь существенных перемещений вдоль крупных рудоконтролирующих разломов в период рудообразования; – изометричная или эллипсовидная в плане и нередко воронкообразная (или каплевидная) в разрезе форма альбититовых тел, часто лишь отдаленно согласующаяся с особенностями структуры месторождения; – резкое выклинивание альбититовых тел вверх по восстанию, необъяснимое с тектонических (структурных) позиций; – отсутствие внутри альбититовых тел тектонических нарушений, с которыми можно связать образование катаклазитов; – хаотичность расположения в контуре катаклазитов участков интенсивного катаклаза и микробрекчирования; – ограничение контуров катаклазитов границами метасоматических ореолов. Высокие значения давления альбитизирующего раствора, достигающие $2,3 \cdot 10^8$ – $2,5 \cdot 10^8$ Па (А.И. Тугаринова и В.Б. Наумова) и высокое, до 300 г/кг породы содержание углекислоты (С.В. Кузнецова и Н.М. Гостяева) дали основание считать, что наиболее реальным механизмом формирования катаклазитов является взрывной, обусловленный высоким давлением флюида, а также газовой его составляющей. Следовательно, при взрывном механизме формирования катаклазитов становится очевидной важная роль углекислоты в альбитизирующих растворах: рудоносный катаклаз и формирование рудных залежей могли происходить только в тех случаях, когда содержание и давление углекислоты в растворе достигали величин, достаточных для проявления локального газоразрыва пород. Это находит подтверждение в результатах интерпретации сейсмических данных.

Исследования скорости распространения продольных и поперечных волн для территории Украинского кристаллического щита и Кокшетаузкого кристаллического массива и его обрамления (Сев. Казахстан) в зонах разрывных нарушений показали, что во многих случаях интервалы профилей, на которых надежно выделяются области аномального отношения V_s/V_p (от 0,65 до 0,7 и более), связаны с зонами гидротермально-метасоматически измененных пород (А.М. Кузин, 1994, 2004).

Существенную роль играют соединения углерода при образовании взрывоопасных зон в угольных шахтах. Они происходят только там, где имеются разрывные нарушения, флюидоизмененные породы (зоны упрочнения или бронирования) и повышенные концентрации углеводородов (В.Н. Труфанов, М.И. Гамов и др. 2004). Экспериментальные исследования фильтрации при деформации выбросоопасных и невыбросоопасных песчаников, выполненные А.Н. Ставрогиным и Б.Г. Тарасовым (2001) показали, что через области деформации у невыбросоопасных песчаников коэффициент фильтрация (K_f) при всех уровнях бокового давления возрастает на 3 и более десятичных порядка. У выбросоопасных песчаников наибольшие увеличения K_f при $\sigma_2 = 25$ и 50 МПа, составляют около одного десятичного порядка, при небольших боковых давлениях K_f увеличивается менее чем в два раза. Это означает, что области упрочнения в зонах разрывных нарушений экранируют газообразные флюиды.

Классическим примером тесной корреляции механически жесткого тела, разрывного нарушения и месторождений флюидного генезиса можно назвать рифогенные структуры. По данным Г.М. Авчяна для газонасыщенных рифогенных известняков значения коэффициента Пуассона могут достигать отрицательных значений (от –0,3 до 0,3). Анализ соотношений пористости и литоинградиентов в рифах позволил Н.С. Скрипченко (1989) сделать вывод о важнейшем значении пор строматактисового типа для проницаемости растворов. В тоже время в этих порках апофизы выступают как шпильное продолжение купольной поверхности строматактисов, образуя квазиконическую форму пор. По данным реологических испытаний образцов горных пород (З.И. Стаховская, 1971), породы с квазиконической формой пустотного пространства обладают большей устойчивостью к деформациям по сравнению с другими формами. Необходимо отметить, что к рифам приурочены не только месторождения углеводородов, но и рудные месторождения.

Одним из основных критериев прогнозирования рифогенных тел по данным многоволновой сейсморазведки является аномально высокое отношение V_s/V_p (V_s – скорость поперечных, V_p – продольных волн). Значительное число ловушек углеводородов (по данным многоволновой сейсмо-

разведки), например в Татарстане представлены коллекторами, образованными мелкопористыми механически жесткими породами. Так, по результатам интерпретации данных сейсморазведки 3D/3C (В.А. Екименко, 2006) в песчаниках, залегающих в кровле залежи, значения скорости поперечных волн повышены, в отличие от продольных.

Относительно высокое соотношение V_s/V_p сохраняется для тектонических блоков, подстилающих нефтяные и рудные месторождения при сейсмических наблюдениях в масштабах длин волн ГСЗ и КМПВ: Ромашкинское, Карачаганакское – углеводороды, рудные Норильское и Талнахское и др. месторождения. Причем даже в пределах одного региона и одного вида полезного ископаемого механически жесткие геологические образования могут иметь разный генезис, например, их различный генезис может быть проиллюстрирован на примере крупнейших месторождений углеводородов, залегающих в обрамлении Прикаспийской впадины: Карачаганакское – органогенная постройка атоллоидного типа, Астраханское – крупное пластовое карбонатное тело.

В дополнение к изложенному, необходимо остановиться на общих закономерностях и свойствах организации геологического пространства. Приведенное обобщение позволяет прийти к выводу, что помимо общих свойств и закономерностей, определяющих эволюцию земной коры на макроуровне, существуют общие свойства и закономерности на микроуровне. В эволюции земной коры главенствующая роль принадлежит кислороду, одному из самых распространенных в земной коре химических элементов (С.М. Макеев, 1999). Его физико-химические свойства определяют фундаментальные свойства геологического пространства. Низкая поляризуемость атомов кислорода обуславливает упругий и электромагнитный способы передачи энергии. Кислород организует химические связи во всех породообразующих минералах и входит в химический состав воды, создавая тем самым единую взаимосвязь свойств между горными породами и водными растворами.

Водородные связи определяют физико-химические свойства воды и соответственно – ее растворов. Экспериментально доказано (А.Г. Каличев, Ю.Е. Горбатов, 1998) наличие водородных связей даже при температурах и давлениях выше критической точки. Вода обеспечивает самый высокий по теплопроводности коэффициент полезного действия в функционировании природной системы. Кислородными и водородными связями объясняется то, что на заключительных стадиях развития различных геологических процессов (литогенетические преобразования осадков, гидротермально-метасоматические изменения, пневматолитиз, неупругое деформирование) наблюдаются по сути идентичные, независимые от геохронологии и пространственного положения процессов преобразования вещественного состава и структуры.

По сейсмическим данным, при общей закономерности увеличения скорости с глубиной, от мантии и до самых верхних горизонтов земной коры фиксируется сложное зональное (полизональное) распределение упругих свойств геологической среды, на фоне чередования слоев с относительно повышенной и пониженной скоростью сейсмических волн. Отмечается корреляция нефтеносных и рудоносных районов с границами мантийных скоростных аномалий, а для земной коры приуроченность месторождений к границам механически жестких (по V_s/V_p) или плотных (по V_p) блоков, устойчивых к воздействию волн деформаций и напряжений (А.М. Кузин, 1993, 1994, 1995; А.В. Егоркин, 1995).

Учитывая, что литосфера это открытая нелинейная автоколебательная система с фрактально-иерархической структурой, обменивающаяся с окружающей средой веществом и энергией, изменяющая свои свойства за счет внутренних и внешних процессов в пространстве и времени, с гармоническими, антигармоническими, трендовыми вариациями состояния среды (М.А. Садовский, В.И. Уломов, Л.Н. Рыкунов, А.Г. Гамбурцев). Отсюда, естественно, что в рамках функционирования единой системы, при преобладающем типе взаимосвязи ее элементов будет преобладать совершенно определенный набор ее свойств и организации.

Перечисленные свойства геологической среды позволяют formalизовать их в виде общего ее свойства – свойства «редупликации», подразумевающей единую общую природу в преобразовании вещества и структуры геологической среды (А.М. Кузин, 2006). Понимание этого общего свойства необходимо для интерпретации данных сейсмического метода

Геодинамические режимы развития территории Карелии и соответствующие им обстановки формирования золотого оруденения

Кулешевич Л.В.

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail kuleshev@krc.karelia.ru

Заложение и развитие докембрийских зеленокаменных поясов Карелии связано с неоднократными повторяющимися режимами растяжения и сжатия земной коры в позднем архее и раннем протерозое. Формационный анализ магматизма и состава рудовмещающих комплексов, разработанные в последнее десятилетие модели геодинамического развития территории Карелии и Финляндии (по материалам В.Н. Кожевникова, С.А. Светова, А.И. Слабунова, А.В. Самсонова, С.Б. Лобач-Жученко с коллегами, В.А. Глебовицкого, Ю.В. Миллера, Г. Гаала, П. Варда и др.), результаты радиологического датирования интрузивных тел и оруденения, а также наши данные по метасоматозу и рудообразованию, позволяют переосмыслить и провести металлогенический анализ размещения рудных объектов Карельского кратона и его обрамления. Золоторудные месторождения и проявления формировались преимущественно в связи с островодужными и окраинно-континентальными обстановками и в зонах сдвиговых деформаций и метасоматоза на ранне- и позднеорогенной стадиях аккреционно-коллизийного развития территории [1, 2, там же ссылки]. Для образования каких-либо значительных скоплений золота наиболее благоприятными были поздние стадии лопийского и свекофеннского орогенических циклов. Сдвиговые зоны обычно сопряжены и оперяют крупные региональные смещения, являясь каналами для проникновения глубинных и метаморфических флюидов. К сдвиговым зонам в пределах Карельского кратона приурочены месторождения и рудопроявления позднеархейского и позднего палеопротерозойского возраста. С рифтогенным режимом сумийского этапа связаны комплексные руды МПГ с примесью золота. Некоторые перспективы представляют орогенные области развития сумийского кислого магматизма и континентальные осадочные формации в наложенных ятулийских прогибах.

Позднелопийская эпоха (3,1–2,55 млрд. лет) объединяет вулканогенно-осадочные комплексы зеленокаменных поясов трех возрастных групп, с прорывающими их и повторяющимися во времени гранитоидами известково-щелочного и Na-K ряда, которые сопровождаются разнообразными рудными формациями (колчеданными, колчеданно-полиметаллическими, медно-молибденовыми, золото-сульфидными и золото-кварцевыми). Островодужные ассоциации кислых и средних пород Сумозерско-Кенозерского, Южно-Выгозерского и Сегозерско-Ведлозерского зеленокаменных поясов в обрамлении Водлозерского блока формировались на океанической коре. С ними связаны колчеданы с низкими концентрациями полиметаллов и золота. На раннеорогенной стадии внедрялись плагиограниты шилосского и шуйского комплексов (2,86–2,84 млрд. л.), порфиновые тела и дайки (2,81 млрд. л.). Они сопровождались березитами и золото-сульфидно-кварцевой минерализацией. Проявления Заломаевского, Тайгиницкого, Рыбозерского, Хаутоваарско-Ведлозерского рудных полей локализуются в ореоле плагиогранитных массивов во вмещающих толщах, в габброидах ранних фаз внедрения, на контакте с кислыми дайками и в протяженных СВ, СЗ или субмеридиональных шир-зонах в разных породах и в зонах расланцевания на контактах с порфировыми дайками. Прогнозные ресурсы месторождения Рыбозеро и рудопроявлений Заломаевского рудного поля категории P_2 в ореоле Шилосского массива составляют 10–15 т (золото-сульфидные руды содержат до 1–25 г/т Au, ср. 1,82–10 г/т). Более поздние островодужные ассоциации кислого-среднего вулканизма (андезиты, дациты, риолиты) в Каменноозерской структуре сопровождаются колчеданно-полиметаллическими рудами, которые содержат Au до 2,8 г/т (ср. 0,9 г/т, P_1 0,6 т) на Северо-Вожминском и до 20 г/т на Верхне-Вожминском проявлениях.

Островодужная стадия развития западно-карельских зеленокаменных поясов сопровождалась формированием кислого вулканогенно-осадочного комплекса шурловаарской свиты и отложением в западной полосе Костомукшской структуры колчеданной и магнетитовой минерализации с повышенными концентрациями золота (фоновыми и иногда достигающими 1,3 г/т). Коллизия на рубеже 2,8–2,7 млрд. лет привела к смятию всех толщ и внедрению гранитов в обрамлении Костомукшской

структуры. С гранитами обрамления, в частности массива Восточного, связана молибденитовая минерализация. К субмеридиональным и субширотным сдвиговым зонам приурочены интрузивные тела габбро, диоритов, гранит-порфиоров (2,72 млрд. л.) и порфиоровые дайки таловейского комплекса, фельзиты (геллефлинты) раутаойского комплекса (2,705 млрд. л.), и на заключительных стадиях К-граниты (2,67 млрд. л.). С таловейским комплексом и метасоматитами сдвиговых зон связано образование золото-сульфидных и золото-кварцевых руд месторождения Таловейс (Au 1–47 г/т, ср. 1,8–12,9 г/т, P₂ 12 т), проявлений Берендей, С-16П (0,5–20 г/т Au) и Южно-Костомукшского (1–30 г/т Au).

Тикшезеро-Парандовский зеленокаменный пояс (2,8–2,65 млрд. лет) заложен и развивался как окраинно-континентальный на границе Карельского кратона с Беломорским складчатым поясом. В его южной части в западном борту Лехтинской структуры внедрение гранитов Лобашского комплекса сопровождалось грейзенизацией и медно-молибденовым оруденением. На контактах с порфиоровыми дайками в зонах рассланцевания и биотитизации сформировалось золото-полиметаллическое (с Ag, Bi, Te) оруденение месторождения Лобаш-1 (Au 0,5–216 г/т, ср. 2,64–3,04 г/т, P₂+C₂ 8,7 т).

В более молодом по возрасту зеленокаменном поясе Ялонваара-Хатту-Тулос (2,76–2,72 млрд. л.) на юго-западной окраине Карельского кратона с кислым-средним вулканизмом связаны колчеданно-полиметаллические руды с повышенными концентрациями золота. Тоналиты и гранодиориты (2,74–2,72 млрд. л.) сопровождаются золото-кварцевыми жилами в поясе Хатту (Финляндия), Cu-W-Mo, полиметаллическими и золото-полисульфидными (с Bi, Te) прожилково-вкрапленными рудами участков Ялонваара и Приграничный.

Континентальная коллизия Карельского кратона и Беломорской подвижной области в позднем архее сопровождалась деформациями, формированием сдвиговых зон и метаморфогенно-метасоматическими преобразованиями на глубинных уровнях, а также заложением внутриконтинентальных бассейнов сдвиговой природы – пулл-апарт структур, в которых накапливались осадки и полимиктовые конгломераты. Позднеорогенные события (2,7–2,55 млрд. л.) завершились внедрением К-гранитов и сиенитов в пределах центральной части кратона и интенсивным метасоматозом. Вкрапленно-прожилковая и жильная золоторудная минерализация приурочена преимущественно к субмеридиональным шир-зонам и сечет как более древние толщи, так и вулканогенно-осадочные и молассовые отложения. Оруденение представлено вкрапленной и вкрапленно-прожилковой золото-сульфидной минерализацией (пиритовое, арсенопиритовое, Sb-As), золото-кварцевыми и золото-сульфидно-кварцевыми жилами. Позднеархейские деформации и метасоматические преобразования оказали существенное влияние на формирование таких месторождений золота как Педроламп (1–40 г/т, ср. 1–5,9 г/т, P₂+C₂ 7,97 т), Таловейс, Рыбозеро, проявления Золотые Пороги и др. Все эти многочисленные проявления в зонах сдвиговых деформаций относятся к группе орогенических рудных объектов. На некоторые из них существенное влияние оказали более поздние свекофенские метаморфогенно-метасоматические преобразования.

В сумийско-сариолийскую эпоху (2,55–2,3 млрд. лет) на территории Карелии существовали несколько различных геодинамических обстановок. В режиме растяжения формировались СЗ и СВ рифтогенные структуры и происходило внедрение расслоенных базит-гипербазитовых интрузий. С рифтогенным режимом сумийского этапа связаны комплексные руды МПГ с примесью золота в расслоенных интрузиях. На СВ окраине Карельского кратона в Лехтинской структуре на площади проявления сумийского кислого магматизма (2,4 млрд. л.) формировались кварц-полевошпатовые порфиры. Они сопровождались низкотемпературными изменениями и на участке Пайозеро – золото-сульфидно-кварцевыми жилами (1–40 г/т Au). Сумийские кварцевые порфиры и отчасти более древние породы послужили источником вещества при разрушении и последующем накоплении золото-урановых кварцевых конгломератов сариолия (железноворотинская свита). Более значительные концентрации золота в сумийско-сариолийских толщах встречаются в наложенных северо-западных зонах рассланцевания свекофенского возраста.

Атулийская эпоха (2,3–2,1 млрд. лет) связана с отложением осадков и базальтов во внутрикратонных прогибах. Накопление золота и урана в этот период происходило совместно в условиях русловых и прибрежных фаций – древних россыпях, представленных метаморфизован-

ными кварцевыми конгломератами, таких рудопроявлений как Риговаракское, Маймъярвинское, Ятулий-1. С ятулийским магматизмом связана гидротермальная сульфидная медная минерализация в базальтах, песчаниках и кварцевых конгломератах. Медистые песчаники Воронова Бора обогащены золотом, наиболее высокие его концентрации приурочены к сульфидно-кварцевым жилам (Au до 2,4 г/т). Максимальные концентрации золота в ятулийских отложениях установлены в зонах совмещения литологических горизонтов, обогащенных золотом, с наложенными зонами северо-западного расщепления и метасоматической переработки свекофеннского возраста и северо-восточными сдвиговыми зонами, сопровождающимися жилами. Метасоматиты свекофеннского возраста, наложившиеся на ятулийские породы формировались в режиме разной кислотности-щелочности: от альбититов (рудопроявление Шуезерское, Медные горы, Светлое) до березитов в ореоле кварцевых жил (месторождение Воицкое). Максимальные концентрации золота на рудопроявлении золото-уран-содержащих кварцевых конгломератов Маймъярвинское (до 10 г/т, ср. 3,5 г/т, P₂ 18,8 т) локализуются в северо-западной зоне перекристаллизации и переотложения.

В людиковийскую эпоху (2,1–1,9 млрд. лет) происходит раскрытие системы северо-западных континентальных рифтов, образование троговых окраинных бассейнов, базит-ультрабазитовый магматизм, накопление сульфидсодержащих углеродистых толщ с повышенными концентрациями Cu, Co, V, Ti. Особую роль в формировании рудопроявлений Онежской структуры сыграли зоны СЗ складчато-разрывных деформаций и метасоматического преобразования пород (от альбититов до слюдитов и березитов) и кварц-карбонатных жил. Эти зоны сопровождались перекристаллизацией вещества и привнесом таких рудогенных элементов как U, Au, Pt, Pd, Mo, Se и др. Они привели к возникновению благороднометалльных-U-V месторождений Падминской группы Онежской структуры, локализованных в зонах СЗ простираения.

В свекофеннскую эпоху (1,9–1,86 млрд. лет) в собственно свекофеннской области в Раахе-Ладожской зоне на ЮЗ границе Карельского кратона формировалась надсубдукционная островная дуга. Вулканизм кислого-среднего состава сопровождался колчеданно-полиметаллическими рудами Главного сульфидного пояса на территории Финляндии и Швеции. На коллизионном этапе происходит внедрение разнообразных гранитоидов (тоналитов, гранодиоритов и сопровождающих их даек) с возрастом 1,88–1,8 млрд. лет. С островодужным магматизмом на территории Финляндии в Раахе-Ладожской зоне связаны месторождения полиметаллических руд, содержащие повышенные концентрации золота, – Виханти, Пюхасалми и др. С раннеорогенными тоналитами комплекса Осиконьяки – золото-арсенидно-кварцевые месторождения в Финляндии и объекты рудного поля Пякюля в Карелии. В обрамлении реометаморфизованных гранитных куполов в северном Приладожье формируются разнофациальные метасоматиты и скарны, развивающиеся по карбонатным толщам питкьярантской свиты. С ними связана наложенная на скарны полиметаллическая минерализация с повышенными концентрациями золота.

Лапландский зеленокаменный пояс представлен толщами лаппония, сопоставимыми с суми-ем, ятулием и людиковиём на нашей территории. Он заложен и развивался как рифтогенная структура на континентальной коре. Месторождения Сааттопора, Кутувуома, Пахтаваара, Суорикуосикко и др. сформировались в СЗ шир-зоне (линия Сиркка), объекты рудного поля Куосамо – в СВ шир-зоне, в связи с широко проявленным метасоматозом над погружающейся областью Лапландских гранулитов, впоследствии выведенных на поверхность в СВ части территории Финляндии. В Паано-Куоляярвинской структуре в СВ шир-зоне сформировались месторождение Майское (Au 1–580 г/т, ср. 7,63 г/т, C₂+P₁ 0,66 т) и многочисленные проявления в СЗ Карелии. Раннеорогенный гранитоидный магматизм на площади их развития практически не выявлен.

В центральных частях Карельского кратона золоторудные проявления свекофеннского возраста формировались исключительно в зонах складчато-разрывных дислокаций, расщепления и метасоматического преобразования в протерозойских породах. Это золото-сульфидно-кварцевая вкрапленная и жильная минерализация Лехтинской, Выгозерской, Елмозерской, Маслозерской, Янгозерской, Туломозерской и других структур (золото-халькопирит-кварцевые, золото-кварцевые, полисульфидно-кварцевые жилы месторождений и рудопроявлений Воицкого, Орчень-губа, Шуезерское, Фаддейн-Келья, Колос и др.).

К началу *раннерифейской эпохи* (1,65–1,45 млрд. лет) Раахе-Ладожская зона была причленена к Карельскому кратону и представляла единое целое с ним. В южном обрамлении кратона по СВ тектонической зоне происходит заложение рифейского рифта, накопление раннерифейских отложений салминской свиты (СВ Приладожье) и внедрение габбро-анортозит-рапакиви-гранитного салминского комплекса (1,65–1,45 млрд. л.). Граниты сопровождалась скарнами и грейзенами, поздним окварцеванием и различными типами руд во вмещающих их раннепротерозойских толщах. В этот период времени происходит грейзенизация скарнов и формируется наложенная на оруденение скарнов полиметаллическая минерализация с повышенными концентрациями золота (до 8,6 г/т, по данным Р.А. Хазова).

Таким образом, геодинамическая позиция орогенических золоторудных объектов Карелии, также как в зеленокаменных поясах других регионов мира, связана с эволюцией геологических структур над зонами субдукции и обусловлена формированием сдвиговых зон в связи с коллизионными процессами. Золотопродуктивными комплексами аккреционной стадии орогенного развития являются разнообразные вулканогенно-осадочные толщи, накапливающиеся в островодужной или активной окраинно-континентальной обстановке и субвулканические и интрузивные тела кислого-среднего составов. Для коллизионных стадий, как позднеархейского, так и раннепротерозойского этапов развития, большое значение приобретают зоны сдвиговых деформаций, метасоматической проработки и прокварцевания, наложенные на разные породы. Наиболее значительные золоторудные объекты Карелии возникли в течение нескольких орогенических событий в позднем мезо- и неогархее в интервале времени 2,86–2,84 млрд. лет, 2,81–2,8 млрд. лет, 2,75–2,72 млрд. лет, соответствующих проявлению кислого-среднего интрузивного магматизма и в зонах сдвиговых деформаций в интервале 2,7–2,6 млрд. лет, а также в раннем протерозое в период 1,86–1,88 млрд. лет. Некоторые перспективы представляют орогенные области развития сумийского кислого магматизма и континентальные осадочные формации в наложенных ятулийских прогибах.

Литература

1. Кулешевич Л.В. Эволюция эндогенных режимов формирования золотого оруденения Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 81–99.
2. Кулешевич Л.В. Золотое оруденение Карелии (Эндогенные режимы формирования, генетические и рудно-формационные типы) // ДАН. Т. 412. № 2. 2007.

Палеопротерозойские (людиковийские) базальт-трахитбазальтовые стратовулканы Ц. Карелии и их специфика

Куликова В.В., Куликов В.С.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: vkulikova@onego.ru

Выделяемый в палеопротерозойской истории Земли временной интервал (суперпериод) под названием орозирий [2, 8] характеризовался различными геодинамическими режимами. В Карело – Кольском регионе начало суперпериода – «стандартного галактического года» (СГГ) связано с образованием пород людиковийского надгоризонта, который в Ц. Карелии является составной частью карельского (палеопротерозойского) структурного этажа и состоит из *заонежской (нижней) и суйсарской (верхней) свит* [6]. Они имеют существенное различие. Заонежская свита характеризуется: 1) повсеместным развитием углеродсодержащих пород (в том числе высокоуглеродистых шунгитов), которые можно сопоставить с продуктами современных смокеров в океанах; 2) наличием толеитовых базальтов и пород с повышенной кремнекислотностью и щелочностью (трахиандези- и трахибазальты, или исландиты и гавайиты, по [4]) в верхах свиты, завершающих гомодромный цикл эволюции заонежского вулканизма; 3) водным типом осадков и вулканитов; 4) широким распространением субвулканических силлов основного состава среди вулканогенно – осадочных пород. *Суйсарская свита* отличается: 1) преобладающим развитием высокомагнезиальных вулканитов

(традиционно выделяемых как пикробазальты пикритовой серии и базальтов нормальной щелочности, по АТМ [4]: гавайиты – исландиты в основании разреза до шошонитов в верхней части); 2) ограниченным объемом осадочных пород в разрезах; 3) обилием пирокластических образований аэрального и субаэрального вулканизма, а также особенных «соломенских брекчий», которые дали основание предполагать здесь наличие ударного кратера – астроблемы «Онего».

Изучение вулканогенно-осадочных образований в Ц.Карелии (районы пос. Гирвас, заповедника Кивач, северного побережья Петрозаводской губы Онежского озера) позволили авторам рассматривать их как одновременный суйсарский магматический комплекс.

I. Наиболее северным участком в данных исследованиях является район пос. Гирвас. Нами здесь выделено три толщи лав. *Нижняя* образована лавовыми покровами (1 - 2) с зачаточными подушками – «коробками» в кровле, которые залегают на кварцевых конгломератах рясия. В подошве нижнего покрова отчетливо выявляется флюидалность и трахитоидность, прослеживаемая на значительные расстояния, а по трещинам отдельности наблюдается развитие вторичных жил гематита. U-Pb возраст базальтов на участке “Каньон” р. Суны определен как 1976 ± 9 Ма [9 и др.], что также подтверждается новыми данными [7]. Разрез завершается косослоистыми осадками с текстурами волноприбойных знаков, гематитовых прослоев, и секущими их поздними кварцевыми жилами, мощность которых иногда достигает 10 м. *Средняя толща* представлена газонасыщенными лавами базальтов и трахибазальтов, иногда повышенной магнезиальности (MgO до 14%). На них залегают пачка аркозовых кварцитов, вишневых сланцев, кварцевых конгломератов. *Верхняя толща* состоит из долеритов и базальтов нормальной щелочности и трахибазальтов. Они впервые описаны авторами на участке Поор – Порог р. Суны и с перерывами прослежены до так называемого «Гирвасского вулкана» на территории Пальеозерской ГЭС [2], где сохранившаяся часть разреза в виде канатных лав в значительной степени переработана и представляет собой эпидотизированные вулканы, прорванные карбонатными гидротермалитами. На участке Поор-Порог авторами установлено на ряде участков широкое развитие прожилков магнетита и гематита в подушечных зонах лав или в трещинах в ассоциации с близлежащими маломощными (до 0,5 – 1 м) пластами полосчатых доломитов. Предполагается, что подводящим каналом для формирования вулкана Гирвас является Койкарско-Святнаволоцкий силл.

II. Заповедник «Кивач», на территории которого находится водопад “Кивач» в долине р. Суны, является одним из экзотических участков развития людиковийских комплексов. Стратифицированные образования на территории заповедника представлены терригенно-хемогенными, частично, углеродистыми осадками и залегающими на них туфами суйсарской свиты с обломками нижележащих углеродсодержащих пород. Магматические породы представлены в основном силлами и покровами (с запада на восток: Лаголампи; Рагуйлампи, Левобережный, Водопадный, Корбалампи) субщелочных базальтов. Покров Водопадный отличается от остальных тел явно выраженными в кровельной зоне текстурами: подушечными, канатными и др. [2]. В долине р. Суны отмечены трубки взрыва неясного происхождения. Подвулканной камерой для «палеовулкана Муно» является силл Орел.

Практически со всех сторон территория заповедника окружена толщей строматолитов. Следует отметить, что *строматолиты* – органоседиментарные структуры образуются под влиянием живых организмов в разных термодинамических условиях и, представляя главную группу биоты докембрия, характеризуют внешние факторы: минимум свободной энергии. По мнению одних ученых [3], наиболее стабильные тектонические условия формирования или состояния бассейнов (динамика изменения световой энергии, гидродинамический режим, фоновая седиментация) обуславливают разнообразие форм построек строматолитов. По представлениям других [1 и др.], существует широкий спектр динамических условий, ведущих к разнообразию прокариот: от засоленных лагун с формированием *галофильных* матов цианобактерий, придающих красный цвет осадкам (например, восточный берег Онежского озера -?) до динамичных мелких содовых озер с избытком натрия и процветанием *алкалофильного* сообщества, в формировании которых ведущую роль играет серный цикл, а также *термофильных*, связанных с термальными полями (от 60°C – норма и верхний предел) вулканов в условиях нейтрального pH и CO₂ как доминирующего газа. При этом на одних полях (кальдера Узон) в структуру встраиваются слои серы, а в других случаях (Долина Гейзеров в

Йеллоустонском поле, подземные термы в Австралии) установлено «существование термофильных железо-восстанавливающих бактерий, которые образуют магнетит. Организмы способны развиваться синтрофно и восстанавливать железо за счет ацетата совместно с другими факультативно анаэробными бактериями».

III. К северу от г. Петрозаводска и до г. Кондопоги известны прекрасные обнажения суйсарской свиты [6]. На изученных участках она имеет мощность от нескольких до 400 м и более, занимаемая на современном эрозионном срезе площадь около 2000 кв. км. В настоящее время выделено, по меньшей мере, 5 вулканических пачек базальтов и пикробазальтов преимущественно подушечного строения. Здесь также широко развиты миндалекаменные, вариолитовые и брекчиевые текстуры. В пределах Ботанического Сада ПетрГУ нижняя граница суйсарской свиты прослежена на расстояние более 5 км: от аэропорта “Пески” на восток до г. Восточная Ваара в 2 км восточнее пос. Соломенное. Субвулканические породы по формам залегания разделяются на три группы: некки, дайки и силлы, судя по геологической ситуации, разного возраста. Наиболее достоверными некками являются два: Соломенский – на восточной окраине пос. Соломенное на южной границе Сада и Шидгубский (“Северный”) в районе одноименной губы на Суйсарском побережье Кондопожской губы Онежского озера. В Онежской структуре широко развиты силлы мафит – ультрамафитов, а дайки, по современным данным, сконцентрированы на Соломенском участке (более 30) и на территории Сада, тогда как в других местах встречаются редко (о. Суйсарь и Суйсарское побережье, Укшезеро, Урозеро и др.). Полученные авторами новые материалы позволяют утверждать, что на территории от города (включая акваторию Петрозаводской губы Онежского озера и восточнее его до губы Ялгубы Онежского озера включительно) существовал крупный и сложный стратовулкан «Ботанический Сад», а поставщиком расплава на поверхность, вероятно, являлась подвулканная камера «Лой». На Лой-острове авторами выявлено вертикальное тело базальтов (?) диаметром около двух метров, которое по составу аналогично одной из наиболее молодых даек на территории Сада.

Непосредственный контакт суйсарских образований с вышележащими терригенными породами падосской свиты калевийского надгоризонта, известный как “Тельмерсеновский контакт”, наблюдается на ЮВ берегу оз. Укшезера.

В.В. Куликовой проведена палеорекострукция предполагаемых вулканов Гирвас, Муно, Кончозеро (Укшезерский) и Ботанический Сад с использованием современных географических ситуаций, которая показала возможность проведения аналогий в строении современных и древних вулканов, а, следовательно, и динамики процессов. Особый интерес представили толщи строматолитов в районе вулкана Муно, которые могут быть сопоставимы с рифовыми постройками вокруг вулкана Фернандина, т.е. можно предполагать об их периферическом формировании относительно подножья реконструируемого палеовулкана (рис. 1). Близкая ситуация характерна для вулкана Гирвас.

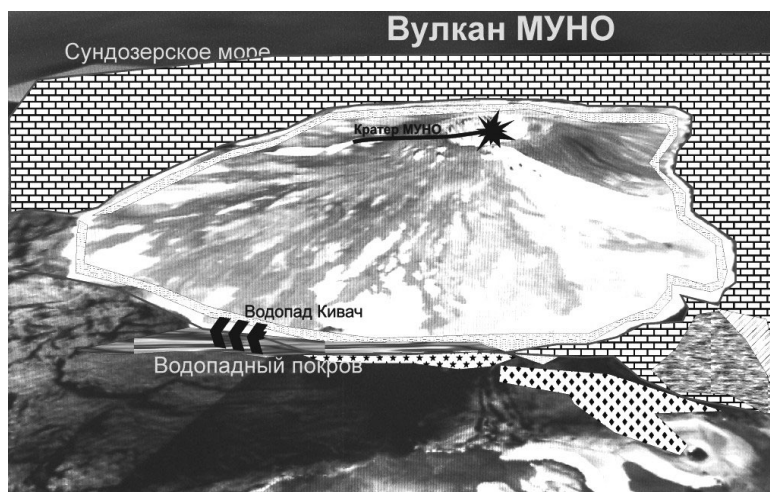


Рис. 1. Палеорекострукция «вулкана Муно» (заповедник Кивач)

Изотопный возраст пород суйсарского комплекса, судя по перидотитам и габброидам Кончезерского силла – подвулканной камеры для Укшезерского вулкана составляет, 1975 ± 24 Ма [9 и др.]. Близкие возрасты имеют высокомагнезиальные вулканиты Кольского п-ова (пильгуярвинская свита, С. Финляндии (Саттасваара) и Норвегии (Карасйок), которые рассматриваются авторами в составе единой людиковийской LIP – крупной магматической провинции. Судя по изотопному возрасту в качестве одной из ее фаз следует рассматривать дайки Пудожгорского типа на ЮВ окраине Фенноскандинавского щита – Пудожгорская, Койкарско-Святнаволокская и др. [7 и др.].

Основной магматизм орозирия на территории Карельского кратона сопровождался активным газовыделением и рудообразованием, которые по своим параметрам (приуроченность к тектоническим зонам, состав руд и их зональность и т.д.), возможно, следует отнести к древним “черным курильщикам”, сопоставимым с современными тектоническими зонами, генерирующими гидротермальные процессы (напр., на Камчатке, Галапагосских о-вах [5 и др.] и др.). Проведенные В.В. Куликовой анализ и реконструкция палеовулканов Ц.Карелии по размерам относительно подобных структур п-ова Камчатка и архипелага Галапагосские о-ва показывают общность масштабов древних и современных стратовулканов, некоторые сравнимые закономерности их местоположения, одинаковые текстуры лавовых потоков и покровов, сопоставимые гидротермальные процессы и особенности метасоматоза и т.д. Напр., вулканы архипелага располагаются на сложном пересечении двух (?) разновозрастных систем трансформных разломов относительно андийской обдуцирующей зоны, как и палеовулканы Ц.Карелии. В то же время они могли бы составить и цепь вулканов в пределах современной островной дуги (рис. 2). Вещественный состав магматитов Ц.Карелии характеризуется несколько повышенной щелочностью и соответствует трахибазальтам (исландитам – гавайитам до шошонитов). Однако в разных структурах он имеет также как общие черты, так и существенные различия, что открывает определенную перспективу для пересмотра традиционного подхода к изучению химизма этих пород.

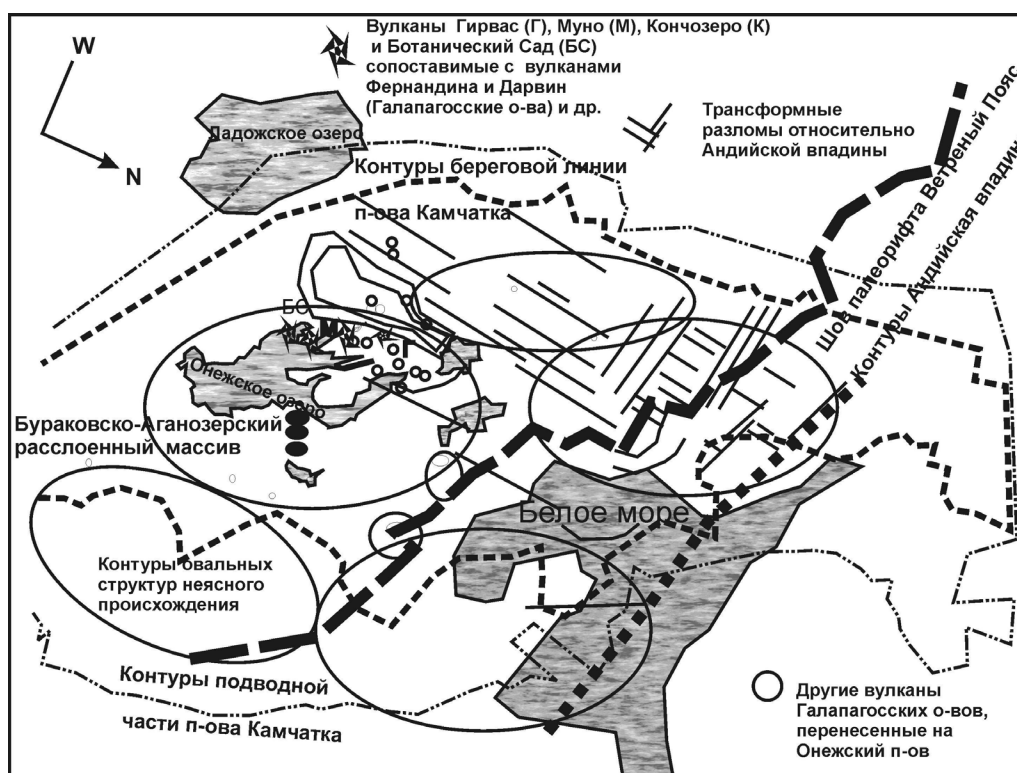


Рис. 2. Положение географической Ц.Карелии в контурах п-ова Камчатка и относительно Галапагосских о-вов

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, грант 05-05-64788.

Литература

1. *Заварзин Г.А.* Лекции по природоведческой микробиологии / Отв. Редактор Н.Н. Колотилова; Ин-т микробиологии. М.:Наука, 2004, 348 с.
2. История Земли в галактических и солнечных циклах // *Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю.* Петрозаводск. КарНЦ РАН, 2005, 250 с.
3. *Петров П.Ю.* Модель морфогенеза строматолитов // *Литология и полезные ископаемые.* 1996, № 3, с.258–269.
4. Петрохимические серии магматических пород // *Куликова В.В., Куликов В.С., Ефремова С.В., Бычков А.Ю., Бычкова Я.В.* – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2001. – 115 с.
5. *Сотников В.И.* Рудообразование в океанах. СОЖ, N7, 1998, стр.77–82.
6. *Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология)* / Ред. В.С.Куликов, Петрозаводск.: КНЦ РАН, 1999, 96 с.
7. *Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Смирнова Н.К.* Условия образования и минерагения дифференцированного Пудожгорского пластового интрузива // *Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей.* Материалы междунар. Конфер.-Иркутск: Изд-во ИРГТУ, 2007. С. 98–102.
8. *Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J.* A new Geologic Time Scale with special reference to Precambrian and Neogene // *Reprintet from Episodes.* 2004. Vol.27, № 2, pp. 83 – 100.
9. *Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W., Haase K.M., Kroner A., Kulikov V.S., Kulikova V.V., C.-D.Garbe-Schoberg, and Nemchin A.A.* Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // *Contrib. Mineral. Petrol.*(1998) 130: 134–153.

Новые данные по минералогии коматиитовых базальтов палеопротерозойского рифта Ветренный Пояс

Куликова В.В.¹, Бычкова Я.В.², Куликов В.С.¹, Терновой А.Н.¹

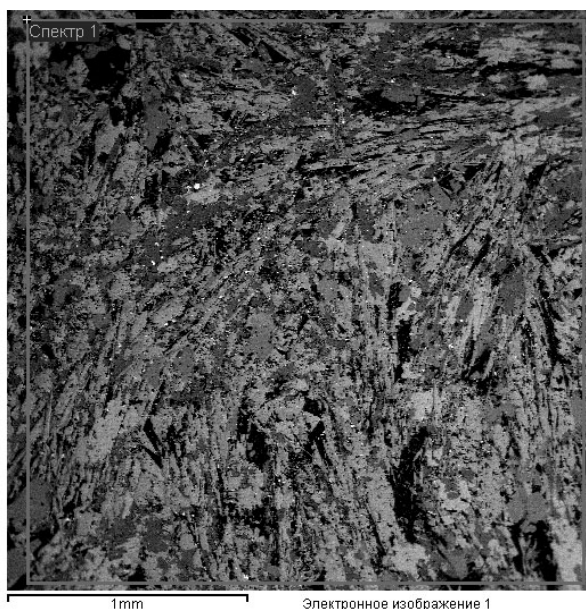
¹ Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: vkulikova@onego.ru

² МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: yanab66@yandex.ru

Вулкано-плутонической коматиитовой ассоциации палеорифта Ветренный Пояс, как ее геологическому положению, так и вещественному составу посвящено значительное количество исследований [1 и многие др.]. Для нее характерно дифференцированность и расслоенность покровов лав и интрузивов. Для покровов и потоков – это смена горизонтов от ультраосновных пород через (иногда) вариолитовые, спинифекс и полосчатые разновидности к шлаковым. Для интрузивов характерна отчетливая дифференцированность (расслоенность) от пироксенитов (лерцолитов, меланогабброноритов, перидоититов) до габброидов, иногда с пегматоидными текстурами в последних.

Чаще всего представители ассоциации пространственно разобщены, однако районе г. Голец сложнопостроенный фрагмент лавовых толщ одноименного вулкана залегает практически непосредственно на магматической камере Руйга. Авторами детально изучен весь разрез лав, и по химическому составу выделено в разных вариациях как по разрезу, так и внутри покровов три вида пород с содержанием (в пересчете на безводный остаток) MgO: коматииты – > 24%, высокомагнезиальные коматиитовые базальты (ВКБ) – 14–24%, низкомагнезиальные коматиитовые базальты (НКБ) – менее 14%. Для всех потоков характерно повсеместное развитие в прикровельных зонах, химический состав которых соответствует среднему составу покровов, структур спинифекс. Особенностью этой территории также является присутствие на ряде участков зон брекчий, сцементированных сливным (аморфным - ?) кварцем. Участки брекчий образуют или неправильной формы тела, или жилы. Вблизи них установлены «пятна» метасоматитов (эпидотизации, окварцевания, карбонатизации) шириной до 50м на примерно на 500м с З и на В. За пределами ареалов метасоматитов видимых изменений во вмещающих базальтах нет.

Настоящая работа была посвящена анализу акцессорных минералов в отдельных препаратах зоны спинифекс «потока б» вблизи одной из кварцевых «трудок взрыва» [1 и др.]. В.В. Куликовой и А.Н.Терновым на микроанализаторе «INCA Energy 350» на базе сканирующего электронного микроскопа «VEGA II LSH» в Институте геологии Карельского НЦ РАН было исследовано несколько шлифов. Средний состав породы соответствует НКБ (рис.1). В шлифе наблюдаются зоны, обогащенные наложенными рудными минералами, в том числе самородными: железом (рис. 2) в виде разных форм зерен, вольфрамом, золотом (серебристое и медистое золото), серебром (аргентит, как правило, с ураном – до 4% UO₃). На уровне минералов – акцессориев размером в пределах 1–10 мкм, преобладающими являются сульфидные: халькопирит, борнит – ?, сфалерит, галенит, часто встречается барит. Редкими являются пентландит, молибденит, миллерит и пирит. В минералах в качестве элементов-примесей присутствуют Ni, Sn, W, U, Ag, Au, Bi, Po, Cd, Hg, Tc, Ba. (рис. 3 – 5). Здесь также установлено значительное количество радиоактивных минералов, приуроченных к секущим более поздним зонкам, что ранее не отмечалось в данных породах (рис. 6). Условно они названы «группой полония» (рис. 6 – 9), так как в настоящее время собственно минералы не определены и требуют тщательного дополнительного изучения, поскольку их геологическая природа не установлена. Возможно, это признаки контаминации лавового расплава вмещающими породами беломорид, или это остатки (корни-?) древних «черных курильщиков», аналогичных подобным современным в разных океанах (напр., в пределах САХ или Галапагосского рифта). Известно, что они представляют собой сульфидные скопления обычно в виде линейной системы гидротермальных труб шириной около 20м, прослеженных на расстояние около 500 м [2 и др.]. Наиболее приемлимым может быть предположение, что «минералы полония» являются продуктом осадка длительно (в том числе в фанерозойское и настоящее время) мигрирующего радона вдоль активных тектонических зон. Это возможно, если учесть, что полоний-208 образуется при облучении висмута ускоренными протонами, а его отделяют от висмута возгонкой в вакууме в ядерных реакторах (промежуточно образуется бета-активный изотоп висмута-210): $^{208}\text{Bi} + n \rightarrow ^{210}\text{Bi} \rightarrow ^{210}\text{Po} + e$ [5]. Последний в анализируемых минералах встречается постоянно.



Формула	Соед. %	Весовой %	Атомный %
SiO ₂	51.69	24.16	18.83
TiO ₂	0.64	0.38	0.17
Al ₂ O ₃	10.57	5.60	4.54
FeO	11.28	8.77	3.44
MgO	13.34	8.05	7.24
CaO	9.19	6.57	3.59
Na ₂ O	2.28	1.69	1.61
K ₂ O	1.00	0.83	0.47

Рис. 1. Структура спинифекс в НКБ

Значительное содержание практически во всех «минералах полония» элемента технеция (см. рис. 6–9), который не встречается в природе, но существует в незначительных количествах в урановой смолке, должно быть предопределено (в настоящее время - !?) особыми обстоятельствами. В то же время, если учесть, что период полураспада этого элемента около 2.5 Ма, то возникает вопрос о возможности его длительного существования в породах с возрастом около 2.4 Га.

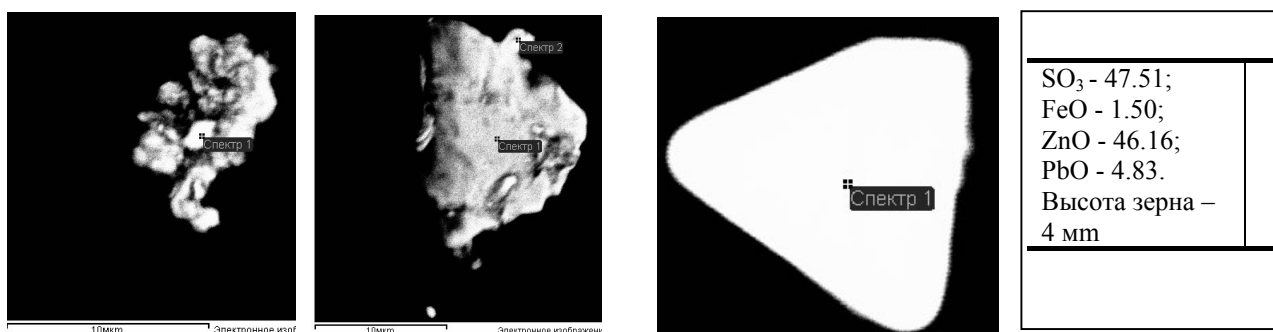


Рис. 2. Самородное железо в зоне спинифекс

Рис. 3. Зерно «радиоактивного» сфалерита

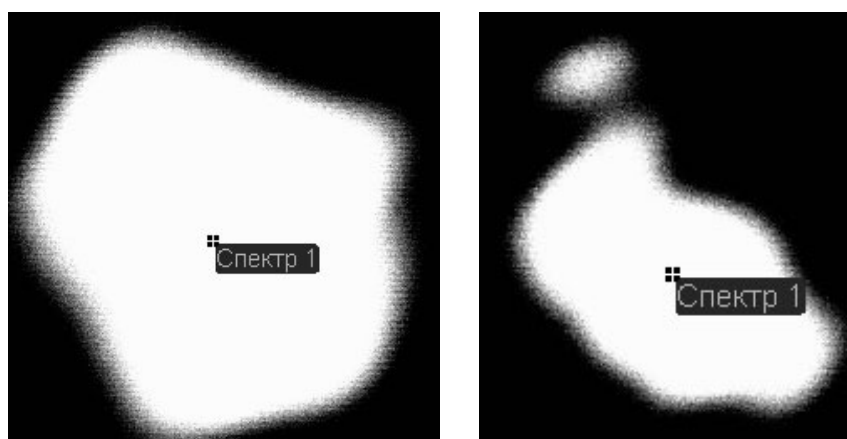
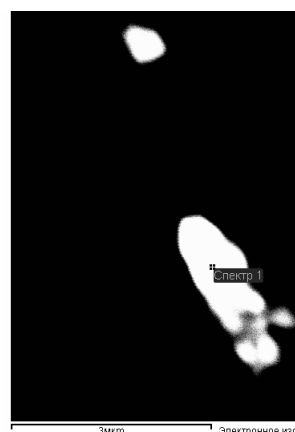


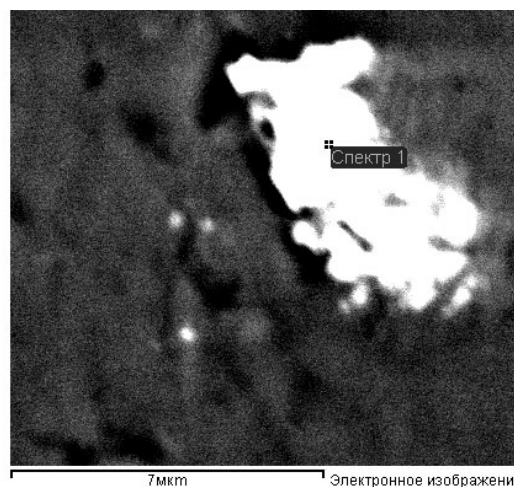
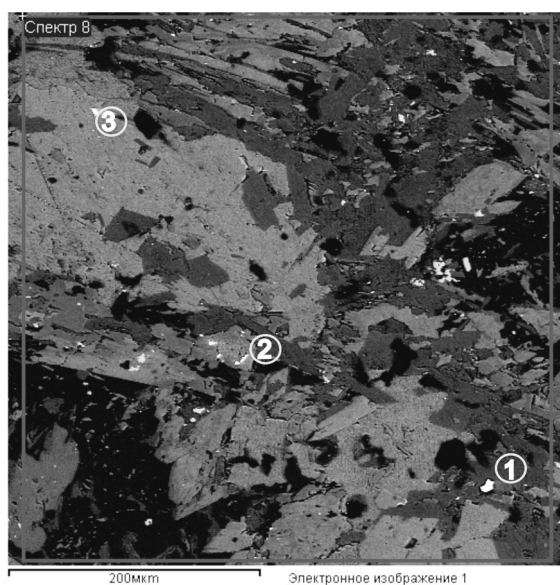
Рис. 4. Слева: Зерно шеелита. Диаметр 1 мм, справа – в поперечнике – 0.5 мм (состав – WO₃ – 92.89; FeO – 4.71; CoO – 2.40)



FeO – 1.70; CuO – 1.50; ZnO – 2.40; MoO₃ . 7.13; SnO₂ . 77.12; Tc₂O₇ . 35.92; SnO₂ . 12.77; PbO – 51.31 HgO – 10.15. Длина зерна – 3 мм

Рис. 5. Некоторые новые минералы в коматиитовых базальтах со структурой

Возможно, родство технеция с молибденом и рением [3, 4, 6], а последний часто встречается в центральных частях зерен некоторых хромшпинелидов как эффузивов, так и интрузивов (массивы Руйга и Выжига) коматиитовой вулcano-плутонической ассоциации Ветреного Пояса, объясняет его существование в виде наложенной минерализации в породах. Можно предположить также, что здесь присутствует новая модификация минерала рения. Ранее некоторые исследователи доказывали, что присутствие рения в хромшпинелидах является поисковым признаком для медно-никелевых руд.



Формула	Соед.%	Весовой %	Атомный%
SiO ₂	48.95	22.88	17.91
TiO ₂	0.61	0.36	0.17
Al ₂ O ₃	13.12	6.94	5.66
FeO	13.55	10.53	4.15
MgO	14.32	8.64	7.81
CaO	4.47	3.19	1.75
Na ₂ O	1.97	1.46	1.40
K ₂ O	3.02	2.51	1.41

Рис. 6. Рудные акцессории в зоне спинифекс, составы которой в таблице 2

Рис. 7. Зерно минерала полония в т.1 на рис.3

делах палеорифта следы этих процессов сохранились исключительно на уровне вышеописанной акцессорной минерализации, но это требует дополнительных тщательных исследований, так могут быть и другие варианты.

Рудообразующие процессы в интервале 1904±4 – 1891±4 Ма на Фенноскандинавском щите представлены формированием сульфидных Zn-Pb-Ag-(Cu-Au) руд, железистых кварцитов bif-формаций, магномангнетитовых руд скарновой формации, W-содержащих скарнов и др. в провинции Бергсланген (1890 – 1870 Ма), Шеллефтео (1885 – 1875 Ма) и др. (Швеция). Возможно, в пределах палеорифта следы этих процессов сохранились исключительно на уровне вышеописанной акцессорной минерализации, но это требует дополнительных тщательных исследований, так могут быть и другие варианты.

Формула	1	2	3	4	5	6	7
Cl (вес.)	5.21		1.52		10.69	9.84	
FeO	13.15	2.91	9.12	2.72	14.25	16.05	
Tc ₂ O ₇	60.27		7.32		39.22	14.84	
CdO	7.45	4.73			13.27	7.92	1.19
PbO	2.68	8.64	2.73	3.56	22.56	25.94	2.22
PoO	11.24	14.24		10.64			11.86
SeO ₂		2.21					
SnO ₂		9.25		2.79		18.38	2.91
Bi ₂ O ₃		58.03		56.75			45.7
Cr ₂ O ₃			79.32				
B ₂ O ₃				20.09			36.04
K ₂ O				1.44		7.04	

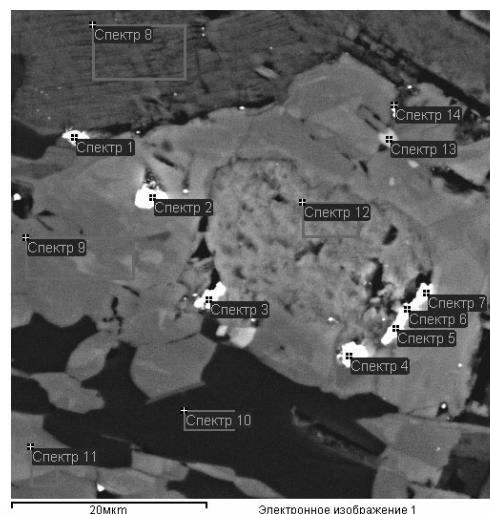
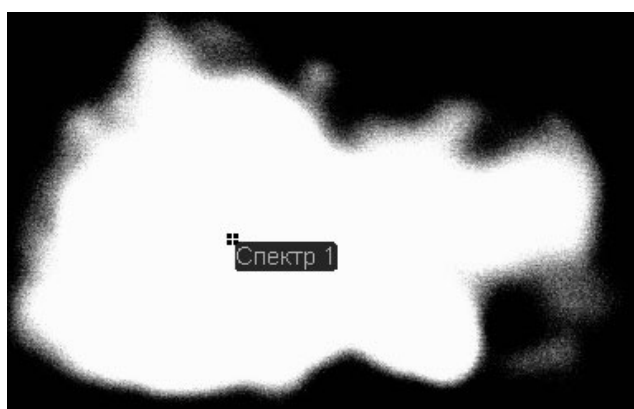
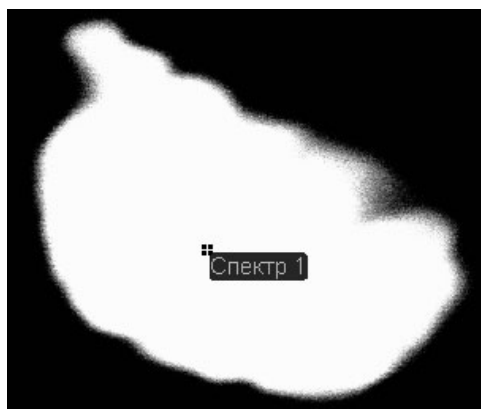
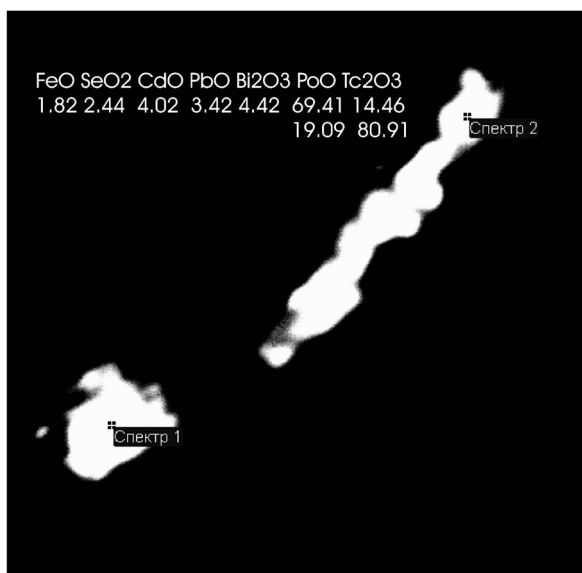


Рис. 8. Составы «минералов полония» на участке 2 рис. 3. В таблице номера спектров

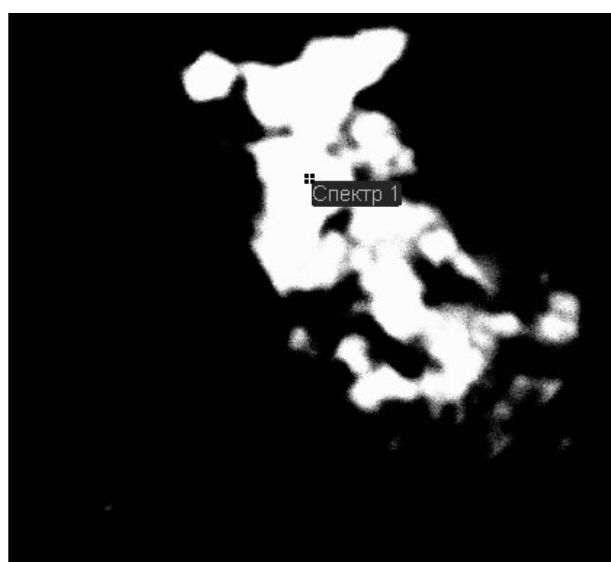


1. FeO - 1.76; SnO₂ - 3.47; Bi₂O₃ - 79.46; PoO - 15.31. 2. Tc₂O₇ - 75.26; CdO - 4.02; SnO₂ - 5.46; PoO - 15.25. Размеры зерен около 3 мкм



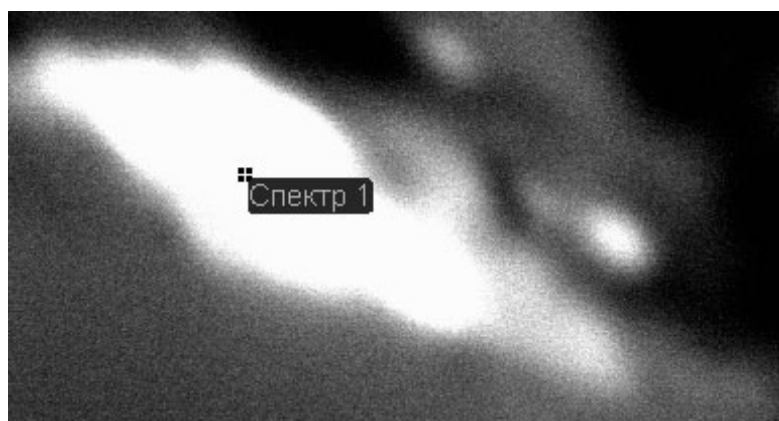
5 мкм Электронное изображение 1

3. Составы на рис. 4.

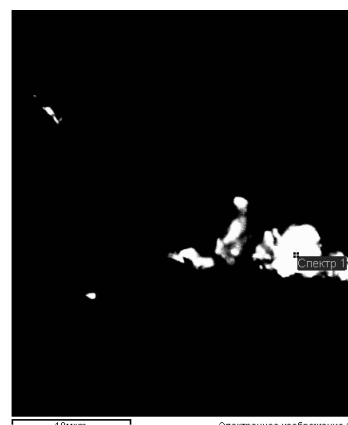


4 мкм Электронное изображение 1

4. Tc₂O₇ - 79.85 ; PoO - 20.15



5. FeO - 8.57; Tc₂O₇ - 46.78; SnO₂ - 30.66
Размер зерна - 4 мкм.



6. FeO - 1.01; ZnO - 0.04; CdO - 1.27; SnO₂ - 8.68;
PbO - 7.78; Bi₂O₃ - 63.73; PoO - 17.49

Рис. 9. Зерна «минералов полония» разного состава и формы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 05-05-64788

Литература

1. Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. – Л., 1988. 185 с.
2. Сотников В.И. Рудообразование в океанах. //СОЖ, №7, 1998, с. 77 – 82
3. www.hde.kurganobl.ru/dist/disk/Shcool/Interes/tab1_Mendeleeva/Files/pb075.htm
4. www.chemnet.ru/rus/history/element/Tc.html
5. www.krugosvet.ru/articles/118/1011888/print.htm
6. www.ront.ru/elevntni_periodicheskoi_sistemi_mendeleeva/16040.htm

Некоторые особенности составов хромшпинелидов палеопротерозойского ультрамафит-мафитового интрузива Выжига (ЮВ Фенноскандия)

Куликова В.В.¹, Куликов В.С.¹, Бычкова Я.В.², Слюсарев В.Д.¹, Терновой А.Н.¹

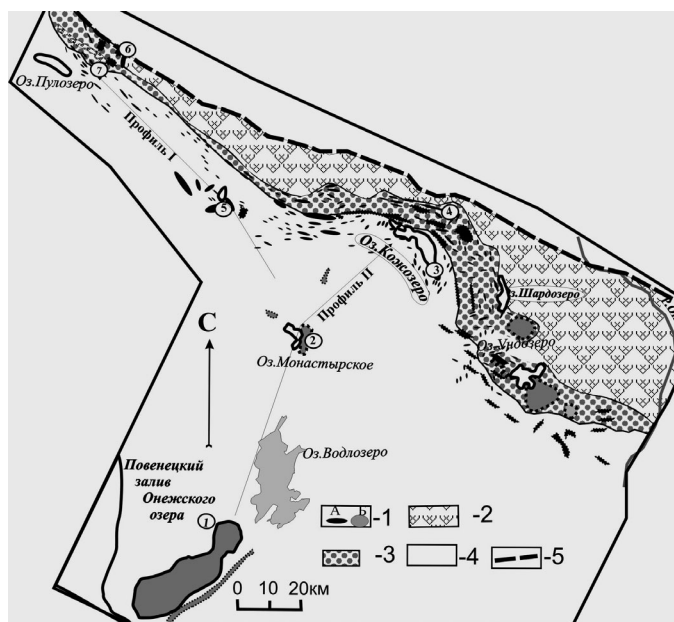
¹ Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: ykulikova@onego.ru

² МГУ им. М.В.Ломоносова, г. Москва, e-mail: yanab66@yandex.ru

Для раннего докембрия на всех щитах характерной была доля коматиитов и коматиитовых базальтов, образующих единую петрохимическую серию, которая в фанерозойских геотектонических обстановках практически не встречается. Вулкано-плутоническая коматиитовая ассоциация Ветреного Пояса (ЮВ Фенноскандия) – наиболее удачный объект для исследований петрологии и эволюции магматизма в связи с прекрасной сохранностью пород, широким развитием интрузивов, компактным расположением всей ассоциации. Вулканические и плутонические фации изменяются от многометровых различной степени дифференцированности покровов (Калья, лавовое озеро Виктория и др.), маломощных потоков лав, разных по размерам субвулканических интрузивов (в пределах палеорифта Ветреный Пояс – Руйга, Нюхчереченская, Колозерская, Щелейный Бор, Хозега и др.) до разноглубинных (?) массивов (Мельничный, Выжига (Монастырский), Бураковско – Аганозерский и др.) как на палеоархейском Водлозерском блоке, так и вблизи рифта (напр., Ундозерская), но в тоже время имеют близкий изотопный возраст (рис. 1).

Рис. 1. Схема палеопротерозойской вулканоплутонической ассоциации Ветреного Пояса (составили В.С. Куликов, Я.В. Бычкова, В.В.Куликова, 2005 г.). 1 – мафит-ультрамафитовые интрузивы (в кружках):

1 – Бураковско-Аганозерский; 2 – Выжига (Монастырский); 3 – Щелейный Бор; 4 – Колозерский; 5 – Оловозерский; 6 – Нюхчереченский; 7 – Руйга; 2 – коматиитовые базальты свиты Ветреный Пояс; 3 – осадки виленгской свиты; 4 – нерасчлененные палеопротерозойские и архейские образования; 5 – свекофеннский надвиг беломорид



Дифференцированный массив **Выжига** площадью около 20 кв. км, находится к СВ от наиболее изученного Бураковско-Аганозерского плутона [1, 6 и многие др.] и располагается между последним и палеорифтом Ветреный Пояс. Вмещающими породами для интрузива, погружающегося

в северном направлении под вулканогенно-осадочную толщу мезоархейского Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса, являются различные катаклазированные и милонитизированные гранитоиды палеоархейского Водлозерского блока и протерозойские (?) постинтрузивные физические коры выветривания по ним. Слабая обнаженность интрузива и редкие скважины ПГО «Архангельскгеология» не позволяют составить детальную геологическую карту, поэтому составлена одна из многих схем его строения в виде обобщенного разреза (мощностью до 500 м). В нем выделяются следующие зоны (снизу вверх) (рис. 2): метапироксенитовая (хлорит-тремолитовые обычно рассланцованные породы) – до 5 м; перидотитовая с редкими маломощными прослоями «оливиновых хромититов» и горизонтом вебстеритов – до 200 м; пироксенитовая – до 100 м; габброноритовая – более 20 м; лейкогаббровая (диоритовая) – около 150 м.

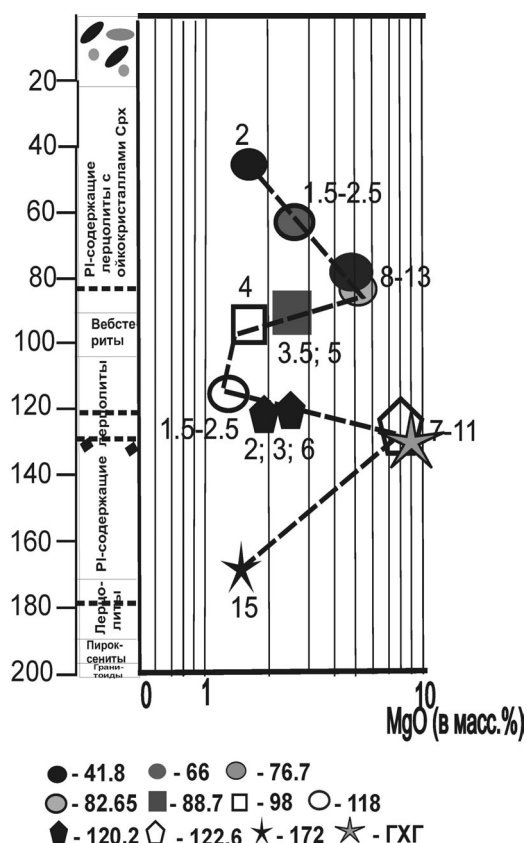


Рис. 2. Разрез нижнего горизонта интрузив Выжига (пояснение в тексте)

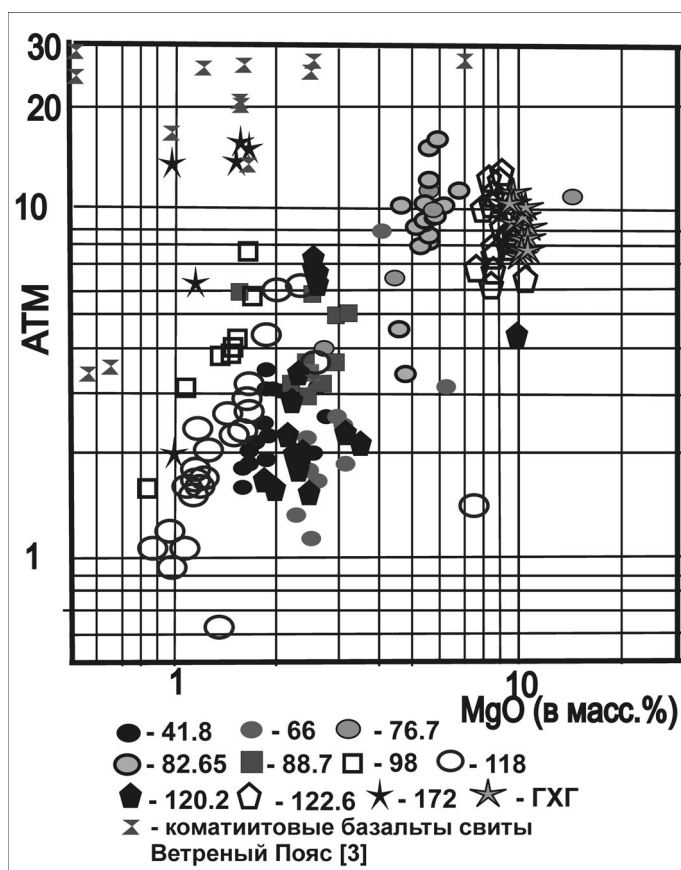


Рис. 3. Положение составов хромшпинелидов по разрезу скв. 59 (глубина в м) интрузива Выжига, ГХГ Аганозерского месторождения и некоторых зерен из коматиитовых базальтов свиты Ветреный Пояс по [3]

Предметом настоящего сообщения являются некоторые результаты детального изучения западной части массива на примере скважин (50, 51, 53, 58, 59) ПГО «Архангельскгеология» (1977г.).

Скв. 59 уделено особое внимание, т.к. она вскрыла нижнюю часть интрузива в контакте с вмещающими гранитоидами. В разрезе скважины выделяются (в метрах, сверху вниз):

0 – 25.0м. Моренные отложения и кора выветривания четвертичного возраста по мафит-ультрамафитам.

25.0 – 92.4м. Пойкилитовые в различной степени серпентинизированные плагиоклазсодержащие лерцолиты (MgO – 35–40 мас.% в пересчете на безводный остаток) с ойкокристаллами клинопироксена (до 3х2 см). На гл. 82.45 – 82.75м встречен прослой «оливиновых хромититов».

92.4–103.0м. Крупнозернистые вебстериты (MgO – 25–26%).

103.0–106.0м. Плаггиоклазсодержащие оливиновые вебстериты (MgO – 26–30%).

106.0 – 153.0м. Серпентинизированные пойкилитовые плаггиоклазсодержащие лерцолиты (MgO – 32–35%). На гл. 120.0–122.3м – прослой оливиновых «хромититов», а на гл. 127.5 м – линзочки с сульфидами никеля, меди и серебра.

153.0 – 170.0м. Серпентинизированные пойкилитовые плаггиоклазсодержащие лерцолиты (MgO – 35–40%).

170.0 – 190.0м. Серпентинизированные лерцолиты (MgO – 26–32%). На гл. 178.3 – 179.0м прослой «оливиновых хромититов».

190.0 – 197.0м. Хлорит-тремолитовая порода по пироксенитам (MgO – 24–26%).

197.0 – 200.0м. Вмещающие катаклазированные гранитоиды.

Авторами впервые проведено изучение хромшпинелидов (около 200 зерен) из нескольких скважин (50, 51, 53, 58, 59) на микрозонде Vega@Tescan1 ИГ КарНЦ РАН (исполнители В.В. Куликова, А.Н. Терновой). Среди хромшпинелидов по количественно-минеральному составу выделяется две группы: породообразующие (I) и аксессуарные (II).

На разрезе скв. 59, которая рассматривается как базовая, точки средних составов располагаются в определенной закономерности (см. рис. 2). I группа развита в прослоях «оливиновых хромититов», при этом их содержание достигает 60% объема породы, а остальная часть приходится в основном на серпентин (псевдоморфозы по оливину). Кристаллы хромита горизонтов 82.65 и 122.6 м – идиоморфные с прямоугольными срезами размером 0.1 – 0.3 мм. Зональность в них практически отсутствует, и они характеризуются наиболее высокими содержаниями Cr_2O_3 (49 – 55%). В то же время хромшпинелиды «82.65» по сравнению с «122.6» отличаются меньшими содержаниями MgO (4.33–5.70 против 7.86–10.54%) и большими FeO (31.58–35.10 против 25.10–31.75%). В некоторых зернах «82.6» отмечены MnO (до 0.77%), V_2O_5 (до 0.77%), Dy_2O_3 (до 2.91%), NiO (до 6.62%).

II группа представлена аксессуарными хромшпинелидами и подразделяется на три подгруппы, что обусловлено составами вмещающих их пород: лерцолитов, вебстеритов и метаморфизованных лерцолитов. Аксессуарные хромиты в лерцолитах характеризуются переменным составом MgO (1.75–5.72%), Al_2O_3 (5.45–11.42%), TiO_2 (0.63–5.47%), Cr_2O_3 (31.29–50.79%) и FeO (35.38–59.60%), а также встречены MnO, V_2O_5 , Dy_2O_3 , NiO. Хромшпинелиды вебстеритов по своим главным параметрам не отличаются от вышеописанных за исключением ZnO (до 0.83%). В металерцолитах на глубине 172 м хромшпинелиды с очень высоким содержанием FeO (71.64–79.37%) и низким Cr_2O_3 (18.94–24.73%), а далее происходит смена составов до хромитов, появление магнетита и самородного (?) железа.

На диаграмме АТМ (Al_2O_3/TiO_2) – MgO [2] каждая группа и подгруппа образует, за редким исключением, свои индивидуальные поля – тренды (рис. 3). Возможно, это связано с точностью замеров анализатора. На рис. 2 показаны средние из измеренных значений составов хромитов для соответствующей глубины скважины.

Анализ минералов в ближайшей к 59-й скважине 50 показал возможность корреляции горизонтов по составам хромшпинелидов: напр., в последней их составы с гл. 20.2м соответствуют гл. 88м в первой; 66.5 → 118м; 147.6 → 172м и т.д.

Хромшпинелиды из «главного хромитового горизонта» (ГХГ) Бураковско-Аганозерского массива (образцы В.С.Куликова и препарат, любезно предоставленный М.М. Лавровым) показали полное сходство с хромшпинелидами в скв. 59 на гл. 122.6 м (см. рис.2). По данным М.М.Лаврова [1] в главном хромитовом горизонте (ГХГ) в нижней части разреза оливин-хромитового кумулата («оливиновый хромитит», по авторам) находится линза породы, сложенная крупными кристаллами клинопироксена (2 – 6 см). Для данных хромшпинелидов обоих интрузивов характерны следующие химические особенности: высокое содержание MgO, близкое Al_2O_3 (до 8 – 11%) и TiO_2 , не превышающем 1.5%, но при максимальном Cr_2O_3 (53 – 55.5%).

Возможно, сонахождение хромшпинелидов Лумбасручейского вулкана и «41.8м» интрузива Выжига в одном поле составов может свидетельствовать о близости формирования по времени обоих объектов и их комагматичности.

Составы аксессуарных хромшпинелидов из коматиитовых базальтов свиты Ветреный Пояс систематически не изучались, однако, некоторые данные [3] и наши новые материалы по вулкану Мяндуха (предположительно, подвулканной камерой является интрузив Ундозерский) позволяют выделить их в отдельную группу, в которой существует определенная градация в зависимости от положения точек отбора проб в пределах палеорифта.

Полученные данные по составам хромшпинелидов выявляют особенности механизма дифференциации интрузивов данного типа. Эти ультрамафит-мафиты по характерным минералам – хромшпинелидам существенно отличаются от стандартных более молодых интрузивов В. Сибири [4] и Урала, но по некоторым параметрам (АТМ и MgO) относительно близки Кытлымскому массиву [5].

Впервые для массива Выжига установлен особый «критический горизонт», представленный каплевидными образованиями («шариками») магнетита в скв. 59 (гл. 193.7 м), скв. 50 (гл. 66.5 м), скв. 58 (гл. 265.5 м). Это скорлуповатые многослойные агрегаты, собранные в гроздья или сопоставимые со структурами, аналогичными мыльной пене. Состав минерала в скв. 58: TiO_2 – 1.02%, V_2O_5 – 0.97%, FeO – 98.01%. В скв. 59 отсутствует V_2O_5 , а содержание TiO_2 не превышает 0.44%, но здесь широко развиты структуры распада в системе магнетит – титаномагнетит – ильменит.

Установлено присутствие платиноидов, аргентита, золота с ураном, барита, вольфрамита, самородного серебра, самородного железа в серпентине, а также ряда минералов, ранее не известных как для Выжиги, так и других интрузивов на ЮВ Фенноскандии. Наиболее показательным является обилие в породах редкоземельных нехарактерных для мафит-ультрамафитов минералов – монацита, ксенотима, апатита и др., переменного состава цирконов и бадделеита. В верхних горизонтах скв. 59 и 50 в этих минералах отношение Zr/Hf составляет 50–60, но с глубины 66.5 м в скв. 50 оно увеличивается вдвое и более, что требует особого анализа для дальнейших исследований изотопных возрастов.

Новые геологические и минералогические материалы по массиву Выжига – важнейшего звена в цепи разноглубинных интрузивов создают перспективу уникальных исследований эволюции петрогенезиса и рудогенеза вулканоплутонической ассоциации Ветреный Пояс. Полученные новые материалы могут свидетельствовать о генетической связи интрузива Выжига и Бураковско-Аганозерского массива, а также о многоэтапном внедрении мафит-ультрамафитового расплава в виде фаз: Бураковская → Шалозерская → Аганозерская → Выжига ± вулкан Лумбасручей (?) → Каменная Гора ± вулкан Карбасникова (с лавовым озером Виктория), Руйга ± вулкан Голец → Ундозеро ± Мяндуха. Авторы полагают, что полученные материалы позволяют корректно обосновать концепцию формирования палеопротерозойской магматической ультрамафит-мафитовой системы на основе представления о существовании и последовательной деградации в этот период мантийного плюма Виндибелт.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 05-05-64788.

Литература

1. Лавров М.М., Трофимов Н.Н. Новая хромитоносная провинция Карелии // Оперативно-информационные материалы за 1984 г. Петрозаводск. 1988. с. 39 – 42.
2. Петрохимические серии магматических пород (анализ состояния и проблемы систематизации, предпочтительные модули химических элементов, новые направления) // Куликова В.В., Куликов В.С., Ефремова С.В., Бычков А.Ю., Бычкова Я.В. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2001. 115 с.
3. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия балтийского щита.- СПб.:Наука, 1992.-272 с.
4. Кривенко А.П., Балыкин П.А., Поляков Г.В., Майорова О.Н.. Хромшпинелиды дунит-троктолит-габбровой формации Восточной Сибири /Геология и геофизика. № 12. 1981. с. 71–79.
5. Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.В. Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2007. 310 с.
6. Amelin Y.V., Heaman L.M., Semenov V.S. (1995). U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting. Precambrian.Res 75: 31-46.

Крупные магматические провинции палеопротерозоя Фенноскандии и их значение для корреляции геологических событий в истории Земли

Куликов В.С.¹, Куликова В.В.¹, Бычкова Я.В.²

¹ Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, Россия, vkulikova@onego.ru

² МГУ им. М.В.Ломоносова, г. Москва, Россия, yanab66@yandex.ru

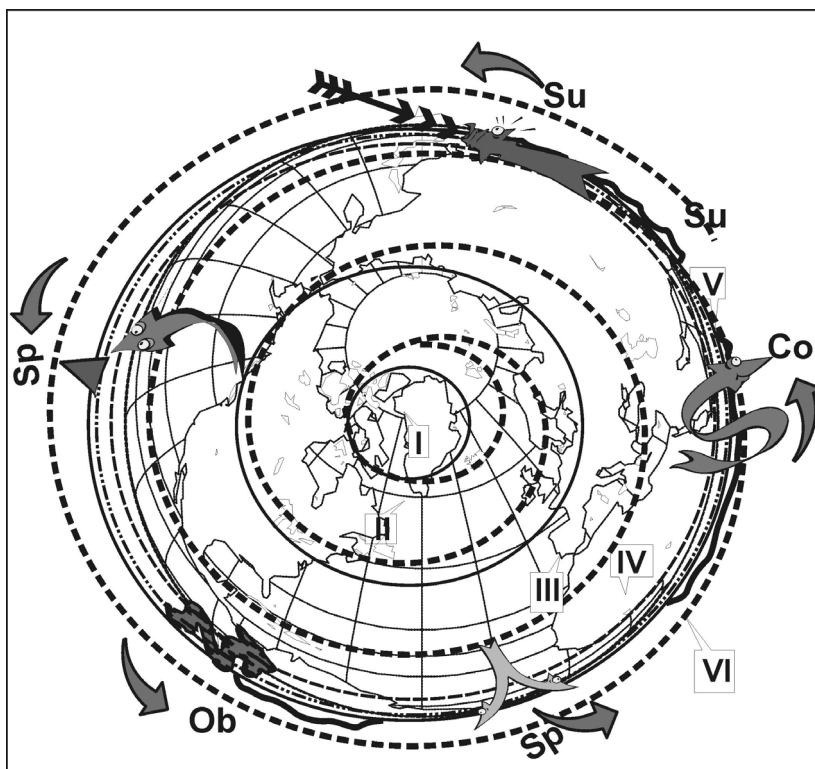
Крупные магматические провинции (Large igneous provinces – LIP), к которым относятся ареалы развития континентальных платобазальтов и их аналогов, вулканических и интрузивных образований пассивных континентальных окраин и океанических плато, в последнее время вызывают повышенный интерес как среди специалистов в области магматической геологии, так и геологов, занимающихся проблемами геодинамики, металлогении, осадочной геологии, глобальной стратиграфии и др. Это обусловлено тем, что с такими масштабными магматическими процессами связано не только формирование огромного объема изверженных пород, но и крупных и уникальных медно-никель-платиновых, молибден-меднопорфировых, золоторудных и других месторождений, во многом определяющих металлогеническую специфику LIP. Современные представления о внутренней и внешней геодинамике планеты (рис. 1) позволяют и в ретроспективе предположить, что поступательно-циклическое развитие Земли и составляющих ее геосфер определяют специфику формирования LIP на разных временных этапах (архей, протерозой, фанерозой). Масштабность проявления и развития эндогенных процессов в крупных магматических провинциях обуславливается возникновением мантийных плюмов, являющихся для LIP основным источником энергии, а также фактором теплопереноса вещества из мантии Земли в литосферу [2, 10].

В легенде государственной геологической карты Карело-Кольского региона (1999) по петрологическим и геохронологическим данным выделено более 30 магматических комплексов мафит-ультрамафитов палеопротерозоя. Однако их пространственная разобщенность, фрагментарная сохранность, отсутствие достаточных по объему геохронологических данных, а также специфика индивидуального вещественного состава в большинстве случаев не позволяют проводить надежную корреляцию в пределах Фенноскандинавского щита.

Основными параметрами LIP палеопротерозоя, на взгляд авторов, должны быть следующие:

- 1 – крупномасштабный (сотни тыс. куб. км) объем магматических образований преимущественно мафит-ультрамафитового состава;
- 2 – широкое пространственное развитие (сотни тыс. кв. км) мафит-ультрамафитового магматизма;
- 3 – короткий интервал (менее 100 млн. лет с учетом многофазности процессов) формирования LIP;
- 4 – наличие разнофациальных магматических мафит-ультрамафитовых образований (вулканические толщи, силлы, дайки, интрузивные массивы, в том числе дифференцированные), проявленных на разных уровнях палеокоры;
- 5 – геохимическая и металлогеническая специфика провинции и ее отдельных фрагментов.

Формирование LIP, как правило, связывается с воздействием мантийных термохимических суперплюмов (плюмов) на литосферу и земную кору. Механизмы их взаимодействия рассматриваются в ряде работ [1, 2 и др.], где также обсуждаются модели растекания «головы» плюма между мантией и более плотной корой. Ориентируясь на эти данные и учитывая геодинамическую обстановку на планете в конце архея, когда сформировался суперматерик Пангея-0 (Кенорландия, Суперия, Лавразия и др., по разным авторам), можно предположить, что под ним уже формировалась новая палеопротерозойская астеносфера. Энергетическим источником для нее явился сидерийский (сумийский) суперплюм, расплавы которого в пределах астеносферного слоя поглощали и видоизменяли неоднородное вещество коры, в том числе, возможно, погруженное в верхнюю мантию. Палеопротерозойская астеносфера была способна производить «вторичные плюмы» [2], которые внедрялись в литосферу и формировали в ней промежуточные камеры разного размера и состава.



Анализ современной части Фенноскандии показывает, что здесь существуют реликты LIP, которые можно объединять в субпровинции с определенной территориальной спецификой.

На основании предложенных параметров в пределах Фенноскандии выделяются следующие палеопротерозойские LIP:

1 – сумийская высокомагнетизальная (2.5 – 2.4 Ga) с медно-никелевой и платиноблагороднометальной и хромовой специализацией, которая подразделяется на субпровинции: Центрально-Кольскую, Южно-Лапландскую, Ветреный Пояс. На Канадском щите к подобным субпровинциям можно отнести Матачеван, Каминак, Блюдрав и др. [7];

2 – ятулийская толеит-базальтовая (2.2 – 2.1 Ga) с мед-

но-урановой специализацией: Печенга-Варзугская, Коли и Куусамо (Финляндия), Центральнокарельская, на Канадском щите – Унгава, Ниписсинг, Маккей и др. [7];

3 – людиковийская пикрит-ферропикрит-базальтовая (2.06 – 1.96 Ga) с медно-никель-платиновой и титаномагнетитовой специализацией, в которой выделяются субпровинции Печенгская, Куолярвинская, Онежская, Карасьек; на Канадском щите – Пуртуниг и др. [7].

Выделенные провинции и субпровинции намечались разными исследователями и ранее (А.И. Голубев, В.С. Куликов, Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин, Е.В. Шарков и др.), иногда с отличающимися названиями и объемами. В данном случае названия даны в соответствии с региональными стратиграфическими подразделениями палеопротерозоя Северо-Запада России, что не противоречит сложившейся практике наименования LIP в фанерозое. Средние площади распространения указанных выше разновозрастных LIP составляют для каждой около 500 тыс. кв. км, хотя реальные размеры нуждаются в уточнении за счет палеореконструкции докембрийских событий. Однако в настоящее время частично с учетом новых изотопных возрастов, а также проведенных мировых обобщений [7] они корректно вписываются в единую мировую систему LIP.

Как показывают наши исследования, палеопротерозойская астеносфера существовала под Фенноскандией около 700 Ма (2.5 – 1.9 Ga). По-видимому, она являлась обширным пластичным (частично расплавленным) буфером между суперплюмом и палеокорой, что сохранило пространственную близость рассматриваемых провинций.

Развитие плюмового процесса можно разделить на два этапа [2]: I этап – взаимодействие мантийного термохимического суперплюма с формирующейся астеносферой; II этап – взаимодействие «астеносферных» (вторичных) плюмов с палеопротерозойской литосферой, которые способствуют образованию субпровинций.

В период Свекофеннской и Кольско-Лапландской орогений (1.9 – 1.8 Ga) [9] энергетический потенциал палеопротерозойской астеносферы под Фенноскандией был существенно израсходован, а ее влияние на последующую магматическую деятельность или существенно уменьшилось, или прекратилось полностью.

LIP являются важнейшими хронометрическими реперами в истории Земли. Они сравнительно равномерно проявляются на протяжении всего геологического времени от архея до квартала, поэтому закономерно вписываются в геохронологическую шкалу Земли, в том числе в докембрийскую.

По предварительной оценке количество возрастных уровней («штрих-кодов» [7]) проявления LIP достигает 70 (в докембрии более 25). Они наиболее короткие по времени своего формирования (от единиц до десятков млн. лет) относительно других крупных геологических событий, которые обычно используются для стратиграфических построений в докембрии (напр., формирование осадочных бассейнов, тектоно-магматические циклы и др.). Поэтому LIP наиболее точно фиксируют события на больших площадях на континентах или океанах. Авторы полагают, что подобные значительные явления связаны с космическими (галактическими) процессами и могут быть использованы для выделения в докембрии подразделений, сопоставимых по продолжительности с принятыми для фанерозоя аналогами [3]. Как известно, в новой стратиграфической шкале Земли [8] продолжительность периодов в докембрии искусственно завышена в 2 – 6 раз по сравнению с фанерозоем и требует соответствующей их корректировки.

Современное состояние геологической науки позволяет значительно продвинуться в понимании общих вопросов магматогенеза в свете новой тектонической “парадигмы” – глобальной геодинамики [4, 6]. В основе нового подхода лежит представление, подчеркиваемое современными геофизическими исследованиями и анализом геологических данных о многослойном строении литосферы и мантии, не менее чем 6 рубежей глобального значения (граница Мохо, 410, 520, 660, 2889, 5155 км) и 8 промежуточных (60, 80, 220, 330, 710, 990, 1050, 2640 км) [5]. Разнородное вещество должно было дифференцироваться по плотности таким образом, что наиболее легкие составляющие, в т.ч. газы, оказались во внешних, а тяжелые – во внутренних сферах протопланеты. Разные по составу оболочки протоземли последовательно по плотности образуют сложнослоистую подобную осиному гнезду структуру. Самые древние легкие, богатые алюминием (анортозитовые) горные породы сконцентрировались в экваториальной части, что обусловило первоначальную несимметричность планетного тела, которое и теперь по своей форме напоминает грушу или сердце. Неустойчивость такой конструкции способствовала тому, что эта легкая постоянно преобразующаяся оболочка концентрировалась в виде единого материка, раскалывалась и вновь формировалась в другом варианте. В низких широтах его характер формировался на фоне накапливающегося в апогалактии каждого «стандартного галактического года» [3] космического вещества и энергии как реакции спирально закручивающихся оболочек протопланеты на внешнее воздействие. Следовательно, выделяемые в настоящее время не менее, чем 14 границ [5] между “слоями” имеют относительную точность, т.к. не могут быть достоверно прослежены в пределах всей планеты. Неустойчивое геодинамо наряду с циклически воздействующими внешними силами имели возбуждающее значение для внутренних неоднородных по составу и строению оболочек Земли (рис.1) и, особенно, зон выклинивания, потенциально декомпрессионных и неустойчивых по Р-Т условиям. В пределах эродированных и обнаженных древних комплексов это подчеркивается традиционно выделяемыми структурными этажами с их специфическим магматизмом, метаморфизмом, осадконакоплением, а также одним из, возможно, наиболее ранних геологически фиксируемых примеров горизонтального расслоения и движения магматического вещества в неоархее – около 2.7–2.5 Ga.

История Земли укладывается в 22 цикла (или «стандартного галактического года» продолжительностью 215 Ma [3]), в пределах каждого из которых отмечается по несколько LIP. Циклически повторяющаяся мантийно-коровая активизация Земли в раннем докембрии свидетельствует об: 1) устойчивой эволюции основного-ультраосновного магматизма на континентах от коматиитового (хондритового) к толеит-пикритовому (обогащенному железом и титаном), ультраосновному щелочному и феррощелочному; 2) последовательной дифференциации мантийных расплавов с образованием соответствующих боуэнзовских и феннеровских петрохимических серий; 3) необратимости развития всей системы на фоне глубокой дифференциации субстрата.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 05-05-64788.

Литература

1. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Горячие точки и параметры термохимических плюмов. Геология и геофизика, 2005. вып. 46, № 6, стр. 589 – 602.
2. Гунин В.И. Оценка условий формирования ультрабазит-базитовых расплавов в районе подъема нижнемантийного плюма на основе численного эксперимента // Ультрабазит - базитовые комплексы складчатых областей. Материалы международной конференции. Иркутск. ИГТУ, 2007, с. 153–157.

3. История Земли в галактических и солнечных циклах // Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. Петрозаводск, КарНЦ РАН. 2005. 250 с.
4. Пуцаровский Ю.М. О трех парадигмах в геологии // Геотектоника. 1995. № 1. С. 4–11.
5. Суворов А.И. К вопросу о парадигмах в геотектонике // Геотектоника, 1998, № 2, с.106–112.
6. Хаин В.Е. Геотектоника на новом переломе своего развития // Геотектоника. 1996. № 6. С. 29–37.
7. Ernst R.E., Bleeker W. Status of global LIP bar-code record and implications since the Archean. // Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. Novosibirsk. 2007. P.19–21.
8. Gradstein F.M., Ogg I.G., Smith A. et al. 2005. A geological Time Scale. 2004. Cambridge.
9. Gee D.G., Stephenson R.A. (eds). 2006. European Lithosphere Dynamics. Geological society, London, Memoirs, 32.
10. Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny: Abstracts of the International Symposium. Novosibirsk. PH of SB RAS. 2007. 225 p.

Тектонические критерии выделения таксонов кимберлитового магматизма Архангельской алмазоносной провинции

Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б.

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, e-mail: dgsdl@yandex.ru

Закономерности пространственного размещения и факторы локализации кимберлитов рассматриваются, как правило, безотносительно к таксономическим единицам кимберлитового магматизма лишь с позиций географической привязки площадей распространения этих пород. Не является исключением и рассматриваемая территория. До сих пор такие минерагенические таксоны как кимберлитовые провинции, субпровинции, пояса, районы, поля и кусты не приобрели структурных очертаний. Между тем, образование и локализация разномасштабных кимберлитовых таксонов обусловлены принципиально разными по масштабу процессами [6]. Образование кимберлитов – это сложный многофакторный процесс, для понимания которого необходима реконструировать факторы структурно-тектонического контроля стадия за стадией, начиная с коровой тектонической обстановки до литосферных процессов, ведущих к образованию кимберлитов.

Размещение проявлений кимберлитового магматизма определяется следующими факторами [4]: мощностью и составом земной коры, позволяющим процессу эволюции глубинных магм достичь определенного уровня; наличием линейных деформаций на поверхности мантии и в земной коре, инициирующих при определенных Р-Т условиях формирование мантийных диапиров, над которыми развивается алмазообразование; историей развития алмазоносных структур.

Роль первого фактора достаточно общепризнанна и подтверждается отсутствием кимберлитов и лампроитов за пределами докембрийских платформ, что позволяет рассматривать их в качестве алмазоносных провинций. В настоящее время Архангельская провинция признается большинством исследователей в качестве лишь одного из узлов ареала позднедевонского щелочного магматизма, охватывающего, как минимум, всю северную часть Восточно-Европейской платформы [1]. Ранее была показана высокая перспективность и центральных регионов платформы на поиски кимберлитов [2]. Таким образом, можно говорить о Русской алмазоносной провинции в границах древней платформы.

В пределах провинций могут быть выделены кимберлитовые субпровинции, основой которых обычно считают ядра архейской стабилизации или мегаблоки (геоблоки) преимущественно мафического состава земной коры [3], которые характеризуются повышенной мощностью земной коры и широким распространением высокоплотных пород амфиболитовой, гранулитовой и чарнокит-эндербит-гранулитовой ассоциаций. Необходимость выделения субпровинций в составе Архангельской алмазоносной провинции подтверждается и минералогическими данными. Так результаты исследований показали, что трубки взрыва севера Восточно-Европейской платформы хоть и имеют кимберлитовую природу, но на минералогическом уровне относятся к альнеит-кимберлит-карбонатитовой формации [8] и отличаются не только от трубок Якутии и Африки, но и от сопредельных регионов (Терский берег Кольского полуострова, Тиман). В качестве субпровинции авторами рассматривается Беломорский геоблок, характеризующийся в основном повышенными значениями по-

ля Δg и мафическим (ультрамафическим) типом земной коры и отличающийся по соотношению мощностей гранито-гнейсового и базальтового слоев от соседних геоблоков (рис. 1).

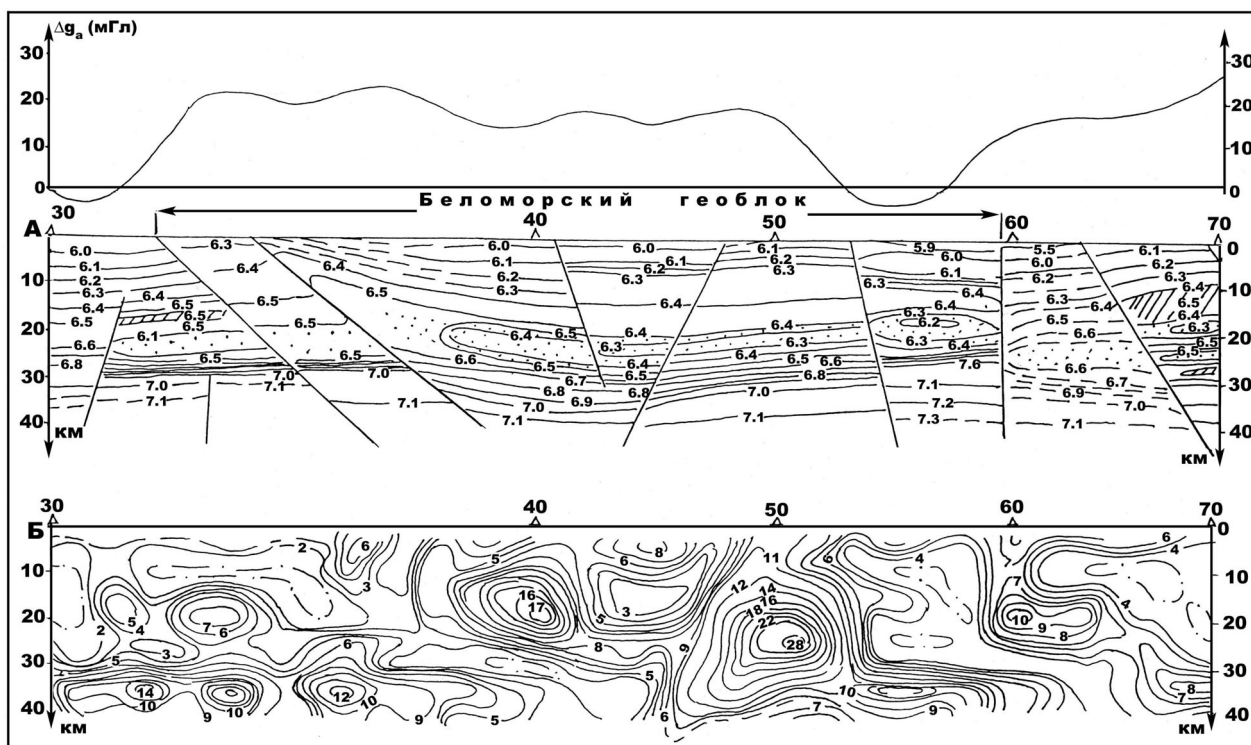


Рис. 1. Профиль ГСЗ-МОВЗ Вага-Белое море (по материалам Н. Г. Топорковой, 1990 г.):

А – унифицированный разрез V_p ; Б – расчетные параметры сейсмонасыщенности (Z_c) – количество преломляющих границ и точек обмена в элементарной ячейке разреза ($H=10$ км, $x=10$ км). 1 – зоны повышенных значений параметров; 2 – зоны инверсии

В работах, посвященных изучению закономерностей размещения кимберлитового магматизма, недостаточно внимания уделяется рассмотрению геологической природы кимберлитоконтролирующих поясов и методам их выделения, хотя в литературе неоднократно указывалось, что кимберлитовые поля в ряде алмазонасных провинций мира имеют линейный характер размещения. В рассматриваемой территории изолинии глубин до поверхности мантии имеют специфический рисунок, указывающий на непосредственную связь основных структур земной коры, представленных поясами тектоно-термальной переработки, поясами повышенной проницаемости и рифейскими авлакогенами с особенностями строения верхней мантии. Исследования показали, что на исследуемой территории еще с архея существовали длительные (вплоть до кайнозоя) устойчивые связи верхних частей земной коры с глубинными подкоровыми горизонтами. Поэтому Зимнегорский и Онежский авлакогены можно рассматривать как региональные долгоживущие проницаемые зоны, имеющие глубокие корни, претерпевшие несколько этапов активизации в истории своего развития (кимберлитоконтролирующие пояса с позиций минерагенического районирования).

Учитывая, что кимберлитовые районы и поля по характеру размещения месторождений относятся к области "нелинейной" металлогении [4], то наличия отдельных проницаемых зон для объяснения закономерностей пространственного размещения кимберлитового магматизма недостаточно. Чтобы рассмотренные зоны обеспечивали "сквозную" мантийно-коровую проницаемость, необходимо их пересечение или совмещение. В этом случае возникает вертикальная высокопроницаемая область, обеспечивающая коро-мантийное взаимодействие и формирование благоприятных условий для размещения кимберлитовых районов и полей [4]. Для Зимнебережного района такую роль играет Балтийско-Мезенская разломно-блоковая зона, представляющая собой буферную активизационную структур. Те части региона, в том числе и Зимнебережный кимберлитовый район, где отмечается эта

зона и узлы ее сопряжений с разрывными нарушениями других направлений, характеризуются наиболее высокой блоковой делимостью, а следовательно и проницаемостью земной коры (рис. 2). Им свойственна повышенная сейсмичность [5] и аномальные значения теплового поля [7].

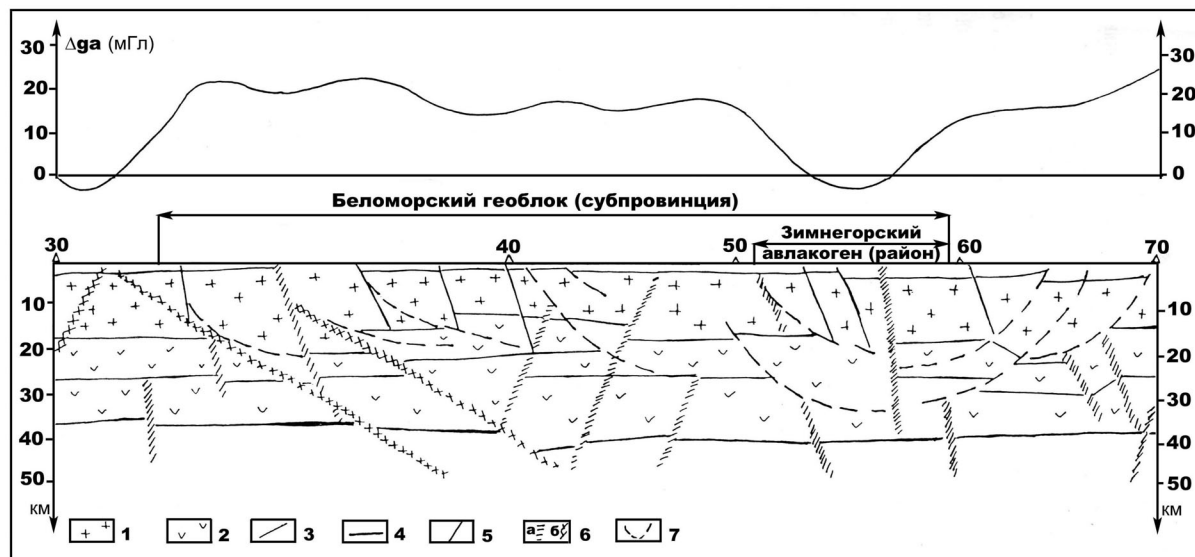


Рис. 2. Схема сопоставления материалов [4]:

1 – изолинии плотности глубинных разрывных нарушений; 2 – границы Балтийско-Мезенской разломно-блоковой зоны; 3 – разломы фундамента, ограничивающие авлакогены; 4 – разломы 2-го порядка; 5 – эпицентры землетрясений: а) с магнитудой $M \leq 5$; б) с магнитудой ≥ 5 ; 6 – магматические тела

В тектоническом отношении – Зимнебережный кимберлитовый район размещается в пределах Северо-Двинского архейского массива [10]. В региональном структурном плане он приурочен к узлу пересечения пояса высокой проницаемости северо-западного простирания (Зимнегорский авлакоген) с поперечной структурой повышенной проницаемости северо-восточной ориентировки (Балтийско-Мезенская зона). Протяженные гравитационные среднечастотные аномалии в сочетании с небольшим количеством высокочастотных составляющих, присущих кимберлитоконтролирующему поясу, сменяются в пределах кимберлитового района аномалиями изометричной формы. Меняется не только морфология, но и общий уровень гравитационного поля, который снижается на $(6-8) \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$. Понижение уровня, вероятно, связано с повышенной трещиноватостью и, как следствие, разуплотнением земной коры, возникшего в период внедрения протокимберлитовой магмы. Сходные результаты были получены и в Якутской провинции (Мало-Ботуобинский район).

Площадь исследований характеризуется наличием многочисленных и протяженных зон северо-западного простирания, слагающих внутреннюю структуру Зимнегорского авлакогена, заложившихся еще в архее и неоднократно подновлявшихся в последующие эпохи тектоно-магматических активизаций. Сам Зимнегорский авлакоген формировался в условиях растяжения, на что указывают валлообразные поднятия поверхности Мохо, оконтуривающие эту структуру, коническая система глубинных тектонических нарушений (рис. 3). С поднятием мантийного вещества связано и возникновение положительных структур фундамента, осложняющих строение Зимнегорского авлакогена. Об этом говорит тот факт, что практически все структуры II порядка находят свое подтверждение в строении глубинных горизонтов по данным ГСЗ [9]. Кимберлитовые поля Зимнебережного района приурочены к сквозным разломам северо-западного простирания на участках их пересечения с северо-западными дислокациями [4], аномальность которых очевидна. На таких структурах, как правило, происходит резкая смена, смещение или стыки элементов основного тектонического плана, иногда они играют барьерную роль по отношению к некоторым дизъюнктивным структурам. Фактически они служат блокоразделами в глубоких этажах земной коры. Среди тектонических структур, формирующих позицию поля, наиболее важны зоны высокой проницаемости и растяжения в верхней мантии и земной

коре, образованные в связи с заложением авлакогенов и активизацией их в период кимберлитобразования. Такие структуры прослеживаются по данным сейсморазведки и по линейным аномалиям потенциальных полей. На участках пересечения верхнемантийных зон высокой проницаемости со сквозными разломно-блоковыми зонами возникает вертикальная стволовая структура, благоприятная для подъема восстановленных мантийных флюидов и образования кимберлитовых полей. Подобные структуры фиксируются участками повышенной дисперсии в потенциальных полях.

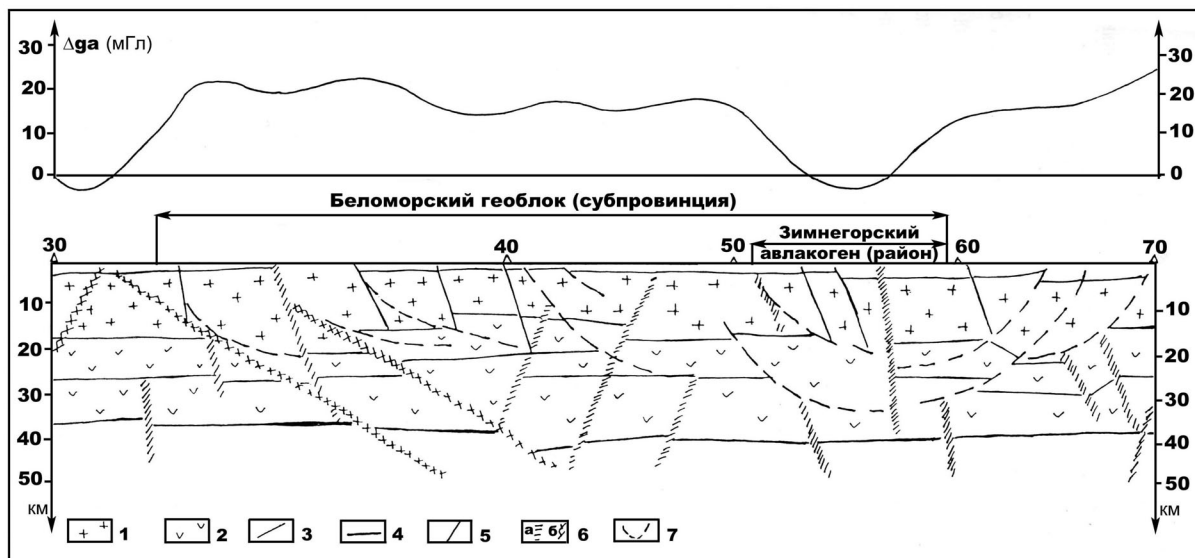


Рис. 3. Интерпретационный геологический разрез по профилю ГСЗ Вага-Белое море (по материалам Топорковой Н.Г., 1991 г.):

1 – гранито-гнейсовый слой; 2 – базальтовый слой; 3 – граница М; 4 – внутрикоровые разломы; 5 – мантийные разломы: а) крутопадающие; б) пологопадающие; 7 – конические

Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ (проект 05-05-64430; конкурс «Север», проект 05-05-97512).

Литература

1. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Под ред. О. А. Богатикова. М.: Изд-во МГУ. 1999. 524 с.
2. Ваганов В. И. Алмазные месторождения России и Мира (основы прогнозирования). М., ЗАО «Геоинформмарк», 2000. 371 с.
3. Духовской А. А., Артамонова Н. А., Беляев Г. М., Никишов К. Н. Связь кимберлитовых образований со структурами Анабарского мегаблока // Сов. геология, 1986, № 9. С. 79–88.
4. Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ОАО «ИПП «Правда Севера», 2004. 283 с.
5. Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Разломно-блоковая тектоника и ее роль в эволюции литосферы // Литосфера и гидросфера европейского Севера России. Геоэкологические проблемы. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. С. 68–112.
6. Милашев В. А. Кимберлиты и глубинная геология. Л.: Недра, 1990. 167 с.
7. Металлогения восточной части Балтийского щита / Ред. А. В. Сидоренко, Т. В. Билибина. М., Недра: 1980. 247 с.
8. Соболев В. К. Проблема коренных источников алмазов (природа и особенности поисков по минералам-индикаторам на примере территории Архангельской области) // Геология и полезные ископаемые севера Европейской части СССР. Архангельск, 1991. С. 68–100.
9. Строение литосферы Балтийского щита. М.: Изд-во РАН, 1993. 166 с.
10. Фельдман А. А., Олофинский Л. Н. Структурно-геофизические обстановки размещения кимберлитовых полей на древних платформах. Ст. 1 // Изв. вузов. Геол. и разведка, 1991, № 7. С. 67–83.

Об источниках ультрамафит-мафитового магматизма Карело-Кольского региона

Ланда Э. А.

ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, e-mail: Andrey_Zanin@vsegei.ru

Образование мантийных магм и эволюция их состава связывается с развитием хондритового протовещества Земли после отделения от него земной коры. Предполагается, что в результате такой эволюции формировалась «истощенная» мантия, обедненная рядом химических элементов. Однако, как справедливо отметили Хофман [10] и Л.Н.Когарко [1], нет признаков непрерывного и последовательного нарастания степени деплетирования мантийного вещества. Напротив, во времени увеличивается объем первичных мантийных магм, обогащенных деплетируемыми элементами. Таким образом, реальное развитие магматизма отличается от постулированного модельного, а направленный и циклический характер развития магматизма отражает влияние, как минимум, 2-х тенденций. 1-я соответствует модельной эволюции мантийных источников и росту их деплетированности. 2-ая – подразумевает наличие факторов, отклоняющих соответствующие параметры источников от модельных. В определенном соответствии со сказанным находится факт отсутствия в общем случае корреляции особенностей изотопного и элементного состава пород [4,5]. На важность такого несоответствия указал Ю.А. Костицын [2], обративший внимание на обычное отличие от модельного соотношения между величинами $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и Sm/Nd . Имеются также некоторые несоответствия и в элементном составе. К. Конди [7], проанализировавший особенности толеитовых базальтов различных геодинамических обстановок (исключая островодужные и MORB), получил результаты, свидетельствующие, что во всех случаях в составе пород независимо от возраста отсутствует модельный компонент DM (деплетированная мантия), но четко проявлен компонент PM (примитивная мантия).

Данные по базальтоидам Карело-Кольского региона полностью соответствуют такому выводу. На диаграмме (рис. 1) фигуративные точки их составов располагаются вблизи позиции резервуара PM (иногда смещаясь в сторону компонента DEP), т.е., по Конди в области океанических плагио или на линии смещения PM-EN и PM-RC. Таковы же точно особенности и коматитов региона.

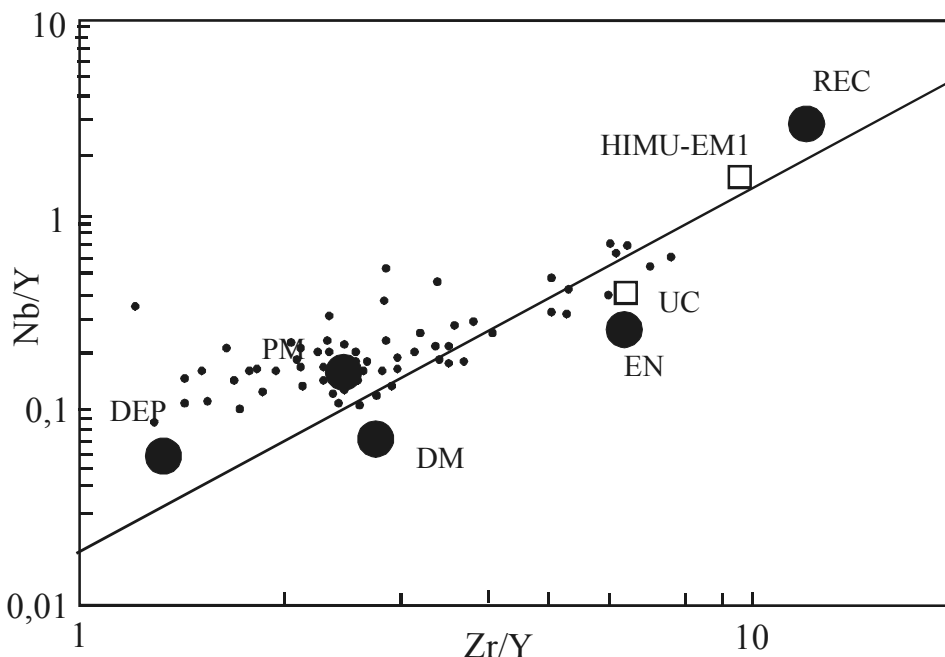


Рис. 1. Диаграмма Zr/Y – Nb/Y по [7] с данными по базальтоидам Карело-Кольского региона (литературные данные). DEP – особый «плюмовый» компонент, REC – состав мантии, обогащенной коровым веществом при рециклинге, EN-обогащенный компонент, UC – верхняя кора

Очень существенно также, что на спайдерграммах составов пород Карело-Кольского региона распределение элементов характеризуется пологостью графиков, т.е. отношения элементов (в частности Sm/Nd), влияющие на изотопные параметры, близки таковым в примитивной мантии. В дополнение к соображениям К.Конди важно указать, что элементные соотношения пород существенно отличаются и от их изотопных характеристик.

В Карело-Кольском регионе фиксируется пространственно-временная последовательность магмоконтролирующих структур [4]: зеленокаменные пояса архея (возраст 3,1–2,7 млрд лет)– рифтогенные пояса крупных расслоенных интрузивов перидотит-пироксенит-габбро-норитового состава (2,5–2,4 млрд. лет) – рифтогенные осадочно-вулканогенные впадины (2,1–1,8 млрд. лет). Изменение величины ϵ_{Nd} пород указанных подразделений также следует определенной последовательности (рис. 2) с преобладанием положительных значений указанной величины. Таким образом, породы, отражающие в системе Zr-Nb-Y особенности источника типа РМ (рис.1), в своем большинстве изотопно деплетированы. Из этого факта определенно следует, что на всех этапах докембрийского магматизма имело место перманентное воздействие подлитосферного вероятнее всего плюмового по своей природе вещества на деплетированную мантию, ведущее к реставрации ее элементного состава, но из-за сближенности во времени с плавлением мало менявшие изотопные характеристики выплавки. Относительно большая степень влияния такого вещества, приведшая к возвращению изотопного состава исходного резервуара на уровень РМ (величины ϵ_{Nd} близки 0), имела место в интервале 2,4–2,5 млрд лет. Кроме вероятной плюмовой активности на особенности магматических пород могла влиять контаминация коровым материалом, осуществлявшаяся в мантии или непосредственно в коре. Но такого рода процессы могли иметь место только после тех, что рассмотрены выше. Это следует из того факта, что составы магматитов лежат на линиях смешения РМ – EN и РМ – RC, а не DM – EN и DM – RC.

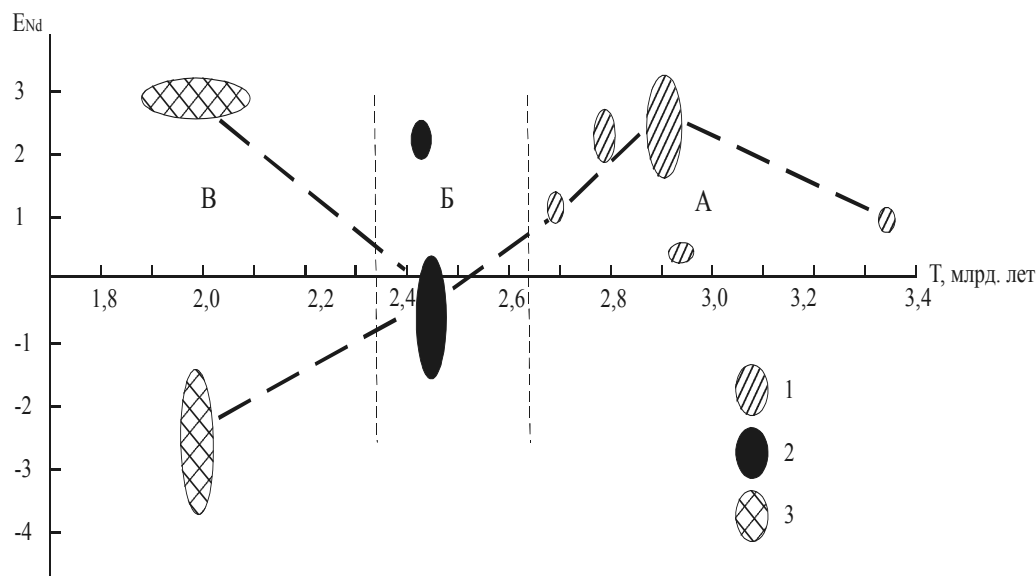


Рис. 2. Диаграмма ϵ_{Nd} – T для основных и ультраосновных магматических пород Карело-Кольского региона (исходные данные из литературы). Магматиты: зеленокаменных поясов (1), рифтогенных зон основных ультраосновных интрузивов (2), рифтогенных осадочно-вулканогенных впадин (3)
А, Б, В –соответствующие временные интервалы

На рубеже примерно в 2,1 млрд лет помимо рассмотренного появляется еще один тип мантийного резервуара. На него указывают особенности некоторых магматитов, в частности богатых титаном коматиитов пояса Карасиок [6], ферро-пикритов Печенгской структуры [8], суйсарских пикритов Карелии [3]. Их состав отличают необычно высокие для ультрамафитов содержания литофильных элементов. По величинам Zr/Y и Ti/Y источник подобен РМ, однако величина Nb/Zr в нем значительно выше. Изотопные параметры (судя по суйсарскому комплексу) близки резервуару

НИМУ, который согласно гипотезе С.Харта [9] мог появиться и функционировать вместе с возможно комплементарным ему ЕМ 1 в результате рециклинга или иных процессах в пределах субконтинентальной литосферной мантии, сформировавшейся к 2 млрд. лет, поскольку жесткость такой мантии обеспечивала вероятность длительного сохранения в ней флюктуаций изотопных параметров

Судя по особенностям магматизма, выражающемся в широком развитии титанистых пикритов и ферропикритов, элементный состав рассматриваемого резервуара должен быть существенно обогащен титаном, представленным собственными фазами (рутил, ильменит). Последнее естественным образом объясняет отмеченную выше обогащенность ниобием. Образование субстрата с подобными характеристиками могло быть обусловлено спецификой метасоматических процессов в мантии, протекающих при участии расплавных фаз, в т.ч. насыщенных титаном и образующихся на значительной глубине. Породы такого рода нередко встречаются среди мантийных ксенолитов.

Рассмотренные особенности докембрийского магматизма Карело-Кольского региона в определенной степени соответствуют двустадийной модели образования системы кора-верхняя мантия в глобальном масштабе, предложенной А. Хофманом [10]: 1-ая стадия – образование континентальной коры и истощенной мантии с реставрируемым, по нашим соображениям, элементным составом; 2-ая стадия – образование одного из обогащенных типов мантии, которое по А Хофману [10] должно сопровождаться формированием субстратов типа N-MORB. В региональном плане эволюционная направленность в функционировании источников основного и ультраосновного магматизма такова. В раннем докембрии (архей-палеопротерозой) существовал преобладающий изотопно истощенный источник, подверженный действию плюмов и близкий по составу источнику т.н. «океанических плато» (ОРВ). С мезопротерозоя наряду с указанным начинает функционировать (при проявленности плюмовой активности) источник, близкий источнику базальтов океанических островов (ОИВ), а также источник типа MORB (бесплюмовая система, по К. Конди).

Указанные магмогенерирующие системы естественно сохранялись и в фанерозое, но существенно, что с источниками ОРВ и ОИВ были связаны не только океанические, но и континентальные внутриплитные магматиты: флуд-базальты – с ОРВ, а щелочные, щелочно-ультраосновные породы и высокотитанистые пикриты (меймечиты Сибири) – с ОИВ. Последние хотя и отличаются большей насыщенностью литофилами, сохраняют некоторые особенности близких пород докембрия. В частности величина Nb/Zr в меймечитах Сибири и ферропикритах Печенги одинаковая (~0,12).

Примечательны различия петрохимически вполне однотипных пород докембрия и складчатых областей фанерозоя. В последних достаточно широко развиты низкотитанистые пикриты, по составу аналогичные коматиитам, однако отличающиеся четкой проявленностью компонента DM. Типичные базальты архея и палеопротерозоя отличаются от базальтов MOR и островных дуг отсутствием в элементном составе этого компонента. Таким образом древние и молодые магмогенерирующие океанические системы в целом различаются между собой. Подобные особенности должны учитываться при геодинамическом анализе.

Литература

1. Козарко Л.Н. Щелочной магматизм в истории Земли. Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Иркутск, 2001. С. 5–17.
2. Костицын Ю.А. Причины изотопной гетерогенности мантии. // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб. 2003. С. 216–219.
3. Куликов В.С., Куликова В.В. и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии. Петрозаводск 1999. 96с
4. Ланда Э.А. О некоторых особенностях эволюции рифтогенеза.// Литосфера. №1. 2005. С. 3–15.
5. Ланда Э.А., Марковский Б.А. Об особенностях распределения величины ϵ_{Nd} в магматических породах, связанных с рифтогенезом. // Докл. РАН. 2000. Т. 272. № 2. С. 225–227.
6. Barnes S.-J., Oftin M. Ti - rich komatiites from northern Norway. // Contr. Miner. and Petrol. 1990.V.105. № 1. P. 43–54.
7. .Condie K. High field element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? Lithos 2005. V. 79. №3/4. P. 491–516.
8. Hanski E.J., Smolkin V.F. Iron- and LREE-enriched mantle source for early Proterozoic intraplate magmatism as exemplified by the Pechenga ferropicrites. Kola Peninsula, // Russia Lithos.1995. V. 34. N. 1 –3. P. 107 – 125.

9. Hart S. Heterogeneous mantle domains : signatures, genesis and mixing chronologies. // Earth Planet. Sci. Lett. V. 90. № 3. 1988. P. 273–296.
 10. Hoffman A. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism// Nature. V. 385. 1997. P. 219–229.

Использование отходов обогащения железистых кварцитов для получения силикатных материалов

Левицкий И.А., Баранцева С.Е., Павлюкевич Ю.Г., Климош Ю.А.

Учреждение образования «Белорусский государственный технологический университет», г. Минск,
 e-mail: keramika@bstu.unibel.by

В настоящее время для Республики Беларусь весьма актуальным является максимальное вовлечение в производство местных сырьевых ресурсов взамен импортируемых из ближнего и дальнего зарубежья. Нехватка или отсутствие некоторых видов качественного минерального сырья, такого как огнеупорные глины, высокосортные каолины, флюсующие компоненты керамических масс, красители и пигменты, вызывают необходимость поиска нетрадиционных местных источников сырья.

К таким видам сырья можно отнести отходы обогащения железистых кварцитов Околовского месторождения Республики Беларусь. Это сырье характеризуется отличными от известных пород геолого-минералогическими характеристиками, что обусловлено своеобразием его образования и залегания, характерного для магнетит-кварцевой формации кристаллического фундамента Беларуси.

Околовское железорудное месторождение расположено в Столбцовском районе Минской области. Месторождение залегает под чехлом осадочных пород протяженностью в северо-восточном направлении на 180 км при ширине 10–30 км и представлено разнообразными по составу гнейсами, амфиболитами, железистыми кварцитами и другими породами. В Околовском месторождении продуктивные (железорудные) породы имеют мощность от 30 до 120 м и составляют примерно 28–35% от общего объема пород.

При разработке месторождения огромная (сотни тысяч тонн) масса безрудных пород пойдет в отвалы, как отход обогащения и магнитной сепарации железных руд. В результате обогащения железистых кварцитов образуются два вида отходов: амфиболитовый концентрат сухой и мокрой магнитной сепарации (табл. 1 и 2).

Таблица 1. Минеральный состав железных руд Околовского месторождения

Порода	Минеральный состав пород, мас.%						
	магнетит	гематит	силикаты	карбонаты	сульфиды	кварц	апатит
Железные руды	15,2-23,3	0,61-2,81	46,03-55,9	1,27-1,56	0,16-0,3	20,2-25	0,36-0,4
Амфиболитовый концентрат сухого обогащения (1)	1,37-2,02	–	73,78-80,3	1,11-1,32	0,14-0,19	16,5-22,8	0,21-0,25
Амфиболитовый концентрат мокрого обогащения (2)	1,05-1,2	0,66-2,39	53,86-58,74	1,92-2,27	0,18-0,42	34,6-41,4	0,57-0,74

Таблица 2. Химический состав амфиболитовых концентратов сухой и мокрой магнитной сепарации

Типы сырья	Химический состав, мас.%												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	ппп
1	55,95–61,05	0,19–0,24	5,99–6,09	2,41–3,99	14,72–18,22	0,25–0,40	6,34–7,12	4,28–5,12	0,30–0,36	0,83–1,10	0,69–0,86	0,12–0,15	1,09–1,83
2	49,97–53,09	0,21–0,25	5,83–6,75	7,35–10,00	15,26–18,94	0,21–0,34	6,44–7,40	4,04–4,58	0,40–0,5	0,96–1,20	0,84–0,88	0,12–0,13	1,99–2,51

Анализируя химический состав отходов, можно предположить, что они являются ценным минеральным сырьем для получения силикатных материалов различного целевого назначения.

Визуальная характеристика проб после термической обработки показала, что температуры плавления проб амфиболитовых концентратов сухой и мокрой магнитной сепарации составляют 1170–1230 °С и 1130–1170 °С соответственно.

Согласно данным ДТА (рис.1) на термограммах обеих проб сырья отмечаются термические эффекты при 450–455 °С (+), 540–550 °С (-) и 720–740 °С (-), обусловленные соответственно окислением двухвалентного железа, удалением основной части структурной и оставшейся конституционной воды.

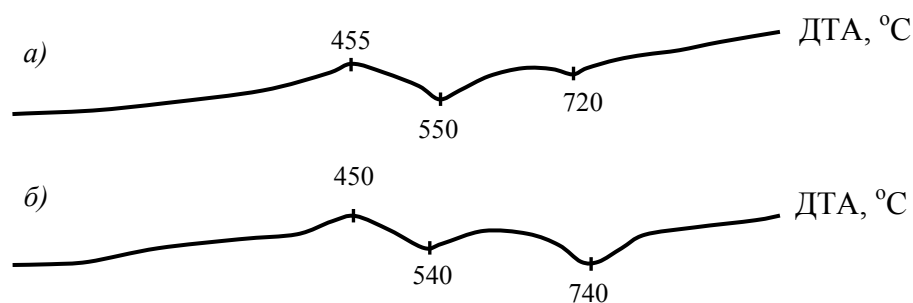


Рис. 1. Термограммы отходов сухого (а) и мокрого (б) обогащения железистых кварцитов

Согласно данным РФА (рис. 2) минеральный состав амфиболитовых концентратов сухой и мокрой магнитной сепарации представлен кварцем, минералами группы амфиболов и хлоритов, гематитом, магнетитом. Присутствуют также в незначительных количествах анортит, кальцит, биотит.

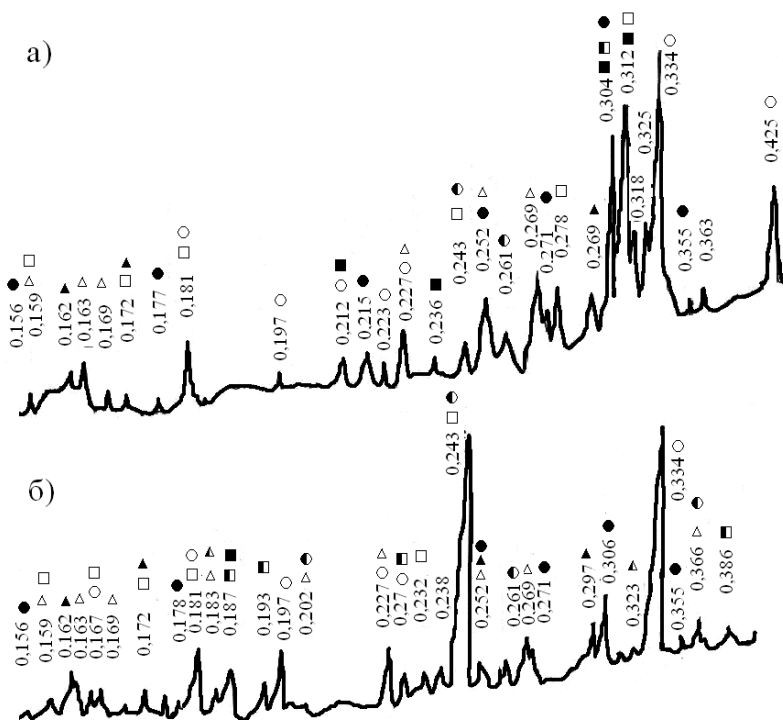


Рис. 2. Дифрактограммы отходов сухого (а) и мокрого (б) обогащения железистых кварцитов:
○ – α-кварц; ● – хлорит; □ – роговая обманка; ■ – анортит; Δ – гематит; ◼ – кальцит; ◐ – биотит;
▲ – магнетит

Следует отметить, что фазовый состав данного сырья весьма сложен и в связи с этим идентифицировать конкретные кристаллические фазы затруднительно. Так, роговая обманка представлена группой минералов (куммингтонит, актинолит, тремолит и др.) и их твердыми растворами с близкими и даже одинаковыми параметрами кристаллических решеток.

Для полноты информации по структурным и фазовым превращениям, происходящим при нагревании амфиболов, было выполнено ИК-спектроскопическое исследование проб исходного сырья, термообработанного при температурах 500, 1000, 1250 °С, а также расплавов, полученных при 1450 °С и представляющих хорошо проваренные стекла черного цвета.

Анализ ИК-спектров поглощения показал, что их характер для обеих проб аналогичен. На спектрах исходных проб имеются две широкие полосы поглощения в области 830–1200 и 400–600 см⁻¹, которые можно отнести к валентным и деформационным колебаниям связей Si–O–Si соответственно в цепочечных и ленточных структурах.

Данные литературы по спектрам минералов типа роговой обманки, тремолита, актинолита свидетельствуют о наличии группы интенсивных частично перекрывающихся полос в области 966, 996, 1085 см⁻¹ и группы менее интенсивных полос в области 630, 696, 779 см⁻¹. Интенсивные полосы около 460, 512 см⁻¹, обусловлены валентными колебаниями Me–O и деформационными колебаниями лент кремнекислородных тетраэдров. Наличие sdвоенной полосы поглощения (дублета) с максимумами 780 и 800 см⁻¹ характерно для кварца.

При нагревании изучаемого сырья вплоть до 1250 °С не происходит значительных изменений в характере спектров поглощения. При более высокой температуре в связи с образованием расплава, структурные группировки разрушаются и ИК-спектр стекла имеет две полосы поглощения с максимумами 1100 и 460 см⁻¹, что свидетельствует о значительной степени полимеризации кремнекислородных тетраэдров в ленточных типах силикатов с некоторым присутствием каркасных.

Проведенное исследование показало, что отходы сухого и мокрого обогащения железистых кварцитов несомненно представляют определенный интерес для применения в качестве сырьевого компонента при получении силикатных материалов различного назначения – стеновых керамических, стекловидных и стеклокристаллических материалов.

Последующее экспериментальное исследование позволило установить, что отходы сухой и мокрой магнитной сепарации железных руд, вводимые в количестве 20%, улучшают технологические характеристики керамических масс для стеновых материалов – кирпича и камней керамических: снижается воздушная и огневая усадка, уменьшается чувствительность масс к сушке и обжигу. При этом они положительно влияют на физико-механические характеристики обожженных образцов изделий.

Выявлена возможность использования изучаемого сырья в количестве 5–20% в массах для получения майоликовых изделий бытового назначения с водопоглощением в пределах 16,5–20%, а также в плотносспекшихся керамических массах низкотемпературного обжига с водопоглощением менее 5%. Установлено, что изучаемое сырье благоприятно влияет на свойства керамических масс – снижает усадку, способствует расширению интервала спекания изделий и оказывает как отошающее, так и флюсоующее действие.

С использованием отходов сухой и мокрой магнитной сепарации железных руд, вводимых в массы в количестве 8%, получены образцы керамических плиток для внутренней облицовки стен. Требуемый комплекс свойств керамических плиток (водопоглощение, механическая прочность при изгибе, температурный коэффициент линейного расширения) обеспечивается при температуре обжига 1050 °С.

Апробация амфиболитовых концентратов при синтезе стекол преследовала цель расширения сырьевой базы в производстве окрашенных стеклоизделий (стеклотары, некоторых видов архитектурно-строительного стекла).

Стекла, синтезированные с использованием амфиболитов, имеют интенсивную окраску, в связи с чем интегральное светопропускание в видимой области спектра составляет 50–65%. Высокий уровень поглощения обусловлен наличием в составе амфиболитов 3d-элементов (железа, титана, марганца). Сине-зеленая окраска стекол связана главным образом с присутствием ионов железа, соответственно регулирование спектральных характеристик стекол связано с изменением соотношения Fe²⁺/Fe³⁺. При окислительном потенциале газовой среды, введение окислителей в шихтовой состав максимум пропускания на спектрах стекол находится в области длин волн 560–570 нм, что отвечает зеленому цвету. При восстановительном потенциале газовой среды максимум пропускания

сдвигается в коротковолновую область спектра (490-500нм), что отвечает голубым тонам. В этом случае усиливается поглощение в ближней инфракрасной области спектра, что связано с увеличением соотношения Fe^{2+}/Fe^{3+} . Возможно расширение цветовой гаммы железосодержащих стекол при использовании комбинаций красителей, например $Fe_2O_3(FeO)-Se-CoO$, $Fe_2O_3(FeO)-NiO$, $Fe_2O_3(FeO)-Cr_2O_3$. При этом получены образцы спектрально сложных цветовых тонов (шоколадного, коричневого, зеленовато-желтого, серо-зеленого).

Физико-химические свойства опытных стекол находятся на уровне показателей промышленных составов и воспроизводятся при использовании отдельных проб минерального сырья.

Определена также возможность получения нефритованных глазурных покрытий с высокими эксплуатационными и эстетическими характеристиками на основе изучаемого сырья. Глазури отличаются хорошей кроющей способностью, цветовая гамма представлена зеленовато-коричневыми, коричневыми, шоколадными, темно-коричневыми и другими оттенками. Синтезированные глазури не содержат компонентов первого и второго класса опасности и летучих фтористых составляющих, что позволяет улучшить условия труда и экологическую ситуацию в промышленных регионах. В состав фриттованных глазурей может вводиться до 55–70% отходов обогащения, что значительно снижает себестоимость их производства за счет отказа от использования дорогостоящих импортных пигментов и сокращения расхода остродефицитного борсодержащего сырья.

Кроме того, установлено, что отходы сухой и мокрой магнитной сепарации могут быть использованы в качестве основы для получения стеклокристаллических материалов – петроситаллов и каменного литья. Расплавы стекол характеризуются высокой склонностью к кристаллизации при выработке, процесс кристаллизации для формирования ситалловой структуры и заданного минерального состава может быть активно стимулирован оксидами хрома и железа. При термической обработке формируется пироксеновый твердый раствор на основе диоксида, что придает конечным материалам высокую износостойкость и химическую устойчивость.

Подтверждена возможность управления процессом фазообразования и регулирования физико-химическими и механическими свойствами стеклокристаллических материалов. При этом количество продуктов обогащения железных руд в шихте может составить 85–90%, а полученные материалы можно рекомендовать для изготовления кислотостойких футеровочных изделий (петроситаллы и каменное литье) и мелющих абразивоустойчивых тел (каменное литье). Полученные петроситаллы и каменное литье имеют однородную структуру, мономинеральный фазовый состав, высокую износоустойчивость, химическую стойкость и могут быть рекомендованы для отраслей промышленности и техники, сопряженных с работой деталей в условиях совместного воздействия трения различной природы и агрессивных сред.

Испытания рецептур в заводских условиях показали соответствие основных физико-химических свойств изделий и материалов требованиям нормативно-технической документации.

Таким образом, анализ результатов вышеприведенных исследований позволил сделать выводы о том, что использование нетрадиционных видов алюмосиликатного сырья, безусловно, является перспективным. Использование амфиболовых концентратов позволит не только расширить сырьевую базу для производства силикатных материалов различного назначения, но и сократить импорт высококачественного минерального сырья.

Особенности состава архейской метасоматизированной литосферной мантии (по результатам изучения Панозерского массива Центральной Карелии)

Лобач-Жученко С.Б., Коваленко А.В., Саватенков В.М., Чекулаев В.П., Гусева Н.С.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail:
Lobach-zhuchenko@cards.lanck.net

Высоко-Mg (санукитоидные) интрузии, обогащенные ЛРЗЭ и рядом литофильных элементов, являются продуктами плавления метасоматизированной литосферной мантии, обогащенной несовместимыми элементами. В настоящее время метасоматоз мантии продемонстрирован в многочисленных рабо-

тах, базирующихся, главным образом, на изучении метасоматизированных мантийных ксенолитов. Этот подход не отвечает на вопрос о возрасте метасоматоза. Поскольку метасоматоз мантии, как правило, связывается с поступлением расплавов и флюидов из зон субдукций, определение возраста метасоматоза имеет значение и для эволюции геодинамических процессов. Изучение субщелочных санукитоидных комплексов позволяет оценить ряд моментов процесса метасоматоза, в том числе его возраст.

Панозерский массив имеет сложное строение, магматические фазы которого разделены внедрением даек лампрофиров [1,2]. Для характеристики состава мантийного источника Панозерского массива использованы отношения близких по совместимости элементов, а также изотопный состав Nd, Sr, Pb, С.

Определен изотопный состав Sr и Nd на основе измерения клинопироксенов и апатитов (рис.): Sr_i источника получен равным 0.7017, что выше значения для РМ; величина $\epsilon_{Nd}(t)$ варьирует в узком интервале (+0.7-+1.4) и в среднем равна +1.1, что близко к ранее выполненным результатам по породам в целом [3]. Аналогичные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ были получены для архейских щелочных пород Канады, в то время как архейские мафиты Балтийского и Канадского щитов, образованные из деплетированной мантии, имеют значения $\epsilon_{Nd}(t) > 2$ (рис.). Полученные данные по изотопному составу неодима показали, что время метасоматоза мантии (привноса РЗЭ) имело место около 2800 млн лет назад, т.е за ~60 млн лет до плавления.

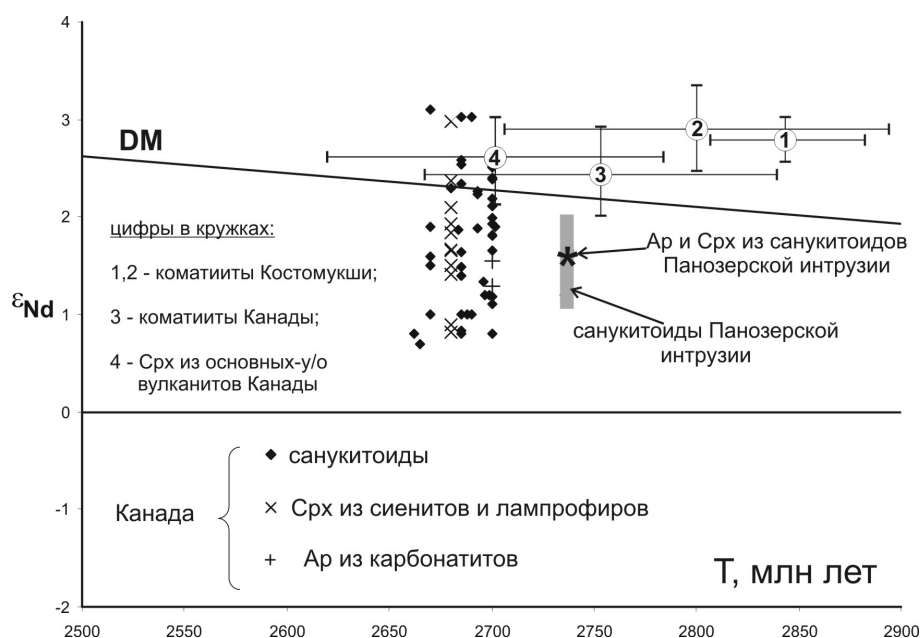


Рис. Диаграмма ϵ_{Nd} -возраст для пород и минералов санукитоидных интрузий Карелии и Канады

Результаты изотопного анализа Pb из KFsp монцонита показали, что источник массива характеризовался величиной $\mu = 8.98$ (по двух стадийной модели Стеси и Крамерса); он имел низкое U/Pb и высокое Th/U отношения по сравнению с РМ. Отмечено нарушение Pb-Pb изотопной системы более поздним (~1.9 млрд. лет) термальным событием.

Характеристика геохимических особенностей источника Панозерского массива получена путем анализа отношений близких по совместимости элементов. По данным Хоффманна [4] отношения близких по совместимости элементов не меняются при процессах частичного плавления и фракционной кристаллизации и, тем самым, их значения в породах соответствуют таковым в мантийном источнике. Сравнение величин этих отношений с многочисленными литературными данными о составах метасоматизированных мантийных ксенолитов и их минералов показала, что мантийный источник имел отличные от РМ величины отношений элементов, у которых Kd минерал-расплав значительно отличается от Kd минерал - флюид, напр. Nb/La. Главными минералами мантийного источника, плавление которых обеспечило геохимические особенности Панозерского массива были флогопит, СРх и Ар.

Работа выполнена при финансовой поддержке в рамках программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 8.

Литература

1. Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H., Chekulaev V.P. et al // Lithos, v.79, 2005.
2. Лобач-Жученко С.Б., Роллинсон Х., Чекулаев В.П. и др // Петрология, № 5, 2007.
3. Kovalenko A.V., Clemens., J., Savatenkov V.M. // Lithos, v.79, 2005.
4. Hofmann A.W. // Treatise on geochemistry. Elsevier Ltd. 2003, 61–101.

Комплексное исследование минерального сырья при получении нефритованных глазурей

Мазура Н.В., Левицкий И.А., Баранцева С.Е.

Белорусский государственный технологический университет, г. Минск, e-mail: keramika@bstu.unibel.by

Актуальной задачей современной керамической промышленности, в частности производства санитарных керамических изделий, является расширение минерально-сырьевой базы, повышение качества продукции и снижение ее себестоимости путем разработки новых составов покрытий, обладающих высоким уровнем эксплуатационных свойств. На сегодняшний день остается нерешенной проблема исключения токсичных компонентов (углекислый барий, цинковые белила) из состава сырьевых композиций, что является одним из важнейших факторов улучшения условий труда рабочих и снижения вредного воздействия указанных компонентов на экологию в целом. Немаловажной задачей является улучшение физико-химических свойств и снижения количества поверхностных дефектов покрытий – наколов.

Целью настоящего исследования являлось получение нефритованных глушевых цирконий-содержащих покрытий для санитарных керамических изделий из экологически безопасных сырьевых композиций.

В качестве исходных компонентов сырьевых композиций для синтеза глазурных покрытий использовались только природные материалы: пегматит, кварцевый песок, мел, волластонит, колеманит, глина огнеупорная, каолин, циркобит (тонкомолотый циркон $ZrSiO_4$ с удельной поверхностью $13854 \text{ см}^2/\text{г}$), химический состав которых приведен в табл. 1.

Таблица 1. Усредненный химический состав применяемых сырьевых материалов

Наименование компонента	Содержание оксидов, мас. %										
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	B ₂ O ₃	ZrO ₂	ппп
Пегматит чупинский КПШМ 0,20–2 (ГОСТ 7030–75)	69,77	15,59	–	0,64	1,75	0,50	2,96	8,40	–	–	0,39
Мел шебекинский ММС–1 (ГОСТ 12085–88)	0,30	0,68	0,06	0,16	54,62	0,61	0,06	–	–	–	43,51
Песок кварцевый новоселовский молотый (ГОСТ 9077–82)	99,22	0,24	–	0,016	0,044	–	–	–	–	–	0,15
Циркобит МО (сертификат качества, Италия)	32,27	1,54	0,12	0,15	–	–	–	–	–	65,44	–
Волластонитовый концентрат ВП–25 ТУ 5726–001–50889697–01	50,0	–	–	0,16	45,2	–	–	–	–	–	0,61
Колеманит (Турция)	5,66	0,35	–	0,07	23,49	2,61	0,30	–	36,54	–	30,98
Глина веселовская «Веско-Гранитик» (ТУ 14.2–00282049–001–2002)	53,03	32,20	1,41	0,91	1,10	0,50	0,60	2,10	–	–	8,15
Каолин глуховецкий КН–82 (ГОСТ 21285–75)	46,35	36,2	0,77	0,46	0,43	0,32	0,12	0,82	–	–	14,53

Из используемых сырьевых материалов нетрадиционными для синтеза нефритованных глазурей являются волластонитовый концентрат (далее волластонит) и колеманит.

Сведения о систематических исследованиях по использованию волластонита для получения нефритованных глазурных покрытий и его влиянию на их свойства в литературе практически отсутствуют. Рекомендательным фактором для его использования при синтезе в нефритованных глазурах является отсутствие газообразных составляющих, которые, выделяясь при обжиге, вызывают один из наиболее распространенных в производстве санитарной керамики дефектов – наколы.

По кристаллохимической структуре волластонит относится к подгруппе пироксеноидов, сложенных цепочками тетраэдров SiO_4 , основания которых даже приблизительно не располагаются в одной плоскости, а ориентированы по-разному таким образом, что наблюдается повторение в строении цепочки через каждый третий тетраэдр. Различают две модификационные формы волластонита – $\alpha\text{-CaSiO}_3$ (псевдоволластонит) и $\beta\text{-CaSiO}_3$ (собственно волластонит), которые тесно связаны друг с другом [1]. Псевдоволластонит кристаллизуется в псевдогексагональной сингонии, а волластонит – в триклинной. При температуре $1125\text{ }^\circ\text{C}$ волластонит необратимо переходит в псевдоволластонит с незначительным изменением объема. Температура плавления его составляет $1540\text{ }^\circ\text{C}$, твердость по Моосу 4,5–6. Температурный коэффициент линейного расширения (ТКЛР) α -волластонита составляет $118 \cdot 10^{-7}\text{ K}^{-1}$, β -волластонита – $65 \cdot 10^{-7}\text{ K}^{-1}$. Форма кристаллов волластонита игольчатая, встречаются также волокнистые и таблитчатые кристаллы [1].

Природный колеманит в настоящее время практически не используется в керамической промышленности, поэтому большой интерес представляло его комплексное исследование и выявление его роли в процессе получения нефритованных глазурных покрытий.

Колеманит ($\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot \text{H}_2\text{O}$) [2] представлен различными морфологическими образованиями: кристаллами от коротко- до длинностолбчатых; жеодами от зернистых до сплошных агрегатов белого, серого либо желтоватого цвета. Характеризуется стекляннным блеском; твердостью 4,0–4,5; плотностью $2420\text{--}4200\text{ кг/м}^3$; совершенной спайностью; при нагревании растворяется в соляной кислоте, в воде нерастворим.

Кристаллохимическая структура колеманита (рис. 1) представлена бесконечными цепочками из связанных между собой $[\text{BO}_3]$ -треугольников и $[\text{BO}_4]$ -тетраэдров. Одно звено цепочки имеет состав $[\text{B}_3\text{O}_4(\text{OH})_4]^{2-}$ и построено из двух тетраэдров $[\text{BO}_4]$ и одного треугольника $[\text{BO}_3]$, которые соединяются общими вершинами, образуя замкнутое кольцо; между цепочками находятся атомы кальция и молекулы воды. Каждый атом кальция расположен в середине полиэдра неправильной формы, образованного четырьмя кислородами (или гидроксильными группами) и одной молекулой воды. Атомы кальция связывают отдельные боркислородные цепочки в слои. Эти атомы вместе с гидроксильными группами и молекулами воды соединяют соседние слои друг с другом [2].

Данные дифференциально-термического анализа (рис. 3) показали, что в интервале температур $310\text{--}420\text{ }^\circ\text{C}$ на термограмме наблюдается двухступенчатый эндотермический эффект с минимумами при 360 и $380\text{ }^\circ\text{C}$, при этом общая потеря массы составляет $23,0\%$. Дальнейшее повышение температуры сопровождается появлением экзотермического эффекта с максимумом при $710\text{ }^\circ\text{C}$.

С целью объяснения природы вышеуказанных эффектов, проведен рентгенофазовый анализ и ИК-спектроскопия исходного колеманита и термообработанного при температурах $400, 800$ и $1200\text{ }^\circ\text{C}$ с расшифровкой результатов согласно [3].

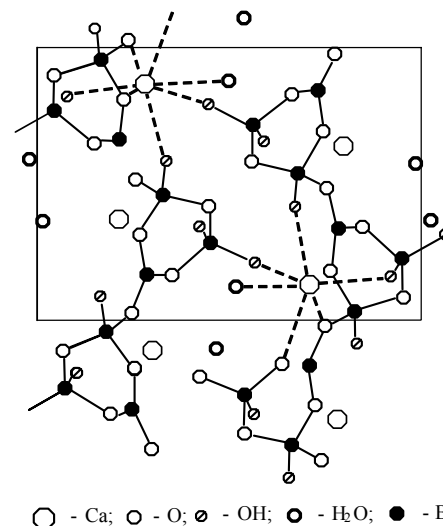


Рис. 1. Кристаллохимическая структура колеманита

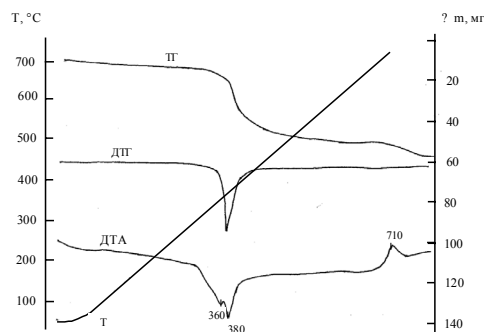


Рис. 2. Дериватогаммы колеманита

Динамика фазовых превращений исследуемого материала при нагревании (табл. 2) позволила сделать вывод о том, что исходный сырьевой компонент представлен в основном минералом колеманитом, в незначительном количестве фиксируется наличие кальцита. В процессе термообработки происходит ряд превращений: при температуре до 400 °С полностью разрушается структура колеманита, что сопровождается его переходом в аморфное состояние при сохранении первоначального количества CaCO₃; при 710 °С происходит образование кристаллического соединения – метабората кальция, чем объясняется соответствующий экзозффе́кт на термограмме (рис. 2); при 1200 °С материал рентгеноаморфен.

Таблица 2. Динамика фазовых превращений колеманита при нагревании

Температурная термообработка, °С	Кристаллические фазы		
	колеманит	кальцит	метаборат кальция
Исходный материал	+	+	–
400	–	+	–
800	–	–	+
1200	–	–	–

В области 3650–3200 см⁻¹ на спектре исходного материала присутствуют сравнительно узкие полосы 3605 см⁻¹ и 3520 см⁻¹, отвечающие валентным колебаниям относительно свободных ОН-групп, и широкая интенсивная полоса 3310–3235 см⁻¹, обусловленная валентными колебаниями ОН-групп, связанных достаточно прочными водородными связями. Деформационным колебаниям Н₂О отвечает полоса при 1627 см⁻¹ (рис.3). В интервале 1500–1400 см⁻¹ проявляются полосы поглощения, отвечающие валентным и деформационным колебаниям связей В–О. Большое количество полос в этой области обусловлено как низкой симметрией кристаллической решетки колеманита (моноклинная сингония), так и наличием трех- и четырехкоординированного бора. Кроме того, на ИК-спектре наблюдаются полосы поглощения при 1415, 1433, 711 см⁻¹, отвечающие валентным и деформационным колебаниям связей С–О в анионе [CO₃]²⁻. Это согласуется с данными рентгенофазового анализа, свидетельствующими о присутствии кальцита (CaCO₃) в исходном колеманите (табл. 2).

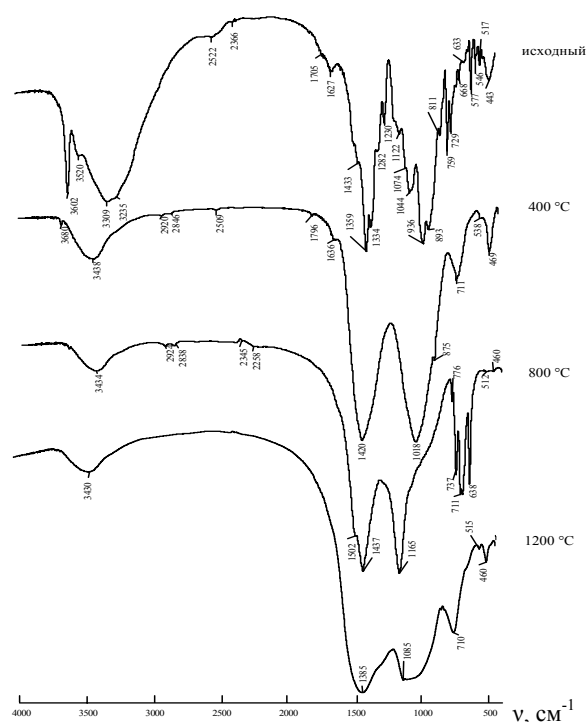


Рис. 3. ИК-спектры исходного колеманита и продуктов его термообработки

При 400 °С на ИК-спектре поглощения имеются широкие полосы, характерные для аморфизированной структуры. Группировки в виде треугольников и тетраэдров бора, соответствующих координации его по кислороду 3 и 4, в которых присутствует ОН-группа, разрушаются, что свидетельствует о появлении полиборатной аморфной фазы. Широкая интенсивная полоса поглощения при 1420 см⁻¹ характерна для валентных ассиметричных колебаний групп [BO₂]. Эти полосы смещены в высокочастотную область по сравнению с колебаниями связей В–О в группах [BO₃] и [BO₄]. Аморфный характер образующейся при этих температурах промежуточной метаборатной фазы подтверждается данными РФА (табл. 2), согласно которым единственной кристаллической фазой в образцах, термообработанных при 400°С, является кальцит. На ИК-спектре поглощения проявляются полосы деформационных колебаний [CO₃]²⁻ (875 и 711 см⁻¹), при

этом последняя перекрывается полосой деформационных колебаний связей В–О. Полосы валентных колебаний аниона [CO₃]²⁻ перекрываются интенсивной полосой валентных колебаний группы [BO₂] в интервале 1600–1300 см⁻¹.

Дальнейшее повышение температуры термообработки колеманита до 800°C приводит к формированию кристаллического полибората – метабората кальция. Полосы поглощения 1420 и 1018 см⁻¹ сужаются, их максимумы смещаются в высокочастотную область – 1427 и 1165 см⁻¹ соответственно.

Спектр поглощения колеманита, прошедшего термообработку при 1200°C и представляющего прозрачное стеклообразное вещество, имеет основные полосы поглощения при 3430, 1385, 710 и 460 см⁻¹, свидетельствующие о существовании преимущественно групп [BO₄], которые при получении глазурных покрытий полностью будут встраиваться в структурную сетку стекловидной фазы.

При использовании колеманита превращение гидробората кальция в метаборат при обжиге сырьевой композиции создает благоприятные условия для более раннего появления легкоплавких эвтектик и, соответственно, способствует образованию необходимого количества стекловидной фазы и усилению эффекта глушения, что подтверждено нами экспериментально.

Использование только природных сырьевых материалов, приведенных в табл. 1 позволило синтезировать белые блестящие глушеные нефритованные глазури, которые по химическому составу могут быть отнесены к системе SiO₂–ZrO₂–Al₂O₃–B₂O₃–CaO–R₂O [4] со стеклокристаллической структурой.

Покрyтия для санитарных керамических изделий оптимальных составов характеризуются высокими показателями основных физико-химических свойств: микротвердость (6750–6800 МПа), блеск (82–85%), белизна (85–89%), значения температурного коэффициента линейного расширения составляют (56,4–57,1)·10⁻⁷ К⁻¹ и хорошо согласуются с аналогичными показателями керамической матрицы, равными (58,0–62,0) ·10⁻⁷ К⁻¹, обеспечивая требуемые характеристики термостойкости и кислотостойкости.

Шихтовая композиция, на основе которой проведен синтез глушеных покрытий, является экологически безопасной, поскольку не содержит токсичных компонентов – углекислого бария и цинковых белил, без которых до настоящего времени получение нефритованных глазурей для санитарных керамических изделий не осуществлялось.

Литература

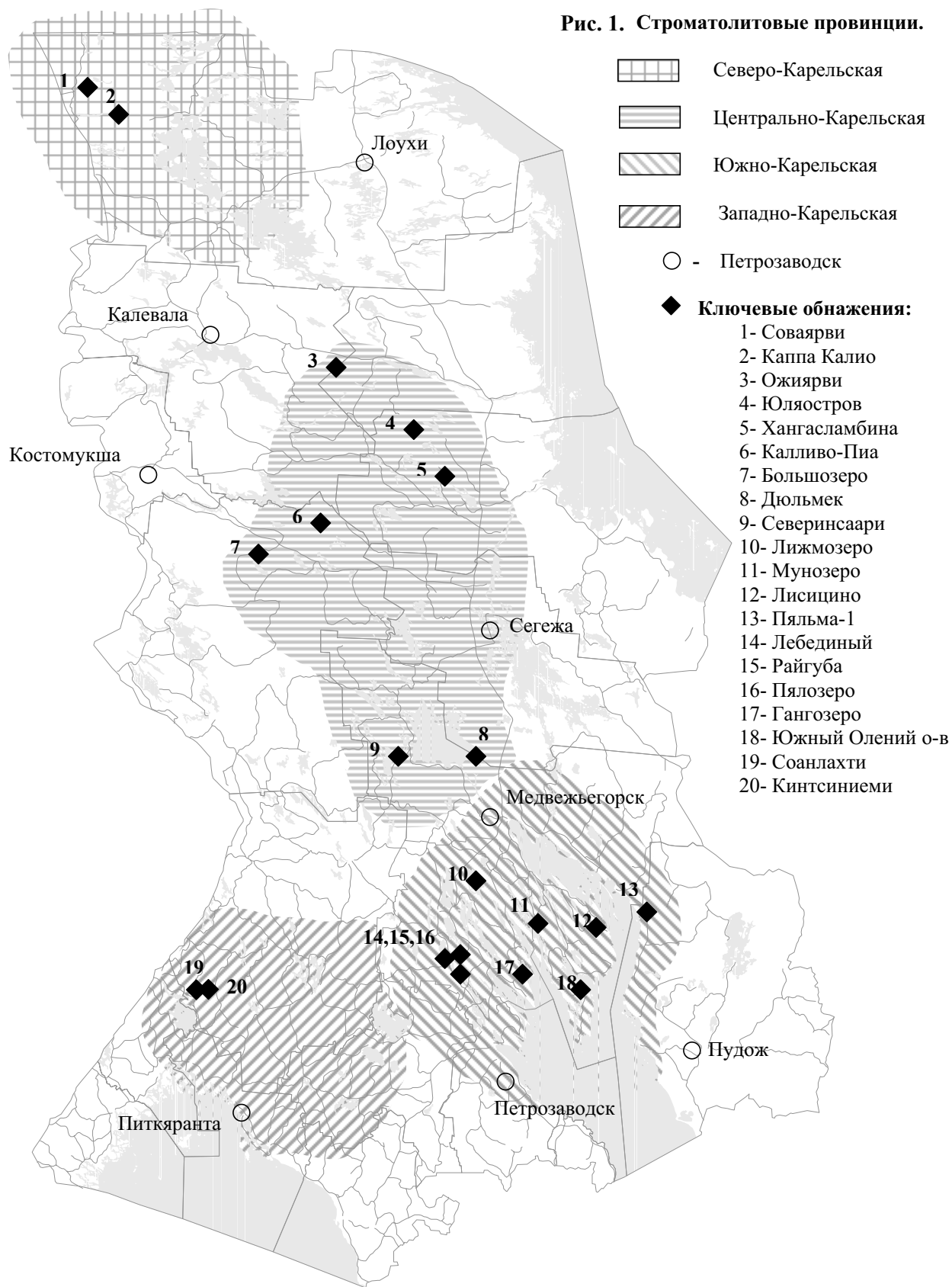
1. Азаров Г.М., Майорова Е.В., Оборина М.А., Беляков А.В. Волластонитовое сырье и области его применения // Стекло и керамика. 1995. № 9. С. 13–16.
2. Поваренных А.С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев: Наукова думка, 1966. 547 с.
3. Joint Comitee on Powder Diffraction Standarts, 2003. Программа идентификации PD Win 2.0.
4. Левицкий И.А., Мазура Н.В., Баранцева С.Е. Взаимосвязь структуры и свойств стеклокристаллических циркониевых глазурных покрытий // Кристаллохимия и рентгенография минералов. М-лы XVI Межд. совещ. Миасс: УрО РАН, 2007. С. 336–338.

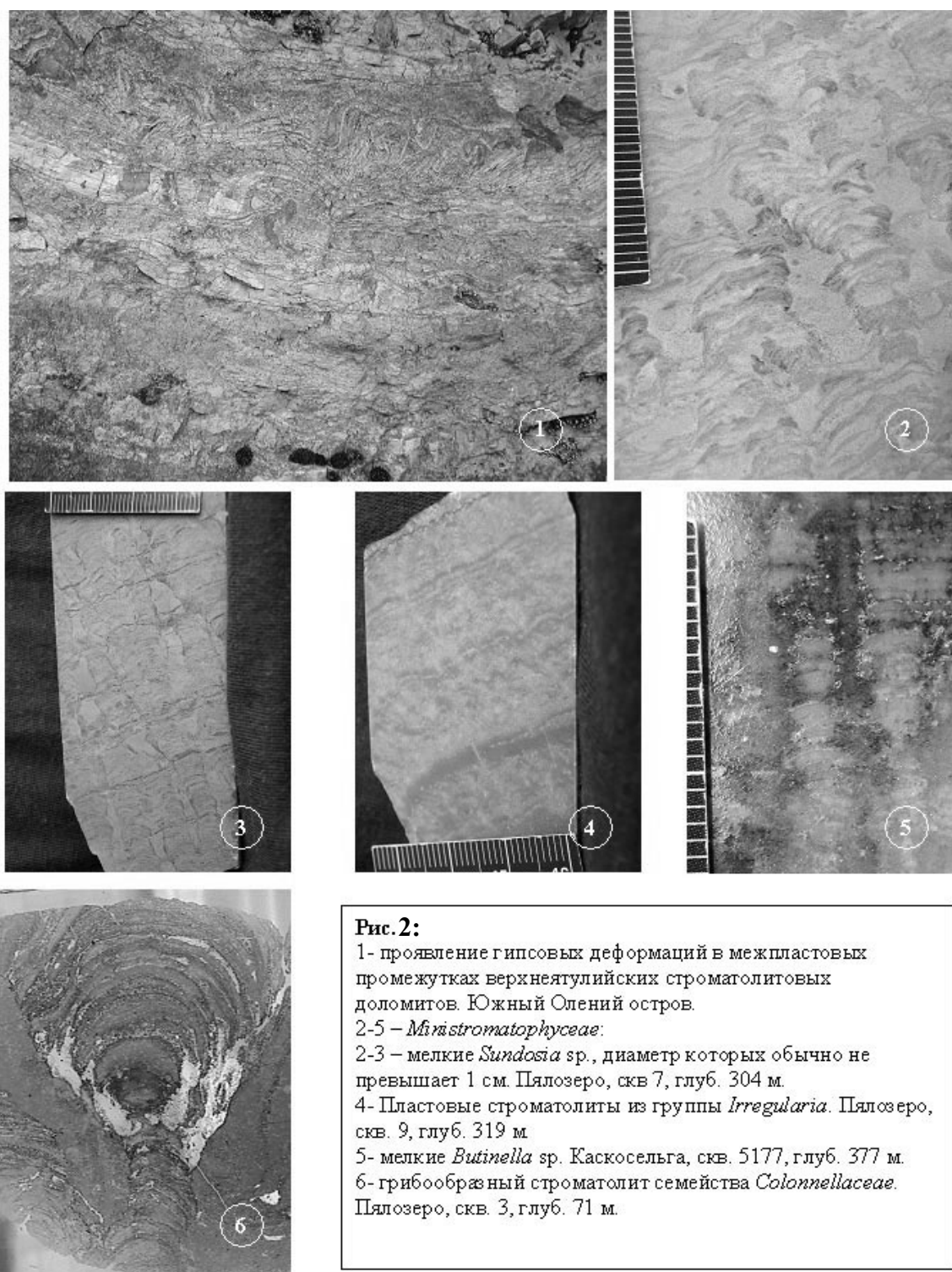
Роль биотического фактора в ятулийском седиментогенезе

Макарихин В.В., Медведев П.В., Рычанчик Д.В.

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: makarihin@krc.karelia.ru

Образования, традиционно называемые ятулийскими, выделяются в настоящее время в ранге надгоризонта [20, 21, 24 и др.], характеризуюсь возрастными границами в пределах 2.3–2.1 млрд лет. Имея достаточно широкое распространение на территории восточной части Балтийского щита (Карелия, Мурманская обл., Финляндия), они, однако, занимают на геологической карте сравнительно небольшие по площади участки, вытянутые в северо-западном направлении, и слагают, как правило, осевые части или крылья небольших синклиналей. Осадочные породы ятулия представлены, главным образом, песчаниками и карбонатными породами – доломитами, реже известняками. Специфической особенностью карбонатной составляющей ятулия является почти постоянное присутствие в этих породах строматолитов – ископаемых свидетельств древнейших этапов развития биосферы [4]. Предпринятое изучение строматолитовых сообществ дало возможность использовать биостратиграфические методы для расчленения и корреляции нижнепротерозойских образований [2, 3, 7, 12, 13, 15, 19, 23, 28].





Несмотря на имеющийся обширный фактический материал, до настоящего времени не существует единого мнения ни об условиях и физико-химической обстановке, в которой накапливались строматолитовые толщи, ни о механизме формирования собственно строматолитов [1, 25, 26, 32, 33]. Дискуссионными в этой связи представляются и соображения о направлении эволюции строматолитовых систем [16-18, 22]. Использование актуалистических данных на примере современных строматолитоподобных построек, а также попытки лабораторного воспроизведения «строматолитов» не дают пока однозначных результатов.

Тем не менее, выявленная стратиграфическая приуроченность ряда фитогенных сообществ, главная роль в которых отводится строматолитам, дает возможность достаточно детального расчленения ятулийских карбонатных толщ и прослеживания их на значительные расстояния [6, 14, 30, 31]. Оценивая латеральное распространение изученных фитогенных сообществ, выделяются 4 основных провинции, в каждой из которых намечены ареалы отдельных строматолитовых групп (Рис. 1):

1. Южно-карельская провинция, охватывающая острова Онежского озера и территорию, прилегающую к нему с запада и северо-запада. Здесь описаны наиболее полные разрезы карбонатного ятулия, позволяющие выделить 6 биостратиграфических подразделений [8, 9, 29]. В соответствии с ныне введенным кодексом (5) каждое из них должно квалифицироваться в ранге провинциальной зоны (лоны), т.е. слоев, содержащих характерные сообщества окаменелостей. Латеральное распространение зон определяет границы палеобиогеографической провинции. Особо здесь выделяется доломитовый разрез на Южном Оленьем острове со строматолитами: *Butinella boreale*, *Calevia olenica*, *Stratifera ordinate*, *Klimetia marginata* и др. Толща, содержащая эти окаменелости (описанная в литературе как слой с *Butinella*) прослеживается более чем на 100 км.

2. Западно-карельская провинция – районы северного Приладожья, включая ряд прилегающих с северо-запада участков на территории Финляндии. Ключевой разрез обнажен на восточном побережье оз. Малое Янис-Ярви. В доломитах здесь определены строматолиты: *Omachtenia kintsiensis*, *Colonnella carelica*, *Stratifera janisjarvica*.

3. Центральнo-карельская провинция. Занимает по площади значительную часть территории, имея относительно небольшое количество местонахождений с окаменелостями. Границы провинции достаточно условны. Наиболее богатый строматолитами разрез описан на острове Дюльмек, оз. Сегозеро. Здесь собрано 2 вида сегозий и *Djulumekella djulumekensis*.

4. Северо-карельская провинция выделена по ряду местонахождений с проблематичными строматолитами, нуждающимися в более точной идентификации. Это обнажения по берегам озер Паанаярви, Соваярви, Кукаозеро, а также ряд соседних доломитовых выходов на территории Мурманской области и Финляндии.

В настоящее время проводится изучение кернового материала как из старых скважин, так и вновь пробуренных. В ряде случаев выявляются новые группы строматолитов (Рис. 2). Это позволяет существенно пополнить таксономический состав установленных сообществ, а также уточнить предложенные контуры провинций. Пополняющаяся коллекция окаменелостей является важным материалом для совершенствования разрабатываемой системы фитогенных построек [10, 11, 27].

Литература

1. Ахмедов А.М., Крупеник В.А., Макарихин В.В., Медведев П.В. Изотопный состав углерода в карбонатах раннепротерозойских бассейнов (Балтийский щит)// Препринт докл. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. 61 с.
2. Бутин Р.В. Ископаемые Суанорфусеа в протерозойских карбонатных отложениях Южной Карелии // Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР. 1959. № 12. С. 47–51.
3. Вологдин А.Г. (ред.). Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск, 1966, 113 с.
4. Добрецов Н.Л. Долгая юность планеты // Наука из первых рук. 2005. № 2. С. 24–41.
5. Жамойда А.И. (ред.). Стратиграфический кодекс России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 96с.
6. Макарихин В.В. Роль палеонтологических данных в оценке перспектив месторождений карбонатного сырья на территории Карелии. Современные задачи палеонтологии и биостратиграфии в развитии минерально-сырьевой базы. Тез. докл. Свердловск: ВПО, 1980. С. 57–59.
7. Макарихин В.В. Древнейшие окаменелости // Кижский вестник. 1993. № 2. С. 42–49.
8. Макарихин В.В., Кононова Г.М. Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1983, 180 с.
9. Макарихин В.В., Медведев П.В. Распределение фитолитов в раннем докембрии Карелии // Актуальные проблемы современной альгологии. Тез. докл., Киев: АН УССР, 1987. С. 188–189.
10. Макарихин В.В., Медведев П.В. Палеонтологические исследования в Карелии – ключ к познанию раннедокембрийской биосферы // 50 лет Карельскому научному центру РАН. Петрозаводск, 1996. С. 131–134.
11. Макарихин В.В., Медведев П.В. Классификация фитогенных построек // Проблемы систематики и эволюция органического мира. Тез. докл. XLIII сессии ВПО. СПб, 1997. С. 42–43.

12. Макарихин В.В., Медведев П.В., Лавров Б.С., Сацук Ю.И. Палеонтологическая характеристика разреза туломозерской свиты в Онежской структуре по материалам опорного бурения // Вопросы геологии, магматизма и метаморфизма докембрия Карелии. Петрозаводск: ИГ Кар НЦ РАН, 1994. С. 9–14.
13. Медведев П.В. Раннепротерозойские окаменелости заповедника «Кивач» // Труды Карельского научного центра РАН. 2006. Вып. 10. С. 90–94.
14. Медведев П.В., Макарихин В.В. Опыт использования фитогенных сообществ при геокартировании нижнепротерозойских толщ // Новые идеи в науках о Земле. Тез. докл. М.: 2001. Т. 1. С. 169.
15. Медведев П.В., Макарихин В.В. Фитогенные постройки и их место в поле информации о биосфере. Эволюция жизни на Земле. Материалы III Междунар. симп. 1-3 нояб. 2005 г. Томск: Томский ун-т, 2005. С. 405–406.
16. Раабен М.Е. Микростроматиты – характерный элемент нижнепротерозойского строматолитового комплекса // ДАН СССР. 1980. Т. 250. № 3. С. 734–737.
17. Раабен М.Е. Министроматолиты протерозоя и архея: таксономический состав последовательных комплексов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 4. С. 35–48.
18. Раабен М.Е. Размерность столбчатых строматолитов как результат эволюции строматолитовых экосистем // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 2. С. 52–66.
19. Рябинин В.Н. Органические остатки в карбонатных породах южной Карелии // Материалы по геол. и пол. иск. КФССР, Ленинградской и Мурманской обл. 1941. № 4. С. 8–21.
20. Сацук Ю.И., Макарихин В.В., Медведев П.В. Геология ятулия Онего-Сегозерского водораздела. Л.: Наука, 1988, 96 с.
21. Сацук Ю.И., Макарихин В.В., Медведев П.В. Ятулийский надгоризонт // Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: ИГ Кар НЦ РАН, 1989. С. 67–105.
22. Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 10–32.
23. Слодкевич В.С., Соколов В.А., Бутин Р.В. Протерозойские водорослевые биогермы на Южном Оленем острове в Карелии // ДАН СССР. 1960. Т. 134. № 2. С. 435–438.
24. Соколов В.А. (ред.) Геология Карелии. Л. Наука, 1987, 231 с.
25. Юдович Я.Э., Макарихин В.В., Медведев П.В., Суханов Н.В. Изотопные аномалии углерода в карбонатах карельского комплекса // Геохимия. 1990. № 7. С. 972–978.
26. Awramik S.M., Sprinkle J. Proterozoic stromatolites: the first marine evolutionary biota // Historical Biology. 1999. V. 13. P. 241–253.
27. Kononova G.M., Makarikhin V.V., Medvedev P.V. Proposing classification of stromatolite buildups // Stromatolite Newsletter. 1993. N 16. P. 34–37.
28. Makarikhin V.V. Lower Precambrian stromatolite association of Karelia // Early Organic Evolution. 1992. Springer-Verlag, Berlin. P. 463–467.
29. Makarikhin V.V. Tape sections of major Precambrian strata: the most significant geological heritage in Russian Karelia // ProGeo'97 in Estonia. Proceedings. 1997. P. 35–38.
30. Medvedev P.V., Bekker A.J., Karhy J.A., Kortelainen N. Testing the biostratigraphic potential of Early Paleoproterozoic microdigitate stromatolites // Revista Espanola de Micropaleontologia. 2005. V. 37. N 1. P. 41–56.
31. Melezhik V.A., Fallick A.E., Makarikhin V.V., Lyubtsov V.V. Links between Palaeoproterozoic palaeogeography and rise and decline of stromatolites: Fennoscandian Shield // Prec. Research. 1997. N 82. P. 311–348.
32. Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarikhin V.V. Extrim ¹³C carb enrichment in ca. 2.0 Ga magnesite-stromatolite-dolomite-red bed's association in a global environment. Earth-Sci. Rev. 1999. N 48. P. 71–120.
33. Tikhomirova M., Makarikhin V.V. Possible reasons for the δ¹³C anomaly of lower Proterozoic sedimentary carbonates // Terra Nova. 1993. N 5. P. 244–248.

Алмазоносные кимберлиты Мезенской синеклизы

Малов А.И.

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, e-mail: malovai@yandex.ru

Для трубок Золотицкого поля, в состав которого входит месторождение алмазов им.М.В.Ломоносова, характерно расположение в виде цепочки длиной 14 км со средним расстоянием между трубками 1.5 км; т.е. можно предполагать приуроченность трубок к одной системе трещин.

По этой системе происходил подъем «сухих» магм с минимальным содержанием восстановленных флюидов. Мощность трещин – первые метры, ширина – порядка 14 км. На уровне осадочного чехла происходило преобразование даечной формы внедрения в цилиндрическую (в диаметру).

Очевидно, что процесс формирования диатремы начинается с образования вертикальной трещины «гидроразрыва» («газоразрыва») в осадочном чехле.

Отделение «ювенильных» летучих вблизи границы фундамента с осадочным чехлом могло привести к образованию вертикальной трещины в базальном горизонте песчаников и только «наметить» ее в вышележащей толще аргиллитов. Основной объем этих летучих пошел на образование горизонтальной трещины в кровле базального горизонта песчаников.

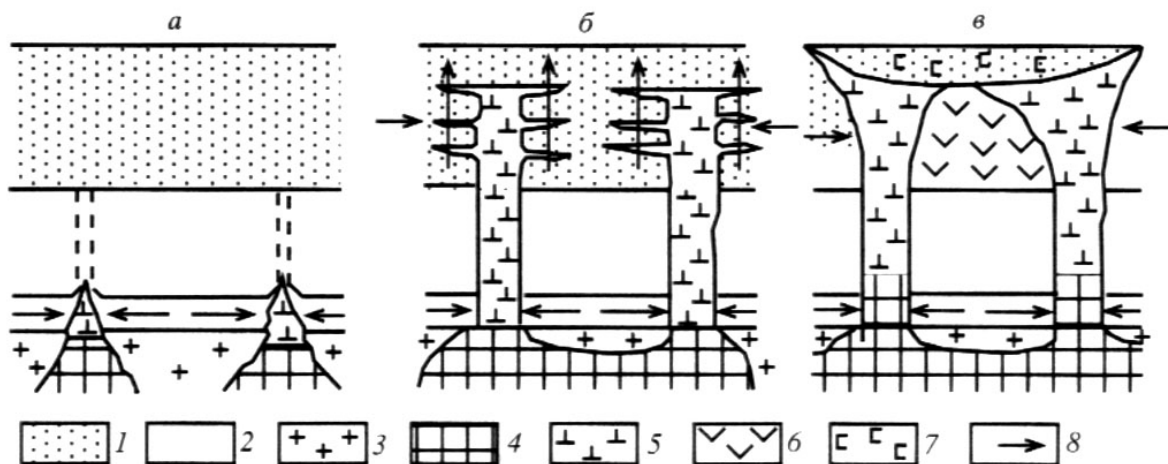


Рис. 1. Схема формирования трубки Пионерская:

1 – песчаник; 2 – аргиллит; 3 – гранит; 4 – массивный кимберлит; 5 – автолитовая брекчия; 6 – ксенотуфобрекчия; 7 – туфогенно-осадочные образования; 8 – основные направления давления пара

Вертикальная трещина в базальном горизонте была, по всей видимости, «локальной», то есть сопоставимой по ширине с диаметром будущей трубки, а не с шириной системы подводящих трещин в кристаллическом фундаменте. Это обуславливалось неравномерным характером продвижения расплава по длине подводящего канала: максимальная скорость (и температура) была в центре, снижаясь к периферии. То есть, процесс внедрения «ювенильных» летучих в осадочный чехол начинался с центральной части Золотицкого рудного поля – с участка расположения трубки Пионерской.

Сюда же, вслед за газовой составляющей, произошло и внедрение магматического расплава. Расплав внедрился в виде двух языков, давших начало корневой зоне трубки Пионерской (рис.1,а). Размеры даек, образовавшихся в пределах базального горизонта песчаников, можно оценить, как $2 \cdot (100 \cdot 10 \cdot 25) \text{ (м}^3\text{)}$, то есть объем внедрившегося расплава составит $2 \cdot 25000 \text{ м}^3$. При этом было вытеснено $2 \cdot 5000 \text{ м}^3$ воды. Очевидно, что произошло ее испарение, как минимум, в таком же объеме. Образовавшийся пар (при его плотности 0.22 г/см^3 , занял объем порядка $2 \cdot 2.25 \cdot 10^4 \text{ м}^3$, вытеснив из этого объема воду.

Оценим повышение пластового напора за счет этого парообразования в центральной части одной из даек. Для этого используем зависимость, используемую в динамике подземных вод:

$$\Delta H = \frac{Q R}{2 \pi k m r} \ln \frac{R}{r},$$

где R – радиус влияния нагнетания, $R = 1.5 \sqrt{a t}$;

a – коэффициент пьезопроводности;

t – время нагнетания;

Q – расход нагнетания;

r – приведенный радиус нагнетательной системы; для линейных систем определяется примерно, как $0.2 l$, где l – длина системы (100 м).

При $a = 1.2 \cdot 10^5 \text{ м}^2/\text{сут.}$, $t = 3 \cdot 10^{-2} \text{ сут.}$, $Q = 2.25 \cdot 10^4 : 3 \cdot 10^{-2} = 7.5 \cdot 10^5 \text{ м}^3/\text{сут.}$;
 $r = 20 \text{ м}$; $k = 1 \text{ м}/\text{сут.}$; $m = 25 \text{ м}$, $\Delta H = 7000 \text{ м}$.

Такое повышение напора соответствует давлению порядка 70 МПа.

Такое давление очевидно способствовало образованию трещины гидроразрыва в аргиллитах, в которую устремился расплав (рис.1,а). Горное давление в кровле тамбских слоев составляет примерно 15 МПа, пластовое – 10 МПа.

Дополнительное давление газов и паров, профильтровавшихся в базальный горизонт (от 0 до 15 МПа), совместно с естественным пластовым давлением (10 МПа), имело следствием всестороннее обжатие расплава, поступающего в осадочный чехол. Благодаря этому обжатию даечная форма внедрения расплава на уровне подводящего канала сменялась на цилиндрическую в пределах осадочного чехла. Степень изометричности этой формы и характер внедрения зависели от величины давления. При давлении газов и паров выше 15 МПа расплав внедрялся дискретными порциями, чередуясь с паро-газовой фазой.

Дальнейшему раскрытию вертикальной трещины способствовало расклинивающее воздействие на нее расплава, «загоняемого» туда давлением пара из пласта (рис.1,б).

На глубине менее 500 м расплав снова внедрился в проницаемый пласт, сформировав здесь силл (рис.1,б). Раскаленная магма нагрела воду в водоносных горизонтах вмещающих песчаников и превратила ее в пар. Пар, расширяясь, дезинтегрировал расплав и вызвал его перемешивание с осадочным материалом (рис.1,в). Полного выброса пород в виде взрыва, видимо, не было. Преодоление горного давления 500-метровой толщи пород по расчетам могло обеспечиваться за счет испарения воды, содержащейся в этой толще на площади 1.6 x 1.6 км, то есть – в 7 раз превышающей площадь трубки. Однако, несомненно действовал механизм газлифта – транспортировки дезинтегрированного осадочного и кимберлитового материала паро-газовой смесью вверх по разрезу осадочного чехла с формированием диатремы. Направленное вверх давление пара (рис.1,б) могло составлять около 1 МПа.

В конечном итоге, до глубины 500 м трубка Пионерская сложена, по данным бурения, ксенотуфобрекчий и автолитовой брекчий. Диаметр ее на глубине 500 м по длинной оси составляет ~ 700 м. Нужно отметить, что ксенотуфобрекчия тяготеет к периферии подводящих столбов, автолитовая брекчия – к их центрам. То есть эти две разновидности могли образовываться одновременно, а их различия связаны со снижением количества магматического материала при удалении от подводящих каналов.

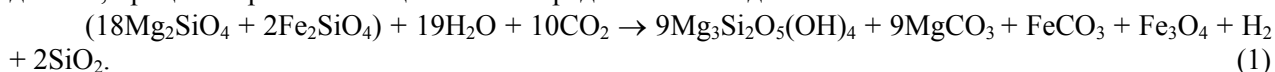
Таким образом, первый прорыв осадочного чехла привел к формированию первой трубки взрыва, расположенной примерно в центре рудного поля. В нашем случае это – самая крупная трубка Пионерская размером 1 x 0.5 км. В корневой части трубки дегазация кимберлитов приводит к кристаллизации пород. Поэтому следующие «локализованные» внедрения расплава происходят аналогичным вышеописанному образом по обе стороны от центральной трубки, на серединах 7-километровых отрезков системы подводящих трещин в фундаменте. В этих точках формируются наиболее богатые алмазами трубки Ломоносова и Архангельская. Затем образуются более бедные трубки Карпинского и Поморская и в последнюю очередь – самые периферийные и мелкие.

Ввиду существенного участия подземных вод в формировании алмазоносных кимберлитов Мезенской синеклизы, наиболее характерной их особенностью является интенсивная измененность пород. В первую очередь это проявляется в их сапонитизации. Для сравнения можно сказать, что в кимберлитах Якутии преобладает серпентин, а в Южной Африке – оливин. Оливин в породах месторождения алмазов им.М.В.Ломоносова установлен только в порфириновых кимберлитах глубоких горизонтов (840 – 1065 м); серпентин – в порфириновых кимберлитах и автолитовой брекчии; сапонит – во всех типах пород. В автолитовых брекчиях он преобладает до глубин порядка 150–300 м, встречается в основном до 450 м; в ксенотуфобрекчиях прослежен более чем на 700 м.

Вмещающими породами по отношению к кимберлитовым трубкам являются песчаники, алевриты и аргиллиты венда: падунской свиты (Vpd) – мощностью 120-200 м, мезенской (Vmz) – 250 м, усть-пинезжской (Vup) – 500 м и рифея (R) – от нуля до 4.5 км.

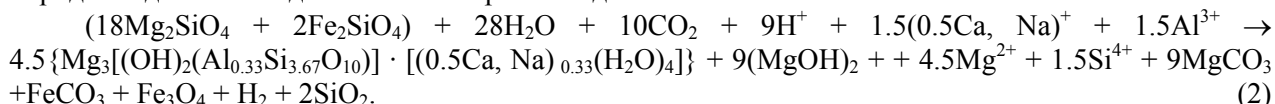
К моменту внедрения в породы осадочного чехла расплав, в основном, содержал неизменный оливин.

При содержании FeO в оливине трубок взрыва месторождения алмазов им.М.В.Ломоносова до 10%, процесс серпентинизации можно представить в виде:



При этом поглощается 11.6 весовых, или 46.5 объемных процентов воды; 15 весовых процентов CO₂. Объем серпентина составляет 133% по отношению к объему исходного оливина.

Ввиду избытка воды в системе и присутствия Ca, Na и Al во вмещающих породах, происходит и образование сапонита уже на этой пневматолитово-гидротермально-метасоматической стадии. Сапонитизация осуществляется за счет привноса кальция, натрия и алюминия из вмещающих пород и подземных вод экзогенного происхождения:



Для этого процесса необходимо уже 17.8 весовых, или 71 объемный процент воды. Образующийся сапонит составляет 70.2% от веса исходного оливина, его объем составляет 129.4% по отношению к объему исходного оливина.

При серпентинизации оливина по (1) содержание MgO, снижается с 50% до 37.5%; при сапонитизации по (2) – до 19%. Фактические содержания MgO в оливине месторождения алмазов им.М.В.Ломоносова – 50.8%, в серпентине – 32.4%, в сапоните – 24.3%, что близко к расчетным значениям.

В таблице и на рис.2 представлена информация о степени измененности оливина в кимберлитовых породах месторождения алмазов им.М.В.Ломоносова в зависимости от фильтрационных и емкостных свойств вмещающих трубку осадочных пород. Для сравнения приведены данные по аналогичным образованиям Южной Африки и Якутии.

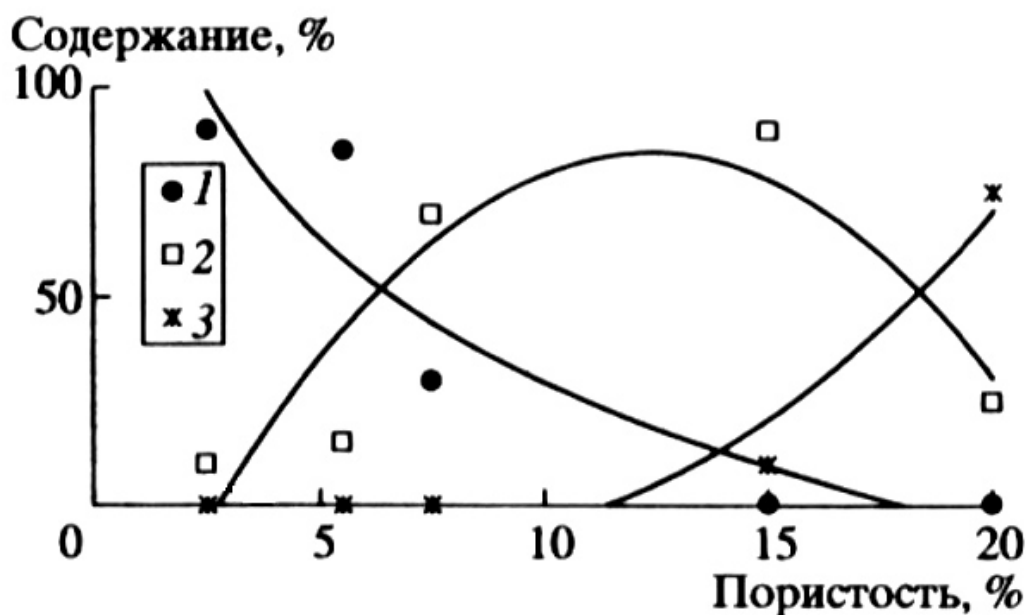


Рис. 2. Зависимость измененности оливина кимберлитовых пород от пористости вмещающих осадочных пород: 1 – оливин, 2 – серпентин, 3 – сапонит

Графики, приведенные на рисунке, показывают очевидную связь состава кимберлитовых пород всех регионов и фильтрационных и емкостных свойств вмещающих осадочных пород. В породах с пористостью $n = 6 - 18\%$ преобладает серпентинизация, а в породах с $n > 18\%$ – сапонитизация оливина. Для этих процессов достаточно поглощения воды, содержащейся ~ в 2.5-кратном по отношению к объему трубки объеме осадочных пород.

Таблица. Зависимость измененности оливина кимберлитовых пород от фильтрационных и емкостных свойств вмещающих осадочных пород

Регион	Преобладающие породы чехла	пористость, %	коэффициент фильтрации, м/сут	Содержания минералов, %		
				оливин	серпентин	сапонит
Южная Африка	кварциты, гнейсы	1	10^{-7}	90	10	–
	глинистые сланцы	до 4	10^{-6}			
Якутия	известняки, доломиты пористые	5	10^{-2}	30	70	–
	- « - трещиноватые	10	1			
Мезенская синеклиза	аргиллиты R	4-7	10^{-4}	85	15	–
	аргиллиты V _{up}	15	10^{-4}	–	90	10
	песчаники V	20	$1 - 10^{-2}$	–	25	75

Исключительно высокая степень измененности кимберлитов Беломорья под воздействием экзогенных подземных вод свидетельствует о значительной роли последних в сохранении или уничтожении алмазности пород трубок взрыва. Поэтому палеогидрогеологические условия, существовавшие в период формирования кимберлитов Беломорья, можно рассматривать как один из поисковых критериев.

ICDP FAR-DEEP – Scientific Drilling through the Archaean-Palaeoproterozoic transition: Progress report

Melezhik, V.A.¹, Lepland, A.¹, Philippov N.B.²

¹ Geological Survey of Norway, Trondheim, Norway, e-mail: victor.melezhik@ngu.no, aivo.lepland@ngu.no

² State Company "Mineral", St. Petersburg, e-mail: nikolay.philippov@scmin.spb.ru.

Research into the critical intervals in Earth history when the biosphere, hydrosphere and atmosphere were changing in a planetary-scale fashion, has intensified during the last decade. Two scientific drilling projects initiated recently (Archaean Biosphere Drilling Project and Deep Time Drilling Project) focus mainly on the early evolution of life. The ICDP Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project (FAR-DEEP) will address several global events that occurred during Early Palaeoproterozoic time and led to the emergence of the modern, aerobic Earth.

The project has three phases: (i) drilling operations (May-October 2007), (ii) core archive (January-July 2008) and (iii) core study (2008-2012). The costs of the drilling operations is ca. USD 1 million with financial support provided by the ICDP, NFR (Norway), Centre of Geobiology (Norway), DFG (Germany), NASA and NSF (USA). Financial support for the core archive, ca. USD 400,000, is provided by the Geological Survey of Norway. The estimated costs of the research programme is USD 20 millions which be shared between 18 countries involved in the project.

The first phase of the project is the drilling of 14 boreholes (c. 3,500 km in total) through several key intervals in the Palaeoproterozoic sedimentary and volcanic successions on the Russian part of the Fennoscandian Shield. The scientific drilling will enable us to obtain fresh rocks recording global intracontinental rifting, the oldest known glaciation(s), atmospheric oxygen rise, change in redox-state of the mantle, the Earth's greatest perturbation in the global carbon cycle (Lomagundi-Jatulian Event), modern-style recycling of carbon, sulphur and phosphorus, generation of the oldest giant oil deposits (Shunga Event), and other fundamental events that heralded the emergence of the modern, aerobic Earth [1]. The drillcores will enable us to address several fundamental questions of the Earth system evolution with an international research group by using a multidisciplinary approach.

During the conference a progress report will be made on the first phase of the project. The project Principal Investigator and members of Central Science Team will discuss potential involvements of Russian scientists and geology students in the FAR-DEEP research programme.

References

1. Melezhik, V.A., Fallick, A.E., Hanski, E. Kump, L., Lepland, A., Prave, A., Strauss, H. Emergence of the Modern Earth System during the Archean-Proterozoic Transition. // Geological Society of America Today. 2005. V. 15, № 11. P. 4-11.

**Главные особенности строения и эволюции раннедокембрийской коры
Восточно-Европейского кратона: данные по профилям 1-ЕВ, 4В, Татсейс,
Kola-SD, ЭГГИ, FIRE-1, FIRE-3, FIRE-4-4А**

Мицц М.В.

Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: michael-mints@yandex.ru

За последнее десятилетие данные о строении и геологической истории раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона (ВЕК) были дополнены принципиально новой информацией о глубинном строении, полученной в результате отработки системы региональных и опорных профилей МОГТ в нашей стране (прежде всего, опорный профиль 1-ЕВ, профили 4В, ТАТСЕЙС, УРСЕЙС, ESRU-2003-2005), а также на сопредельной территории Финляндии (проект FIRE, профильные исследования выполнены ОП «Спецгеофизика») и Украины (DOBRE). Геологическая интерпретация сейсмических образов коры и верхней части литосферной мантии выполнена в неразрывной связи с анализом комплексной геолого-геофизической информации о строении ВЕК, полученной в пределах Фенноскандинавского щита и на поверхности фундамента, перекрытого осадочным чехлом. Интерпретация была выполнена совместно исследователями нескольких производственных и научных организаций (Спецгеофизика, Геологический институт, ИГЕМ и ИФЗ РАН, Аэрогеофизика, ГИ КолНЦ РАН). Решение ряда непростых методических вопросов было найдено в рамках специальной программы ВСЕГЕИ. Одним из главных результатов работы стало создание объемных моделей глубинного строения крупных сегментов ВЕК: Кольско-Лапландского, Карело-Беломорского, Среднерусского, Восточно-Воронежского и Волго-Уральского. Объединению усилий исследовательских коллективов, не связанных совместными программами и проектами, способствовала инициатива Межрегионального Центра «Геокарт», обозначившего в качестве главной цели создание целостного описания строения и эволюции раннедокембрийской коры ВЕК на основе принципиально новой информации.

«Объемные» представления о глубинном строении раннедокембрийской коры ВЕК развивают некоторые из идей предшествующих моделей глубинного строения, которые опирались, главным образом, на комплексные скоростные-плотностные модели слоисто-блокового строения коры. Однако *новые представления принципиально отличаются от прежних моделей, демонстрируя образ тектонически расслоенной коры с преобладанием полого-наклонных границ между главными тектоническими подразделениями и сложное строение коро-мантийного раздела, неоднократно пересеченного коровыми пластинами, погружающимися в мантию.*

Современная тектоническая структура фундамента ВЕК сформирована к концу палеопротерозоя – *Восточно-Европейский кратон в целом представляет собой палеопротерозойский аккреционно-коллизийный ороген.* Архейскими комплексами, в той или иной степени переработанными в палеопротерозое, образованы коровые сегменты (архейские кратоны – фрагменты неоархейского суперконтинента – Пангеи-0, по В.Е.Хайну): Кола-Мезень, Карелия, Сарматия, Волго-Уралья и Хопер (рис. 1). Архейские кратоны разделены палеопротерозойскими орогенами. Наиболее крупный и значительный из них – сложно построенный внутриконтинентальный коллизийный ороген, названным нами Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийским, дугой охватывает архейский Карельский кратон и отделяет его от кратонов Кола-Мезень, Волго-Уралья и Сарматия. Его протяженность превышает 3000 км, ширина в северной и восточной части составляет 400-700 км, в юго-западной – до 1000 км. Глубинное строение этого орогена характеризуют сечения опорным профилем

1-ЕВ, профилями 4В и FIRE-4. На значительном протяжении краевые зоны орогена образованы палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными поясами низкого уровня метаморфизма, которые в терминах «тектоники плит», с некоторыми оговорками, могут рассматриваться в качестве аналогов сутурных зон. В разрезе эти пояса представлены моноклинально погружающимися пакетами тектонических пластин, в одних случаях быстро выклинивающихся с глубиной, в других – протягивающихся на большую глубину, вплоть до коро-мантийного раздела. Осевая часть орогена образована чередованием полого-наклонных деформированных тектонических пластин мощностью от нескольких километров до 20–25 км. Значительная часть этих пластин образована гранулитовыми комплексами, которые чередуются с пластинами, образованными архейскими комплексами при участии ювенильных палеопротерозойских пород. Активный отрезок тектонической эволюции этого орогена охватил интервал от 1.95 до 1.75 млрд лет. Приблизительно в это же время вдоль северо-западной окраины палеопротерозойского континента сформировался Свекофеннский аккреционный ороген (проект FIRE). С объединением северо-западной (Фенноскандинавской) области коры с Сарматией и Волго-Уралией связано формирование Рязано-Саратовского коллизионного орогена (профиль 1-ЕВ). Несколько ранее, 2.1–2.0 млрд лет, активные тектонические процессы, в основном сосредоточенные в юго-восточной части нынешнего ВЕК в пределах кратона Сарматия, привели к возникновению Восточно-Воронежского (профиль 1-ЕВ) и Криворожско-Брянского внутриконтинентальных коллизионных орогенов.

Структуры архейской коры (кратоны Кола-Мезень, Карелия, Беломорский ороген, Курская гранит-зеленокаменная область кратона Сарматия и кратон Хопер охарактеризованы сечениями по опорному профилю 1-ЕВ и профилю-рассечке 4В (рис. 1). Принципиально новое представление о глубинном строении архейского Волго-Уральского кратона (ВУК) получено в результате интерпретации сейсмических образов коры по профилю ТАТСЕЙС. Этот уникальный по своему строению кратон, практически нацело образованный гранито-гнейсовыми комплексами, был сформирован 2.74–2.59 млрд лет назад. Разрез по геотраверсу Татсейс демонстрирует два принципиально различающихся типа коровых структур ВУК: первый – в пределах Токмовского овоида и второй – характерный для остальной части ВУК, пересеченной геотраверсом. Преобладающая часть Токмовского овоида занята Ветлужской синформой, 300–350 км в диаметре, прослеженной до коро-мантийной границы на глубине около 60 км. Синформа сложена высокоплотными мафитовыми гранулитами, включающими тела габброидов и габбро-анортозитов. За пределами Токмовского овоида кора имеет трех-ярусное строение. До глубины около 20 км она образована ансамблем овальных синформных структур, надвинутых друг на друга. Нижняя область мощностью ~ 35 км представляет собой последовательность тектонических пластин, погружающихся в северо-западном направлении и «проникающих» в мантию. Граница верхней и нижней коры «замещена» акустически прозрачной областью мощностью 10–20 км. При выходе к поверхности фундамента эта область представлена гранитоидами Бакалинского комплекса.

Особенности размещения **рифейских авлакогенов и структур фанерозойского осадочного чехла** связаны как с событиями в пределах орогенных поясов, обрамляющих Восточно-Европейский кратон, так и со структурами в раннедокембрийской коры, которая в этот период играла роль фундамента платформы.

Считается, что **акустически расслоенная нижняя кора** («зона рефлексивити»), наблюдаемая на сейсмических разрезах, образована гранулитовыми комплексами мафитового состава. Во многих случаях мафитовые глубинные ксенолиты имеют относительно молодой возраст и могут интерпретироваться как результат размещения (андерплейтинга) близ коро-мантийной границы магм плюмового происхождения. Интерпретация сейсмических образов коры по профилям 4В и FIRE-1 показывает, что мафитовая нижняя кора Карельского кратона могла быть сформирована также и в результате аккрегирования фрагментов палеопротерозойской океанической плиты.

Закономерности размещения залежей углеводородов. Модель глубинного строения ВУК демонстрирует пространственные взаимосвязи залежей углеводородов в структурах чехла с главными элементами тектонических структур фундамента. В частности, гигантское Ромашкинское месторождение размещено над центральной частью Альметьевской синформы, выполненной магнетит- и

графит-содержащими метасадочными породами. Пояс небольших месторождений отчетливо следует краевой части синформы. Аналогичные закономерности характерны и для остальной территории. Природа этих закономерностей нуждается в дальнейшем изучении, однако уже сейчас понятно, что новые представления о строении раннедокембрийской коры ВУК позволяют наметить новые направления прогнозно-поисковых работ в регионе.

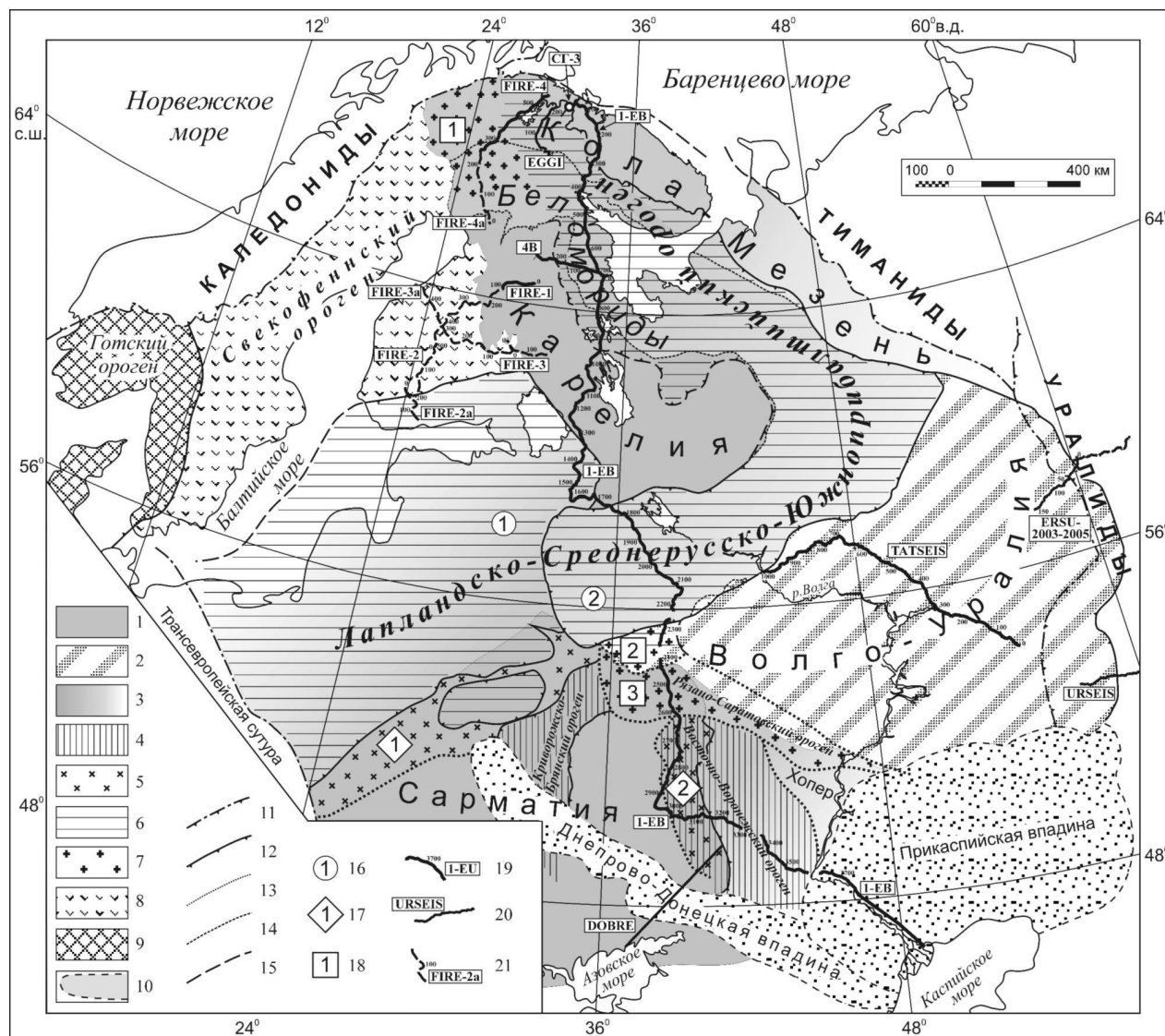


Рис. 1. Тектоническое районирование раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона. Размещение опорных и региональных сейсмических профилей МОВ ОГТ:

1-3 – кора архейских кратонов и орогенов, в верхней части образованная преимущественно: 1 – гранит-зеленокаменными комплексами, 2 – гранулитогнейсовыми комплексами, 3 – кора неустановленного типа; 4-7 – палеопротерозойские континентальные коллизионные орогены: 4-5 – средне-палеопротерозойские (2.1-2.0 млрд лет): 4 – области орогенов, 5 – активные континентальные окраины; 6-7 – поздне-палеопротерозойские (1.95-1.75 млрд лет): 6 – области орогенов, 7 – активные континентальные окраины; 8 – поздне-палеопротерозойский Свеккофеннский аккреционный ороген; 9 – мезопротерозойский Свеконорвежский (Готский) аккреционный ороген; 10 – фанерозойские впадины; 11-15 – тектонические границы: 11 – ВЕК со структурами обрамления, 12 – палеопротерозойские границы палеопротерозойских орогенов и активных окраин, 14 – неархейского Беломорского орогена, 15 – проведенные приближенно; 16 – сегменты орогена (1 – Южно-Прибалтийский, 2 – Лапландско-Среднерусский), 17 – средне-палеопротерозойские активные окраины (1 – Осницко-Микашевичская, 2 – Липецко-Лосевская), 18 – поздне-палеопротерозойские активные окраины (1 – Свеккофеннская, 2 – Серпуховская, 3 – Тульско-Тамбовская), 19-21 – сейсмические профили МОГТ: 19 – положенные в основу моделей строения коры ВЕК, 20 – использованные при построении моделей, 21 – приведенные для информации

Перспективные области размещения рудных полезных ископаемых в фундаменте на глубинах, которые не имеют перспектив освоения в обозримом будущем, по-видимому, следует рассматривать как вероятный источник переотложенных рудных концентраций в перекрывающем осадочном чехле. Новые модели глубинного строения и эволюции раннедокембрийской коры позволили наметить и соответствующие новые направления металлогенического районирования фундамента. Пример этого направления исследований получен в отношении восточной части Воронежского кристаллического массива, пересеченной профилем 1-ЕВ.

Работа поддержана Программой глубинных исследований МРР РФ, Программой ОНЗ РАН № 6, проектом РФФИ № 05-05-65012.

Глубинное строение Кольско-Лапландской области Фенноскандинавского щита: профиля 1-ЕВ, Kola-SD, ЭГГИ, FIRE-4 – 4А

Минц М.В.¹, Сулейманов А.К.², Заможная Н.Г.², Ступак В.М.²

¹Геологический институт РАН, г. Москва, michael-mints@yandex.ru

²ОП «Спецгеофизика», г. Москва

Новые данные, полученные в результате сейсмопрофилирования МОГТ на сопредельных территориях России и Финляндии [3], совместно с результатами геологического картирования создали базу для разработки объемной модели глубинного строения северо-восточной части Фенноскандинавского щита (рис. 1-2). Объемное представление главных тектонических подразделений архейского и палеопротерозойского возраста позволило на новом уровне обратиться к решению целого ряда давних геологических проблем, которые на протяжении многих лет были предметом оживленных дискуссий.

Главные черты современной тектонической структуры региона сформированы в палеопротерозое. К концу палеопротерозойской эволюции был сформирован грандиозный Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский внутриконтинентальный коллизионный ороген [2] протяженностью 3500 км и шириной до 400 км, охватывающий Карельский кратон с севера, востока и юга и протягивающийся к западу в Прибалтику. Вдоль западной границы архейского Кола-Карельского континента был сформирован Свекофеннский аккреционный ороген (рис. 1). Архейские тектонические структуры представлены фрагментами, в той или иной степени переработанными в палеопротерозое.

1. Палеопротерозойские тектонические структуры

1.1. *Структурные и эволюционные соотношения Лапландского гранулитового пояса (ЛГП) с гранулитами в нижней коре.* Известно, что ЛГП представляет собой тектонический покров, перекрывающий породы более низкого уровня метаморфизма. Структурно-вещественные комплексы ЛГП формировались в течение длительного интервала времени – с 2.5 до 1.87 млрд лет, однако скоротечная последовательность «решающих» событий началась позже – внедрением габбро-анортозитов второй генерации ~2.1-1.95 млрд лет назад. Тектонический покров деформирован и представляет собой асимметричную синформу с пологим южным и более крутым и частично запрокинутым северным крылом (рис. 2). Предполагаемые аналоги лапландских гранулитов представлены глубинными ксенолитами в девонских трубках взрыва [1]. Сечение ЛГП вдоль профиля FIRE-4а свидетельствует об отсутствии (или полном исчезновении) структурных связей ЛГП с акустически расчлененной нижней корой. Это можно рассматривать в качестве свидетельства независимого формирования лапландских гранулитов и протяженного комплекса пород нижней коры.

1.2. *Строение и тектоническая позиция пояса Тана.* Пояс Тана и его аналоги, обрамляющие ЛГП, включают палеопротерозойские и архейские породы низкой и умеренной степени метаморфизма, а также фрагменты пород ЛГП (рис. 1). Сечения пояса Тана профилями FIRE-4а и ЭГГИ (рис. 2) свидетельствуют о неразрывной структурной взаимосвязи этого пояса и ЛГП. Низко- и умеренно метаморфизованные палеопротерозойские породы в составе пояса Тана, вероятно, формировались в окраинной части бассейна и в результате коллизионных процессов были перекрыты высокометаморфизованными комплексами внутренних частей того же бассейна.

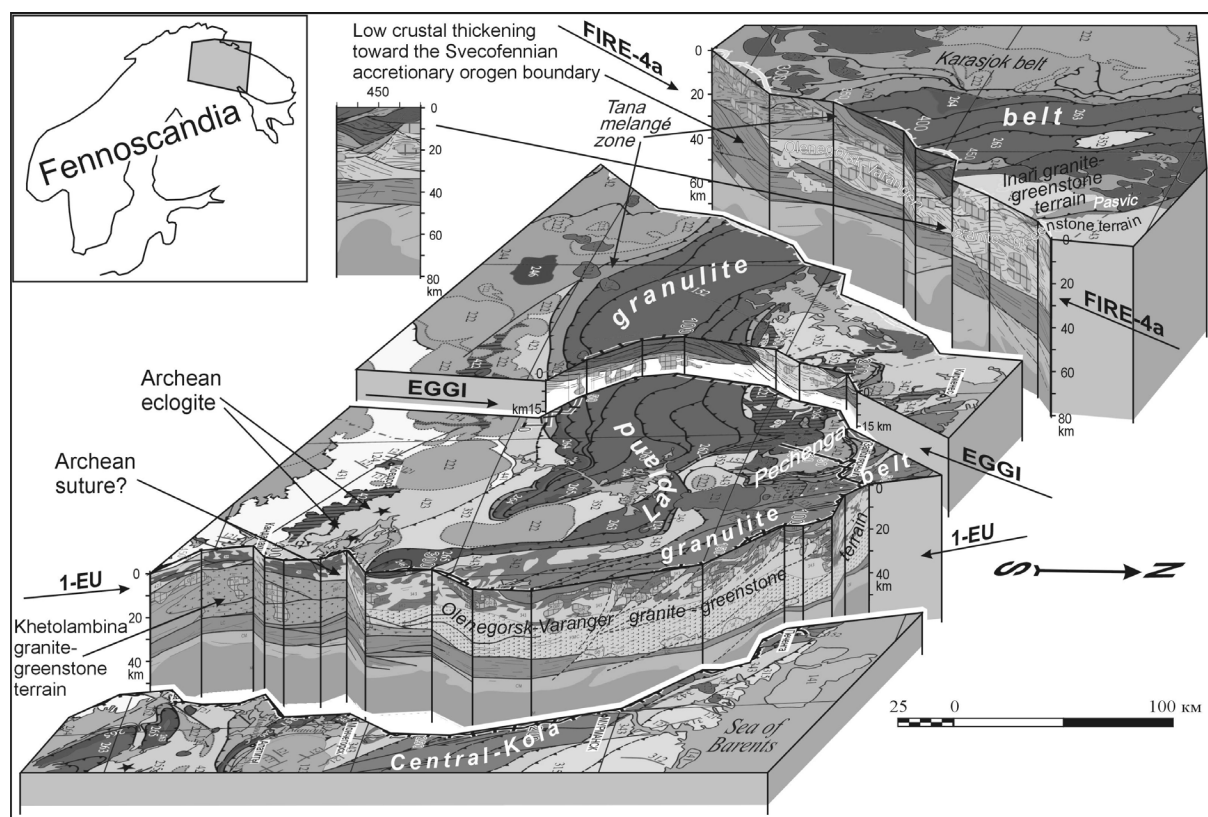


Рис. 2. Объемная модель (блок-диаграмма) земной коры северо-восточной части Фенноскандинавского щита, демонстрирующая геологическую интерпретацию картин сейсмических отражений (сейсмических образов), совмещенную с геологической картой

2.2. Гранит-зеленокаменные области. Ниже ЦКГП в разрезе коры на всем протяжении профиля 1-ЕВ размещены породы гранит-зеленокаменной ассоциации, принадлежащие *Варангер-Оленегорской гранит-зеленокаменной области*. Разрезы по профилям 1-ЕВ и FIRE-4а (рис. 3) с очевидностью свидетельствуют, что все гранит-зеленокаменные комплексы этого региона (Варангер, Восточно-Печенгский, Титовский, Оленегорский, а также по-видимому, и Лявозерский) принадлежат единой области архейской коры. Южнее Печенга-Варзугского пояса также размещены гранит-зеленокаменные ассоциации, которые принято рассматривать в составе *Инари-Терской гранит-зеленокаменной области (террейна)*. Под этим названием они показаны и на рис. 1. Рассмотрение объемной модели коры (рис. 2) позволяет заключить, что обе области представляют собой части одного и того же геологического объекта, который можно назвать «Инари-Кольским континентом, ИКК». Частичное фрагментирование ИКК, по-видимому, произошло в результате палеопротерозойского рифтогенеза, однако в большинстве мест масштабы этого разделения были ограничены.

2.3. Структурные соотношения, местоположение и природа границы Кольского кратона и Беломорского аккреционно-коллизийного орогена длительное время остаются одним из невыясненных коренных вопросов геологии Кола-Карельского региона. Преобладающая часть коры Беломорского орогена образована Керетской (Северо-Беломорской) тектонической пластиной и Хетоламбинским гранит-зеленокаменным микроконтинентом, последовательно погружающимся в северном направлении под ИКК (рис. 2). По-видимому, северное ограничение Керетской пластины может рассматриваться в качестве границы между Кольским кратоном и Беломорским АКО. С другой стороны, аналогично ориентированная граница между Хетоламбинским микроконтинентом и Керетской пластиной обладает специфическими особенностями. В плане и в разрезе (рис. 2) они разделены цепочкой зеленокаменных структур, в строе-

нии которых участвуют породы офиолитового типа (Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс [4]), что позволяет рассматривать названную зону в качестве офиолитовой сутуры. Гранито-гнейсы Керетьской пластины, размещенные поверх сутуры, вмещают тела эклогитов, которые согласно геохимическим характеристикам были сформированы по породам архейской океанической коры. Эти особенности можно интерпретировать следующим образом: Керетьская пластина представляет собой нижнюю область коры активной окраины ИКК, выдвинутую в ходе коллизионного процесса. Для решения этого вопроса необходимы специальные геохронологические исследования всех пород – участников возможных сценариев тектонической эволюции.

Исследования по интерпретации сейсмических данных по профилю 1-ЕВ выполнены в соответствии с Программой глубинных исследований МПР РФ. Авторы благодарны РФФИ за поддержку исследований (проект № 05-05-65012).

Литература

1. *Ветрин В.Р.* Нижняя кора Беломорского мегаблока: возраст, структура и условия формирования (по результатам изучения глубинных ксенолитов) // Вестник МГТУ. Труды Мурманского Государственного Технического Университета, 1998. Т.1. № 3. С. 7–18.
2. *Mints, M.V.* Paleoproterozoic Supercontinent: Origin and Evolution of Accretionary and Collisional Orogens Exemplified in Northern Cratons // *Geotectonics*. 2007. Vol. 41, No. 4. In press.
3. *Partison, N.L., Korja, A., Lahtinen, R., Ojala, V.J. and FIRE working Group.* FIRE seismic reflection profiles 4, 4a and 4B: insights into the crustal structure of the Northern Finland from Ranua to Näätämä // Finnish Reflection Experiment FIRE 2001-2005. Geological Survey of Finland, Special paper 43, 2006. P. 161–222.
4. *Slabunov, A.I., S.B.Lobach-Zhuchenko, E.V.Bibikova, V. V. Balagansky, P. Sorjonen-Ward, O.I.Volodichev, A.A.Shipansky, S.A.Svetov, V.P.Chekulaev, N.A.Arestova and V.S.Stepanov.* The Archean of the Baltic Shield: geology, geochronology, and geodynamic settings // *Geotectonics*. 2006. Vol. 40, No. 6. P. 409–433.

Объемная модель глубинного строения Карело-Беломорской области Фенноскандинавского щита: профиля 1-ЕВ, 4В, FIRE-1

Миц М.В.¹, Сулейманов А.К.², Заможная Н.Г.², Ступак В.М.²

¹Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: michael-mints@yandex.ru

²ОП «Спецгеофизика», г. Москва

В докладе охарактеризованы главные геологические результаты исследований глубинного строения Карельского кратона и Беломорского орогена – главных тектонических подразделений юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Рассмотрены их структурные соотношения, роль и значение в эволюции коры, а также соотношения с соседними тектоническими единицами – архейским Кольским кратоном, палеопротерозойским Свекофенским аккреционным орогеном и внутриконтинентальными палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными поясами (рис. 1).

Сейсмические образы высокого разрешения для коры и верхней части литосферной мантии были получены в последнее десятилетие с использованием отраженных волн в технологии МОВ ОГТ вдоль профилей 1-ЕВ (интервал от 300 до 1250 км) и 4В (около 270 км) в пределах Российской территории и вдоль профиля FIRE-1 в Финляндии. Картины сейсмических отражений выявили значительно более сложную и, в определенной степени, иную структуру земной коры, чем предполагалось ранее. Оказалось, кора повсеместно образована полого погружающимися «пластинами», обычны круто-наклонные границы и локальные структуры сложной морфологии. Многие сейсмические границы, которые удается распознать на картинах сейсмических отражений, могут быть прослежены к дневной поверхности. В этом состоит их принципиальное отличие от субгоризонтальных поверхностей раздела «коровых слоев» с различными скоростными характеристиками, которые выде-

ляются методом ГСЗ с использованием преломленных волн, никогда не достигающими земной поверхности. Было установлено, что коро-мантийная граница (отождествляемая в моделях ГСЗ с разделом Мохо) в большинстве случаев имеет сложную морфологию. Детальная картина сейсмических отражений в нижней коре и непосредственно вдоль коро-мантийной границы и их структурная интерпретация свидетельствуют о важной роли тектонических процессов в формировании этой границы, которая предстает как мощная зона тектонического течения, взаимного перемещения коровых пластин и погружения отдельных пластин или их фрагментов в мантийную область. Строение нижней коры и коро-мантийной границы совместно указывают на то, что этот фундаментальный раздел имеет как вещественную, так и тектоническую природу.

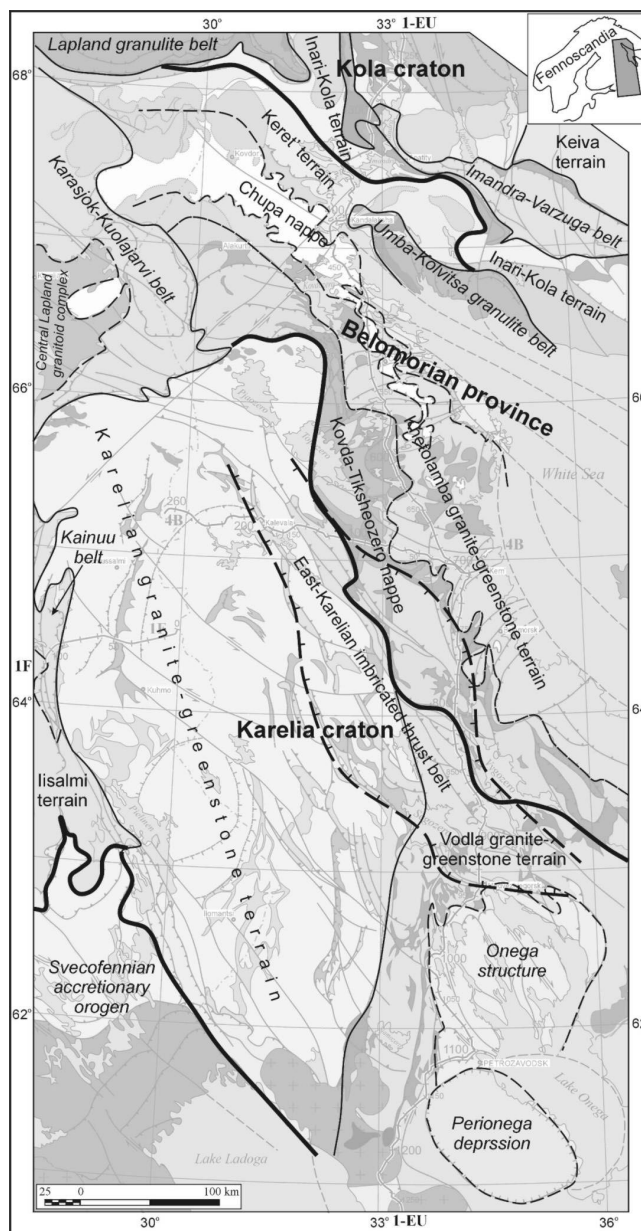


Рис. 1. Схема тектонического районирования юго-восточной части Фенноскандинавского щита.

Тщательная корреляция геологических структур, закартированных на дневной поверхности, и результатов геологической интерпретации сейсмических образов коры по профилям 1-ЕВ и 4В позволили разработать детальную объемную модель строения коры и верхней части мантии Карело-Беломорского

региона (рис. 2). Важную дополнительную информацию доставили недавно опубликованные данные по профилю FIRE-1 в Финляндии [1, 2]. Опубликованные сейсмические образы, частично переинтерпретированные автором, создали основу западной части объемной модели, в частности, позволили охарактеризовать границу Карельского кратона со Svecofennian accretionary orogen.

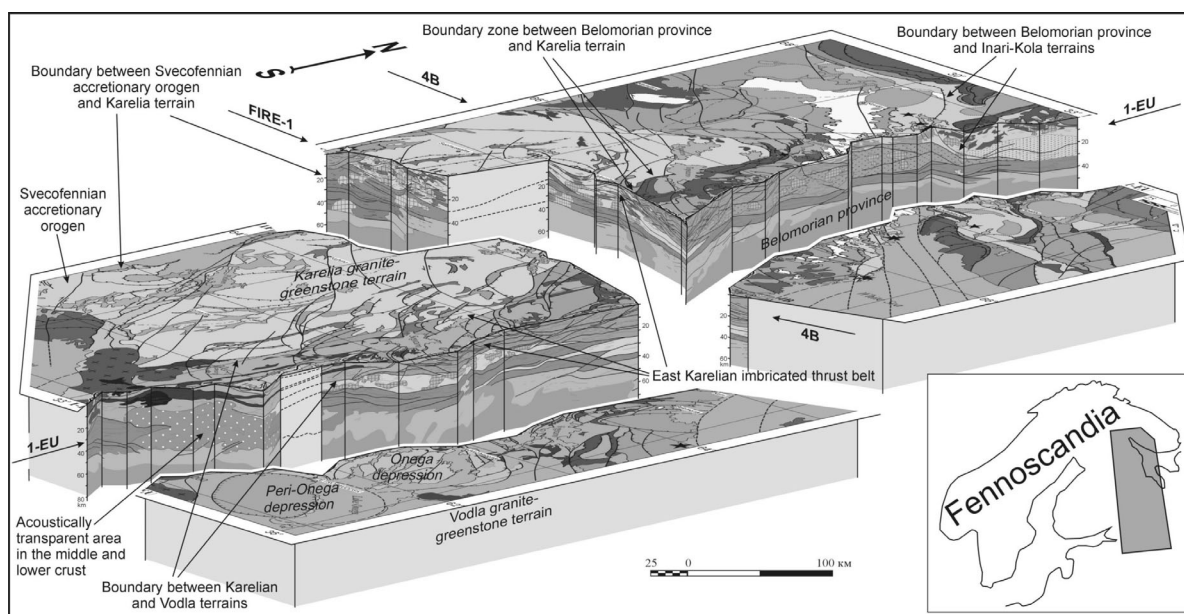


Рис. 2. Объемная (3D) модель земной коры юго-восточной части Фенноскандинавского щита, демонстрирующая геологическую интерпретацию картин сейсмических отражений (сейсмических образов), совмещенных с геологической картой

В рамках полученной модели, оказалось, что Карельский кратон (гранит-зеленокаменная область) слагает клинообразную область коры с максимальной мощностью порядка 30 км вдоль западной и юго-западной окраин кратона. Кора кратона постепенно утоняется по мере погружения в восточном направлении под Хетоламбинский гранит-зеленокаменный микроконтинент (террейн). В свою очередь, этот микроконтинент является одной из главных составляющих области коры, отвечающей Беломорскому орогену («подвижному поясу»), надвинутому в западном направлении на Карельский кратон. Юго-восточная окраина Карельского кратона надвинута на древний Водлозерский микроконтинент. В свою очередь, Хетоламбинский микроконтинент погружается в северо-восточном направлении под Инари-Кольский гранит-зеленокаменный микроконтинент. К сожалению, сейсмический образ коры вдоль границы этих микроконтинентов не слишком выразителен. Граница между названными микроконтинентами непосредственно подстилается Керетской тектонической пластиной, расположенной в верхней части надвиго-подвигового ансамбля Беломорского орогена, которая образована гранит-зеленокаменной ассоциацией, включающей неархейские надсубдукционные эклогиты и эклогитизированные мафитовые дайки палеопротерозойского возраста. Полученные к настоящему времени геохронологические данные свидетельствуют о продолжительной субдукции океанической литосферы (по крайней мере, с 2.86 до 2.70 млрд лет) под окраину Кольского кратона. Эксгумация эклогитсодержащих фрагментов нижней коры могла явиться результатом коллизионных процессов около 2.7 млрд лет назад, или, что также вероятно, – результатом более поздних, палеопротерозойских, коллизионных событий. Анализируя геологическую ситуацию в целом, можно заключить, что граница между Хетоламбинским и Инари-Кольским микроконтинентами одновременно является северной (в современных координатах) границей Беломорского аккреционного орогена, сформированного вдоль юго-восточной окраины Кольского кратона, а не вдоль окраины Карельского кратона, как это ранее предполагалось. Позднеархейская коллизия завершилась столкновением и объединением Кольского и Карельского кратонов и заключенного между ними Беломорского аккреционного орогена, пододвинутого под Кольский и выдавленного на Карельский кратон.

Палеопротерозойская эволюция включала формирование Свекофеннского аккреционного и Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского внутриконтинентального коллизионного орогена. Последний «захватил» неоархейский Беломорский ороген и сопредельные области Кольского и Карельского кратонов. В пределах Карело-Беломорского региона расположена юго-восточная пограничная зона Лапландского сектора коллизионного орогена. Она образована тектоническим ансамблем Восточно-Карельского чешуйчато-надвигового пояса, образованного чередованием тектонических пластин, сложенных архейскими гранит-зеленокаменными и палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными ассоциациями. Основанием пояса является поверхность тектонического срыва (детачмент), размещенная в современной структуре преимущественно на глубине 10-15 км и погружающаяся до глубины 27 км в месте пересечения профилей 1-ЕВ и 4В.

С формированием Свекофеннского аккреционного орогена вдоль юго-западной окраины Карельского кратона связано возникновение пограничных структур типа «крокодил» или «пасть крокодила»: субдукция литосферы Свекофеннского океана под окраину Карельского кратона сопровождалась надвиганием островодужных и окраинно-континентальных комплексов на ту же окраину.

Главной особенностью интенсивно отражающей и лишь локально акустически прозрачной нижней коры в пределах Карело-Беломорской области является закономерное изменение ее мощности. Максимальная мощность скученных тектонических пластин, слагающих нижнюю кору – до 25-30 км (профиля 1-ЕВ и FIRE-4), характерна для пограничной со Свекофеннским орогеном области Карельского кратона. Мощность нижней коры закономерно сокращается по мере удаления от этой области вглубь Карельского кратона и далее к северо-востоку под тектоническими покровами Беломорского орогена. В районе границы с Инари-Кольским микроконтинентом мощность нижней коры составляет лишь 8-10 км. Анализ сейсмического образа коры позволяет заключить, что перекрывающая нижнюю кору тектоническая пластина, образованная гранит-зеленокаменной ассоциацией, подверглась тектоническим перемещениям и заняла наклонное положение уже после формирования изометрических и грибообразных акустически прозрачных областей, которые, вероятно, отвечают гранитоидным плутонам. Их формирование естественно связать с завершением неоархейской эволюции. Эта особенность, как и закономерное изменение мощности нижней коры, в свою очередь, ведет к заключению, что современная нижняя кора образована аккрецированными палеопротерозойскими океаническими и островодужными комплексами. Альтернативно, она могла быть сформирована в неоархее, но подверглась значительному наращиванию, скучиванию и деформациям в палеопротерозое. Более реальной представляется версия Свекофеннского происхождения скученных нижнекорových пластин. Это заключение следует из строения коры в интервале 275–175 км по профилю 4В и вдоль профиля FIRE-1 (восточная половина этого профиля показана на рис. 2). Сейсмический образ коры по профилю FIRE-1 в целом (Апп. 2 и 3 в [2]) свидетельствует, что тектонические пластины, образованные островодужными и/или океаническими комплексами, могут быть непосредственно прослежены от дневной поверхности в районе г.Киурувеси (пк 275 км) до г.Кухмо, где они достигают раздела кора-мантия и последовательно погружаются и «растворяются» в мантии. Суммарная мощность скученной нижней коры в этой области превышает 30 км.

В целом, архитектура коры образована сочетанием неоархейских и палеопротерозойских покровно-надвиговых и надвиго-поддвиговых структурных ансамблей, совместно образованных неоархейскими и палеопротерозойскими породами, подвергшимися последующим деформациям при внедрениях коллизионных и постколлизионных плутонов и всплывании гранито-гнейсовых куполов. Охарактеризованная выше модель строения и эволюции раннедокембрийской коры существенно отличается от существующей до настоящего времени концепции, согласно которой кора восточной части Фенноскандинавского щита представляет собой комбинацию «блоков» с субвертикальными ограничениями и индивидуализированным характером внутренней расчлененности.

Исследования по интерпретации сейсмических данных по профилю 1-ЕВ выполнены в соответствии с Программой глубинных исследований МПР РФ. Авторы благодарны РФФИ за поддержку исследований (проект № 05-05-65012). Результаты исследований образуют также вклад в решение задач Программы № 6 ОНЗ РАН.

Литература

1. Korja, A., Lahtinen, R., Heikkinen, P., Kukkonen, I.T. and FIRE working Group. A geological interpretation of the upper crust along FIRE 1 // Finnish Reflection Experiment FIRE 2001-2005. Geological Survey of Finland, Special paper. 2006. V. 43. P. 45–76.

2. Kukkonen, I.T. & Lahtinen, R. (eds.). Finnish Reflection Experiment FIRE 2001-2005. Geological Survey of Finland, Special paper. 2006. V. 43. 247 p.

Среднерусский сегмент палеопротерозойского Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского внутриконтинентального коллизионного орогена, Восточно-Европейский кратон: интеграция региональных потенциальных полей и данных ОГТ по геотраверсу 1-ЕВ

**Минц М.В.¹, Сулейманов А.К.², Филиппова И.Б.¹, Заможняя Н.Г.², Бабаянц П.С.³,
Блох Ю.И.³, Трусов А.А.³**

¹Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: 2Спецгеофизика, Поваровка, Московская область

³Аэрогеофизика, г. Москва

Палеопротерозойский Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский внутриконтинентальный коллизионный ороген охватывает дугой с северо-востока, востока и юга неоархейский Карельский кратон и палеопротерозойскую Свеккофеннскую аккреционную область. Ороген обрамлен периферическими зонами, образованными чешуйчато-надвиговыми структурными ансамблями, сложенными неоархейскими гранит-зеленокаменными и палеопротерозойскими слабо-метаморфизованными осадочно-вулканогенными ассоциациями. По данным сейсмопрофилирования ОГТ (геотраверс 1-ЕВ, профиля ЭГГИ-10, Kola-SD, 4В), эти структурные ансамбли преимущественно погружаются в направлении оси орогена. Осевая область образована палеопротерозойскими гранулитогнейсовыми тектоническими покровами и гнейсо-амфиболитовыми ассоциациями неоархейского и палеопротерозойского возраста. Структурные связи гранулитогнейсовых комплексов с нижнекоровым уровнем не установлены и, возможно, полностью утрачены в результате коллизионных перемещений. Геодинамическая эволюция орогена включает стадии: инициального рифтогенеза, связанного с проявлением плюмов; формирования протяженных бассейнов, заполнявшихся осадками и продуктами вулканизма; высокотемпературного метаморфизма нижней коры и осадочно-вулканогенного выполнения бассейнов; заключительных коллизионных деформаций.

Геотраверс 1-ЕВ пересекает палеопротерозойский Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский внутриконтинентальный коллизионный ороген в центральной части Восточно-Европейской платформы. Геолого-тектоническая карта раннедокембрийской коры, перекрытой фанерозойским осадочным чехлом, синтезирует комплекс данных, включающих: карты распределения эффективных значений плотности и намагниченности пород, обнажающихся на поверхности фундамента; 3-мерные плотностную и магнитную модели верхней части коры и данные немногочисленных глубоких скважин. На базе этой карты и результатов геологической интерпретации сейсмических образов коры по геотраверсу 1-ЕВ разработана объемная модель глубинного строения Среднерусского сектора вышеупомянутого коллизионного орогена. Гранулитогнейсовые покровно-надвиговые ансамбли в верхней части коры деформированы и представлены линейно-вытянутыми синформами. Параавтохтон сложен метаморфическими комплексами амфиболитовой фации архейского и палеопротерозойского возраста. Средний и нижний уровни коры образованы последовательностями полого-наклонно погружающихся тектонических пластин, выполаживающихся на уровне раздела «кора-мантия» и периодически демонстрирующих погружение фрагментов этих пластин в мантию.

Геодинамика и металлогения Кольского региона

Митрофанов Ф.П.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: felix@geoksc.apatity.ru

Важнейшее металлогеническое и горнорудное промышленное значение в Кольском регионе имеют позднеархейская, раннепротерозойская и палеозойская металлогенические эпохи. В настоящее время по запасам и добычи ряда ценных полезных ископаемых Мурманская область занимает лидирующее положение в России (рис. 1).

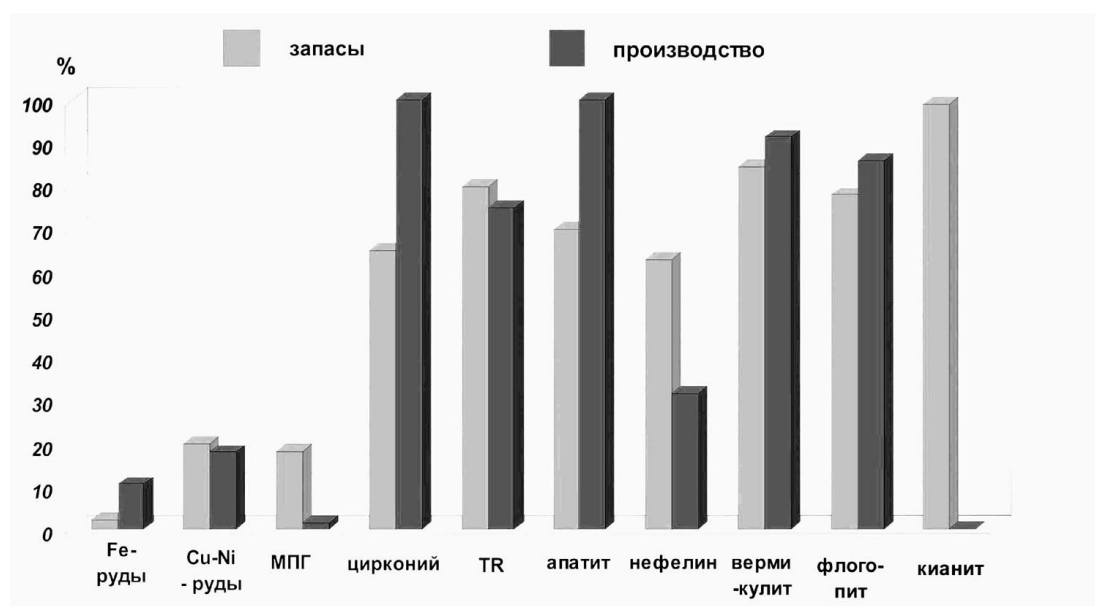


Рис. 1. Структура запасов и добыча основных видов минерального сырья в Мурманской области в процентах от показателей Российской Федерации «Минеральные ресурсы Мурманской области» 2003–2010 гг.

Геодинамика Кольского полуострова понимается как длительная история формирования палеопротерозойского Кольско-Карельско-Лапландского (ККЛ) глубинного коллизии (орогена), расположенного между Фенно-Карельским и Мурманским кратонами (архейскими гранит-зеленокаменными областями).

Значительная часть Кольского полуострова сложена мезо- и неоархейскими тоналит-трондьемит-гнейсо-(или гранулит)-мигматитовыми комплексами основания. Эти породы с возрастом 3,2 – 2,7 млрд.лет слагают архейские домены: Мурманский, Кольско-Норвежский, Инари, Беломорско-Терский. Домены иногда разделены, а чаще они включают, соответственно, интракратонные (энсиматические) и инфракратонные (энсиалические) зеленокаменные пояса неоархея (лопия) (2,94 – 2,60 млрд.лет). Особенности кольских зеленокаменных поясов заключаются в их очень интенсивном метаморфизме (до гранулитовой фации) и глубокой эрозии. Более древние породы архея в Кольском регионе пока не известны, хотя южнее, в Феннокарелии палеоархейские образования (до 3,6 млрд.лет) в виде нуклеусов небольших размеров установлены.

Особое место в архитектуре Кольского коллизии занимает Кейвский террейн-аллохтонная мощная пластина ("террейн" в собственном смысле этого термина). Он сложен неоархейскими (2,9 – 2,6 млрд.лет) субсеквентными метавулканитами, анортозитами, щелочными гранитами и сиенитами, а также экстра высокоглиноземистыми гнейсами, кварцитами и карбонатными сланцами – метаморфизованными окончательно в палеопротерозойский орогенный этап (1,9 – 1,7 млрд.лет) продуктами кор выветривания и зрелых осадков. Такие породные ассоциации и связанные с ними полезные ископаемые не известны нигде на Балтийском щите.

По геодинамике архея предложено много противоречивых гипотез. Представляется, что тектоника литосферных плит в полном современном ее содержании применима ко второй половине истории Земли (<2,2 млрд.лет). Для архея предпочтительнее моделировать особую геодинамику пермобильных условий всех земных оболочек, обязанных как космическим (интенсивная метеоритная бомбардировка), так и эндогенным (наличие коровых астеносфер) факторам ранней Земли. Для этапов развития архейских зеленокаменных поясов особое значение имеют попытки разделения их на энсиматические и энсиалические, металлогения которых должна быть различной.

Из архейских месторождений в Кольском регионе сейчас интенсивно разрабатываются только железорудные месторождения ВIF формации около г.Оленегорск. Компания ОЛКОН – составная часть холдинга "Северосталь" – может добывать в год до 15–20 млн. тонн руды. Имеется еще ряд неразрабатываемых месторождений такого типа в энсиалическом Оленегорском и в других зеленокаменных поясах региона, однако вторым железорудным месторождением в области является сейчас Ковдорское месторождение, приуроченное к щелочно-ультраосновным породам палеозоя.

Важной, еще не освоенной металлогенической зоной является архейский энсиматический зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья. Здесь в узкой, но очень протяженной полосе (> 100 км), сосредоточены крупные месторождения Li, Be, Cs, Ta, Nb и REE (Колмозерское, Полмос, Васин-Мыльк), связанные с обширными полями гранитных пегматитов, столь характерных для некоторых зеленокаменных поясов Мира. Ирландской компанией АВОКА здесь же продолжается обследование Mo-Cu (с Au) месторождения Пеллапахк и ряда Au-месторождений (Оленинское, Няльм и др.). Пока здесь не обнаружены Ni-содержащие коматиитовые тела.

Крупнейшие в Море запасы (до 3,5 млрд.т.) сырья для производства силумина и алюминия заключены в 23 месторождениях кианита в Кейвском районе. Их разработка планировалась, но не началась, еще в советское время. В этом же районе известно крупное месторождение Сахарйок с Zr и J – REE рудами, связанными с архейскими (~ 2,6 млрд.лет) щелочными гранитами и сиенитами. В целом нужно подчеркнуть, что область Кейв является очень перспективной для будущего горнорудного производства. В этой области, кроме перечисленных месторождений, имеются еще перспективные рудопроявления на Ti и V. При этом Ловозерский район, как Саамский национальный округ, по договоренности может предоставить промышленности некоторые налоговые льготы.

Освоению горнорудной индустрией Кейвского региона будет способствовать также начало добычи в 2010-2011 годах Pt-Pd (+ Ni, Cu, Au) руд Федоровского месторождения.

Первая половина раннего протерозоя (2,53 – 1,98 млрд.лет) – это эпоха пульсационных плюм-рифтовых процессов разной глубины заложения. В это время были сформированы рифтогенный аккреционный Печенга-Имандра-Варзугский прогиб (пояс) и сопряженный с ним обдукционный Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс – меланж тектонических пластин и линз выдвинутого снизу нижнее-среднекорового вещества, в том числе эклогитоподобных пород, магматических ультрабазит-базитов, анортозитов и чарнокитов, и вероятных глубокометаморфизованных погруженных осадков и вулканитов.

Из этих образований наиболее изучены геология и металлогения осадочно-вулканогенных толщ сумия (2,55 – 2,40 млрд.лет) и рудоносные базитовые и ультрабазитовые интрузивные породы сумия (2,53 – 2,40 млрд.лет) и людиковия (2,00 – 1,98 млрд.лет). Сумийские породы и руды характеризуют ювенильное мантийное вещество инициального интраплитного рифтинга, а людиковийские – конечного рифтинга красноморского типа.

Сумийские расслоенные массивы гипербазит-базит-анортозитового (местами диоритового) состава являются сейчас главными объектами геологических, металлогенических и разведочных работ в Кольском регионе. Уже разведаны и оценены запасы в сотни и десятки тонн Pt+Pd+Rh+Au с сопутствующими Ni и Cu трех месторождений – Федоровского, Малопанского и Восточнопанского. Эти месторождения, также как около 10 перспективных Pt-Pd рудопроявлений, находятся в расслоенных массивах Кольского пояса (рис. 2), сходных по геологии, малосульфидной металлогении и крупным рудным запасам с Фенно-Карельским поясом расслоенных интрузивов, называемым в Финляндии "Торнио-Нярянкаваара поясом". Все известные на Кольском полуострове месторождения и значительные рудопроявления Pt-Pd руд уже имеют российские государственные лицензии разного вида, выданные российским и международным горным компаниям. Тем не менее, имеются еще свободные от лицензий перспективные на эти руды массивы и территории.

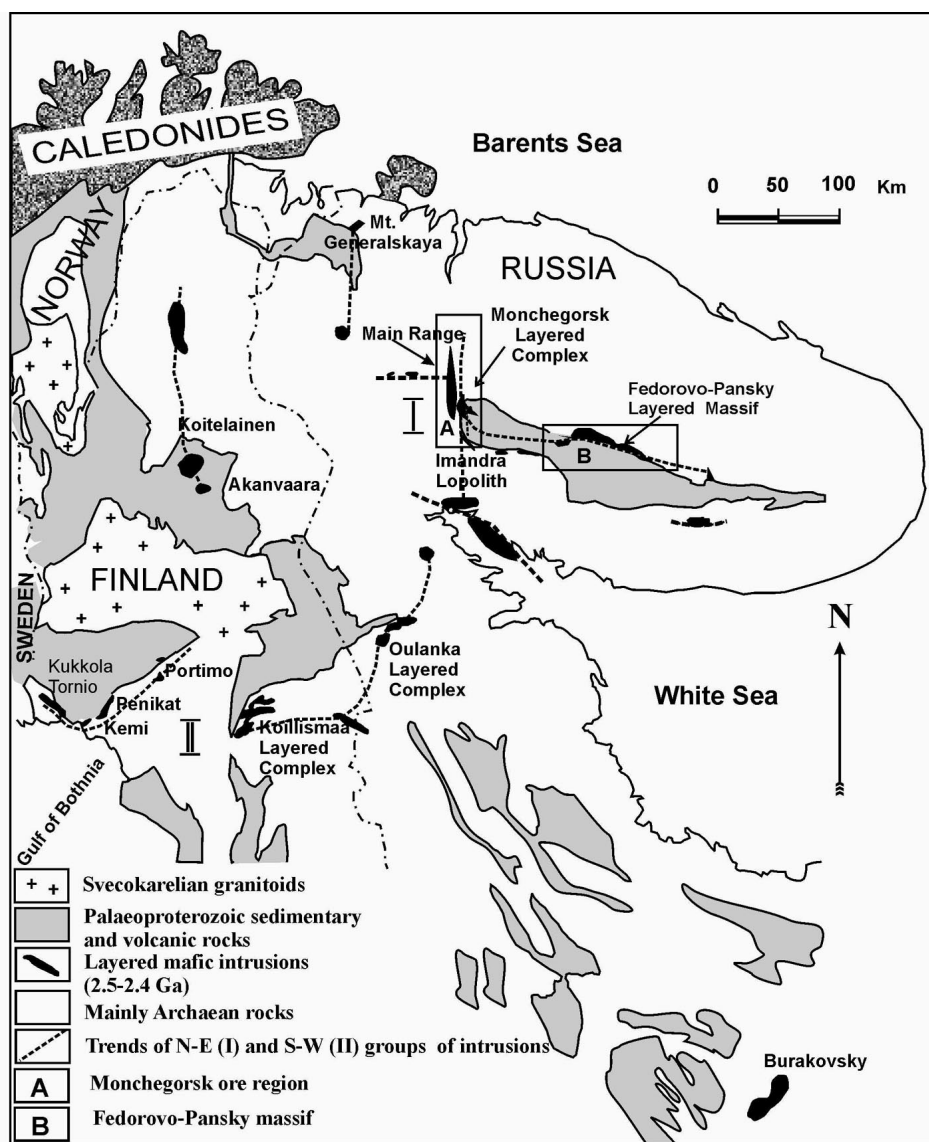


Рис. 2. Раннепротерозойские расслоенные базитовые интрузивы восточной части Балтийского щита

Особенно интересным представляется Мончегорский район (рис. 2), где с 50^x годов прошлого столетия уже добыто огромное количество Ni, Cu, Co и где сейчас Норильскникель проводит разведочные работы на Cr и Pd. По геологическим данным это место сочленения нескольких крупных разломов и сдвигов, контролирующих размещение многочисленных ультрабазит-базитовых (включая анортозитовые) расслоенных интрузивов возраста от более 2500 до 2450 млн. лет (структура типа triple junction лучей плюма). Интрузивы имели разную глубину магматической кристаллизации нескольких пульсов (фаз) расплавов, различную метаморфическую историю и разный уровень эрозионного среза. Наиболее ранние и глубинные породы вмещают Cr-залежи (Сопчеозерское месторождение). В основной массе расслоенных тел хорошо известны разные генетические виды богатых и рассеянных Cu-Ni руд с существенными добавками МПГ. В верхних габбро-анортозитовых частях массивов разведываются Pt-Pd залежи ("риф" горы Выручуайвенч). Обогащенные МПГ породы (> 1 г/т) встречены в пробах из разных участков огромного массива габбро-анортозитов Главного хребта (рис. 2).

Известно, что важнейшей для России Ni-провинцией является Печенгский пояс малых тел габбро-верлитов. Здесь активно разрабатываются Кольской горно-металлургической компанией несколько месторождений Cu-Ni руд на небольшой площади северной части Печенгской структуры.

Однако, геологи и геофизики полагают, что гораздо большая по площади Имандра-Варзугская палеорифтогенная структура также содержит на глубине потенциально рудоносные гипербазит-базитовые тела печенгского типа.

Есть основания считать, что современные изотопные геохронологические и петрологические методы (U/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr и др.) позволят сейчас достаточно надежно и экспрессно (по ограниченному числу анализов) различать базиты панского типа (в основном Pt-Pd) и печенгского типа (в основном Cu-Ni). В кратком и схематизированном виде это выглядит так: первые имеют изотопный возраст 2,5–2,4 млрд.лет и $\mathcal{E}_{Nd}(T) = \text{отношение } ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \text{ (в породе) к } ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \text{ (в хондрите)} = -1-3$, а вторые – изотопный возраст $\sim 2,2-2,0$ млрд.лет и $\mathcal{E}_{Nd}(T) \approx +1+5$. Эти важнейшие и некоторые другие изотопные характеристики сейчас апробируются Кольским научным центром РАН и Геологической службой Финляндии в рамках специальной совместной программы Interreg/TASIS. Использование таких методов позволит сократить и удешевить поисковое бурение, сделать поисковые и разведочные работы более экологически чистыми.

Во второй половине раннего протерозоя, в свекофенское время (2,0 – 1,7 млрд.лет) коллизионные процессы с региональным метаморфизмом и кислым (местами щелочным) магматизмом сформировали мощную и стабильную континентальную кору Кольско-Карельско-Лапландского коллизиона. Гранитные и щелочно-мафитовые комплексы в регионе немногочисленные, но они имеют определенное металлогеническое значение.

До последнего времени разрабатывались керамические и слюдоносные пегматиты Енской группы месторождений, связанные со свекофенским ультраметаморфизмом и анатексисом. Сейчас Норильскникель активно и плодотворно разведует Ti-руды в сложном щелочно-мафитовом комплексе Гремяха-Вырмес с ильменит-апатитовым оруденением. Известны Mo-Sn рудопроявления среди многофазных гранитоидных массивов Лицко-Арагубской группы, в массивах Юовайв, Стрельнинском, Умбинском, однако, несомненно, что свекофенские гранитоиды Кольского региона по своему гранитофильному рудному потенциалу гораздо беднее гигантских массивов свекофеннид Финляндии и особенно Швеции. Зато для Кольских лопийско-карельских структур в свекофенское время характерна реактивизация, мобилизация и переотложение Zr, Ta-Nb, REE рудного вещества, связанного со щелочными породами. Примером этого являются рудные концентрации этих элементов в Плоскогорском амазонитовом месторождении, а также в силекситах и в минерализованных щелочных гранитах структуры Кейв. Можно предположить, что в этой структуре и гигантские скопления метаморфогенных минералов – кианита, ставролита, граната – связаны с коллизионным региональным метаморфизмом свекофенского времени.

Позднепротерозойские – рифейские и вендские – в основном, терригенные, но и карбонатные (на севере), континентальные и реже шельфовые, неметаморфизованные породы развиты локально по периферии Кольского полуострова.

На юге, в Терском районе, в красноцветных песчаниках среднего (?) рифея давно известно, а сейчас официально законсервировано аметистовое месторождение "Мыс Корабль". Восточнее, в Кандалакшском районе, давно выработаны богатые Ag-содержащие полиметаллические (Pb, Zn) кальцитовые жилы. Такие же жилы, но с меньшим содержанием Ag, имеются на севере региона. Здесь же в верхнерифейских (?) – вендских морских отложениях находятся линзовидные скопления фосфоритов, которые могут быть перспективными на добычу. На полуострове Рыбачий ГИ КНЦ РАН предлагает опосредованно искать скважинами рифейские осадочные толщи на предмет их нефтегазонасыщенности.

Конец докембрия и особенно ранний – средний палеозой в Кольском регионе рассматривается сейчас как время нового крупного плюмового щелочного магматизма. В отличие от раннепротерозойского ультрабазит-базитового плюма, который по своим особенностям (размерам, составу магм, длительности развития и пр.) может моделироваться как "горячее обширное поле" (пятно), палеозойский щелочной плюм проявлен цепочками крупных вулкано-интрузивных тел и отдельными мелкими телами ("горячими точками"). Таких тел насчитывается в регионе более 20, а даек и жил много больше. Щелочные породы этого этапа – лампрофиры, щелочные ультрамафиты, кимберлиты, карбонатиты, нефелиновые сиениты и пр. – известны во многих местах Кольского

полуострова, но наиболее замечательными из них являются, конечно, гигантские массивы Хибинских и Ловозерских тундр, а также Ковдорский массив.

Почти все палеозойские щелочные тела региона обогащены в разной степени теми или иными полезными минералами и элементами. Некоторые из них интенсивно разрабатываются комбинатами Апатит и Ковдор на апатит, нефелин, сфен, магнетит, бадделеит, эвдиалит, флогопит, вермикулит. Другие месторождения только разведаны и полностью (или частично) законсервированы – редкометалльно-редкоземельные руды Ловозерского массива, перовскит-титаномагнетитовые руды Африканды и др.

Некоторый бум в регионе сейчас связан с поисками иностранными и российскими компаниями алмазонасных кимберлитовых трубок и россыпей. По многим известным геологическим признакам Кольский полуостров может быть перспективным на коренные кимберлитовые тела, а обрамляющие его шельфовые осадки морей – на россыпные алмазонасные проявления. Сомнения вызывают два фактора: первый – большинство известных щелочных пород региона формировались из магм не алмазной фации глубинности, а менее глубокой мелилитовой фации; и второй – слишком глубоким был послепалеозойский эрозионный срез всех коренных пород Полуострова, в результате которого основная часть возможных трубок могла быть уничтожена. Но как бы там не было, слабо алмазонасные непромышленные кимберлитовые трубки сейчас известны в Ермаковском поле Терского берега, отдельные кимберлитоподобные дайки найдены в разных частях региона, мелкие единичные зерна алмазов и скопления минералов-спутников установлены на суше в шлихах подпочвенных пород и в морских осадках Баренцева моря и особенно Белого моря. К тому же надо отметить, что вся юго-восточная часть Кольского полуострова, наиболее перспективная на кимберлитовые трубки, интенсивно заболочена и, соответственно, геологически плохо изучена.

Много надежд когда-то было связано с поисками в регионе мезо-кайнозойских кор выветривания и сопутствующих им полезных ископаемых. Установлено, что на Кольском полуострове коры выветривания сохраняются очень редко под мощным (до сотен метров) моренными отложениями. С такой корой выветривания генетически связано крупное вермикулит-гидрофлогопитовое месторождение в Ковдоре. К сожалению, важных для промышленности каолиновых кор не установлено.

Наконец, в кайнозое промышленные полезные ископаемые в регионе связаны с межледниковыми эпохами, когда в озерных условиях формировались залежи строительных глин, песков, гравия.

Статья не касается нефтегазовых месторождений Баренцевоморской плиты. Она посвящена только полезным ископаемым Кольской континентальной части Балтийского щита.

Статья подготовлена при организационной и финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН и Государственных контрактов Федерального агентства по науке и инновациям 02.445.11.7403 и 02.515.11.5058.

Геолого-петрографические особенности пород краевой части Цагинского габбро-анортозитового массива на контакте со щелочными гранитами (Кольский п-ов)

Мокрушин А.В.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: mokrushin@geoksc.apatity.ru

Цагинский массив, вмещающий месторождение титан-ванадиевых руд, расположен в центральной части Кольского п-ова и является крупнейшей на Балтийском щите интрузией габбро-лабрадоритов. Габбро-лабрадориты, локализованы главным образом в Верхне-Понойском блоке Кейвской структуры и вдоль ее северной границы с Мурманским блоком. К габбро-лабрадоритовой формации также относятся массивы: Магазин-Мусюр, Ачинский, Пачинский, Ельозерский, Щучьеозерский и горы Патчем-варек. Их возраст составляет 2668-2659 млн лет (Митрофанов и др., 1993; Пожиленко и др., 2002). Возраст циркона из неизмененных габброаноритов краевой части Цагинского

массива составляет 2668 ± 12 млн лет (Лиферович, Баянова, 1995). Архейские габбро-лабрадориты Кейвского террейна отличаются от аналогичных пород западной части Кольского п-ова устойчивой пространственной связью с монцонитами, щелочными гранитами и сиенитами, более железистым и щелочным составом мафической серии, глубоко проявленной дифференциацией, промышленными масштабами железо-титанового оруденения и более низкой степенью метаморфизма.

Цагинский массив протягивается в меридиональном направлении на 23 км при ширине в 9 км. Общая площадь Цагинского массива составляет 170 км². На эрозионной поверхности Цагинский массив имеет форму овала и характеризуется асимметричным строением. Породы центральной части характеризуются пологим и горизонтальным залеганием. Угол падения габброидов в краевой части возрастает до 40–45°. Общая картина геологического строения массива осложнена блоковыми тектоническими нарушениями и имеет в целом мозаичный вид. Центральная часть сложена гиганто- и крупнозернистыми лейкогаббро и габбро-лабрадоритами. В разрезах по скважинам породы центрального комплекса находятся в полосчатом переслаивании с титаномагнетитовыми габбро, пироксенитами, оливинитами и сплошными титаномагнетитовыми рудами. В краевой части габбро и габбронориты перемежаются с троктолитами, плагиоклазитами, оливинитами, клинопироксенитами, в том числе оруденелыми. На поверхности переход от краевой части к центральной устанавливается по горизонту переслаивания лейкогаббро, габбро-лабрадоритов с мезократовыми габбро и габброноритами. Цагинский массив приурочен к глубинному разлому меридионального простираения в гнейсо-гранитах Центрально-Кольского блока. Судя по общему структурно-геологическому положению массива, гнейсо-граниты являются его основанием. Кровля интрузива представлена гнейсами Кейвской структуры, останцы которых в виде ксенолитов встречаются в породах массива и закартированы на контакте с массивом в его северо-восточной части (Юдин, 1980).

На северо-востоке с Цагинским массивом контактируют щелочные граниты Западно-Кейвского массива, представленного пластовой интрузией, подошвой которой являются породы архейского фундамента, а в кровле расположены породы кейвского сланцевого комплекса. Возраст щелочных гранитов укладывается в интервале 2751–2654 млн лет (Пожиленко и др., 2002). Щелочные граниты в виде жил различной мощности и протяженности секут породы габбро-лабрадоритового массива.

На контакте со щелочными гранитами породы краевой части Цагинского массива претерпевают активные метасоматические изменения с образованием ряда монцонитов и сиенитов. Главными минералами эндоконтактовых пород являются щелочные полевые шпаты, плагиоклаз, ромбический и моноклинный пироксен. Второстепенными и аксессуарными минералами пород являются биотит, апатит, шпинель, кварц, ильменит, пирротин. В качестве вторичных минералов присутствуют обыкновенная роговая обманка, биотит, актинолит, тремолит, хлорит, гранат, кварц, эпидот.

Щелочной полевой шпат обычно представлен ортоклазом, микроклином, анортоклазом, пертитами. Калиевый полевой шпат количественно преобладает над плагиоклазом. Размер гипидиоморфных зерен варьирует от 0,2 до 1 см. В монцонитах и монцодиоритах отдельные порфириформные вкрапленники достигают размера в 2,5 см. Метасоматические процессы приводят к развитию альбита по плагиоклазу (рис. 1а). Калиевый полевой шпат и альбит могут присутствовать совместно или порознь (рис. 1г). Весьма обычны в сиенитах пертиты и микропертиты, а также альбитизированные ортоклаз и микроклин (рис. 1б).

Плагиоклаз представлен чаще таблитчато-призматическими кристаллами размером 1,0–0,5 см, редко изометричными и ксеноморфными зернами. Он идиоморфен по отношению к ромбическому и моноклинному пироксену. Мелкие хорошо образованные таблицы плагиоклаза включены в эти минералы. Плагиоклаз содержит включения зерен титаномагнетита (размер до 0,5 мм). Плагиоклаз обнаруживает слабую нормальную зональность, состав его меняется от лабрадора (65–54% анортита) до лабрадор-андезина (45–40% анортита). В сиенитизированных среднезернистых габброидах эндоконтактовых зон массива количество анортита в плагиоклазе иногда уменьшается до 40%, иногда до 24%. При этом характерным является сосуществование в одном образце измененных габбро и лабрадоритов незональных зерен плагиоклаза с составом, разнящимся на 10–20 номеров. В линейных тектонических зонах кристаллы плагиоклаза претерпевают дробление и изменение состава при образовании вторичных минералов. При слабом динамометаморфизме пород проявляются деформация таблиц плагиоклаза и незначительный катаклаз. По образующимся трещинкам происходит смещение отдельных частей зерен относительно друг друга, а в пространстве между ними образование мелкообломочной полевошпатовой массы.

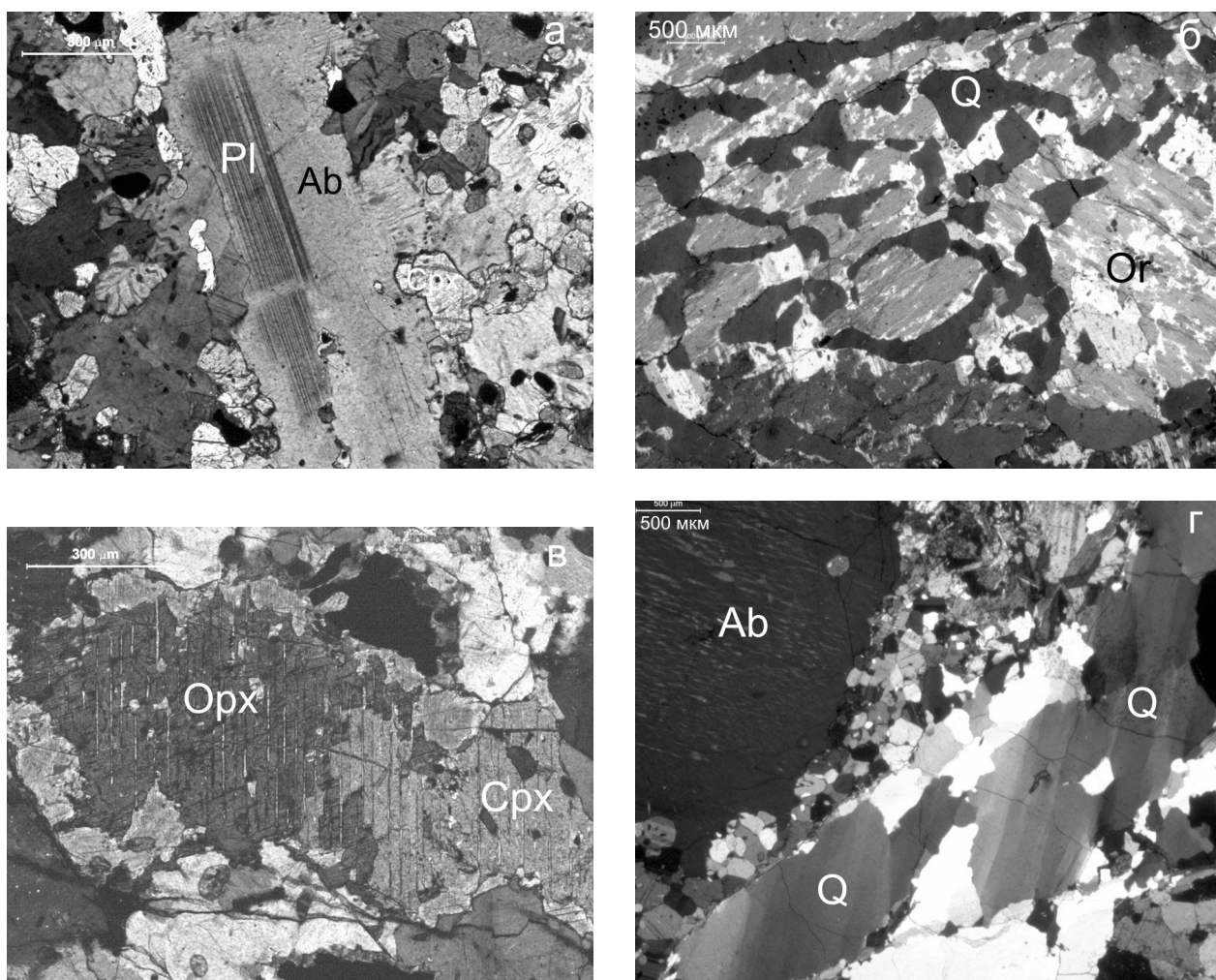


Рис. 1. Главные и вторичные минералы эндоконтактных пород Цагинского массива. Фото прозрачных шлифов: а – развитие альбита (Ab) по плагиоклазу (Pl); б – альбитизированный ортоклаз (Or) с вростками кварца (Q); в – замещение ортопироксена (Orx) клинопироксеном (Срх); г – альбит (Ab), окруженный кварц-полевошпатовой массой; ксеноморфные зерна кварца (Q)

Ромбический пироксен представлен изометричными зернами, более ксеноморфными, чем плагиоклаз, но идиоморфными по отношению к моноклинному пироксену. Размер зерен изменяется от 0,5 до 1 мм в поперечнике. Минерал по составу отвечает гиперстену, в котором содержание ферросилита колеблется от 33 до 54%.

Моноклинный пироксен отвечает по составу авгиту. Размер ксеноморфных зерен минерала колеблется в районе 0,5 мм (рис. 1а). В минерале к трещинкам отдельности (100), реже (001) приурочены выделения тонких пластинок магнетита. На границе с таблитчатыми кристаллами плагиоклаза и титаномагнетита развиты тонкие (0,2 мм) келифитовые каймы из актинолита и хлорита. Моноклинный пироксен также представлен как продукт распада твердого раствора двух пироксенов, для которого характерны пластинчатые и каплевидные выделения моноклинного пироксена в гиперстене (рис. 1в). Вростки моноклинного пироксена в пределах зерна гиперстена ориентированы в одном направлении и гаснут одновременно.

Обыкновенная роговая обманка является основным вторичным минералом пород, претерпевших автометаморфические изменения, дислокационный и региональный метаморфизм. Роговая обманка, замещающая моноклинный пироксен, наследует его ксеноморфные формы. При усилении метаморфизма вокруг крупных зерен роговой обманки, на границе с плагиоклазом, происходит рост мелких игольчатых ее кристаллов, которые как бы врастают в зерна плагиоклаза. Одновременно в

зернах плагиоклаза по спайности и двойниковым швам, а также среди гранулированной полевошпатовой массы образуются призмочки роговой обманки темно-зеленого цвета. Размеры последних достигают в длину 0,5 см. Более поздняя сиенитизация ранее метаморфизованных эндоконтактовых пород обуславливает рост зерен роговой обманки с образованием крупных кристаллов удлиненно-призматического габитуса, которые равномерно рассеяны в массе преобразованной породы. Кристаллы роговой обманки достигают в длину 2-3 и в поперечнике 1,0 см. Цвет роговой обманки в зернах темно-зеленый с характерным синеватым оттенком различной интенсивности. На составе роговых обманок главным образом сказывается первичный состав породы, степень метаморфизма и последующая перекристаллизация в связи с метасоматическими преобразованиями пород под влиянием щелочных гранитов. В метаморфизованных габброидных породах роговые обманки обладают повышенной железистостью.

Актинолит как реакционный минерал входит в состав келифитовых кайм на границе зерен плагиоклаза с авгитом и рудными минералами. Минерал представлен удлиненно-призматическими игольчатыми кристаллами зеленого или бледно-зеленого цвета, длина которых колеблется от долей миллиметра до 1,5-2,0 мм. *Тремолит* развивается по оливину, пироксену и плагиоклазу вместе с серпентином и хлоритом, образуя тонкопластинчатые спутано-волокнистые агрегаты бледно-зеленого цвета. Зерна тремолита по спайности насыщены мельчайшими пластинками магнетита и ильменита. Образование их связано с высвобождением железа и титана из первичных темноцветных минералов, ставших избыточными при развитии новых минеральных видов - хлорита и тремолита.

Биотит представлен в составе келифитовых кайм совместно с актинолитом, хлоритом и гранатом. Листочки биотита непосредственно нарастают на рудные минералы. Они имеют темно-коричневый цвет с плеохроизмом в коричневых тонах. В сиенитизированных породах интенсивное его развитие наблюдается в гранулированной полевошпатовой массе, иногда с образованием крупных линзовидно-удлиненных скоплений.

Кварц как первичный минерал представлен в виде ксеноморфных зерен с характерным волнистым погасанием (рис. 1г). Также кварц присутствует в виде угловатых вростков в калиевом полевошпате, которые гаснут в шлифе одновременно (рис. 1б). В сиенитизированных породах кварц образует симплектитовые сростания с плагиоклазом на границе с зернами амфибола.

Гранат в сиенитизированных породах встречается редко как реликтовый метаморфогенный минерал в ассоциации с амфиболом. Он представлен округлыми зернами до 2—3 мм в поперечнике. Во внутренних частях зерен граната встречаются включения кварца, магнетита и биотита.

Рудные минералы встречаются в незначительных количествах и представлены титаномагнетитом и пирротинном. Кроме этого, в условиях метаморфизма распад структуры твердого раствора пластинчатого ильменита и шпинели в титаномагнетите приводит к обособлению свободных зерен магнетита, ильменита и шпинели. Выделения шпинели как твердого раствора в титаномагнетите в поперечных срезах дают овальные, веретенообразные, квадратные и крестообразные формы. Размеры их меняются от 0,02 до 0,25 мм. Ксеноморфные зерна *ильменита* располагаются между зернами титаномагнетита с наибольшей концентрацией на границе с силикатными минералами. Размер зерен колеблется от 1 до 3 мм в поперечнике. В зернах ильменита часто присутствуют крупные пластинки магнетита и более мелкие выделения шпинели. *Пирротин* представлен изометричными зернами в агрегатных скоплениях. Размер зерен колеблется от 0,1 до 0,5 мм в поперечнике. В пирротине присутствуют мелкие включения пентландита и халькопирита.

Работа выполнена при финансовой поддержке научной школы (НШ-1413.2006.5) и Государственного контракта с Федеральным агентством по науке и инновациям № 02.445.11.7403.

Литература

1. *Лиферович Р.П., Баянова Т.Б.* Цагинский массив: геохимические особенности, возрастные данные // Геология Балтийского щита и других докембрийских областей России. Мат. 9-й молодежн. научн. конф. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1995. С. 20–25.
2. *Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашев Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнгенен Г.И.* U- Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // Докл. РАН. 1993. Т. 331. N 1. С. 95–98.

3. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2002. 359 с.

4. Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. М.: Наука, 1980. 168 с.

Закономерности размещения W-Mo оруденения на Урале, связанного с гранитами

Морозова А.В.

Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, г. Екатеринбург, e-mail: vav@pochta.ru

В пределах восточного склона Урала (Восточно-Уральское поднятие) и в Зауралье (Зауральское поднятие) распространены грейзеновые месторождения W-Mo рудной формации, связанные с гранитными массивами завершающими гранитоидный магматизм.

Месторождения и проявления вольфрам-молибденовой рудной формации генетически связаны с гранитами Малышевского массива (Южно-Шамейское молибденовое месторождение, Западно-Полуденское вольфрам-молибденовое, Северо-Шамейское молибденовое, Партизанское молибден-вольфрамовое проявления), Коклановского массива (Коклановское вольфрам-молибденовое рудопроявление).

Малышевский и Коклановский гранитные массивы являются самыми молодыми магматическими образованиями на данной территории, образованы в позднепермско-раннетриасовое время, пространственно и генетически связаны с крупными плутонами "водных" гранитов, надстраивающих андезитоидные тоналит-гранодиоритовые, гранодиоритовые и монцодиорит-гранитные серии.

Рудные поля вольфрам-молибденовой рудной формации приурочены к апикальным частям гипабиссальных лейкогранитных массивов гранит-лейкогранитной серии, образованных в позднеколлизийную геодинамическую обстановку, охватывая породы эндо- и экзоконтакта. Эти массивы представлены небольшими по размеру телами и часто в пространственном отношении располагаются вблизи крупных плутонов, образованных в более раннее время.

W-Mo оруденение тяготеет к апикальным частям Малышевского массива, охватывая породы эндо- и экзоконтакта. Для Малышевского массива характерен сложный рельеф его кровли, наличие неровностей в виде отдельных, не вскрытых эрозией гребневидных выступов, наблюдаемых в разрезе Южно-Шамейского месторождения. Известно, что выпуклые верхние части гранитных тел наиболее благоприятны для рудоотложения. Рудный штокверк Южно-Шамейского месторождения приурочен к слепому гранитному куполовидному гребню, осложняющему восточный контакт Малышевского массива. Дополнительные купола на кровле гранитных массивов являются критерием локализации молибденового оруденения в штокверках. На Южно-Шамейском месторождении гребень протянулся на 1 км и представляет собой продуктивную область штокверкового оруденения, которое за пределами данной структуры в сланцах и в эндоконтакте гранитов быстро затухает. Гребень сложен лейкократовыми гранитами, представляющими собой апикальную, обогащенную флюоритом часть Малышевского массива.

W-Mo оруденение располагается в восточном эндо-и экзоконтакте Коклановского массива, где рудная штокверковая система Коклановского рудопроявления распространяется в области его восточного контакта на 150-200 м в гранитах и на 100-200 м во вмещающих породах [3].

Структурно-вещественным рудоконтролирующим фактором вольфрам-молибденовой рудной формации являются апикальные части и дополнительные куполовидные гребни гипабиссальных интрузий лейкогранитного состава (Малышевского, Коклановского массивов).

Геофизическим критерием этих интрузивов являются отрицательные локальные гравитационные аномалии, слабоинтенсивные локальные отрицательные аномалии магнитного поля на фоне преимущественно повышенного магнитного поля.

Локализация рудных полей вольфрам-молибденовой рудной формации обусловлена геолого-структурной позицией самих интрузивов. Они контролируются мощными зонами глубинных тектонических нарушений. В региональном тектоническом плане месторождения и рудопроявления вольфрам-молибденовой рудной формации расположены в пределах зон разломов. В пределах зон

разрывных нарушений фиксируется наибольшее по объему количество жильных тел и апофиз гранитов, а также прожилковые образования с рудной минерализацией. Именно вдоль таких нарушений в результате многократного возобновления тектонических движений развиты ослабленные зоны с относительно равномерным повышенным каркасом трещин и вследствие этого повышенными фильтрационными свойствами пород, благоприятных для локализации оруденения.

В качестве критерия рудоносности интрузивов используется их петрохимический состав и минералогические особенности. Потенциально рудоносными являются породы (граниты или вмещающие сланцы), в которых проявлены метасоматические изменения. В гранитах изменения сводятся к образованию тонкозернистого гранобластового альбит-микроклинового агрегата. Наличие гранобластового агрегата обычно сочетается с рудными кварцевыми прожилками. Рудное вещество и флюорит накладываются на кварцевые прожилки. Во вмещающих граниты сланцах изменения выражены биотитизацией, эпидотизацией, карбонатизацией и развитием сети тонких кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилков.

Для пороодообразующих минералов из гранитов главной разновидности Коклановского массива определен химический состав. В таблицах 1 и 2 приведены химические составы калиевых полевых шпатов, плагиоклазов, биотитов, мусковитов и коэффициенты кристаллохимических формул.

Ортоклаз-пертит встречается в виде крупных неправильных и округлых зерен, размером от 4 до 6 мм. Зерна в шлифе мутноватые с буроватым оттенком. Ортоклазовая составляющая минерала представлена чисто калиевой разновидностью (табл. 1). Формула ортоклаза из гранитов Коклановского массива – $(K_{1,0} Na_{0,01}) Al_{0,96} Fe^{2+}_{0,01} Si_{3,01} O_8$.

Плагиоклаз представлен альбитом, который образует крупные зерна таблитчатой формы, по размеру сопоставимые с ортоклазом. Формула альбита гранитов Коклановского массива – $(Na_{0,86} K_{0,01} Ca_{0,01}) Al_{1,12} Fe^{2+}_{0,01} Si_{2,94} O_8$.

Биотит в шлифах встречается очень редко, представлен мелкими чешуйками. Зерна характеризуются высокой магнезиальностью. Формула биотита гранитов Коклановского массива – $K_{1,04} Na_{0,02} (Mg_{1,87} Fe^{2+}_{0,91} Al^{6+}_{0,29} Ti_{0,09})_3 (Si_{3,14} Al^{4+}_{0,86})_4 (O, OH)_{12}$.

Мусковиты разделены на два типа: самостоятельные зерна, представленные мелкими чешуйками, и зерна, прорастающие в ортоклазе. Оба типа мусковитов имеют высокое содержание кремнезема (от 3,30 до 3,55 в пересчете с весовых процентов на атомные количества), то есть это фенгиты. Самостоятельные зерна фенгитов не имеют отличий по химическому составу от зерен, включенных в ортоклаз (табл. 2). Можно предположить, что образование фенгитов связано с единым процессом мусковитизации лейкократовых гранитов. Формула фенгита гранитов Коклановского массива -



Таблица 1. Химический состав КППШ и плагиоклазов из гранитов Коклановского массива, мас.%

Элементы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	64,45	64,10	68,34	67,19	68,30	68,52
TiO ₂	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	17,45	17,96	19,08	21,73	18,90	19,07
FeO	0,10	0,09	0,16	0,12	0,17	0,24
MnO	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0,03	0	0	0	0
CaO	0,03	0,01	1,00	0,17	1,75	0,85
Na ₂ O	1,08	0,40	10,35	10,15	10,44	10,22
K ₂ O	16,51	16,63	0,37	0,18	0,31	0,43
сумма	99,62	99,22	99,30	99,54	99,87	99,33
формульные единицы по зарядам						
Si	3,01	3,00	3,61	2,94	3,00	3,01
Ti	0	0	0	0	0	0
Al	0,96	0,99	0,99	1,12	0,98	0,99
Fe ²⁺	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0
Ca	0	0	0,05	0,01	0,08	0,04
Na	0,10	0,04	0,88	0,86	0,89	0,87
K	1,00	0,99	0,02	0,01	0,02	0,02

Примечание: 1-2 – зерна ортоклаза, 3-6 – зерна альбита. Анализатор JXA-5, аналитик Л.К. Воронина.

Таблица 2. Химический состав мусковитов и биотитов из гранитов Коклановского массива, мас.%

Элементы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50,05	47,19	49,16	49,94	49,98	47,10	40,60
TiO ₂	0,09	0	0,02	0,24	0,02	0,02	1,46
Al ₂ O ₃	28,38	35,15	26,83	27,43	27,85	33,68	12,54
FeO	2,76	0,59	4,39	2,63	1,40	1,05	14,04
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,37
MgO	1,90	0,12	2,81	3,44	2,23	1,68	16,20
CaO	0,01	0,03	0,01	0,03	0,15	0,09	0
Na ₂ O	0,10	0,11	0,11	0,07	0,81	0,09	0,11
K ₂ O	11,85	11,20	11,62	11,29	11,19	11,31	10,55
сумма	95,17	94,42	94,98	95,10	93,66	95,07	95,87
формульные единицы по зарядам							
Si	3,53	3,30	3,51	3,52	3,55	3,29	3,14
Ti	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,09
Al ⁴	0,47	0,70	0,49	0,49	0,45	0,71	0,86
Al ⁶	1,88	2,20	1,76	1,79	1,88	2,06	0,29
Fe ²⁺	0,16	0,03	0,26	0,16	0,08	0,06	0,91
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Mg	0,20	0,01	0,30	0,36	0,24	0,18	1,87
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Na	0,01	0,02	0,02	0,01	0,11	0,01	0,02
K	1,07	1,00	1,06	1,01	1,01	1,01	1,04
Mg'	0,6	0,3	0,5	0,7	0,7	0,7	0,7
Fe'	0,5	0,7	0,5	0,3	0,3	0,3	0,3

Примечание: 1-4 – самостоятельные зерна мусковита, 5-6 – мусковит, прорастающий в зерне КПШ, 7 – биотит. Анализатор JXA-5, аналитик Л.К. Воронина. Mg' = Mg/(Fe+Mg+Mn), ат. кол; Fe' = Fe/(Fe+Mg), ат. кол.

Наличие в породах фенгита в ассоциации с флюоритом указывает на то, что граниты подверглись начальному этапу грейзенизации. Так, фенгиты были выявлены в грейзенизированных двуслюдяных и мусковитовых гранитах массивов кукульбейского комплекса Забайкалья [1]. Участки этих гранитов кукульбейского комплекса являются рудомещающими для кварц-вольфрамитовых жил. Известно, что слюды самих грейзенов представлены мусковитом-фенгитом [2].

Таким образом, можно сформулировать следующие критерии связи W-Mo оруденения с гранитами:

- гип- и мезоабиссальные условия образования гранитов, о чем свидетельствует двуполовошпатовый состав, отсутствие мирмекита, а также первичный высокотемпературный характер калишпата и высокая магнезиальность биотита;
- наличие дополнительных куполовидных гребней гипабиссальных интрузий лейкогранитного состава и апикальные части гранитных массивов;
- контроль гранитных массивов мощными зонами глубинных тектонических нарушений;
- проявление метасоматических изменений. В гранитах изменения сводятся к образованию тонкозернистого гранобластового альбит-микрклинококого агрегата. Наличие гранобластового агрегата обычно сочетается с рудными кварцевыми прожилками;
- присутствие в гранитах акцессорного флюорита;
- появление в гранитах мусковит-фенгита, впервые обнаруженного в составе гранитов Коклановского массива. Наличие фенгитов в гранитах - один из признаков их геохимической специализации на вольфрам-молибденовое оруденение грейзенового типа.

Литература

1. Козлов В.Д., Свядковская Л.Н., Карпов И.К. Слюды магматитов Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1978. 150 с.
2. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород: Учебник/ М.А. Афанасьева, Н.Ю. Бардина, О.А. Богатиков и др.; Под ред. В.С. Попова и О.А. Богатикова. - М.: Логос, 2001. 768 с.
3. Пумтянский А.М., Горбачев Ю.Н., Тараканов Ф.Ф. Геологическое строение и металлогения Улугушского блокового поднятия Зауральского мегантиклинория. Уральский геологический журнал № 3, 2003. С. 45–72.

Использование шунгитовых пород в создании радиоэкранирующих композиционных материалов

Мошников И.А., Ковалевский В.В., Лазарева Т.Н., Петров А.В.

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: kovalevs@krc.karelia.ru

Уникальные особенности шунгитовых пород как сложных природных композитов определяются в первую очередь структурой и свойствами углерода. Интерес к шунгитовым породам Карелии существенно возрос с обнаружением в них фуллеренов [1]. Первая находка молекул C₆₀, образующих новую аллотропную форму углерода в этом природном объекте, заставила по-новому взглянуть на роль углеродистого вещества в геологических процессах и возможность комплексного использования его природных фуллереноподобных форм в наукоемких технологиях. Характерной особенностью шунгитового углерода является, однако, не наличие фуллеренов, а структура, в основе которой лежит глобула – полое многослойное образование с размерами до 10 нм, имеющее характерные особенности гигантских фуллеренов [2, 3].

На лабораторном, полупромышленном и промышленном уровнях выявлено более 20 направлений использования шунгитовых пород, для которых важными характеристиками считаются пористость и электромагнитные свойства шунгитов. Одним из таких направлений является применение их в качестве активного наполнителя композиционных радиоэкранирующих материалов для создания конструкционных материалов и реконструкции обычных помещений с целью защиты от вредного воздействия электромагнитных излучений на биологические структуры [4-6]. В настоящее время медико-биологические, гигиенические и экологические аспекты электромагнитного излучения приобрели особую актуальность. Установлено, что организм человека воспринимает и реагирует как на изменения естественного геомагнитного поля, так и на воздействие электромагнитного излучения от разнообразных и многочисленных антропогенных источников. Особого внимания заслуживают такие источники массового воздействия электромагнитного излучения на человека как мобильная радиосвязь, компьютерная техника, воздушные линии электропередачи высокого и сверхвысокого напряжения, радиолокационные станции, бытовая техника.

Различные углеродные материалы широко применяются либо самостоятельно, либо как наполнитель в композитах для создания радиоэкранирующих материалов. Так, существуют искусственные углеродные материалы, имеющие особенности в своей структуре, эффективность экранирования которых в результате высокой проводимости и большой удельной площади поверхности выше, чем у металлов [7, 8]. Композитные материалы, в которых используются углеродные материалы как наполнитель, также имеют довольно высокие значения эффективности экранирования. Причем малый размер наполнителя предпочтителен, так как процесс экранирования связан со скин-эффектом [8]. Шунгитовые породы имеют ряд экономических и технологических преимуществ вследствие высокой проводимости и особенностей структуры углерода, связанной с хорошо развитой нанометровой пористостью. Шунгитовый углерод сам по себе является неплохим радиоэкранирующим материалом, а использование его в качестве проводящей матрицы для создания композиционных материалов позволит получить новое поколение композитов с высокой эффективностью экранирования.

В лабораторных условиях были изготовлены композиты на основе полистирола с использованием шунгитовых пород Максовской и Зажогинской залежей, имеющих различную степень структурной анизотропии углеродистого вещества. Выполненные работы показали возможность введения в полистирол большого количества шунгитового наполнителя, вплоть до 80%. Вместе с тем, дальнейшая обработка таких материалов и получение готовых изделий на серийном оборудовании сопряжена с определенными трудностями. Поэтому в качестве максимального содержания шунгита в исходной смеси было выбрано значение порядка 65%. Полученные композиционные материалы имеют довольно однородную макроструктуру и приемлемую прочность, позволяющую планировать проведение дальнейших физических и механических исследований.

Измерение эффективности экранирования осуществлялось на порошках методом электромагнитного спектрального анализа в диапазоне частот от 100 кГц до 1 ГГц (приборы SMV11 и

SMV8.5), а определение электрических параметров при помощи численного моделирования с применением эквивалентной электрической схемы замещения [4, 6]. Полученные результаты приведены в таблице и на рисунках 1,2.

Таблица. Параметры шунгитонаполненных композиционных материалов

Исходные параметры			Электрофизические параметры, рассчитанные по ЭЭСЗ (при частотах 15 кГц/ 100 МГц/ 1 ГГц)		
Наполнитель	Углеродистое вещество	Проводимость $\sigma \times 10^{-6}$, (См/м)	Эффективность экранирования (дБ)	Проводимость $\sigma \times 10^{-3}$ (См/м)	Диэлектрическая проницаемость (ϵ)
Максово	Анизотропное	22.2	0.04/ 0.22/ 3.3	1.8/ 6.3/ 32.2	10.9/ 9.2/ 8.3
Загогино	Изотропное	13.8	0.05/ 0.21/ 2.9	2.2/ 6.2/ 22.8	9.2/ 8.5/ 7.7

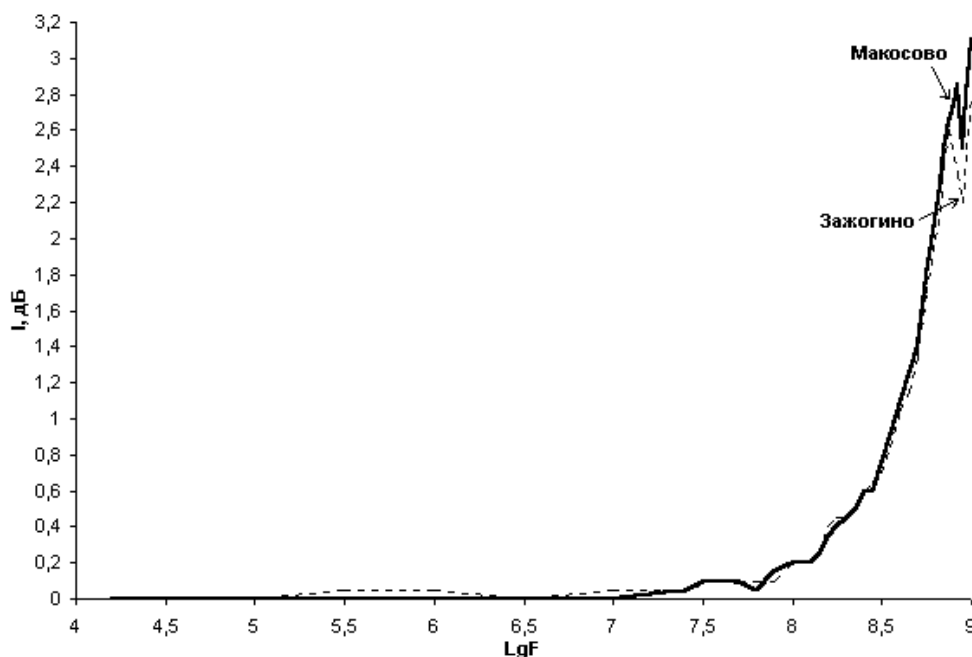
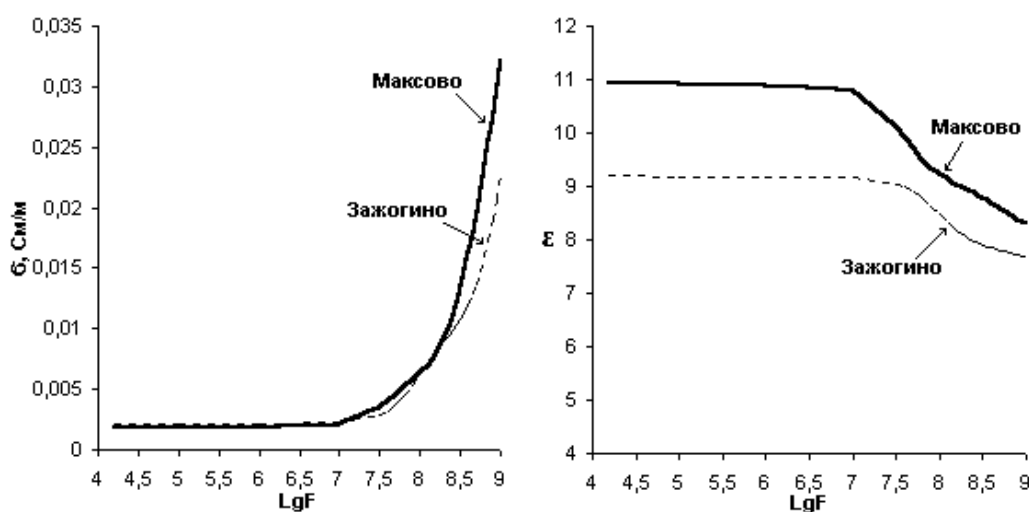


Рис. 1. Зависимости эффективности экранирования от логарифма частоты



а

б

Рис. 2. Расчетные данные проводимости (а) и диэлектрической проницаемости (б) шунгитонаполненных композиционных материалов

Измеренные значения эффективности экранирования (рис. 1) являются весьма незначительными для полученных композиционных материалов, что связано с низкими значениями проводимости и обусловлено почти полной изоляцией проводящих частиц шунгитового наполнителя связующим. Однако, несмотря на это, при частоте более 100 МГц происходит относительно резкое увеличение эффективности экранирования, которое особенно заметно на частотах выше 1 ГГц и может быть обусловлено, в первую очередь, радиопоглощающими свойствами композиционного материала. При этом, большие значения эффективности экранирования, проводимости и диэлектрической проницаемости наблюдаются для анизотропного углерода шунгитовой породы Максово, характеризующегося преимущественной ориентацией углеродных слоев. Полученные результаты дают возможность прогнозировать обработку технологических режимов с целью получения оптимальной проводимости композиционных материалов с шунгитовым наполнителем.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и Республики Карелия (грант 05-05-97520).

Литература

1. Buseck PR, Tsipursky SJ, Hettich R. Fullerenes from the geological environment // Science 1992. Vol. 257, p. 215–217.
2. Ковалевский В.В. Структура шунгитового углерода // Журн.неорган.химии 1994. Т.39. № 1, с. 31–35.
3. Юшкин Н.П. Глобулярная надмолекулярная структура шунгита: данные растровой туннельной микроскопии // ДАН 1994. Т.337, № 6, с. 800–803.
4. Соловов В.К. Радиоэкранирующие свойства композитных материалов на основе шунгитовых пород и сооружений из этих материалов, дисс. канд. тех. наук, Петрозаводск, 1990, 155 с.
5. Мошников И.А., Ковалевский В.В., Яковлев А.Н. Исследование структуры и свойств жидкостекольных шунгито-наполненных композиций // Углеродосодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск, КНЦ РАН, 1998, с. 95.
6. Мошников И.А., Петров А.В., Ковалевский В.В. Электромагнитный спектральный анализ шунгитовых пород Карелии // Электромагнитная совместимость технических средств и биологических объектов. СПб, 2000, с. 142–147.
7. X. Luo, D.D.L. Chung. Electromagnetic interference shielding reaching 130 dB using flexible graphite.// Letters to the editor. Carbon 1996, Vol. 34, No. 10, p. 1293–1294.
8. D.D.L. Chung. Electromagnetic interference shielding effectiveness of carbon materials.// Carbon 2001, Vol. 39, p. 279–285.

Редкоземельные элементы в цирконах метаморфических пород как один из дополнительных критериев интерпретации их генезиса (на примере архейских гнейсов Балтийского щита)

Мыскова Т.А.¹, Бережная Н.Г.², Милькевич Р.И.¹, Скублов С.Г.¹, Пресняков С.Г.², Родионов Н.В.²

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail: admin@ad.igpp.ras.spb.ru

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, г. Санкт-Петербург

Циркон чаще других минералов используется для определения возраста пород. В полиметаморфических комплексах, как правило, зерна циркона имеют сложное строение, отражающее их длительную геологическую историю. При реконструкции природы и возраста процессов, в которых были сформированы такие цирконы, наряду с морфологией и внутренним строением зерен, большое значение в настоящее время приобретает геохимия редких и редкоземельных элементов.

При подготовке к датированию были изучены цирконы из гнейсов пяти архейских комплексов Балтийского щита, имеющих различную первичную природу и в различной степени подвергшихся метаморфической переработке в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фации: каликорвинского комплекса и участка Кичаны (Северо-Карельская система зеленокаменных поясов), тундровой серии (Северо-Кольская система зеленокаменных поясов), кольской серии (Центрально-Кольский блок) и кондалитов Лапландского гранулитового пояса. В цирконах всех перечисленных проб изучено внутреннее строение в оптике и в катодолюминесценции, измерен возраст (U-Pb,

SHRIMP-II), определены содержания редких и редкоземельных элементов и изучены спектры их распределения. Комплексные исследования цирконов подтвердили выводы о первичной природе изученных гнейсов, сделанные ранее на основании изучения петрогеохимических особенностей пород и позволили более обоснованно судить о природе процессов и корректно оценить их возраст.

В каликорвинском комплексе и на участке Кичаны морфология цирконов (призматические и длиннопризматические субидиоморфные кристаллы) и тонкозональное внутреннее строение зерен подтверждают магматическое происхождение гнейсов (изначально дацитов), из которых они были выделены. Не противоречат такому выводу и содержания редких и редкоземельных элементов в цирконах: Th/U отношения изменяются от 0.24 до 0.42, редкоземельные спектры имеют положительную Ce и отрицательную Eu аномалии и обогащены HREE с $\text{Lun/Smn}=31-78$ [1]. Наряду с вулканическими цирконами в метадацитах участка Кичаны присутствуют (в виде зон перекристаллизации и тонких оболочек) цирконы метаморфического происхождения с характерными для этого процесса геохимическими параметрами [1]: пониженным Th/U отношением (до 0.04), обеднением всеми РЗЭ и относительно повышенным отношением Lun/Smn (до 116). Возраст тонкозональных зерен, интерпретируемый как возраст вулканизма, составляет 2785 ± 13 млн. лет в Каликорвинской структуре и 2735 ± 20 млн. лет на участке Кичаны [2]. Возраст метаморфизма, полученный по зонам перекристаллизации и оболочкам, равен 1796 ± 40 млн. лет [2].

В Bt гнейсах (метадацитах) тундровой серии цирконы представлены преимущественно субидиоморфными призматическими кристаллами с тонкозональным внутренним строением. Зерна обладают разной степенью свечения в катодолюминесценции. Более светлые являются относительно более древними с возрастом 2838 ± 23 млн. лет [3] и имеют Th/U отношения (0,28-0,64) и спектры распределения РЗЭ, характерные для цирконов магматического происхождения с хорошо выраженными Ce и Eu аномалиями и обогащенные HREE ($\text{Ybn/Smn}=52-184$). Формирование более молодых темных в катодолюминесценции зерен с тонкой зональностью, вероятно, происходило с привнесением вещества: в цирконах на порядок повышаются содержания U (до 504 ppm) и Th (до 329 ppm), происходит обогащение легкими элементами (LREE) редкоземельных спектров, в целом уменьшаются отношения Ybn/Smn (23-56). Данные цирконы с возрастом 2774 ± 12 [3] млн. лет, скорее всего, являются результатом перекристаллизации цирконов первого типа в условиях аллохимического процесса [4].

В Grt-Bt гнейсах (метадацитах) кольской серии выделяется три группы цирконов. Наиболее древние (3592 ± 15 млн. лет) [5], скорее всего, ксеногенные представлены субидиоморфными кристаллами и округленными обломками. Судя по Th/U отношению (0.33-0.53), характеру распределения РЗЭ с хорошо выраженными Ce и Eu аномалиями и обогащением HREE с $\text{Lun/Smn}=39-120$, источниками цирконов были магматические породы. Цирконы второй группы имеют магматический облик (тонкозональные призматические кристаллы гиацинтового габитуса, светлые в катодолюминесценции) и геохимические параметры зерен магматического происхождения. $\text{Th/U}=0.38-0.53$, кривые нормированных содержаний РЗЭ с Ce и Eu аномалиями и обогащенные HREE ($\text{Lun/Smn}=133-174$). Данная группа зерен рассматривается как собственно вулканические цирконы, образованные в процессе кристаллизации пород на этапе 2910 ± 21 млн. лет [5]. Третья разновидность цирконов вероятнее всего представляет собой переработанные вулканические цирконы второго типа. В катодолюминесценции они темно-серые до черных с сохранившейся тонкой зональностью. Так же, как и в случае с перекристаллизованными цирконами из дацитов тундровой серии, процесс носил аллохимический характер. При некотором снижении отношений Lun/Smn (95-105), в них повышаются концентрации в первую очередь U (до 400 ppm), в меньшей степени Th (до 169 ppm), цирконы обогащаются LREE с небольшим выполаживанием Eu аномалий. Перекристаллизация происходит на этапах 2788 ± 16 млн. лет и 2774 ± 12 млн. лет [5].

В Лапландском гранулитовом поясе изучены цирконы из Grt-Bt гнейсов (по первичной природе метапесчаников). Подавляющее число зерен цирконов состоит из детритовых ядер (в разной степени окатанных, с различной степенью сохранности первичных текстур) и тонких метаморфических оболочек. Целью исследования было определение возраста источников сноса, поэтому датировались только детритовые ядра. Морфология и широкий возрастной спектр ядер позволяют говорить о первично осадочной природе изученных пород. Судя по высоким Th/U отношениям (0.28-1.28) и характеру редкоземельных спектров, области сноса включали породы преимущественно

магматические по происхождению и различные по возрасту: от самых молодых (1964 ± 10 млн. лет) до наиболее древних с максимальным возрастом 3554 ± 15 млн. лет. Преобладание в цирконах молодых ядер свидетельствует о преимущественном разрушении пород свекофеннского возраста, но в небольших количествах в бассейн осадконакопления поступал и материал древней архейской коры. Исходя из возраста самых молодых ядер, началу осадконакопления отвечает рубеж 1964 ± 10 млн. лет.

Интерпретация графиков распределения РЗЭ в цирконах изученных комплексов, произведенная по методике [1, 4] выявила следующие закономерности. Для магматических цирконов характерны высокие отношения Th/U, редкоземельные спектры с положительной Ce и отрицательной Eu аномалиями и обогащение HREE. В метаморфических цирконах снижаются Th/U отношения, они обедняются всеми РЗЭ при повышении Ln/Smn отношений (главным образом за счет обеднения Sm). В случае аллохимического процесса цирконы заметно обогащаются Th, U (без изменения Th/U отношения) и LREE с небольшим выполаживанием Ce и Eu аномалий и уменьшением отношений Ln/Smn.

Изучение геохимии редких и редкоземельных элементов в сочетании с традиционными методами позволило более аргументировано подойти к интерпретации происхождения цирконов и вмещающих их пород.

Грант НШ-4732.2006.5. Грант Президента РФ МД-551.2007.5.

Литература

1. Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // *Chemical Geology*. 2002. V. 184. P. 123–138.
2. Милькевич Р.И., Мыскова Т.А., Глебовицкий В.А., Львов А.Б., Бережная Н.Г. Каликорвинская структура и ее положение в системе Северо-Карельских зеленокаменных поясов: геохимические и геохронологические данные // *Геохимия*. 2007. № 5. С. 1–24.
3. Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Богомолов Е.С., Гусева В.Ф. Новые данные о составе и возрасте протолита глиноземистых гнейсов кольской и тундровой серий Центрально-Кольского блока Балтийского щита // *Геология и геодинамика архея. Материалы I Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия*. СПб. 2005. С. 272.
4. Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 69, No. 3, pp. 637–648, 2005.
5. Мыскова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А., Милькевич Р.И., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Антонов А.В., Сергеев С.А., Шулешко И.К. // Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии, Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U–Pb, SHRIMP-II) // *ДАН*. 2005. Т. 402. № 1. С. 1–5.

Денудационно-седиментогенные системы как предпосылка прогнозно-металлогенической оценки Северо-запада России и поисков месторождений новых генетических типов и минеральных видов полезных ископаемых

Негруца В. З.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: negrutsa@geoksc.apatity.ru

В большом кругу вопросов повышения достоверности прогнозирования и результативности поисков крупных и уникальных месторождений новых генетических типов и видов минерального сырья одно из ключевых мест принадлежит проблеме поэтапных палеорекопструкций обстановок образования и преобразования потенциально рудоносной внешней слоистой осадочно-вулканогенной оболочки (стратисферы) Земли. На основе систематизации и сравнительного анализа результатов, повременных фациально-палеогеографических, палеовулканологических и палеогеодинамических реконструкций все многообразие потенциально рудогенных систем стратисферы Северо-запада России подразделено по характеру мантийно-экзосферных связей на три геодинамически принципиально-отличных друг от друга класса денудационно-седиментационных систем (ДСС): *континентальный, переходный и океанический*. Критериями их обособления служат структурно-вещественные особенности осадочно-вулканогенных наслоений, устанавливаемые по соотношению между собой экзогенных и эндогенных пород и совокупности их генетических признаков в сравнении с фанерозойскими эталонами [1-5].

1. *Континентальные (кратогенные)* ДСС характеризуют условия развития осадочных бассейнов на коре континентального типа. Их определяющей литогенетической характеристикой является отсутствие признаков воздействия магматических расплавов и (или) связанных с ними флюидов на процессы седиментогенеза и гипергенеза. Фациально-палеогеографические обстановки накопления таких осадков и их рудно-металлогенический потенциал отличаются климатическими и тектоническими условиями образования осадочных наслоений, реконструируемые по структурно-вещественным и морфотектоническим характеристикам осадочных бассейнов и областей денудации, определяющих способы и энергию агентов транспортировки терригенного вещества, физико-химические особенности гипергенеза и осадконакопления, динамику и биохимические ресурсы гидросферы. Сочетание таких признаков определяет минерагенические перспективы осадочных бассейнов, а также оценку их рудогенных систем как источника полезного компонента для гидрогенно-метасоматического перераспределения и рудной концентрации полезных компонентов в процессе эпигенетических и структурно-метаморфических преобразований осадков. Очевидно, что подобные системы представляют интерес для поисков месторождений погребенных кор выветривания, россыпей и их отдаленных хемогенных дериватов, а так же биолитогенного происхождения. Особый интерес в этом плане представляют литогенетические ассоциации жаркого и влажного климата, а также формации аридного климата перспективные (в зависимости от рудно-минерагенической специализации питающих провинций и фациальных условий осадконакопления) на титан-цирконовые россыпи, алмазы, золото, платиноиды, и др. и как благоприятные источники гидротермально-метасоматического рудообразования.

В пределах северо-запада России оптимально-благоприятные условия для континентального рудообразования установились в связи с коренной перестройкой типов литогенеза на рубеже архея и протерозоя 2700–2500 млн. лет назад, и затем многократно проявлялись в трансгрессивные этапы сумийского, сариолийского, сегозерского, онежского, ладожского и вепсийского циклов карельского (раннепротерозойского) тектогенеза, в этапы интенсивного химического выветривания на протяжении рифейского (позднепротерозойского) геодинамического мегацикла, а также в начальные стадии каледонского, герцинского, кеммерийского и альпийского тектоно-магматических циклов фанерозоя.

2. *Переходные (окраинно-континентальные или островодужные)* ДСС знаменуют преобразующее действие мантии на земную кору. Следствием воздействия мантийного вещества на сиалическую кору является образование и проникновение в области седиментогенеза и денудации магматических расплавов и флюидов смешанного мантийно-корового происхождения. Это происходит в геодинамическом режиме перехода от кратогенных к талассогенным системам в свойственной зонах взаимодействия континентальных и океанических плит, а также внутриконтинентального рифтогенеза. Рудно-металлогеническая специализация таких структур представляет следствие взаимодействия флюидных потенциалов и физико-химических характеристик континентальной коры и мантийных расплавов. Такие условия достаточно широко проявлены и определенно диагностируются в связи с образованиями лопийского (позднеархейского) геодинамического мегацикла, а также регрессивных мегаволн каждого из шести тектоно-магматических циклов карельского мегацикла, хогландского и йотнийского циклов рифейского мегацикла.

Достоверность прогнозной оценки ДСС переходного типа определяется уровнем знания, во-первых, структурно-вещественного состава континентальной коры, во-вторых физико-химических особенностей ее флюидного потенциала и флюидов воздействующего на неё мантийных расплавов, в-третьих, термобарических условий на разных стадиях эпигенетических и метаморфических преобразований рудолокализирующей среды. Все это определяется глубиной и детальностью литолого-фациальной, вулканно-плутонической, и структурно-метаморфо-метасоматической изученности пород, и соответственно, обоснованностью, вытекающего такого изучения палеогеодинамических реконструкций. Виды минерального сырья, прогнозируемые морфогенетические типы месторождений и геолого-экономические параметры потенциальных рудных залежей определяются путем сравнительного анализа сходства и отличия предполагаемой рудолокализирующей среды с модельными эталонами месторождений рифтогенных и орогенных систем фанерозоя.

3. *Океанические (талассогенные)* ДСС реализуются в условиях осадконакопления и вулканизма, полностью контролируемых динамикой и типом воздействующих на гидросферу мантийных расплавов. Индикаторами таких условий являются ультрабазит-базальтоидный тип коры, на кото-

рой развивается осадочный бассейн, состав и геохимические характеристики магматических расплавов конседиментационных вулканоплутонических систем и литогенетическая специфика ассоциированных с ними осадочных отложений, определяемая путем сравнения с генотипами мезозой-каинозойских талассогенных структур. Такого типа системы свойственны зеленокаменным прогибам лопийского мегациклу развития Балтийского щита и погребенного фундамента Восточно-Европейской платформы, а также людииковийскому этапу максимальной трансгрессии карельском мегацикла - времени раскрытия Свекофенского палеоокеанического бассейна.

4. Ключевое историко-геологическое, методологическое и общетеоретическое значение при прогнозировании и поисках месторождений новых генетических типов и видов полезных ископаемых, не вскрытых эрозией и недоступных для непосредственного изучения с дневной поверхности, имеет знание пространственно-временных закономерностей смены во времени и пространстве ДСС. Определены шесть, принципиально отличные по металлогеническому потенциалу, последовательно сменяющие друг друга во времени структурно-вещественные осадочно-вулканогенные оболочки (стратисферы), разделенные коренными структурно-метаморфическими, фациально-палеогеографическими и геодинамическими перестройками СЗ России: нижнеархейская (саамская), верхнеархейская (лопийская), нижнепротерозойская (карельская), верхнепротерозойская (рифейская), палеозой-каинозойская и четвертичная. В современном тектоническом срезе земной коры они фиксируются эрозионными останцами экзогенно-эндогенных наслоений и связанных с ними интрузий пяти последовательно сменявших друг друга во времени деструктивно-конструктивных мегациклов эволюционно наращивавшие общей континентализации всех внешних и внутренних геосфер. Осадочно-вулканогенные наслоения, и связанные с ними интрузии трех первых дорифейских (саамского, лопийского и карельского) мегациклов, преобразованы в термобарических условиях катазоны и мезазоны. Отложения последних (рифейского и фанерозойского) мегациклов изменены в условиях эпизоны.

5. Реконструкция исходной природы отдельно взятых, типовых реликтовых образований каждого из пяти мегациклов неизбежно устанавливает проявление всей совокупности процессов экзогенного и эндогенного образования и преобразования стратисферы, начиная с первого появления достоверных признаков существования сиалической коры, т. е. с самого начала функционирования денудационно-седиментационных систем. Установлено направленное относительное увеличение во времени экзогенных при уменьшении значения эндогенных пород, возрастание разнообразия и осадочной зрелости первых и падение относительного влияния вторых на седиментогенез, интенсивное, начиная с середины раннего протерозоя, накопление карбонатно-эвапоритовых и биогенных (околит-строматолитовых) отложений, широкое проявление с конца архея калишпатизации, смена в середине протерозоя преимущественно вулканогенной подачи мафитов к поверхности Земли на плутогенную природу их проникновения в коровые образования доступные сейчас для наблюдения с поверхности [1, 5]. Ключевое значение для экзогенного рудообразования имеет смена на рубеже сариолия и ятулия (2350-2300 млн. лет назад) закисных окисными условиями гипергинеза, т. е. коренная перестройка геохимического режима рудогенеза. Принципиально важно то, что осадочно-вулканогенные наслоения и сопровождающие их плутогенные, метасоматические, гидротермальные и гипогенно-гипергенные породы и руды каждого из трех ранних (раннедокембрийских) мегациклов проходили перед началом следующего мегацикла мегациклов термобарическое преобразование в условиях глубинных зон Земли и уже в эндогеннопереработанном виде выводились в сферу денудации. Следовательно, необходимо констатировать трехкратное погружение в эндосферу и вывод в экзосферу предрифейской внешней вулканогенно-осадочной Земли и двухкратное их погружение с последующим подъемом к дневной поверхности и гипергенное преобразование в рифейский и фанерозойский мегациклы. Механизм такого экзогенно-эндогенно-экзогенного круговорота внешней рудоконтролирующей оболочки земной коры описывает направленно-поступательное преобразование ДСС обстановок сочленения континента с океаном и окраинно-континентального литогенеза в область завершённой кратонизации и континентального литогенеза. В сводном виде процессы и события, овеященные в непрерывно-прерывистой последовательности четырех докембрийских (саамской, лопийской, карельской, рифейской) и одной фанерозойской стратисфер описывающие общий геодинамический тренд и, соответственно, направленность металлогенической эволюции земной коры СЗ России, демонстрируют пульсационно-направленное нарастание континентализации обстановок образования и преобразования пород и руд.

Состав валунов и галек конгломератов лопия свидетельствуют о афиболит-диорит-плагиогранитоидном составе саамской стратисферы и, следовательно, о существовании к началу лопийского времени примитивной сиалической коры тоналит-трондjemит-гранодиоритовой коры не имеющей аналогов среди более молодых образований. Единственный известный пример практически непосредственной границы лопия и саамия демонстрирует постепенный переход от саамия к лопию фткструемый регрессивно-трансгрессивной ритмично-слоистой последовательностью осадочных отложений дистальных и проксимальных фаций обломочных потоков из чего следует предположение о переходном, окраино-континентальном типе лопийского литогенеза. Согласно палеогеодинамическим реконструкциям и результатам изотопной геохимии в интерпретации разных авторов слоистая структура лопийской стратисферы демонстрирует наложение отложений окраино-континентального и океанического типа. С учетом состава валунно-галечного материала лопийских конгломератов, свидетельствующего о денудации ультраметагенно-магматогенных пород коры континентального типа, это указывает на то, что лопийский литогенез протекал в специфической среде вулканогенно-осадочного бассейна на океанической коре с реликтами сегментов коры примитивного континентальной коры. Сущность внешних геосфер и их металлогенической специализации определялась в этих условиях потоками вещества и тепловой энергии поставляемой мантией, что является благоприятной средой гидротермально-метасоматического рудообразования по модели срединоокеанических хребтов и подводных вулканов.

На переходе от архея (лопийского мегацикла) к протерозою (карельскому мегациклу) в интервале времени, предположительно, 2850–2500 млн. лет процессы осадконакопления и подкорового (базальтоидного) магматизма сменились процессами пульсационно нарастающего дифференцированного развития Северо-запада России. Около 1650 млн. лет назад, в завершающие стадии карельского мегацикла и начальные стадии рифейского мегацикла сбалансированное взаимодействие эндогенных и экзогенных геосфер и пульсационно направленного роста мощности и общей кратонизации земной коры сменилось режимом области тектоно-магматической активизации, пульсационно направленного воздымания и пенипленизации. Пульсационный характер проявления во времени и пространстве процессов денудации, осадконакопления, магматизма, структурно-тектонических дислокаций, метаморфизма, гидротермально-метасоматического изменения пород, соответствующие им ДСС обусловил предпосылки образования полигенных и полихронных, в том числе крупных и уникальных месторождений новых генетических видов и минеральных типов которых не доступных для непосредственного изучения с поверхности. Разработка технологии прогнозирования, выбор тактики поисков и геолого-экономической оценки таких месторождений составляет многоаспектную задачу, решение которой возможно только на стыке всех геологических дисциплин. Определяющим является поэтапная реконструкция фациально-палеогеографической, палеовулканической, тектоно-магматической, структурно-петрологической, изотопно-геохронологической и составление на основе всех этих данных геодинамических моделей потенциально рудоносных стратиграфических оболочек земной коры в её пространственно-временной непрерывности и эволюционной завершенности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 05-05-64489.

Литература

1. *Негруца В. З.* Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.
2. *Негруца В. З., Негруца Т. Ф.* Историко-геологический метод изучения докембрия. Л.: Недра, 1988. 198 с.
3. *Негруца В. З.* Металлогеническая модель Кольской геозкосистемы. Апатиты: Изд-во Кольск. Науч. Центра РАН, 1992. 117 с.
4. *Негруца В. З., Негруца Т. Ф.* Седиментогенез как отражение динамики воздействия мантии на экзосферы Земли. // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Материалы 3-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 18-20 марта 2003 г.). М.: Изд.-во Моск. ун-та, 2003. С. 24–26.
5. *Негруца В. З., Негруца Т. Ф.* Обстановки седиментогенеза и стратотипы дорифея. – СПб., 2006. 96 с.

Раннерифейские ферробазальты Приладожья как представители высоко–Ti-Fe-P базитов (йотунитов) анортозит-гранитных серийНосова А.А.¹, Сазонова Л.В.²¹ИГЕМ РАН, г. Москва, e-mail: nosova@igem.ru²МГУ им. М.В.Ломоносова, Геологический факультет, г. Москва, e-mail: saz@geol.msu.ru

В мезопротерозойское время (MP) Восточно-Европейская платформа была ареной активной магматической деятельности внутриплитного типа. В раннем MP основные ее проявления установлены в западной части ВЕП, в свекофенском домене Балтии и на западе Сарматии. Здесь в раннем рифее бимодальный и базальтовый вулканизм, внедрение дайковых роев, развитие сети рифтогенных грабенов сопровождали становление плутонов анортозитов-гранитов рапакиви (AMCG типа).

Вулканические проявления приурочены к структурам Финско-Ботническо-Балтийской рифтовой системы и внутри них – к локальным осадочным бассейнам (впадины Сатакунта, Мухос, Пашско-Ладожская, Овручская и др). Формирование этих грабеновых структур связано с развитием литрических разрывов, которые образовались в режиме растяжения в верхней части коры при ее воздымании, обусловленным подъемом астеносферы и тепловым воздействием при становлении AMCG плутонов и последующем остывании коры при завершении этого магматизма [1].

Вулканиды группируются в три ареала, пространственно и во времени сопряженных со становлением плутонической ассоциации анортозитов-гранитов рапакиви. Выделяются три ареала развития эффузивов и дайковых роев: *прибалтийский*, наиболее ранний, с изотопными возрастами вулканидов в 1640-1500 млн. лет [2, 3 и др.], *овручский*, 1580-1480 млн. лет [4], и *ладожский*, наиболее поздний, включающий вулканиды с изотопными возрастами 1500-1457 млн. лет [5, 6].

Наиболее масштабно MP₁ базиты эффузивной и субвулканической фаций проявлены в Восточном Приладожье, в непосредственной пространственной связи с Салминским плутоном габброноритов-гранитов рапакиви, имеющим возраст 1547±1 – 1529±0.6 млн. лет [7]. Они представлены лавовыми толщами (суммарной мощностью более 250 м), крупным Валаамским габбромонцитонитовым силлом и дайками трахидолеритов [8 и др.].

Изотопные датировки базальтов – 1499±68 млн. лет (Sm-Nd минеральная изохрона, [5]) и габбромонцитонитов Валаамского силла – 1457.4±2.7 млн. лет (U-Pb, бадделеит, [6] свидетельствуют, что становление вулканической ассоциации происходило через 40-90 млн лет после внедрения Салминского массива, но одновременно с внедрением наиболее поздней группы гранитов рапакиви в ЮВ Швеции и Польше - гранитоидами Рагунды, Норана, Стромсбро, Бартошице.

Детальная документация разрезов многочисленных скважин в Северо-Восточном Приладожье показала, что вулканиды слагают две толщи. Перерыв между лавовыми излияниями фиксируется частичным размывом нижней толщи, горизонтом туффитов и пачкой гравелитов с прослоями аргиллитов. Верхняя толща характеризуется более широким развитием обильно миндалекаменных и шлаковых разностей по сравнению с нижней.

Базальты афировые и редкопорфировые, вкрапленники представлены слабозональным лабрадором. Основная масса сложена Pl (50%) состава от лабрадора до андезина и Crx (30%) с Mg# 0.64-0.67 (центр) до 0.50-0.53 (край), Ti-Mt и Ilm (10%, в базальтах верхней толщи иногда до 30%). Основным аксессуарным минерал – Ar (до 2%). В базальтах нижней толщи встречены Ol (Mg# 0.51-0.40) и Орх (Mg# 0.39-0.41). Специфика минерального состава (присутствие Орх и высокожелезистые темноцветные фазы) сближает базальты с мафитами анортозит-рапакивигранитных плутонов.

Вулканиды обеих толщ представлены ферробазальтами – высокотитанистыми (в базальтах нижней толщи 3.91-4.14% TiO₂, в базальтах верхней до 4.87-5.34% TiO₂) железистыми (Mg# 0.30-0.40) низко кремнеземистыми (44-48% SiO₂) породами с высокими отношениями Al₂O₃/CaO (1.7-1.9) и высокими концентрациями P (около 1.0% P₂O₅ в нижних базальтах до более 1.5% P₂O₅ в верхних). Особенности петрохимии соответствуют петрохимической специфике ферродолеритов (йотунитов) – высокожелезистых высокотитанистых базитовых пород повышенной щелочности, обычно слагающих дайки и небольшие интрузивные массивы в AMCG комплексах.

Породы обогащены как LILE (Ba до > 2000 мкг/г, Sr до 600-650 мкг/г), так и HFSE. Концентрации Zr достигают 770 мкг/г в ферробазальтах верхней толщи и 520 мкг/г – в ферробазальтах нижней; концентрации Nb – 80 и 47 мкг/г соответственно. Отношение Nb/La_n варьирует в пределах 0.73-0.59. Распределение PЗЭ характеризуется сильным фракционированием легких лантаноидов относительно тяжелых: La/Yb_n 9.3-10.6, Sm/Yb_n – 3.2-3.4; при этом легкие земли фракционированы сильно (La/Sm_n = 2.8-3.2), тяжелые – умеренно (Gd/Yb_n 2.0 – 2.3; Dy/Yb_n 1.3 – 1.5). В спектрах PЗЭ ферробазальтов нижней толщи наблюдается слабая отрицательная аномалия Eu (Eu/Eu* 0.84-0.95); в спектрах ферробазальтов верхней толщи она выражена сильнее (Eu/Eu* 0.64-0.79).

Изотопный состав Nd в базальтах характеризуется отрицательными значениями $\epsilon Nd_{(1500)}$: в ферробазальтах Северо-Восточного Приладожья они варьируют от -4.7 до -5.3 для ферробазальтов нижней толщи и от -4.5 до -5.8 для ферробазальтов верхней толщи, а в трахибазальтах юго-востока Приладожья достигают еще более низкого значения $\epsilon Nd_{(1460)} = -8.7$.

Практически по всем геохимическим параметрам ферробазальты Приладожья близки к йотунитам [9 и др.]: высокие отношения Al₂O₃/CaO, высокие концентрации Ti, P, щелочных оксидов, Zr, Sr, отчасти Nb, пониженные значения отношения Nb/La, низкие концентрации Cr), а также низкорadioгенный изотопный состав Nd. Принадлежность этих пород к йотунитовому (ферродолеритовому) типу позволяет рассматривать ферробазальты как эффузивные аналоги йотунитов.

Петрогенезис. Для ферробазальтов Приладожья в составе петрогенетической модели рассмотрены особенности фракционной кристаллизации и возможные мантийные источники, а также обсуждается вопрос коровой контаминации. *Фракционная кристаллизация.* Сравнение составов ферробазальтов с трендами фракционирования природных ферродиорит-гранитных серий и с экспериментальными данными по фракционированию йотунитовых расплавов [9] показало, что изменение составов ферробазальтов отвечает экспериментальным трендам фракционирования примитивных йотунитов при P=5-7 кбар и окислительно-восстановительных условиях, отвечающих буферу QFM. Моделирование фракционирования ферробазальтовых расплавов (СОМАГМАТ) и расчет кумулюсной ассоциации методом масс-баланса показали, что изменение составов ферробазальтов определялось фракционированием Орх(36-41)+Pl(53-62)+Pm(1-6) ассоциации, в которой доминировал Pl. Полученные оценки состава кумулата были проверены с помощью моделирования поведения элементов-примесей при фракционной кристаллизации указанной ассоциации, которые показали неплохое соответствие с природным распределением, в том числе модель предсказала появление отрицательной аномалии Eu в ферробазальтах верхней толщи.

P-T-f_{O2} условия, при которых протекал процесс фракционирования, можно оценить по данным Pm-Mt термо-оксиметрии и результатам моделирования этого процесса с помощью СОМАГМАТ, а также в сравнении с экспериментальными данными, полученными в [9]. Фракционирование орх+pl+ilm ассоциации, по-видимому, имело место при давлениях 5-7 кбар и T 1160-1180°C в условиях QFM буфера (или несколько более восстановительных), а кристаллизация срх-pl-TiMt ассоциации происходила уже при излиянии ферробазальтов.

Мантийные источники и коровая контаминация. Изотопный состав Nd йотунитов является одной из основных причин дискуссий об их происхождении. Для изотопного состава Nd в этих породах характерны значительные вариации, причем преобладают низкие отрицательные значения $\epsilon Nd_{(T)}$, (до $-8...-10$); в области положительных значений $\epsilon Nd_{(T)}$ не достигают высокорadioгенных величин [10 и др.]; основная особенность изотопного состава Nd – его зависимость от возраста коры, в которой локализованы йотуниты. Имеющиеся изотопные данные не дают однозначного ответа на вопрос о природе источника: имела ли место масштабная коровая контаминация деплетированного мантийного вещества или он представлял обогащенный мантийный субстрат, либо являлся мафическим нижнекоровым веществом [11].

Геохимические характеристики ферробазальтов Приладожья на первый взгляд согласуются с моделью их происхождения за счет контаминации нижнекоровым веществом мантийных расплавов типа континентальных толеитовых, но ключевым остается вопрос о количестве корового вещества, необходимого для соответствующей трансформации исходного мантийного состава. Как показали расчеты AFC-модели (для PЗЭ), она может быть достигнута в ходе фракционирования базальтов (степень фракционирования F=0.6-0.5) при ассимиляции ими значи-

тельного количества тоналитового расплава (отношение количества ассимилянта и кумулата $r=0.5-0.6$). Очевидно, что при таких объемах ассимиляции кислого вещества не сохраняются ни петрохимические характеристики базальтов (низкая кремнекислотность, высокие содержания Ti и др.), ни характер распределения HFSE (умеренные и высокие значения для Zr/Nb и Nb/Th отношений соответственно). В то же время Nd изотопные данные свидетельствуют, что расплавы по мере фракционирования испытывали некоторую коровую контаминацию, что отражает зависимость между значениями $\epsilon Nd_{(T)}$ и характеристик, которые определяются степенью дифференциации ферробазальтов (концентрации P_2O_5 , TiO_2), и возможным вкладом коровой контаминации (Pb/Ce, La/Sm). Однако даже наименее дифференцированные ферробазальты имеют низко-радиоогенные величины $\epsilon Nd_{(T)}$ (-4.5 , -4.7). Такие изотопно-геохимические характеристики пород могут возникнуть: 1) в результате плавления литосферной мантии и 2) за счет вклада древнего корового вещества.

Для проверки первого предположения проведено сопоставление распределения элементов-примесей в ферробазальтах, примитивных йотунитах и континентальных базальтах различных типов. Оно показало, что ферробазальты и примитивные йотуниты имеют геохимические характеристики, наиболее сходные с таковыми некоторых высокотитанистых базальтов (мезозойские базальты провинции Парана и др., [12 и др.]), имеющих отрицательные величины $\epsilon Nd_{(T)}$ ($-1.6 \dots -8.3$). Эти базальты рассматриваются как производные геохимически обогащенной литосферной мантии. Ферробазальты Приладожья и базиты Салминского плутона [3] имеют сходный между собой геохимический облик и изотопный состав Nd ($\epsilon Nd_{(1540)}$ от $-6,5$ до $-8,2$, Ramo et al., 1996). Детальные изотопные исследования пород Салминского массива [7] позволили авторам прийти к выводу о том, что габбро-анортозиты и сопряженные базитовые разности формировались расплавами, происходящими из «изотопно-аномального источника в субконтинентальной мантии»; аналогичный источник можно полагать и для ферробазальтов Приладожья.

Однако, связь изотопного состава Nd базитов из АМСГ плутонов Фенноскандии и возраста коры, в которой они локализованы, не позволяет исключать процессы коровой контаминации в их петрогенезисе. Низко-радиоогенный изотопный состав Nd не характерен для базитов из плутонов, локализованных в ювенильной свекофенской коре и имеющих возраста 1665 – 1580 млн. лет. Так, базитовые породы Выборгского плутона имеют $\epsilon Nd_{(T)}$ от $+1,6$ до $-1,2$, Рижского плутона – от $+0,3$ до $-0,6$ [3]. В тоже время для поздней «генерации» АМСГ плутонов, с возрастaми 1.54 – 1.50 млн. лет, локализованных в краевых частях области развития палеопротерозойской коры, напротив, характерен изотопный состав Nd, обедненный радиоогенным изотопом. Таковой, помимо Салминского массива, отмечен для массива Стромсбро (1500 - 1520 млн. лет) в Центральной Швеции, где $\epsilon Nd_{(T)}$ составляет от $-5,7$ до $-8,5$ [13], а также для массивов мазурского комплекса (около 1500 млн. лет) в Польше: в базитах $\epsilon Nd_{(T)}$ варьирует от $-2,5$ до -5 [14].

Проведенный анализ эволюции изотопного состава Nd палеопротерозойской, нео- и мезоархейской коры Фенноскандии и Карельского кратона и величины $\epsilon Nd_{(T)}$ базитов АМСГ ассоциации, в том числе ферродолеритов, и соответствующие расчеты показали, что наблюдаемый в «молодых» массивах низко-радиоогенный изотопный состав Nd не мог сформироваться без участия древней архейской коры [15]. Для этих массивов, помимо изотопных, имеются геологические свидетельства участия древней архейской коры в петрогенезисе: Салминский массив частично локализован в пределах выходящей на поверхность части Карельского кратона, в одном из массивов Центральной Швеции обнаружен циркон с возрастом 2700 млн. лет [16], в массивах мазурского комплекса на присутствие древнего корового вещества указывают изотопные параметры не только Sm-Nd, но и Re-Os системы [14].

Таким образом, совокупность геохимических и изотопно-геохимических характеристик ферробазальтов Приладожья поддерживает представления о литосферной мантии в качестве источника их первичных расплавов и значительной роли контаминации коровым веществом в их петрогенезисе.

Литература

1. Korja A., Heikkinen P. J. Proterozoic extensional tectonics of the central Fennoscandian Shield: results from the Baltic and Bothnian echoes of the Lithosphere experiment // 1995. *Tectonics*. V.14. P. 504–517.
2. Богданов Ю.Б., Левченко О.А., Кормаров А.Н., Яковлева С.З., Макеев А.Ф. О новом типе разреза нижнего рифея на Балтийском щите // ДАН РАН. – 1999. – Т.336. - № 1. С. 76–78.
3. Rämö O.T., Huhma H., Kirs J. Radiogenic isotopes of the Estonian and Latvian rapakivi granite suites: new data from the concealed Precambrian of the East European Craton // *Precambrian Res.*, 1996, V.79, P. 209–226.
4. *Геология Беларуси*. Под ред. А.С.Махнача, Р.Г.Гарецкого, А.В.Матвеева и др., Минск.: ИГН НАН Беларуси, 2001, 815 с.
5. Богданов Ю.Б., Саватенков В.В., Иванников В.В., Франк-Каменецкий Д.А. Изотопный возраст вулканитов салминской свиты рифея // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудообразования. Мат. II Росс. конф. по изотоп. Геохронол. 25-27 ноября 2003 г., СПб, СПб: Центр информ. культуры, 2003, С. 71–72.
6. Rämö, O. T., Mänttari, I., Vaasjoki, M., Upton, B. G. J., and Sviridenko, L. Age and significance of Mesoproterozoic CFB magmatism, Lake Ladoga region, NW Russia. In: Boston 2001 : a geo-odyssey, November 1-10, 2001: GSA Annual Meeting and Exposition abstracts. 2001. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* **33** (6), A-139.
7. Neymark L.A., Amelin J.V. and Larin A.M. Pb-Nd-Sr isotopic and chemical constraints on the origin of the 1.54-1.56 Ga Salmi rapakivi-anorthosite batholith (Karelia, Russia) // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1992. V. 50. P. 173–193.
8. Светов А.П., Свириденко Л.П. Рифейский вулcano-плутонизм Фенноскандинавского щита. – Петрозаводск: Карельский ИЦ РАН. – 1995. – 211 с.
9. Vander Auwera J., Longhi J., Duchesne J-C. A Liquid Line of Descent of the Jotunite (Hypersthene Monzodiorite) Suite // *J.Petrology*.1998.V.39. № 3. P.439-468.
10. Markl G., Hohndorf A. Isotopic constraints on the origin of AMCG-suite rocks on the Lofoten Islands, N Norway // *Mineralogy and Petrology*. 2003. V. 78. P. 149–171.
11. Longhi J., Vander Auwera J., Fram M.S., Duchesne J-C. Some Phase Equilibrium Constraints on the Origin of Proterozoic (Massif) Anorthosites and Related Rocks // *J.Petrology*.1999.V.40. № 2. P. 339–362.
12. Gibson S.A., Thompson R.N., Dickin A.P., Leonardos O.H. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis // *Earth Plan.Sci.Letters*. 1996. V. 141. P. 325–341.
13. Andersson U.B. The sub-Jotnian Strömsbro granite complex at Gävle, Sweden. *GFF*, 1997:V. 119 (Pt. 2, June), P. 159–167.
14. Wiszniewska J., Claesson S., Stein H, Vander Auwera J., Duchesne J-C.// The north-eastern Polish anorthosite massifs: petrological, geochemical and isotopic evidence for a crustal derivation// *Terra Nova*. 2002. V.14. P. 451–460.
15. Носова А.А., Самсонов А.В., Сазонова Л.В., Блюмкина М.Е., Ларионова Ю.О. Изотопно-геохимические свидетельства участия погребенной архейской коры в петрогенезисе раннерифейских базитов Восточного Приладожья / Геология и геодинамика архея, Мат I Росс. конф. по пробл. геол. и геодинамики докембрия. 27-29 сент. 2005. СПб. СПб.: Центр информ. культуры, 2005. С. 299–304.
16. Skiold T., Mellqvist C., Ohlander B. Sm-Nd isotope evidence of a collisional event in the Precambrian of northern Sweden // *Precambrian Res.*, 1999. V.93. P. 105–117.

Терригенный тип седиментогенеза в верхнедевонском бассейне Припятского палеорифта (Беларусь)

Обровец С.М.

Институт геофизики и геохимии Национальной академии наук Беларуси, г. Минск.
e-mail abravets@igig.org.by

В верхнедевонских (раннефаменских) отложениях южной части Припятского прогиба (Беларусь) в скважинах Валавская 3, Южно-Валавская 35, Восточно-Выступовичская 3 на глубинах 3000–4400 м установлены прямые признаки и непромышленные притоки нефти. Коллекторами являются различного состава песчаники, мощность слоев которых изменяется от 1 до 150 м. Исследуемые отложения раннефаменского возраста Припятского прогиба, мощностью 500–800 м,

сформировались в главную фазу рифтовой стадии развития Припятского палеорифта [5], когда в Припятском палеобассейне происходило органогенное, аутигенно-терригенное и терригенное осадконакопление. В южной части на границе с Украинским кристаллическим щитом (УКЩ) в приконтинентальной области шли процессы преимущественно аутигенно-терригенного и терригенного типов седиментогенеза. Береговая линия проходила по территории современного Украинского щита (УКЩ), вдоль нее располагалась прибрежная зона террасовидных уступов [4], существование которой было обусловлено сложным ступенчатым строением Выступовичского и Южно-Припятского высокоамплитудных листрических разломов [1]. Региональная и стратиграфическая позиция исследуемых отложений свидетельствует, что ряд изученных терригенных тел формировались в глубоководных обстановках. Прибрежная зона на отдельных участках прерывалась дельтами рек и конусов выноса временных потоков, местоположение которых было предопределено расположением субмеридиональных разломов продолжающихся с УКЩ, и пересекающих Южно-Припятский листрический разлом. Основная часть обломочного материала, составляющая по нашим подсчетам примерно 283 км³, в раннефаменское время была принесена с территории УКЩ. Выделены зоны с максимальными мощностями терригенных отложений порядка 180–190 м. Расчет средних скоростей осадконакопления по ним позволил установить скорости осадконакопления (более 0,16 мм/год, что равно 160Б), которые соответствуют скоростям лавинной седиментации [2] и отражают первый уровень лавинной седиментации в Припятском палеорифте. Эти скорости совпадают с высокими скоростями осадконакопления во время франско-фаменского "седиментационного эпизода" в ДДВ [3]. На этом уровне в бассейне (рис.1) сформировались отложения дельтовых комплексов и турбидитовых потоков [7,8].

Исследования современных и древних дельт и конусов выноса [2] показали, что во всех без исключения конусах выноса наряду с дельтовыми комплексами присутствуют турбидиты--продукты суспензионно-потокового седиментогенеза. Турбидитовые отложения обнаружены во многих древних бассейнах, где они часто бывают нефтеносными. В Северном море в месторождении Салтайр [8] коллекторами являются турбидиты позднекимериджского возраста, в Мексиканском заливе нефтеносны турбидитовые отложения среднего миоцена – верхнего плейстоцена [9]. По мнению Х. Ридинга [10], все встречающиеся на глубоководье пески следует называть турбидитами, т. к. не существует другого механизма их переноса на большие глубины, кроме мутьевого потока.

Наиболее исследованным дельтовым комплексом является Валавская палеodelьта, которая располагалась восточнее субмеридиональной Первомайско-Заозерной зоны разрывных нарушений. Песчаники, слагающие дельтовые отложения, представлены в основном разнозернистыми, плохо отсортированными, алевроитовыми разностями. В них преобладает фракция 0,5–0,25 мм. Легкая фракция песчаников сложена кварцем и полевыми шпатами. В тяжелой фракции установлена лейкоксен (31,5–47,9%) цирконовая (16–18,6%) ассоциация минералов. В виде стяжений и единичных зерен присутствует аутигенный пирит в количестве 24,8–52,9%, приуроченный к органическим остаткам. Вероятная модель образования Валавской палеodelьты представляется в следующем виде. С УКЩ по Заозёрно-Первомайской субмеридиональной разломной зоне в Припятский палеобассейн раннефаменского времени впадала палеорека, возможно Пра-Словечна. При впадении потока воды с суши могли формироваться терригенные аккумулятивные тела проток, расположенные под разными углами по отношению к кромке УКЩ. Наступление палеodelьты на бассейн седиментации свидетельствует об общей тенденции сокращения береговой линии к верхнефаменскому (лебебянскому) времени и общей регрессии, а сама дельта носит регрессивный характер.

Часть поступавшего с суши обломочного материала уносилась вглубь бассейна турбидитовыми и вдольбереговыми подводными палеотечениями. Направления этих потоков было обусловлено существованием в рельефе дна палеобассейна палеодолин: Восточно-Выступовичской, Ельской, Западно-Валавской и Южно-Валавской [4].

Терригенные породы в Восточно-Выступовичской палеодолине раннефаменского возраста располагаются в виде линзовидных тел шириной 500–1500 м, длиной 10–14 км. В южном направлении к палеофлексурам, которые располагались над разломами внутри палеобас-

сейна и к северу, вглубь палеобассейна, терригенные тела частично выклиниваются, а также замещаются карбонатно-глинистыми породами. Терригенные отложения, сформировавшиеся в Западно-Валавской палеодолине, образуют линзовидное тело длиной 22 км, шириной 2–3 км, толщиной 13–50 м. Преобладают песчаники с незначительным содержанием глинистого (7,8–13,2%) и карбонатного (1,3–2,5%) материала. Основной песчаной фракцией является фракция 0,5–0,25 мм, которая составляет 43–63% от терригенной составляющей. В легкой фракции преобладает кварц (40–80%), полевые шпаты составляют 19–58%. В Южно-Валавской палеодолине сформировалось терригенное тело размером 5 км при ширине 500–700 м. Терригенные породы представлены плохо отсортированными песчаниками с неокатанными зернами, со значительным количеством крупных зерен (до 2–5 мм) полевых шпатов, кварца и обломков овручских кварцитов. На ее территории отложились кварцевые пески с преобладающей фракцией 0,5–0,25 мм (50–60%). Они сцементированы незначительным количеством глинистого материала (3–6%), сложенного каолинитом с примесью гидрослюда и пиррофиллита. Постоянная по разрезу слабая сортированность терригенных пород, присутствие алевритового и глинистого материала, характер изменения мощностей отложений различных стратиграфических слоев, присутствие градационной слоистости позволяют предположить, что эти породы образовались в результате неоднократного привноса терригенного материала мутьевыми потоками в более углубленные части палеобассейна. Они выполняли седиментационные ловушки, которые возникали в палеорельефе дна Припятского раннефаменского бассейна. Выявленные закономерности распределения терригенных тел турбидитового генезиса в Припятском палеорифте хорошо согласуются с подобными закономерностями в современных и древних рифтовых структурах. На месторождении Литл-Боу (Канада) 1015 млн. тон нефти [11] связаны с ловушками, приуроченными к трем протяженным песчаным телам, заполнившим палеодолину шириной 2–2,5 км, глубиной 4–30 м.

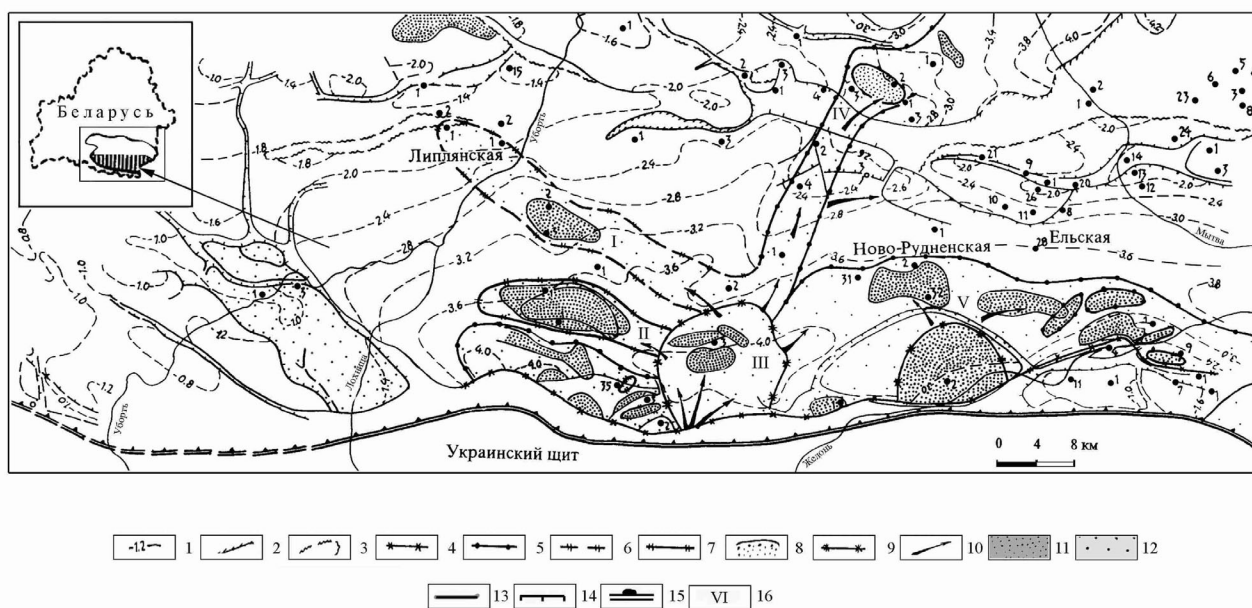


Рис. 1. Картограмма распространения зон концентрации аккумулятивных тел в нижнефаменских (играевские, вишанские, туровские, дроздовские слои и петриковский горизонт) отложениях южной части Припятского прогиба:

1—изогипсы поверхности отложений петриковского горизонта, 2—граница отсутствия информации, 3—граница отсутствия исследуемых отложений, 4—граница зоны развития аккумулятивных тел в отложениях задонско-елецко-петриковского возраста, 5—граница зоны развития аккумулятивных тел в отложениях туровско-дроздовского возраста, 6—граница зоны развития аккумулятивных тел в отложениях играевского возраста, 7—граница зоны развития аккумулятивных тел в отложениях играевского и петриковского возраста, 8—линии литологических замещений, установленные по сейсмическим материалам, 9—предполагаемые границы дельт, 10—направления переноса обломочного материала, 11—терригенные тела, 12—зоны концентрации терригенного материала, 13—реки, 14—тектонические нарушения 15—краевой разлом, 16—Номер зоны

На фоне постоянного поступления кластогенного материала в палеобассейн наиболее значимыми с позиции поиска литологических ловушек углеводородов, особенно ловушек выклинивания, являлись обстановки накопления турбидитовых отложений и дельтовых комплексов, благодаря которым сформировались зоны концентрации аккумулятивных песчаных тел, различной геометрической формы и генезиса. На территории Припятского прогиба в нижнефаменских отложениях на данном этапе изученности выделены пять зон концентрации аккумулятивных тел (рис.1): Западно-Валавская (1), Гребеневско-Южно-Валавская (11), Валавская (111), Горновско-Каменная (1У) и Восточно-Выступовичско-Радомянская (У). Литологические ловушки выклинивания связаны с полосовидными зонами развития пластов коллекторов, приуроченных к палеодолинам. Они возникли в участках сопряжения турбидитовых отложений с локальными поднятиями. Вторая группа ловушек выклинивания развита в отложениях дельтовых комплексов.

В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

в бассейне раннефаменского возраста Припятского рифта происходил процесс приконтинентального седиментогенеза, характерной особенностью которого являлась быстрая инъекция кластического материала в зону аккумуляции и лавинные темпы приращения разреза;

ряд слоев песчаников в разрезе отложений раннефаменского возраста по своему структурному и минеральному составу, морфологии терригенных тел, взаимосвязи в пространстве бассейна с дельтами рек и конусами выноса временных потоков, наличием градационной слоистости являются продуктом турбидитовой седиментации;

седиментогенез и геометрия тел турбидитовых отложений генетически связаны с существовавшими в палеорельефе дна бассейна седиментации флексурами, которые ограничивали палеодолины;

анализ процесса седиментации и эволюции Валавской палеodelты и южной береговой линии бассейна Припятского рифта раннефаменского возраста свидетельствует о тесной связи седиментогенеза с тектоно-динамическими процессами, происходившими в палеорифте;

турбидитовые терригенные тела удлиненной (шнурковидной) формы и линзовидные терригенные тела дельтовых комплексов, являются перспективными зонами поиска литологических ловушек углеводородов на территории Припятского прогиба.

Литература

1. Гарецкий Р.Г., Клушин С. В. Листрические разломы в Припятском палеорифте // Геотектоника. 1989. № 1. С. 48–60.
2. Лисицин А.П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 438 с.
3. Мачулина С.А. Седиментационная цикличность и методика изучения девонско-нижнекаменноугольных нефтегазоносных отложений Днепровско-Донецкой впадины: Автореф. дисс.... канд. геол.-минер. наук. Киев, 1995.
4. Обровец С.М., Высоцкий Э.А., Медведева В.Г., Демидович Л.А., Коробчук Л.А. Палеорельеф дна раннефаменского бассейна южной части Припятского прогиба // Літасфера. 2000. №12. С. 47–55.
5. Палеотектоника Белоруссии [Под ред. Р.Г. Гарецкого]. Мн.: Наука и техника. 1983. 181 с.
6. Abravets S.M. Pool oil Devonian deltas and turbidite deposits of the Pripyat paleorift. 64 EAGE conference. Florence. Italy. 27-30 May. 2002. P058. P.1-4.
7. Abravets S.M. Turbidites in Devonian deposits of the Pripyat paleorift. Abstracts 21 Meeting International associations of Sedimentologists. Davos. Switzerland. 3-5 September 2001. P.198.
8. Casey B.J., Romani R.S. Reservoir geology of the Saltire Field, Witch Ground Graben. North Sea. // Bull. Cent. recli. explor.-prod. Elf-Aquitaine. 1992. 16, № 2. P. 235–251.
9. Lawrence D.T., Anderson R.N. Details confirm Gulf of Mexico deepwater as significant province // Oil and Gas. J. 1993. 91, № 21. P. 93–95.
10. Reading H.G. Eashions and models in sedimentology: a personal perspective // Sedimentology. 1987. 34, № 1. P. 3-9.
11. Wood J.M., Hopkins J.C. Reservoir sandstone bodies in estuarine valley fill: Lower Cretaceous Glauconitic member, Little Bow field, Alberta, Canada //AAPG Bull. 1989. 73, №11. P. 1361–1382.

Управление геодинамическими рисками при ведении горных работ в геодинамически активных районах

Панин В.И., Козырев А.А.

Горный институт, Кольский научный центр, г. Апатиты Мурманской обл., e-mail: trout@goi.rolasc.net.ru

При ведении горных работ в геодинамически активных районах одной из главных проблем в обеспечении безопасности является техногенная сейсмичность. Наиболее характерны в этом отношении Хибинский и Ловозерский массивы на Кольском полуострове [1].

Кстати, проблема техногенной сейсмичности при разработке месторождений полезных ископаемых остается актуальной для многих горнодобывающих районов мира, в том числе и для России. При этом, как показали результаты Шестого международного симпозиума по горным ударам и сейсмичности в рудниках (9-11 марта 2005 г., Австралия) [2], несмотря на широкие исследования в этой области и достигнутые успехи, особенно в методике и технике регистрации динамических явлений в рудниках, острота этой проблемы не уменьшается. Большинство исследователей объясняют эту ситуацию сложностью самого динамического явления и разнообразием горногеологических условий месторождений полезных ископаемых.

Между тем при решении проблемы шахтной техногенной сейсмичности часто используют модели и методические подходы, применяемые в сейсмологии, поскольку динамические явления в рудниках и техногенные землетрясения имеют единую физическую природу [3]. В то же время в современной сейсмологии четко обозначился кризис, обусловленный невозможностью краткосрочного прогноза землетрясений. Поэтому «Постепенно во всем мире работы по прогнозу землетрясений свертываются, прекращается финансирование как теоретических исследований, так и наблюдений на геодинамических полигонах, а высвобождающиеся научные силы переключаются на более надежные работы по оценке сейсмического риска и сейсмическому районированию, что ставит своей конечной целью определение, с каким запасом прочности надо строить сооружения в сейсмоактивных районах» [4, стр.78]. Такой подход позволит сейсмологам сосредоточить внимание на решаемых задачах.

Ранее нами была предложена и обоснована модель формирования и реализации динамических явлений в горнорудной природно-технической системе [3], которая может быть положена в основу стратегии борьбы с геодинамическими явлениями. Модель демонстрирует принципиальные ограничения возможности прогноза эволюции сложных нелинейных динамических систем [5], что подтверждается результатами исследований в методологии познания [6,7]. Эта же модель является основанием для постановки задачи управления геодинамическими рисками при ведении горных работ, ибо, как отмечает академик В.И.Осипов: «В большей степени поддаются управлению техноприродные опасности, поскольку они инициируются человеком» [9, стр.682]. Геодинамические риски есть мера техноприродной опасности при разработке месторождений полезных ископаемых.

Несмотря на отсутствие общепринятой методики и использование при расчетах большого количества допущений, расчет риска и его ожидаемая величина является важным инструментом для оценки техноэкономической эффективности и безопасности горных работ. С позиций ожидаемого риска представляется целесообразным классифицировать динамические явления в рудниках.

Хотя проблема техногенной сейсмичности и имеет солидный возраст, здесь еще не сформировалась общепринятая классификация динамических явлений в рудниках, и нередко одинаковые события идентифицируются различными терминами. Общепризнанной является единая физическая природа всех динамических явлений в рудниках – от шелушения и стреляния пород на контуре горных выработок до техногенных землетрясений, поэтому в большинстве классификаций геодинамических явлений в рудниках в качестве главного определяющего признака используется энергия динамического события [3], которая в конечном итоге определяет величину риска от этого события.

По аналогии с основными стадиями возникновения и развития опасных производственных ситуаций [9] в таблице приведена классификация динамических явлений на апатитовых рудниках [10], которая может быть полезной для оценки геодинамической обстановки.

Таблица. Классификация геодинамических явлений в рудниках

Наименование геодинамического явления	Этап развития опасной ситуации	Сущность процесса	Уровень геодинамического риска
Шелушение стреляние, динамическое заколообразование	Угроза	Постепенное разрушение породы на поверхности выработки на отдельные пластинки, из-за отслоения которых места шелушения всегда выглядят «свежими»; отскакивание с обнажений выработки пластин пород различных размеров со звуком, напоминающим выстрел; стреляние с постепенным прорастанием трещин в течение длительного времени, образующиеся пластинки повторяют по форме контур выработки.	Низкий
Микроудар	Инцидент	Мгновенное хрупкое разрушение целика или части массива горных пород с выбросом породы в горные выработки без нарушения технологического процесса и травмирования людей.	Низкий
Горный удар	Авария	Мгновенное хрупкое разрушение целика или части массива пород с выбросом породы в горные выработки с нарушением крепи, повреждением машин и механизмов и нарушением технологического процесса.	Средний
Горно-тектонический удар (техногенное землетрясение)	Катастрофа	Мгновенная подвижка крупного блока пород по тектоническому нарушению или прорастание значительной трещины в массиве с образованием оперяющих трещин, сопровождаемых серией горных ударов и микроударов, разрушением выработок и крепи на больших площадях, нарушением или остановкой технологического процесса, образованием пылевого облака и воздушной волны, резким звуком или гулом.	Высокий

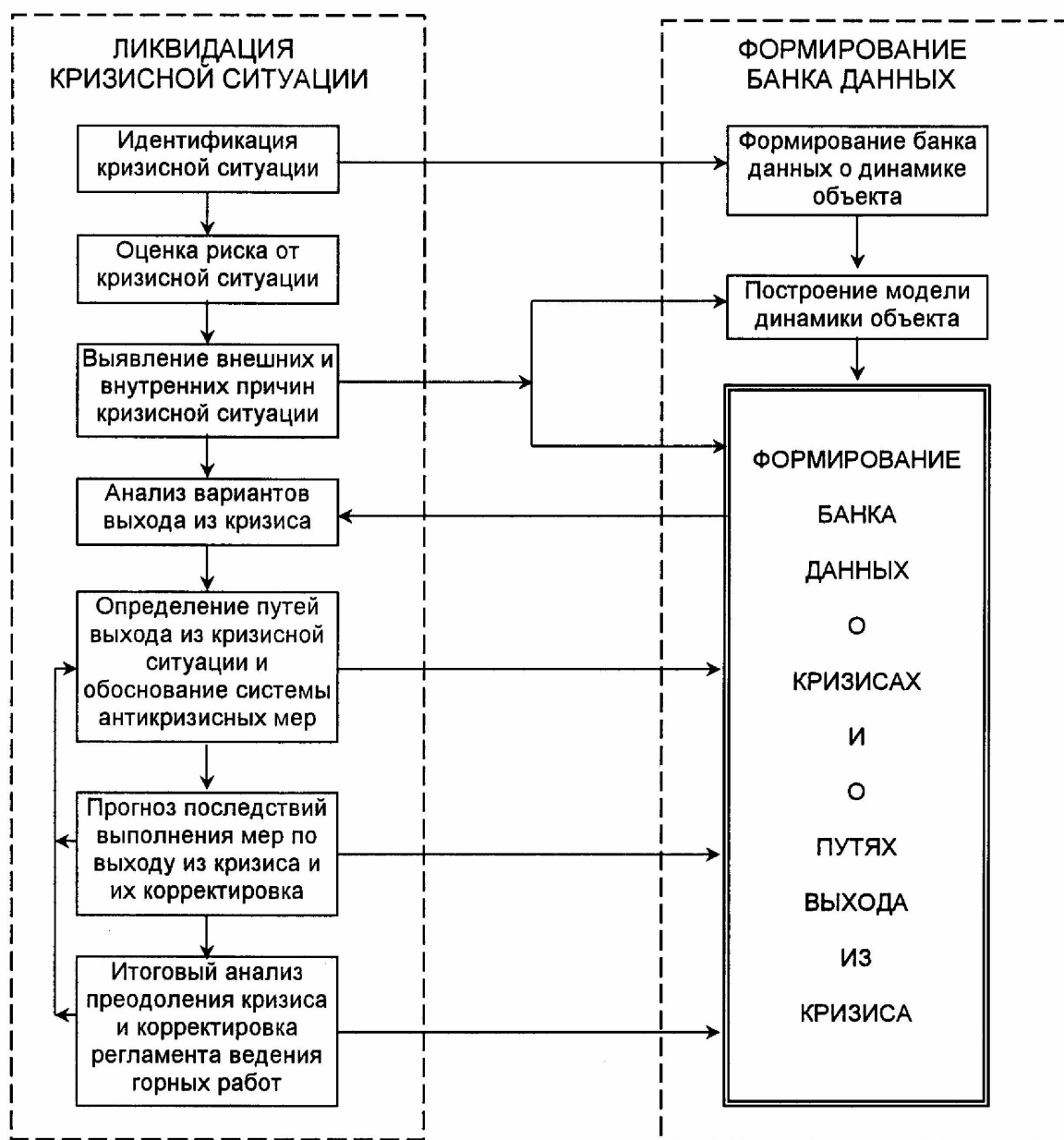
Таким образом уровень геодинамического риска варьирует в широких пределах и им необходимо управлять, как и всеми рисками во всех жизненных ситуациях. Управление геодинамическими рисками в рудниках аналогично управлению любыми рисками и сводится к прогнозу критической ситуации или к определению уровня геодинамической опасности (вероятности реализации динамического явления), к оценке возможного ущерба от этого явления и применению соответствующих профилактических мероприятий.

Прогноз критических состояний основан на анализе геологии и тектоники района ведения горных работ, предварительной оценке соответствующими расчетными методами размеров энергонасыщенных (высоконапряженных) зон в геологической среде и организации геодинамического мониторинга этих зон. Отечественный и зарубежный опыт показывает, что наиболее информативными прогностическими предвестниками пространственно-временных координат критического состояния геологической среды являются параметры сейсмоакустического режима и процессов деформирования пород в массиве.

Основные цели профилактических мероприятий заключаются в увеличении адаптационного ресурса природно-технической системы (ПТС) и в контролируемом выводе энергонасыщенных участков из критического состояния. Первая цель достигается оптимальным планированием порядка ведения горных работ и основных технологических процессов, главным образом периодичности взрывных работ при очистной отбойке. Вывод участка геологической среды из критического состояния достигается комплексом организационных и технологических мероприятий: остановкой горных работ на участке и его «отстоем», применением различного рода разгрузочных мероприятий, результативность которых также проверяется экспериментально некоторыми методами геодинамического мониторинга.

Как показывает опыт, по причине неоднородности состава и строения горных пород в массиве, неполной геомеханической и геологической информации, вынужденных (ситуативных) отступ-

лений от проекта горных работ в руднике периодически возникают кризисные ситуации, сопровождаемые внезапными разрушениями горных выработок, в том числе и по причине динамических явлений в массиве пород. Следует заметить, что любой кризис есть нарушение прежнего равновесия системы и переход ее в новое устойчивое состояние. Поэтому с точки зрения теории эволюции ПТС периодические кризисы сопровождают любую развивающуюся систему. Однако в производственном процессе любой кризис является крайне нежелательным явлением и подлежат незамедлительному устранению. Поскольку все кризисные ситуации развиваются по универсальной модели, то и ликвидацию этих ситуаций следует осуществлять также по типовому алгоритму [11] (См.рис.).



В первую очередь осуществляют идентификацию кризисной ситуации (определение типа разрушения, мощности динамического явления и т.д.) и оценивают величину риска от этого явления для всего технологического процесса по формуле: $R = P \cdot D$, где P – вероятность реализации динамического события или коэффициент геодинамической опасности; D – суммарный ущерб от этого события.

Вероятность реализации динамического события оценивают по имеющейся на предприятии соответствующей статистике или по данным геодинамического мониторинга.

Суммарный ущерб определяют по формуле: $D = (D_1 + D_2 + D_3 + D_4)$, где: $D_1 = P_1 \cdot C_1 \cdot K \cdot n$ – ущерб от травмирования рабочих: P_1 – вероятность присутствия рабочих на участке реализации динамического явления, K – коэффициент тяжести несчастного случая ($K_{\max} = 1$ при летальном исходе); n – число пострадавших рабочих; C_1 – стоимость человеческой жизни (существуют различные методики оценки стоимости человеческой жизни: в развитых странах стоимость жизни варьирует от 2.8 (Англия) до 7.6 (Япония) млн. долл. США [8], смертельный случай на рудниках Норильска обходится в 11000 тыс. руб. [12]); D_2 – затраты на ремонт поврежденного оборудования и восстановления горных выработок; D_3 – потери за счет простоя горного участка или рудника; D_4 – стоимость потерянных запасов по причине динамического явления.

Если риск оказывается неприемлемым, выявляются причины возникшей ситуации и определяются пути ее ликвидации. В достаточно простых случаях и при значительном опыте инженерно-технических работников многие из приведенных в алгоритме процедур выполняются интуитивно. Однако в более сложных случаях, действуя по приведенному алгоритму можно сформировать базы данных и знаний о кризисных ситуациях в руднике, что существенно облегчит выход из этих ситуаций.

Следует заметить, что универсальность базовой модели определяет и универсальность алгоритма выхода из критических ситуаций, то есть этот алгоритм может быть использован для ликвидации любой критической ситуации не только во всех звеньях производственного процесса, но и в других сферах человеческой деятельности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 06-05-64681.

Литература

1. Николаева С.Б. Новейшая геодинамика и сейсмичность крупнейших палеозойских массивов Кольского региона (Северо-восточная часть Балтийского щита) // Строение, геодинамика и минералогенические процессы в литосфере. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 250–252.
2. Sixth International Symposium on Rockburst and Seismicity in Mines Proceedings 9-11 March, Australia. Editors Yves Rotvin and Martin Hudyma. Australian Centre for Geomechanics.
3. Сейсмичность при горных работах. Коллектив авторов. – Апатиты: КНЦ РАН, 2002. – 325 с.
4. Любушин А.А. Геодинамический мониторинг: шумы, сигналы, предвестники // Проблемы геофизики XXI века. – М.: Наука, 2003. Кн.2. С. 70–94.
5. Малинецкий Г.Г., Курдюмов С.П. Нелинейная динамика и проблемы прогноза / Вестник РАН, 2001. Том.71. №3. С.210-232
6. Эдгар Морен Принципы познания сложного в науке XXI века // Вызов познанию: Стратегия развития науки в современном мире. М.: Наука, 2004. С. 7–28. (для книг)
7. Ойзерман Т.И. Возможно ли предвидение отдаленного будущего? / Вестник РАН, 2005. Т.75. № 8. С. 720–726.
8. Осипов В.И. Управление прогнозными рисками / Вестник РАН, 2002. Том 72. №8. С. 678–686.
9. Яковлев В.Л., Могилат В.Л., Лобко В.П. Развитие методологии формирования информационных потоков в системе управления промышленной безопасностью горнодобывающих предприятий / Горн.информ.-аналит. бюлл., 2006. № 1. С. 112–118.
10. Указания по безопасному ведению горных работ на месторождениях, склонных и опасных по горным ударам (Хибинские апатито-нефелиновые месторождения. Открытое акционерное общество «Апатит») Коллектив авторов. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 97 с.
11. Яковец Ю.В. Циклы. Кризисы. Прогнозы. М.: Наука, 1999. 448 с.
12. Катков Н.Н., Полуторный А.В. Затраты предприятия на один несчастный случай с летальным исходом на рудниках Норильска (по методике ВостНИИ) // Горный информ.-аналит. бюлл. М.: МГУ. – 2002. – № 7. С. 28–29.

Морфология конкреций в шунгитоносных породах заонежской свиты

Первунина А.В.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: aelita@krc.karelia.ru

Фациальный анализ конкреционных образований в породах осадочных и вулканогенно-осадочных формаций рассматривается как один из методов комплексных исследований по восстановлению палеогеографических обстановок докембрия [3, 5].

В истории геологического развития Фенноскандинавского щита карельский этап имеет ключевое значение. Процессами общерегионального осадконакопления и вулканизма была охвачена практически вся его территория, а также значительные площади Русской плиты Восточно-европейской платформы. К нижнепротерозойским образованиям принадлежат вулканогенные и туфогенно-осадочные толщи людиковия – 2100-1920 млн. лет. Проведенные детальные палеовулканологические и литологические исследования позднекарельских вулканогенных пород Северного Приладожья показали, что с уровнем распространения вулканитов ассоциируют горизонты металлоносных осадков и конкреций [7]. В этом регионе установлены две ассоциации конкреционных образований, отличающихся временем формирования, составом и строением: 1) углеродисто-кремнисто-карбонатная питкьярантская и 2) карбонатно-кремнистая, существенно глиноземистая ладожская. Названия ассоциаций соответствуют названиям свит стратиграфических подразделений карелия, к которым приурочены горизонты конкреций. Первая формировалась в людиковии, вторая в калевии. Выделенные стратиграфические горизонты являются маркирующими, как правило, латерально выдержаны и прослеживаются по простиранию на большой площади.

По химическому составу и фациальным особенностям людиковийские вулканогенные образования Северного Приладожья в юго-восточной части Свекофеннского геоблока, представленные в объеме сортавальской серии, коррелируют с подобными образованиями Онежской вулcano-тектонической структуры и являются возрастными аналогами вулканогенного комплекса пород заонежской свиты.

Эпохам углеродонакопления соответствуют вулканогенно-осадочные формации, различающиеся составом и особенностями строения [1,4]. В углеродистых образованиях докембрия конкреции распространены очень широко и связаны с людиковийской эпохой углеродонакопления, представленной в объеме заонежской свиты. Для людиковийского уровня раннего протерозоя, который является рубежом качественно нового этапа геодинамического развития региона, характерно довольно широкое разнообразие конкреций преимущественно сульфидного и углеродистого состава. В распределении конкреций различного состава прослеживается определенная закономерность. Горизонты углеродистых конкреций приурочены к средней части заонежской свиты. Сульфидные конкреции пространственно связаны с локализацией широко развитых в разрезе габбро-долеритовых силлов, залегающих среди мощных линзовидных залежей высокоуглеродистых пород в толще ритмичнослоистых углеродисто-кремнистых и карбонатных песчаников, алевролитов, алевропелитов. Углеродисто-кремнистые конкреционные образования заонежской свиты ассоциируют с пачками переслаивания доломитов и лидитов. К этим горизонтам приурочены прослои обогащенные органическим веществом и зональными конкрециями различного состава. Конкреции залегают среди кремнисто-карбонатно-глинистых сланцев, фациальные условия накопления которых может свидетельствовать об их относительной глубоководности [2]. Следует отметить, что условия конценрации органического углерода и кремнистого вещества весьма сходны [6].

По строению, составу и величине зональные конкреции заонежской свиты разделяются на три группы: 1) углеродисто-пиритовые, как правило, представляют собой образования округлых очертаний, диаметром до 0,5 см.; вокруг углеродистого ядра развивается тонкозернистая пиритовая оболочка; 2) сульфидно-карбонатные часто неправильных очертаний, размеры достигают 3-5 см.; центральная часть конкреции сложена неоднородным карбонатным веществом, оболочка – пиритовая; по периферии ядра иногда наблюдается тонкая углеродистая пленка; 3) углеродисто-кремнистые чаще всего эллипсоидные, размером 0,2 см.× 0,8 см. Во всех отмеченных случаях очевидно,

что конкреции оказываются более поздними образованиями, чем вмещающие их породы. Их форма обусловлена механизмом роста, определяющимся разницей потенциалов флюидного давления. В образовании конкреций значение имеют состав и свойства вмещающей породы, ее проницаемость для флюида, а также способность к отложению и переотложению вещества.

Вариации состава и локализация конкреционных образований, тесно связанных с породами вулканогенно-осадочной формации, свидетельствуют о типовом геодинамическом режиме развития. Планируемые дальнейшие исследования будут способствовать повышению детальности оконтуривания и эффективности локального металлогенического прогнозирования рудоносных вулканотектонических структур.

Литература

1. *Ахмедов А.М.* Бассейны черносланцевой седиментации раннего протерозоя Балтийского щита (этапы развития, режимы седиментации, металлоносность) // Дисс. на соиск. док. геол. мин. наук. Санкт-Петербург, 1997.
2. *Горбачев О.В.* Кремнистые породы углеродистых формаций и их геохимические особенности // Литол. и полезн. ископаемые. 1985. № 3. с. 111-119.
3. *Зарицкий П.В.* Конкреции и значение их изучения при решении вопросов угольной геологии и литологии. Харьков, 1985, 177 с.
4. *Македонов А.В.* Конкреции как индикаторы различных типов форм залегания и концентрации органического вещества // Конкреции и конкреционный анализ нефтегазоносных формаций. Тюмень, 1983. С. 9–12.
5. *Негруца В.З., Негруца Т.Ф.* Методические принципы и историко-геологическое значение конкреционного анализа глубокометаморфизованных отложений докембрия // Осадочная геология глубокометаморфизованных комплексов докембрия. Л., Наука, 1989. С. 25–35.
6. *Неручев С.Г.* Уран и жизнь в истории Земли. Л., 1982. 208 с.
7. *Светов А.П., Свириденко Л.П.* Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1992. 152 с.

Новые промышленные типы комплексных руд благородных и цветных металлов в докембрии восточной части Балтийского щита

Петров О.В., Шевченко С.С., Ахмедов А.М.

ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, e-mail: Anver_Ahmedov@vsegei.ru

В связи с постепенным истощением недр, встает вопрос об изменении стратегии развития минерально-сырьевой базы России. Стратегия прироста запасов, базирующаяся на традиционных типах рудных месторождений постепенно смещается в сторону выявления новых нетрадиционных типов промышленного оруденения, которое при сравнительно невысоких рудных концентрациях металла отличается большими объемами рудной массы и ее комплексным составом. Так, например, в Китае последние десять лет сделана ставка на выявление в докембрии различных типов комплексного промышленного оруденения, связанного с развитием в зеленокаменных поясах и мобильных зонах архея зон милонитизации и метасоматической переработки вмещающих комплексов. Это позволило Китаю увеличить свои запасы цветных и благородных металлов в три раза. В период с 1995 – 2007 год только по меди были увеличены запасы на 7 млн. тонн и планируется превысить мировой уровень добычи меди, доведя его к 2025 г. до 16 млн. тонн металла [4]. Основная ставка делается на поисковые работы выполняемые на площадях, сложенных амфиболитами и гнейсами архея, где доминируют процессы милонитизации, низкотемпературного метасоматоза и развиты горизонты массивных колчеданных руд. В северо-восточном Китае, в районе Хонгтоушань, выявлено более 30-ти тел массивных колчеданных руд с полиметальной специализацией, залегающих среди амфиболитов, содержащих биотит, хлорит и скаполит. Колчеданные руды существенно милонитизированы и в зонах дробления присутствуют рудные тела со средним содержанием меди – 11%, золота – 1,74 г/т, серебра 235 г/т. Учитывая значительную протяженность рудных тел и их мощность, такое проявление в перспективе оценивается как крупное месторождение комплексных медь-благороднометалльных руд [2].

Аналогичная тенденция отмечается во всех промышленно развитых горнодобывающих регионах мира и, особенно, в северной части Канадского, Балтийского щитов и Гренландии. В северо-западной части Гренландии (Земля Инглефельд) выявлены мощные (до 200 м) и протяженные (до 5 км) зоны милонитизации и метасоматоза северо-восточного. простирания, развитые среди гранатовых амфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов [5]

В зонах метасоматоза располагаются лентовидные горизонты массивных колчеданных руд, протяженностью до 800 м и мощностью 20-30 м. Зоны милонитизации подчеркиваются развитием красно-коричневого биотита, серицита, хлорита и скаполита. Для колчеданных руд определяющим комплексом металлов являются золото, медь, цинк, никель, молибден. При этом главными составляющими руд являются золото со средним содержанием 1,4 г/т, медь – 0,3%, серебро – 3,1г/т, палладий – 0,3 г/т. С учетом значительного объема колчеданных залежей и вмещающих их метасоматитов рудный узел Инглефельд оценивается как крупное месторождение комплексных медь-благороднометалльных руд.

Месторождения комплексных медно-никелевых благороднометалльных руд, связанные с метасоматитами наиболее успешно разведываются в Северной Финляндии и Норвегии (зеленокаменные пояса Каутокейно, Карасйокки, Киттеля). Часть из них (месторождение Кейвитса) уже сдано в эксплуатацию в 2006 г. Канадская горнорудная компания Scandinavian Mineral Ltd. в 2006 году выполнила оценку ресурсов этого месторождения, расположенного в зеленокаменном поясе Киттеля (вблизи Рованиеми). Выявленные ресурсы месторождения до глубины 300 м составили 86 млн. т руды, содержащей в среднем: 0,31% никеля, 0,44% меди, 0,15 г/т золота, 0,21 г/т палладия и 0,32 г/т платины (или запасы 266,6 тыс.т. никеля, 378,4 тыс.т. меди, 12,9 т золота, 18,1 т палладия и 27,5 т платины). До глубины 1000 м ресурсы месторождения увеличиваются более чем в два раза. Месторождение будет эксплуатироваться открытым способом, с ежегодной добычей 3,5 млн. т руды, из которой будут получать никель-медь-благороднометалльные концентраты. Месторождение Кейвитса представляет собой ультраосновной – основной массив площадью до 5 кв. км с оливинитовой и габбровой зонами. Однако, массив нацело изменен наложенными метасоматическими процессами, приуроченными к зонам милонитизации, брекчирования. Главными минералами метасоматитов являются коричневый биотит, хлорит, актинолит и скаполит. Близкий по типу и характеру изменения массив габбро-перидотитов располагается в Южной Финляндии (месторождение Юва), где бедная никель-медная минерализация ассоциирует с повышенными концентрациями золота и платиноидов, при этом характер метасоматических изменений остается таким же, как и в месторождении Кейвитса.

Общей особенностью указанных выше типов месторождений является масштабное проявление характерного метасоматоза, связанного с поздне Svecofennian эпохой активизации (1,75–1,7 млрд. лет). Как правило, метасоматические процессы контролируются разрывными зонами, зонами милонитизации и выделяются низкотемпературной ассоциацией минералов: красно-коричневым биотитом, хлоритом, актинолитом и скаполитом. Предполагается, что основную рудогенерирующую роль в возникновении рудных концентраций цветных и, особенно, благородных металлов играет хлор-натровый метасоматоз, где хлор является главным транспортером металлов, извлекаемых из вмещающих кристаллических комплексов. Обязательным условием развития благороднометалльных метасоматитов является пространственная близость их с полями развития слюдоносных, керамических и редкометалльных метасоматитов. Все это подтверждается данными, полученными по раннему докембрию Канадского, Балтийского щитов, Гренландии и Северо-Восточного Китая. На Балтийском щите выделяются две субширотные зоны развития хлор-натрового метасоматоза. Одна южная проходит через зону Шелефтео-Раахе – Северное Приладожье; вторая протягивается от Карасйокки, Киттеля к Куусамо и Лоухской площади, охватывая всю северо-западную часть беломорского мобильного пояса.

Приведенные выше данные дополняются нашими материалами, полученными по результатам поисковых работ на Лоухской площади (Керетьско-Климовская и Чкаловско-Оленеостровская рудные зоны). Наиболее перспективна Керетьско-Климовская рудная зона, где впервые выявлены горизонты благороднометалльных метасоматитов, развитые по амфиболитам – производным от габбро, пироксенитов, габбро-норитов. Каждый горизонт метасоматитов включает линзу массивных

колчеданных руд. Метасоматиты и колчеданные руды в целом выделяются аномальными концентрациями никеля, меди, кобальта и цинка, имеют золото-платино-палладиевую специализацию и могут рассматриваться как рудные тела.

В пределах Керетьско-Климовской рудной зоны выделено шесть согласно залегающих, протяженных горизонтов рудоносных метасоматитов, имеющих комплексную медно-никелевую и золото-платино-палладиевую специализацию. При сравнительно невысоких средних содержаниях МПГ (Pd – 0,23 г/т, Pt – 0,16 г/т), Au (0,3 г/т) и цветных металлов (Ni – 0,28%, Cu – 0,26%), они имеют значительную протяженность (свыше 9 км), прослежены по падению на расстояние свыше 2 км при средней мощности 30 м. В пределах узла также выявлены вертикальные секущие золоторудные зоны, в которых отмечаются высокие содержания золота: в штучных пробах до 48,6 г/т, в борздовых пробах на интервал 1 м – до 7,72 г/т.

Тела метасоматитов и сульфидных руд образуют в совокупности тип комплексного большеобъемного месторождения цветных и благородных металлов, в котором максимальные значения составляют: Pd – 1,4 г/т, Pt до 0,3 г/т, Au до 0,6 г/т, Ni – 0,5%, Cu до 1%.

Технологическое испытание пород благороднометалльных метасоматитов Керетьско-Климовской рудной зоны, выполненное в ОАО Институт «Гипроникель», показало, что в них содержится неравномерная сульфидная вкрапленность, представленная пиритом, пирротинном, халькопиритом, пентландитом, виоларитом и минералами благородных металлов: теллуридами и висмута-теллуридами палладия и арсенидом платины – сперрилитом. Теллуриды представлены меренскитом и майчнеритом, редко – мончеитом и котульскитом. В меньшей степени развиты зерна родий- и палладий содержащего кобальтин-герсдорфита.

Несмотря на низкое содержание в исходной руде платины, палладия, золота, достигнуто высокое концентрирование полезных компонентов. Установлено, что метасоматиты являются бедными, но хорошо обогащаемыми благороднометалльными рудами с палладиевой специализацией.

Суммарные прогнозные ресурсы категории P_1+P_2 только по Климовскому рудному узлу составляют: Au – 36,4 т, Pt – 19,5 т, Pd – 27,9 т, Cu – 316 тыс. т, Ni – 340 тыс. т. По масштабам прогнозных ресурсов категории P_1+P_2 Климовский рудный узел соответствует комплексному большеобъемному месторождению среднего масштаба. Дальнейшее проведение геологоразведочных работ последующих стадий позволит оконтурить рудные тела в пределах Керетьско-Климовской рудной зоны и выделить на Лоухской площади новые перспективные зоны развития рудоносных метасоматитов, которые в целом могут составить крупное большеобъемное месторождение комплексных медь-никель – благороднометалльных руд. Абсолютный возраст комплексной медь-никель-благороднометалльной минерализации также свекофенский (1,75–1,7 млрд. лет) и определяющими чертами рудоносных метасоматитов являются пространственная связь их с полями слюдяно-керамических пегматитов и интенсивным развитием хлор-натрового метасоматоза (скаполитизации).

Другим типом комплексных медь-никель-благороднометалльных руд являются метасоматиты, связанные с черносланцевыми образованиями палеопротерозоя. Помимо хорошо известных благороднометалльно-уран-ванадиевых метасоматитов Падминской группы проявлений (Онежская структура), к ним можно отнести метасоматически измененные черные сланцы месторождения Талвивара (Центральная Финляндия), где промышленные рудные концентрации цветных металлов – меди, никеля, кобальта, цинка, – сопровождаются аномальными содержаниями золота и серебра. Рудоносные метасоматиты контролируются сдвигово-разрывными деформациями северо-западного простирания. При относительно невысоких средних содержаниях цветных и благородных металлов (Cu – 0,26%, Ni – 0,23%, Zn – 0,31%, Ag – 6 г/т, Au – 0,3 г/т) значительные мощности зон брекчирования и их протяженность позволяют относить это месторождение к большеобъемным комплексным месторождениям благородных и цветных металлов, связанных с раннепротерозойскими черносланцевыми комплексами [3]. К этому же типу месторождений могут быть отнесены проявления золота, платиноидов и цветных металлов, выявленные в последние годы ОАО ЦКЭ в Южно-Печенгской структурной зоне [1]. Здесь рудная минерализация связана с метасоматическими кварцитами, залегающими в виде линз в толщах брекчированных черных сланцев брагинской и коляевской свит. Причем с рудными концентрациями золота (до 8,1 г/т) ассоциируют аномальные содержания платины и палладия (0,1–0,3 г/т) с выделением самостоятельных минеральных фаз этих металлов. Поиск

ковые работы завершены только на первом этапе и охватили лишь 30% площади Южно-Печенгской структурной зоны, по которой прогнозные ресурсы составили 26 т золота (категория P_2). Черносланцевые комплексы раннего протерозоя Кольского полуострова имеют значительную мощность (до 5 км) и прослеживаются с запада на восток вдоль всей Печенгско-Варзугской рифтогенной зоны. В южном крыле Имандра-Варзугской структуры (Полисарско-Томиньгская площадь) они имеют максимальное развитие, вмещают тела ультрабазитов и по данным ОАО ЦКЭ и нашим материалам включают зоны метасоматической переработки вмещающих пород и ультраосновных тел, содержащие рудные концентрации благородных и цветных металлов, близкие по уровню содержаний к месторождению Талвивара и Южной Печенги. Учитывая мощность и протяженность зон метасоматической переработки черносланцевых комплексов Имандра-Варзугской рифтогенной зоны, здесь можно ожидать выявление крупного большеобъемного месторождения цветных и благородных металлов, близкого по особенностям строения и состава к месторождениям Сухоложского типа.

Важным промышленным типом комплексных благороднометалльных руд могут быть также месторождения, связанные с метасоматитами, развитыми в раннепротерозойских вулканогенных и интрузивных комплексах основного состава. Такой тип месторождений установлен в Северной Финляндии и Норвегии (Пахтавара, Саатопора). В них в зонах милонитизации и брекчирования наблюдается развитие интенсивных метасоматических процессов, в которых ведущими составляющими являются скаполитизация, карбонатизация и серпентинизация. Рудные концентрации золота сопровождаются появлением наложенной самородной меди, халькопирита и сфалерита. Особо следует остановиться на зонах метасоматической переработки раннепротерозойских метавулканитов основного – ультраосновного состава. Они широко развиты в крупных рифтогенных прогибах (Печенгско-Варзугском, Ветреном поясе) и до последнего времени практически не изучались, хотя в разных структурах в отдельных крупных вулканогенных покровах выявлены аномальные и рудные концентрации меди и золота, связанные с наложенной эпидотизацией и карбонатотизацией метавулканитов. В последний год работами ОАО «ГМК «Норникель»» при участии ФГУП «ВСЕГЕИ» в западной части структурной зоны Ветренный пояс были выявлены зоны метасоматической переработки ультраосновных массивов и вмещающих их вулканитов, где прослежены протяженные и достаточно мощные интервалы (до 25 м) с тонко рассеянной вкрапленностью самородной меди, которые выделяются аномальными и рудными концентрациями золота (до 5 г/т на интервал 1,0 м). Учитывая протяженность и мощность силлоподобных ультраосновных интрузий, залегающих среди вулканитов Ветреного пояса, здесь также можно ожидать выявления месторождения золота среднего масштаба. Аналогичные по составу и характеру изменения вулканогенные комплексы раннего протерозоя развиты и в Имандра-Варзугской и Куоляярвинской структурах, где после детального изучения могут быть выявлены перспективные золоторудные и комплексные благороднометалльные проявления.

Следующий тип благороднометалльных руд связан с верхнепротерозойскими осадочными образованиями. До последнего времени на Балтийском щите с ними ассоциировались месторождения типа несогласий, с которыми связаны промышленные концентрации урана.

Работами ОАО «ГМК «Норникель»» при участии ФГУП «ВСЕГЕИ» были установлены рудные концентрации золота в палеороссыпях венда, отложения которого располагаются вдоль северного и южного склонов кряжа Ветренный пояс. Палеороссыпи сформировались за счет размыва золотосодержащих метасоматитов, развитых по вулканитам раннего протерозоя основного – ультраосновного состава. Кроме золота в них присутствуют платиноиды и самородная медь. Весьма вероятно, что при постановке детальных поисковых работ здесь может быть выявлена группа стратиформных месторождений благородных металлов. Поисковые работы выполнены на предварительном этапе лишь на одном небольшом участке и позволили оценить для него прогнозные ресурсы золота по категории P_2 – 28 т.

Таким образом, новые промышленные типы комплексных руд цветных и благородных металлов в восточной части Балтийского щита связаны с тремя крупными вещественно-возрастными комплексами, в которых протекали наиболее интенсивно метасоматические процессы: архейскими зеленокаменными и мобильными поясами, раннепротерозойскими интрузивно-вулканогенными комплексами основного – ультраосновного состава и верхнепротерозойскими осадочными образо-

ваниями. Определяющими факторами размещения и контроля промышленного оруденения комплексных руд является развитие мощных зон милонитизации и катаклаза, контролирующих действие низкотемпературных метасоматических процессов, среди которых наиболее важными представляются хлор-натровый метасоматоз свекофенского этапа активизации и пространственная связь с пегматоидным гранитообразованием.

Литература

1. Ахмедов А.М., Вороняева Л.В., Павлов В.А. и др. Золотоносность Южно-Печенгской структурной зоны (Кольский полуостров): типы проявлений и перспективы выявления промышленных содержаний золота. // Региональная геология и металлогения. 2004. № 20. с. 139–152.
2. Gu L., Zheng Y., Tang X. et al. Copper, gold and silver enrichment in ore mylonites within massive sulphide orebodies at Hongtoushan VHMS deposit, N.E. China. // Ore geology reviews. 2007. N30. P. 1–29.
3. Loukola-Ruskeeniemi K. Geochemistry of Proterozoic metamorphosed black shales in eastern Finland, with implications for exploration and environmental studies. // Geological turkimuskeskus, Espoo/ 1997. P. 174.
4. Ore geology reviews. 2007. N 31. P. 1-2.
5. Pirajno F., Thomassen B., Dawes P.R. Copper-gold occurrences in the Palaeoproterozoic Inglefield mobile belt, northwest Greenland: a new mineralization style? // Ore geology reviews. 2003. N 22. P. 225–249.

Архейский эндербит-гранулитовый комплекс района Пулозеро – Полнек-Тундра в истории геологического развития Центрально-Кольского блока (Кольский полуостров)

Петровская Л.С., Петров В.П.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: petrovsk@apatity.ru, petrov@admks.apatity.ru

Архейский гетерогенный эндербит-гранулитовый комплекс района Пулозеро – Полнек-Тундры, расположен в центральной части Центрально-Кольского блока. В пределах этого района развиты различные по своему происхождению и вещественному составу породы, которые могут рассматриваться в качестве реперных геологических образований для реконструкции истории геологического развития района. Метаморфические образования представлены мигматизированными гранулитами и гнейсами кольской серии, испытавшими региональный метаморфизм в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Интрузивные образования включают в себя эндербиты, амфибол-биотитовые тоналиты, а также различные по составу жильные образования. Становление эндербитового массива происходило после гранулитового метаморфизма вмещающих его пород кольской серии, что подтверждается секущими контактами между эндербитами и гранулитогнейсами. Амфибол-биотитовые тоналиты слагают отдельные участки в массиве эндербитов. Границы между эндербитами и тоналитами нечеткие, наблюдаются постепенные переходы. Синметаморфические жильные гранат-силлиманитсодержащие микроклин-плагиоклазовые граниты секут мигматитовую полосчатость гнейсов кольской серии. Самыми поздними образованиями являются жильные лейкогранит-аплиты, секущие все выше перечисленные разновидности пород.

Изученный архейский эндербит-гранулитовый комплекс района Пулозеро – Полнек-Тундры является типичным представителем высокометаморфизованных гранулитогнейсовых комплексов Центрально-Кольского мегаблока. Общим для исследованного комплекса является полицикличность проявлений метаморфизма и магматизма, андалузит-силлиманитовый тип термодинамического режима регионального метаморфизма архейского времени, сопряженность гранулитового метаморфизма со становлением гиперстенсодержащих гранитоидов. Вместе с тем исследованный комплекс по ряду своих особенностей отличается от других высокометаморфизованных комплексов Центрально-Кольского мегаблока отсутствием признаков более древних высокотемпературных процессов метаморфизма, проявлением в эндербитах наложенного метаморфизма амфиболитовой фации и относительно хорошей сохранностью от воздействия более поздних протерозойских процессов, влияние которых устанавливается только с помощью изотопных методик.

С учетом данных по эндогенным процессам гранулитогнейсовых комплексов Центрально-Кольского мегаблока, полученных предыдущими исследователями в эволюционном развитии гранулитогнейсовой области в целом устанавливается пульсационность геологических событий с латерально неоднородными термодинамическими режимами.

Самым древним определением возраста в Кольском регионе является возраст 3606 ± 16 млн. лет, полученный для гнейсов кольской серии по ксеногенным цирконам в северо-западной части Центрально-Кольского мегаблока (оз. Нельявр) [7]. Этот возраст свидетельствует о том, что к этому моменту в северо-восточной части Балтийского щита уже существовала земная кора.

Моделный Sm-Nd возраст протолита гнейсов кольской серии оценивается в 2922 млн. лет в северо-восточной части мегаблока [17] и – в 2955 млн. лет в центральной [11]. Момент проявления вулканической деятельности и время образования исследуемых пород в северо-западной части мегаблока фиксируется наличием циркона вулканогенного происхождения с возрастом 2910 ± 21 млн. лет [7], что, вероятно, свидетельствует о синхронности процессов осадконакопления и вулканизма в Центрально-Кольском мегаблоке.

В северо-восточной части мегаблока (район оз. Чудзъявра) продатированы наиболее ранние этапы гранулитового метаморфизма и эндербитообразования с возрастными 2832 ± 11 млн. лет [16] и 2830 ± 60 млн. лет [13], соответственно. Примерно в это же время фиксируется становление магматического комплекса, исходного для основных амфибол-двупироксеновых кристаллосланцев центральной части мегаблока (район Веже-Тундры), возраст которого устанавливается наличием магматической генерации цирконов в 2830 ± 70 млн. лет [1]. Приведенные данные свидетельствуют о региональном проявлении условий гранулитовой фации в пределах центральной и северо-восточной частях мегаблока и приуроченности формирования эндербитов к областям развития высокометаморфизованных комплексов.

В северо-западной части мегаблока на побережье оз. Нельявр для гнейсов кольской серии определен ещё один этап гранулитового метаморфизма с возрастом в 2788 ± 16 млн. лет [7]. Для генерации гранулитовых цирконов из основных кристаллосланцев центральной части мегаблока (район Веже-Тундры) получен возраст 2760 ± 10 млн. лет, который интерпретируется как время протекания метаморфизма гранулитовой фации [1]. Данный этап метаморфизма устанавливается по акцессорным цирконам, которые по химизму и морфологии отвечают «гранулитовым» цирконам.

Более поздний этап регионального гранулитового метаморфизма, с которого и начинается рассмотрение геологической истории исследуемого эндербит-гранулитового комплекса района Пулозеро – Полнек-Тундры, фиксируется возрастом 2724 ± 49 млн. лет [9]. По данным А.И. Тугаринова, Е.В. Бибиковой [15], региональный метаморфизм кольских гнейсов Центральных районов Кольского полуострова в районе оз. Вайкис – оз. Мончезеро протекал одновременно как в гранулитовой, так и амфиболитовой фациях метаморфизма 2700 ± 50 млн. лет тому назад. Близкий возраст одновременного проявления гранулитового и амфиболитового метаморфизма в 2740 ± 50 млн. лет для глиноземистых гнейсов кольской серии (район ст. Пулозеро) был ранее получен Е.В. Бибиковой и др. [4]. Проявление амфиболитового метаморфизма в гнейсах кольской серии с возрастом 2743 ± 18 млн. лет, фиксируемого на северо-западе мегаблока [7], может рассматриваться как наличие метаморфической зональности с увеличением степени метаморфизма к его центральной части. В районе оз. Чудзъявра внедрение и кристаллизация гиперстенсодержащих монцодиоритов с возрастом 2720 ± 3 млн. лет [16], кварцевых монцодиоритов – 2715 ± 8 млн. лет [16] и гранодиоритов – 2710 млн. лет [13] соответствуют условиям гранулитовой фации и сопряжено со временем проявления гранулитового метаморфизма в районе Пулозеро – Полнек-Тундра. Согласно приведенным данным, интервал 2.70–2.74 млрд. лет тому назад соответствует образованию различных пород и породных ассоциаций в высокометаморфизованных комплексах Центрально-Кольского мегаблока в условиях, отвечающих условиям гранулитового метаморфизма.

Важным эндогенным событием в развитии Центрально-Кольского мегаблока является формирование крупного массива эндербитов района Пулозеро – Полнек-Тундры с возрастом 2656 ± 10 млн. лет [9] и внедрение более мелких тел гиперстенсодержащих кварцевых диоритов района оз. Чудзъявра с возрастом в 2679 ± 18 млн. лет [16].

В районе Пулозеро – Полнек-Тундры преобразование эндербитов в амфибол-биотитовые тоналиты в условиях амфиболитовой фации метаморфизма определяется возрастными 2640 ± 20 млн. лет

и 2635 ± 5 млн. лет [9, 10]. Близкое по времени проявление синтетектонического гранулитового метаморфизма с возрастом 2648 ± 18 млн. лет фиксируется в районе оз. Чудзъявра по сильно рассланцованному силлиманит-гранат-биотитовому гнейсам [16], что может свидетельствовать о снижении степени метаморфизма с северо-востока мегаблока к его центральной части. Примерно в это же время в районе оз. Чудзъявра фиксируется внедрение монацитсодержащих плагиогранитов с возрастом 2634 ± 12 млн. лет, которые объединены в одну возрастную группу с анатектит-гранитами и плагиопегматитами [16].

Более поздний этап наложенного метаморфизма в условиях амфиболитовой фации фиксируется в умереннокальциевых гнейсах кольской серии и амфибол-биотитовых тоналитах района Пулозеро – Полнек-Тундры возрастными 2568 ± 10 млн. лет и 2575 ± 20 млн. лет, соответственно [9]. К этому же этапу можно отнести внедрение жильных гранат-силлиманитсодержащих микроклин-плагиоклазовых гранитов с возрастом в 2550 ± 16 млн. лет, секущих умереннокальциевые гранулиты кольской серии района Пулозеро – Полнек-Тундры [9], которые близки по времени к постгранулитовым пегматитам района оз. Чудзъявр с возрастом 2556 ± 27 млн [16].

В районе Пулозеро – Полнек-Тундра в породах эндербит-гранулитового комплекса определяется регрессивный этап метаморфизма, соответствующий условиям низкотемпературной амфиболитовой фации. Его проявление фиксируется Sm-Nd возрастными 2544 ± 13 млн. лет для гнейсов кольской серии и 2537 ± 80 млн. лет для эндербитов, которые, вероятно, и определяют верхний предел времени регрессивного низкотемпературного метаморфизма амфиболитовой фации [12]. Это предположение подтверждается также незначительными регрессивными изменениями краевых зон гранатов гнейсов кольской серии, сформированных в условиях наложенной амфиболитовой фации метаморфизма, а также оценками температур их образования ($500-600$ °C), которые являются близкими к температурам закрытия Sm-Nd системы в гранатах и плагиоклазах.

Внедрение протерозойских жильных лейкогранит-аплитов с возрастом 2497 ± 15 млн. лет [11] приходится на время формирования крупных платинометаллических расслоенных интрузий базит-ультрабазитов г. Генеральской, Монче-плутона, Панских-Федоровых тундр и др. в период от 2500 до 2400 млн. лет [2, 3].

В этот же период времени Sm-Nd и Rb-Sr исследованиями фиксируются термально-флюидные преобразования пород эндербит-гранулитового комплекса района Пулозеро – Полнек-Тундры, которые произошли в интервале 2505-2460 млн. лет [12] и соответствуют рифтовой стадии развития Кольской рифтогенно-коллизийной системы в палеопротерозое [5, 6, 8, 14 и др.].

Завершение докембрийской эндогенной активности Центрально-Кольского мегаблока фиксируется в породах эндербит-гранулитового комплекса района Пулозеро – Полнек-Тундры Rb-Sr возрастными в 1811-1827 млн. лет [12], которые соответствуют поздней коллизийной стадии развития Кольской рифтогенно-коллизийной системы в палеопротерозое [5, 6, 8, 14 и др.].

Детальные геолого-петрологические и изотопно-геохимические исследования эндербит-гранулитового комплекса архея района Пулозеро - Полнек-Тундра, сопоставление полученных результатов с соответствующими данными по другим районам Центрально-Кольского мегаблока позволяют уточнить и дополнить существующие представления о вещественном составе и природе архейской коры, пространственно-временных закономерностях развития метаморфизма позднего архея, его термодинамических режимах и взаимосвязи с тектогенезом и магматизмом.

Авторы благодарны академику РАН Ф.П. Митрофанову за рекомендацию в выборе геологического объекта, помощь и консультации в работе.

Литература

1. Авакян К.Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области архея – М.: Наука, 1992. 168 с.
2. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Пожиленко В.И. Геохронология реперных геологических образований и процессов раннего докембрия Кольского региона // Материалы III Всероссийского совещания: Общие вопросы расчленения докембрия. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2000. С. 24–28.
3. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма: автореф. дис. док. геол.-мин. наук. – Москва, 2002. – 48 с.

4. Бибикова Е.В., Тугаринов А.И., Грачева Т.В., Константинова М.В. О возрасте гранулитов Кольского полуострова // Геохимия. – 1973. – № 5. С. 664–675.
5. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры – М: Научный мир, 1996. 287 с.
6. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л. и др. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизии: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1997. Вып. 3. № 21. С. 5–18.
7. Мыскова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А. и др. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // ДАН. – 2005. – Т. 402. № 1. С. 82–86.
8. Петров В.П. Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского щита – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1999. 325 с.
9. Петровская Л.С., Баянова Т.Б. Архейский магматизм и метаморфизм района Пулозеро (Центрально-Кольский блок) // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Т. 4. – Сыктывкар, 2000 а. С. 298–301.
10. Петровская Л.С., Баянова Т.Б. Последовательность эндогенных процессов в архейских породах // Изотопная геохронология. Материалы конференции «Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты». – Москва: ГЕОС, 2000 г. С. 264–266.
11. Петровская Л.С., Баянова Т.Б., Деленицын А.А. Позднеархейское время формирования эндробит-гранулитового комплекса района Пулозеро Центрально-Кольского мегаблока – Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза // Материалы. II Российской конференции. – Санкт-Петербург: Центр информационной культуры, 2003. С. 358–361.
12. Петровская Л.С., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Серов П.А. Этапы и условия формирования архейского эндробит-гранулитового комплекса района Пулозеро – Полнек-Тундра Центрально-Кольского блока (Кольский полуостров) // ДАН. – 2007. Т. 416. № 3. С. 1–4.
13. Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова – Л.: Наука, 1978. 136 с.
14. Ранний докембрий Балтийского щита // Отв. редактор чл.-кор. РАН В.А. Глебовицкий. – СПб.: Наука, 2005 – 711 с.
15. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии – М.: Наука, 1980. – 131 с.
16. Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on archaean rocks of Kola peninsula // Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. – Apatity: Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, 1992. P. 13–34.
17. Timmerman M.J., Daly S.J. Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland – Kola Mobil Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // Precambrian Rec. – 1995. – V. 72. P. 97–107.

Геология, возраст и предполагаемый источник магм Островного массива рапакиви-образных кварцевых монцонитов – монцогранодиоритов Мурманского домена

Петровский М.Н., Петровская Л.С., Баянова Т.Б.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: petrovsk2@rambler.ru, petrovsk@apatity.ru, tamara@geoksc.apatity.ru

Магматизм этапов кратонизации земной коры отличается широким проявлением калиевых высокожелезистых гранитоидных пород участвующих в строении анортозит-рапакивигранитных ассоциаций. Эти породы характеризуются необычным составом темноцветных минералов, в них присутствуют высокожелезистые амфиболы, слюды, пироксены и оливины [1, 2, 6 и др.]. Наибольший интерес для петрологов представляет образование пород с минеральной ассоциацией фаялит + кварц. Данный парагенезис, как правило, наиболее хорошо проявлен в сиенитовых и монцонитовых породах позднедокембрийских анортозит-рапакивигранитных интрузивных комплексов Балтийского и Украинского щитов либо встречается в самостоятельных сиенитовых и монцонитовых массивах более молодого (фанерозойского) возраста [5, 8 и др.]. Очевидно, что близость состава

вов пород проявленных в разновозрастных интрузивных комплексах связана со сходным механизмом образования и дифференциации расплавов.

В Мурманском домене Кольского полуострова широко известен позднеархейский Иоканьгский интрузивный комплекс высокожелезистых рапакивиобразных гранитов этапа стабилизации тектонического режима [3]. Он представлен Иоканьгским, Портартурским, Каютынским массивами (рис. 1). Проведенное авторами геологическое изучение порфировидных гранитоидов на Баренцевоморском побережье Кольского полуострова, в районе города Островной, позволило выявить, что эти гранитоиды также относятся к Иоканьгскому интрузивному комплексу и слагают дифференцированный полифазный интрузивный массив. Ранее эти порфировидные гранитоиды варьирующего состава от кварцевых монцонитов до гранодиоритов относились к метасоматическим образованиям, сформировавшимся в результате калиевого метасоматоза изначально различных пород архея (плагиогранитов и мигматит-гранитов, биотитовых гнейсов и амфиболитов) слагающих Мурманский домен [7].

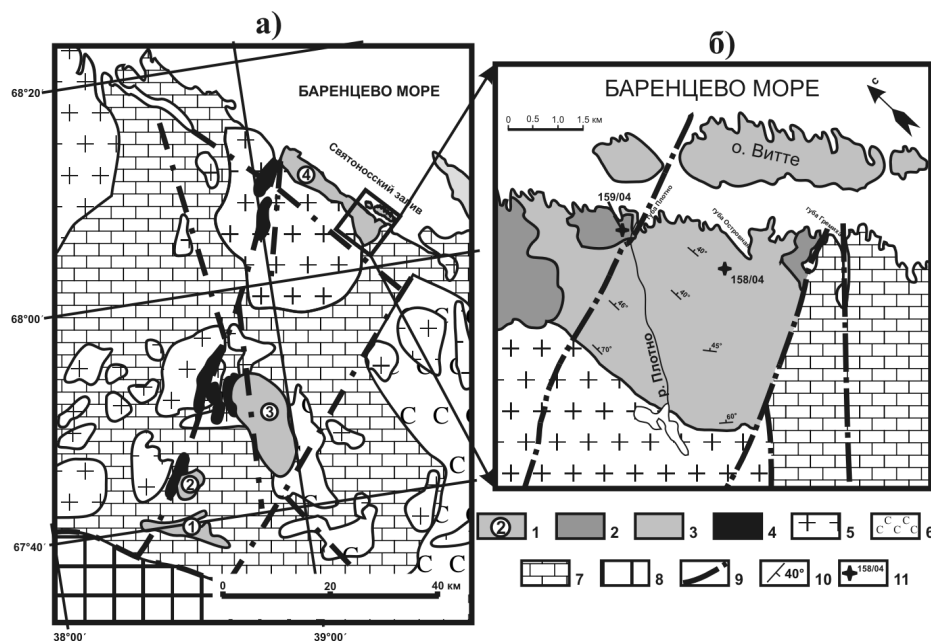


Рис. 1. Схема размещения массивов Иоканьгского комплекса (а) и схема геологического строения юго-восточной части Островного массива (б):

1 – массивы Иоканьгского комплекса: 1-Каютынский, 2-Порт-Артурский, 3-Иоканьгский, 4-Островной; 2 – монцогранодиориты 2-й фазы Островного массива; 3 – кварцевые монцониты 1-й фазы Островного массива; 4 – габбро-лабрадориты; 5 – мигматит-граниты; 6 – эндербиты; 7 – гранитоиды ТТГ-формации; 8 – Кейвский блок; 9 – разломы; 10 – элементы залегания трахитоидности; 11 – места отбора геохронологических проб

Массив Островной является наиболее крупным из интрузивов, включаемых в состав формации древнейших рапакивиобразных гранитов Кольского полуострова, его площадь оценивается более чем в 180 km^2 . Он расположен в прибрежной зоне Мурманского домена на отрезке протяженностью 25 км от города Островной до губы Савиха. По-видимому, основная часть массива размещается на дне Баренцева моря, потому что, по данным Д.Д. Мирской [7] порфировидными кварцевыми монцонитами сложены острова Сальный, Витте и Чаячий. Вмещающими породами для него являются в различной степени мигматизированные плагиограниты и тоналиты ТТГ формации и лейкократовые граниты палингенно-метасоматической формации позднеархейского возраста. Массив обладает автономной внутренней структурой и четкими, секущими, интрузивными контактами. Вмещающие породы в приконтактных частях испытали калиевый метасоматоз, выражающийся в развитии порфиробласт микроклина, интенсивность его быстро затухает при удалении от контактов. Ширина приконтактного ореола варьирует в пределах 20-40 м.

Согласно геологическим наблюдениям массив имеет полифазное строение. Первая (главная) фаза представлена крупнопорфировидными трахитоидными мезократовыми кварцевыми монцонитами. Внутренняя структура пород 1-й фазы массива характеризуется плоскостной ориентировкой

уплощенных по (010) кристаллов Na-K-Fsp, субпараллельной контактовым плоскостям. Размер порфировых кристаллов Na-K-Fsp достигает 6 см в поперечнике; иногда вокруг него наблюдаются каемки кислого плагиоклаза. Углы падения трахитоидности в приконтактовых частях крутые – до 80°, а по мере удаления от контактов выполаживаются до 60–50°. Основная ткань породы среднезернистая, гипидиоморфнозернистая и выполнена изометричными зернами Na-K-Fsp, Pl, Ol, Crx, Amph, Vt и ксеноморфными зернами Qtz. Модальный минеральный состав кварцевых монцонитов: кварц 7–13%, плагиоклаз (An₁₃₋₁₇Ab₇₃₋₇₆Or₉₋₁₁) 27–34%, криптопертитовый ортоклаз (An₁₋₄Ab₂₃₋₂₈Or₆₈₋₇₆) 28–36%, лепидомелан (f = 73–78%) 4–6%, гастингсит (f = 82–85%) 13–21%, геденбергит (En_{7.5-10.4}Fs_{44.7-46.2}Wo_{44.5-47.8}) 2–4%, фаялит (Fo_{9.8-11.3}Fa_{88.7-90.2}) до 1%. Акцессорные минералы составляют 2–3% и представлены апатитом, цирконом, титанитом, ильменитом, флюоритом. Химический состав пород 1-й фазы приведен в табл. 1. Петрохимически кварцевые монцониты характеризуются высокой общей F_# = 85–90% и частной f = 80–84% железистостью; высоким содержанием калия с его преобладанием над натрием (табл. 1). На диаграмме Д.А. Великославинского k – F_# [2], где k = 100% * K₂O / (K₂O + Na₂O), фигуративные точки составов кварцевых монцонитов располагаются в области гранитов рапакиви. Кварцевые монцониты высокие содержания LIL элементов и обогащены Sm = 12.73–15.64 ppm и Nd = 61.10–85.35 ppm. Возраст кварцевых монцонитов, определенный U-Pb методом по пяти группам цирконов, равен 2735±6 млн. лет (рис. 2а).

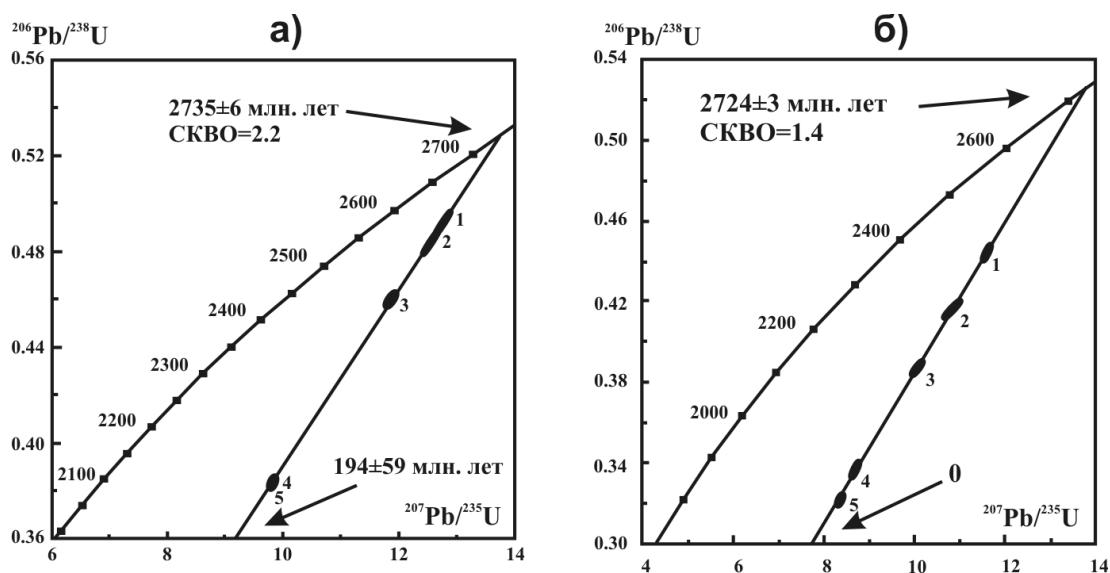


Рис. 2. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для цирконов из кварцевых монцонитов (а) и монцогранодиоритов (б)

Вторая фаза (ряд осложняющих мелких интрузий) представлена лейкократовыми мелко-среднепорфировидными массивными монцогранодиоритами. Структура пород мелко-среднезернистая, гипидиоморфнозернистая. Модальный минеральный состав монцогранодиоритов: кварц 15–22%, плагиоклаз (An₂₆₋₂₉Ab₇₀₋₇₂Or₁₋₂) 20–27%, пертитовый микроклин (An₄₋₅Ab₂₈₋₃₃Or₆₃₋₆₇) 35–40%, лепидомелан (f = 67–69%) 5–9%, гастингсит (f = 70–75%) 10–14%; акцессорные минералы составляют 1-2% и представлены цирконом, апатитом, титаномagnetитом, титанитом, флюоритом. Химический состав пород 2-й фазы приведен в табл. 1. В отличие от кварцевых монцонитов монцогранодиориты характеризуются более низкой железистостью F = 77–81% и f = 71–73%, а на диаграмме k – F [2] точки составов монцогранодиоритов также располагаются в области гранитов рапакиви и обогащены LIL и RRE, содержания Sm = 10.0–13.65 ppm и Nd = 67.86–82.65 ppm. Возраст монцогранодиоритов, определенный U-Pb методом по пяти группам цирконов, равен 2724±3 млн. лет (рис. 2б).

Таблица 1. Химический состав пород Островного массива (мас.%)

Компоненты	Пробы							
	133/04	158/04	159/04	140/04	42/04	139-1/04	132-1/04	132-2/04
SiO ₂	58.31	60.30	64.83	66.52	59.75	36.51	47.38	47.77
TiO ₂	1.20	1.04	0.90	0.28	0.71	2.09	1.48	1.45
Al ₂ O ₃	12.37	13.18	12.54	13.72	13.27	19.06	5.63	5.50
Fe ₂ O ₃	1.41	1.82	1.52	0.70	1.36	7.17	1.41	1.82
FeO	10.20	7.36	6.65	4.82	6.68	5.19	23.71	23.20
MnO	0.13	0.10	0.10	0.03	0.11	0.15	0.70	0.74
MgO	1.13	0.75	1.08	0.38	0.74	7.40	2.33	1.75
CaO	5.20	3.38	2.90	1.88	4.24	9.86	10.93	11.38
Na ₂ O	3.10	3.18	2.46	2.97	3.15	0.58	0.71	0.74
K ₂ O	4.80	5.67	5.97	6.85	6.05	5.38	3.50	3.32
P ₂ O ₅	0.44	0.41	0.33	0.22	0.45	1.33	0.73	0.71
S	0.05	0.24	0.06	0.05	0.17	0.18	0.10	0.20
F	0.19	0.18	0.10	0.12	0.50	1.33	0.17	0.18
H ₂ O ⁻	0.56	1.08	0.52	0.16	0.94	1.48	0.58	0.56
H ₂ O ⁺	0.90	1.15	0.87	0.91	1.70	2.97	0.90	0.15
Сумма	99.99	99.84	100.83	99.61	99.82	99.57	100.26	99.47
k	50.5	54.0	61.5	60.3	55.8	85.9	76.4	74.7
F_#	85.1	78.1	80.63	88.9	85.7	46.9	85.7	88.8

Примечания. Пробы: 133/04 и 158/04 – кварцевые монцитоны 1-й фазы, 159/04 и 140/04 – монцогранодиориты 2-й фазы, 42/04 – дайка кварцевого монцитона, 139-1/04 – дайка металейцитита, 132-1/04 и 132-2/04 – ксенолиты кварцсодержащих анортоклаз-фаялит-геденбергитовых пироксенитов.

По геологическим наблюдениям в дайковой фации Островного массива устанавливается следующая относительная возрастная последовательность, от более древних к молодым. Дайки мезократовых кварцевых монцитонов комплементарных 1-й фазе массива; развиты в экзоконтактовом ореоле массива. Дайки амфибол-флогопит-плаггиоклазовых пород по составу отвечающие металейцитам (табл. 1) прорывают породы 1-й и 2-й фаз массива и сами секутся дайками субщелочных альбитовых сиенитов Панэярского сиенитового массива с возрастом 2653 ± 9 млн. лет (авторские неопубликованные данные). Возраст альбитовых сиенитов определяет верхнюю возрастную границу формирования Островного массива.

Для пород 1-й и 2-й фаз Островного массива характерно наличие как коровых ксенолитов, представленных амфибол-биотитовыми кварцевыми диоритами и тоналитами и биотитовыми плагиогранитами, так и предположительно верхнемантийных ксенолитов, представленных кварцсодержащими анортоклаз-фаялит-геденбергитовыми пироксенитами. Минеральный состав пироксенитов: анортоклаз ($An_{10.9-12.5}Ab_{40.4-43.2}Or_{45.9-47.2}$) 18 – 20%, фаялит ($Fe_{0.2-6.4}Fa_{95.7-97.4}$) 20 – 22%, геденбергит ($En_{4.6-6.8}Fs_{47.7-48.3}Wo_{45.5-47.1}$) 55 – 58%, кварц 1 – 2%, апатит около 1%, титаномагнетит 4 – 5%. Химический состав пироксенитов приведен в табл. 1. Наличие в породах массива не обычных по своему составу ксенолитов калиевых высокожелезистых ультраосновных пород также как и породы Островного массива обогащенных LIL и RRE ($Sm = -15.67$ ppm и $Nd = 135.08$ ppm) и имеющих аномальные изотопные характеристики $\epsilon_{Nd}(T) = +29.1$. Позволяет рассматривать эти породы как возможный источник исходных расплавов для пород Островного массива, об этом свидетельствует и анализ фазовых диаграмм состояния в системе $Fa-Cpx-Or-Pl-Qtz-H_2O$ разработанных М.И. Дубровским [4].

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов Научной Школы Федерального агентства по науке и инновациям 2006-РН-112,0/001/360 и программ № 4 и 8 ОНЗ РАН.

Литература

1. Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы / Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатилов О.А., и др. Л.: Наука, 1978. 296 с.
2. Великославинский Д.А. Проблема гранитов рапакиви. М.: Наука, 1995. 28 с.
3. Ветрин В.Р. Древнейшие рапакивиобразные граниты Кольского полуострова // ДАН СССР. 1987. Т. 292. № 5. С. 1223–1228.
4. Дубровский М.И. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций гранитоидов. Л.: Наука, 1987. 256 с.

5. Кривдик С.Г., Орса В.И., Брянский В.П. Фаялит-геденбергитовые сиениты юго-восточной части Корсунь-Новомиргородского плутона // Геологический журнал. 1988. № 6. С. 43–53.
6. Левковский Р.З. Рапакиви. Л.: Недра, 1975. 223 с.
7. Мирская Д.Д. К вопросу о происхождении порфиробластических микроклиновых гранитов на северо-востоке Кольского полуострова (район Гремиха-Иоканьга) // Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова. Вып. 2. Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1960. С. 29–37.
8. Шинкарев Н.Ф. Некоторые черты петрогенезиса пород, содержащих железистый оливин // Геология и геохронология докембрия. Тр. ЛАГЕД. Вып. 19. М.-Л.: Наука, 1964. С. 359–364.

Раннедокембрийские конгломерато-брекчии и эруптивные брекчии Чунозерской зоны (Кольский п-ов): новые данные

Пожиленко В.И.

(Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: pozhil@geoksc.apatity.ru)

Чунозёрская зона субширотного простираения расположена в центральной части Кольского полуострова на северо-восточном фланге Ёнского сегмента Беломорского «мегаблока». В районе Нявка-тундры севернее оз. Чунозеро на двух участках были выявлены породы с обломочными текстурами, генезис которых интерпретировался по-разному.

На первом участке, расположенном на г. Ельнюн Нярк-тундр, метаморфизованные породы с обломочной текстурой были описаны в 1935 г. Н.Г. Судовиковым [2] как конгломераты, а в 1938 г. Н.И. Соустовым [2] – как магматические «конгломераты» (эруптивные брекчии?). Это можно понимать как разную интерпретацию генезиса этих пород, но не исключено, что они описали разные обнажения. С того времени все последующие исследователи не смогли найти эти обнажения, хотя точка с конгломератами указана на «Геологической карте Кольского полуострова» м-ба 1:1000000 [5]. Во время детального исследования г. Ельвяруайвенч и отрогов Ельнюн-I, II и III мне удалось выявить многочисленные коренные выходы пород с обломочными текстурами, два типа из которых будут рассмотрены ниже.

На втором участке, расположенном в р-не г. Руапнюн на юго-западном отроге Нярк-тундр, О.Т. Князевым [4] были описаны породы с обломочными, текстурами, интерпретированные ими как реликтовые породы некка (жерла вулкана). Они также были мною детально изучены, переинтерпретированы и краткое описание приводится ниже.

1а. Конгломерато-брекчии г. Ельвяруайвенч (ельвявские)

В 950 м к востоку от южного окончания оз. Ельяр на г. Ельвяруайвенч (32°40'50" восточной долготы, 67°39'20" северной широты) в метаморфизованных габброидах обнаружен ксенолит (~3м×10 м) конгломерато-брекчий. В ксенолите конгломерато-брекчий есть прослой мелкозернистых гнейсов по грауваккам (возможно, по м/з туфам) мощностью около 30 см. Обломки в конгломерато-брекчиях составляют примерно 80% от общего объёма, а цемент – около 20%. Упаковка галек в них очень плотная. Состав галек: преобладают тёмно-серые и серые мелкозернистые амфиболиты; плагиогранитоиды составляют примерно от 10 до 25% от объёма в разных участках; отмечено две гальки кварцевого и несколько галек гранодиоритового состава. Размеры галек: гранитоидных – от 0.7×1.5 см до 9×17 см; кварцевых – ~2×4.5 см.; амфиболитовых – от 0.5×1.5 см до 4×10 см. Гальки пород кислого и среднего состава более округлые. Обломки амфиболитов имеют угловато-округлённые формы. В эрозионном срезе степень уплощённости галек меньше чем у обломков, до 1/2 и 1/5 соответственно.

Удлинение почти всех галек в одном направлении, что также может свидетельствовать о более вероятном формировании их в водном потоке. Но не следует не учитывать то, что удлинение галек, могло быть частично обусловлено незначительным рассланцеванием и деформацией галек, так как породы были метаморфизованы в амфиболитовой фации и слабо рассланцованы еще до захвата их интрузией. Об этом свидетельствует то обстоятельство, что вмещающие габброиды метаморфизованы, но в зоне контакта с ксенолитом конгломерато-брекчий не рассланцованы.

Ельвярские конгломерато-брекчии также как и руапньюнские конгломерато-брекчии (и по тем же признакам) рассматривается как «смешанные» вулканогенно-осадочные образования оползневого (турбидитового) типа, которые могли сформироваться в зонах проявления синхронного седиментогенеза и вулканизма (возможно, в задуговом бассейне?).

1б. Эруптивные брекчии и конгломерато-брекчиевидные породы г. Ельнюн

В этом районе есть несколько отрогов с названием Ельнюн (Ельнюн-I, Ельнюн-II и Ельнюн-III). И где были описаны Н.Г. Судовиковым и Н.И. Соустовым конгломератоподобные породы – точно неизвестно. После детального обследования обнажений на всех трёх отрогах только на восточном склоне отрога Ельнюн-II выше границы леса были найдены 5 участков (с усреднёнными координатами 32°36'45" восточной долготы, 67°39'30" северной широты и 32°37'14" восточной долготы, 67°39'27" северной широты), породы в которых больше всего походили на породы, описанные вышеуказанными исследователями. Кроме участков, где однозначно устанавливается, что это эруптивная брекчия, есть и фрагменты, сложенные проблематичными породами, похожими на конгломерато-брекчии, генетическую природу которых еще предстоит выяснить.

Размеры участков от 0.5м×1.0м до нескольких метров. В однозначно эруптивных брекчиях в микрогаббро и ср-кр/кр габбро содержится разное количество и разного размера угловато-округлённых либо овальных обломков (ксенолитов) мелкозернистого амфиболита – пород эндоконтактной зоны массива и экзоконтактной зоны вмещающих. В отдельном случае эти обломки находятся в приконтактной части с амфиболитами. Широкое развитие эруптивных брекчий в интрузии по латерали свидетельствует о том, что в эрозионном срезе наблюдается прикровлевая часть интрузии, в кровле которой в отдельных участках сохранились вмещающие амфиболиты.

Одно из обнаруженных мною обнажений, расположенное на юго-восточном склоне отрога Ельнюн-II выше границы леса (на «географической тропе» Лапландского заповедника) было расчищено на участке размером 10м×(1-7)м вкост простирания. Его координаты – (32°37'18" восточной долготы, 67°39'25" северной широты). В северной части обнажения есть чёткий контакт метаморфизованного габбро с эруптивной брекчией. В пределах обнажения чередуются в разной степени метаморфизованные и рассланцованные эруптивные брекчии – от слабо рассланцованных до линейнополосчатых сланцев. Один из фрагментов обнажения сложен проблематичными породами, очень похожими на конгломерато-брекчии. Однозначно природа его пока не решена.

Таким образом, конгломератоподобные породы, описанные как конгломераты [2] или как «магматические конгломераты» [1] имеют явно эндогенную природу. Обломки и цементирующая масса сохранили реликты магматических структур и минералов: в «обломках – гранобластовая, микрогаббро-диабазовая и микрогаббровая, а в «цементирующей массе» – габбровая и друзитовая. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, поэтому повсеместно наблюдаются элементы гранобластовой структуры. Состав обломков (ксенолитов) однообразен, также как и состав «цемента» (матрицы). Ксенолиты по структуре и составу соответствуют меланократовому, мелкокристаллическому габбро и амфиболитам, а вторые – друзитовому габбро и габбро-нориту. Состав обломков и матрицы, их магматические структуры, а также общее пространственное геологическое положение рассматриваемых пород, являются достаточными признаками их интрузивного происхождения. На поздних этапах метаморфизма в зоне развития эруптивных брекчий и в секущей зоне происходило частичное и неравномерное дробление пород и насыщение их жильным гранодиоритовым материалом с последующим дроблением и рассланцеванием. Поэтому в некоторых участках эти породы трудно отличимы от конгломерато-брекчий. Не исключено, что в некоторых участках могут быть ксенолиты конгломерато-брекчий. Этот вопрос требует дальнейших исследований.

II. Конгломерато-брекчии г. Руапньюн («руапньюнские»)

На западном склоне г. Руапньюн (32°15'20" восточной долготы, 67°43'35" северной широты) на небольшой вершинке с крутым рельефом был обнаружен останец (~150×15-40 м), а в 70 м к северо-востоку от него на склоне г. Руапньюн – линза (~20×100м) метаморфизованных пород с обломочными текстурами. Это не жерловые образования, а типичные конгломерато-брекчии вулканогенно-осадочного происхождения, образовавшиеся в условиях синхронного осадконакопления и вулканизма, метаморфизованные и нерассланцованные. Конгломерато-брекчии не сортированы, т.е. не имеют признаков слоистости. Обломки составляют примерно 80% от общего объема, а цемент –

около 20%. Преобладает обломочный материал угловато-округлённой формы. Округлые гальки и валуны присутствуют в количестве ~15–30% от общего объёма обломков и сложены плагиогрanitaми, грано-диоритами, диоритами, габбро-диоритами и реже амфиболитами. Размеры галек и валунов, сложенных породами кислого и среднего состава от 0.5 см до 20 см. Угловато-округлённые обломки в количестве ~70–85% от общего объёма обломков и сложены амфиболитами по матабазальтоидам, матапорфиритам и метадолеритам. Их размер варьирует от 0.5×1.0 см до 4×7 см. Цемент от мезо- до меланократового, сложен в основном метаморфизованным мелкообломочным пирокластическим материалом и по составу соответствует грауваккам. Структура цемента микро-, средне и крупногранобластовая до гетерогранобластовой. Угловато-округлённые обломки амфиболитов имеют в основном микрогранобластовую структуру, а в окатанных гальках гранита сохранились гранитные структуры. Осветлённые каймы (толщиной около 1–2 мм) вокруг угловато-округлённых обломков метаэффузивов вероятнее всего могут быть зонками закалки (но не исключается и экзогенная природа), а лейкократовые каймы вокруг окатанных галек и валунов можно рассматривать как корки выветривания, образовавшиеся в аквальных либо аэральных условиях. Если бы это были реакционные метаморфические или ороговикованные каймы, то они бы были у всех обломков, а этого не наблюдается. Кроме того, их расположение подчинялось бы другим закономерностям: 1 – состав кайм зависел бы от состава обломков; 2 – они были бы, в основном, однотипны по минеральному составу и обязательно вокруг всех обломков одного состава, чего также не наблюдается.

Признаками, подтверждающими генезис этих пород как конгломерато-брекчий (туфоконгломерато-брекчий), являются: пёстрый состав галек и обломков, резко отличающийся от окружающих пород; разные структуры обломков и цемента; разные парагенетические ассоциации минералов в цементе и обломках и гальках; форма обломков и пространственное расположение их в основной массе (матрице) характерны для конгломерато-брекчий, но никак не для пород жерловой фации, агматитов или тектонитов. Это «смешанные» вулканогенно-осадочные образования оползневого типа, которые могли сформироваться в зонах проявления синхронного седиментогенеза и вулканизма (задуговой бассейн?).

Конгломерато-брекчии прорваны габброноритами (позднее амфиболизованными), друзитовыми метагаббро, габбро-диабазами (долеритами) и плагиомикроклиновыми гранитами. Габбронориты по петрохимическим признакам аналогичны габброноритам Вочеламбинского зеленокаменного пояса (ВЗП), возраст которых 2491 ± 13 млн. лет [3].

Метаморфизованы конгломерато-брекчии в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фации. Можно предположить, что термальный метаморфизм был наложен на более ранний региональный метаморфизм.

Основными метаморфическими минералами являются амфибол (обыкновенная роговая обманка), плагиоклаз среднего состава и редко гранат. В цементе и в краях нескольких галек наблюдаются парагенные минералы гранулитовой фации метаморфизма – мелкие зёрна гиперстена, ярко-красного граната и кирпично-красного биотита. Это свидетельствует о термальном гранулитовом метаморфизме, обусловленным прогревом интрузиями микрогабродолеритов и габбро, которые прорывают толщу амфиболитов и конгломерато-брекчий. Поздние секущие жилы гранитов не внесли существенного вклада в прогрев и метаморфизм пород.

Из конгломерато-брекчий для определения состава и возраста галек и валунов гранитов были отобраны 4 пробы: две из двух валунов около 17 см в диаметре, одна из двух крупных галек и одна из нескольких мелких галек. Из каждой пробы были выделены цирконы и разобраны на морфотипы, которые были проанализированы только методом ТИЭ (термоионной эмиссии свинца). Морфотипы цирконов из одного валуна имеют возраста 2515 ± 55 , 2500 ± 100 , 2520 ± 40 млн. лет, из галек – ~2.4–2.5 млрд. лет, а из самого крупного валуна второй морфотип циркона имеет возраст 2750 ± 50 млн. лет. Если предполагать, что образование цирконов с возрастом около 2.4–2.5 млрд. лет произошло в результате прогрева в процессе термального метаморфизма, а возраст циркона 2750 ± 50 млн. лет фиксирует время кристаллизации гранитов, то образование конгломерато-брекчий произошло в интервале 2.75–2.5 млрд. лет, т.е. в позднеархейское (позднелопийское) время. Таким образом, руапнунские конгломерато-брекчии могут быть генетическими, структурными, фациальными и возрастными аналогами «вочеламбинских» конгломерато-брекчий второй толщи Вочеламбинского зеленокаменного пояса (ВЗП).

Некоторые особенности химического состава конгломерато-брекчий и эруптивных брекчий

По щелочному модулю и содержанию кремнекислоты обломки плагиогранитоидов соответствуют тоналитам и плагиогранитам инфракмплекса и обломкам аналогичных пород из конгломерато-брекчий Вочеламбинского зеленокаменного пояса. Но по содержанию Rb и Sr они подобны тоналитовым плутонам провинции Барбертон и в меньшей степени древнейшим гранитам и тоналитам Карелии и Кольского полуострова. Угловатые обломки метабазитов по соотношению щелочей и кремнезёма, а также по некоторым другим петрогенным элементам, аналогичны обломкам амфиболитов из конгломерато-брекчий и амфиболитам второй толщи Вочеламбинского зеленокаменного пояса.

Выводы

1. Находки в районе г. Руапнун (в прикровлевой части интрузии), а также в районе г. Ельвяруайвенч и отрога Ельнюн-II (в прикровлевой части габбрового массива Ельнюн) крупных ксенолитов конгломерато-брекчий и реликтов полосчатых амфиболитов свидетельствуют о существовании в Чунозёрской зоне супракрустальных пород (как минимум, конгломерато-брекчий и метаэффузивов) до внедрения интрузии;

2. Конгломерато-брекчии Чунозёрской зоны по многим петрохимическим параметрам аналогичны конгломерато-брекчиям Вочеламбинского зеленокаменного пояса и расположены от них в 10 и 35 км западнее. Они являются реликтами прибрежных фаций оползневого (турбидитового) типа, вероятно, позднеархейского (позднелопийского) задугового бассейна, в котором осадконакопление происходило синхронно с вулканизмом.

3. Наличие большого количества эруптивных брекчий, а также ксенолитов конгломерато-брекчий и амфиболитов кровли, распространённых широко по площади массива, свидетельствует о принадлежности коренных выходов габброидов к прикровлевой части интрузии Ельнюн.

4. В позднем архее конгломерато-брекчии были метаморфизованы в амфиболитовой фации. В палеопротерозое конгломерато-брекчии в районе г. Руапнун претерпели второй(?) термальный субгранулитовый метаморфизм, а в районе г. Ельвяруайвенч и отрога Ельнюн-II – амфиболитовый.

Литература

1. Соустов Н.И. Геолого-петрографический очерк восточных предгорий Чуна-тундры на Кольском полуострове // Материалы по петрографии Кольского полуострова (редакторы Н.И.Соустов и Б.М.Куплетский). Тр. ин-та геол. наук, вып. 2. М.: АН СССР, 1938. С. 1–32.
2. Судовиков Н.Г. Материалы по геологии ЮЗ части Кольского полуострова // Тр. Лен. геол. треста. Вып. 10. Л.-М.: АН СССР, 1935. 30 с.
3. Кислицын Р.В., Балаганский В.В., Манттари И., Ганнибал Л.Ф., Пожиленко В.И., Рюнгенен Г.И. U-Pb-возраст цирконов из габброноритов и габброанортозитов полигона Воче-Ламбина, Кольский п-ов // Вестн. МГТУ. Т. 3, №2. С. 307–314.
4. Князев О.Т., Маркитахина Т.М. Базальтоидный нект в габбро-норитах Нярк-гундры // Вулканизм и седиментогенез докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кольского филиала АН СССР, 1982. С. 115–120.
5. Геологическая карта Мурманской области. Масштаб 1:1000000. Редактор Л.Я. Харитонов, 1958.

**Позднеархейский расслоенный диорит-базит-гипербазитовый массив
Оспе-Лувтуайвенч (Кольский полуостров)**

Пожиленко В.И., Баянова Т.Б., Кудряшов Н.М.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: pozhil@geoksc.apatity.ru

До настоящего времени на территории центральной части Кольского региона были известны только неопротерозойские базит-гипербазитовые расслоенные интрузивы, относящиеся к перидотит-пироксенит-габброноритовой формации [6]. Они образуют две разновозрастные [1] и пространственно разобщенные группы. К более древней (2520–2490 млн. лет) относятся массив г. Генеральской, Фёдорово-Панский и Мончеплутон. Группа более молодых (2445–2435 млн. лет) массивов была объединена в умбареченско-имандровский комплекс. Было высказано предположение, что

8 массивов умбареченско-имандровского комплекса, разрозненных в плане и расположенных в северной части оз. Большая Имандра, западнее и южнее его, а также к югу от Хибин, являются составными частями Имандровского лополита [3, 4]. Возраст его был определён в 2440 ± 4 млн. лет по габбро-диоритам г. Большая Варака и 2437 ± 7 млн. лет по норитам Умбареченского блока [1], а по данным [11] – 2441 ± 1.6 млн. лет. Это – массивы Прихибинский, Монче-полуострова, г. Девичья и г. Майявр, г. Ягельной, Умбареченский, г. Большая Варака и р-на р. Чёрной. В состав Имандровского лополита был включен также массив «р-на Иокостровского пролива», расположенный к западу от Иокостровского пролива в р-не гор Оспе и Лувтуайвенч, – массив Оспе-Лувтуайвенч (ОЛ). Но, к сожалению, до недавнего времени этот массив был практически не изучен.

Массив Оспе-Лувтуайвенч отличается от вышеперечисленных массивов Имандровского лополита по многим признакам – по структурному положению, внутреннему строению, характеру расслоенности, вещественному составу, степени метаморфизма и рудной минерализации [7, 8]:

1) Массив находится в пределах Кислогубской тектонической пластины в южной части Мончегорско-Апатитского рудного района [7]. Вмещающими породами массива являются метавулканиды кислогубской свиты верхнего архея (биотит-амфиболовые, эпидот-биотит-амфиболовые гнейсы с редкими прослоями амфиболитов) с возрастом 2718 ± 10 млн. лет [10]. Протяженность массива в субширотном направлении в плане около 7,2 км со средней шириной обнаженной его части около 1,4 км (истинная мощность обнаженной части массива ~1150 м). Расслоенность в интрузии падает к югу под углом $35-40^\circ$, тогда как в южных массивах Имандровского лополита она падает к северу. Нарастивание разреза идёт с севера на юг, что подтверждается характером ритмичной расслоенности второго рода. Верхняя часть массива не обнажена, но видимая мощность её не может превышать нескольких сотен метров. В пределах изученной части массива выделяются три типа расслоенности – макромасштабная, мезомасштабная и микромасштабная ритмичная, которые выражены чередованием меланократовых, мезократовых и лейкократовых слоёв:

- макромасштабная расслоенность (первого рода) представлена четким чередованием слоёв мощностью от первых метров до десятков метров;
- мезомасштабная расслоенность (первого рода) представлена четким чередованием слоёв мощностью от десятка сантиметров до первых метров;
- микромасштабная расслоенность или ритмичность (первого и второго рода) встречается среди ритмов в участках с мезомасштабной и макромасштабной расслоенностью и представлена чередованием слоёв мощностью от нескольких миллиметров до десяти сантиметров.

При расслоенности первого рода члены ритма имеют резкие границы, тогда как при расслоенности второго рода нижние границы мезо- и меланократовых слоёв резкие, а верхние – плавные с постепенным уменьшением количества темноцветных минералов, что позволяет судить о положении кровли и подошвы прослоев.

2) Породы массива Оспе-Лувтуайвенч метаморфизованы и деформированы совместно с вмещающими породами в амфиболитовой фации. Процессы метаморфизма проявлялись неоднократно. Продатирован пока один этап метаморфизма по интенсивно рассланцованным вмещающим породам (по метариодацитам кислогубской свиты), структурные элементы в которых аналогичны таковым в массиве ОЛ: U-Pb-возраст (по циркону) его составляет 2143 ± 16 млн. лет (*неопубликованные данные*).

Практически нигде в породах массива не сохранились первичные (магматические) минералы и структуры. Разнообразие пород массива определяется вариациями количественного и структурного соотношения главных породообразующих метаморфических минералов – в основном плагиоклаза и амфибола, а также степенью структурных преобразований.

Таким образом, породы массива Оспе-Лувтуайвенч ныне представлены разнообразными амфиболитами, которые можно объединить в четыре группы:

- мономинеральные и меланократовые амфиболиты (тремолит-актинолитовые), образованные по оливиновым габбро и троктолитам, в различной степени рассланцованные (массивные, слабо рассланцованные и сильно рассланцованные с плитчатой отдельностью);
- мономинеральные и меланократовые амфиболиты (роговообманковые), образованные по меланократовым габброноритам и вебстеритам, в различной степени рассланцованные (массивные, слабо рассланцованные и сильно рассланцованные с плитчатой отдельностью);

- мезократовые амфиболиты с массивной, полосчатой и тонко-полосчатой текстурой, образованные по мезократовым габброноритам;
- лейкократовые амфиболиты, преимущественно сланцеватые или линзовидно-полосчатые, образованные по лейкогабброноритам и диоритам.

Основную часть массива составляют мезократовые амфиболиты, с прослоями меланократовых. Лейкократовые амфиболиты составляют около 15% от общей массы пород массива.

Все породы массива относятся к интрузивным к породам с нормальной щелочностью. Содержание SiO₂ в них варьирует в пределах 44.5-57%, TiO₂ – от 0,25 до 2,5%, Al₂O₃ – от 3 до 23%, Fe₂O₃+FeO – от 3 до 18%, MgO – от 1.8 до 20%, CaO – от 5 до 13.6%. Сумма щелочей не превышает 5% при преобладании натрия над калием. На классификационной диаграмме М.И. Дубровского [5] фигуративные точки анализов пород распределяются следующим образом: меланократовые и мономинеральные тремолит-актинолитовые амфиболиты – в поле троктолитов и оливиновых габбро, меланократовые и мономинеральные роговообманковые амфиболиты – в поле вебстеритов и меланогабброноритов, мезократовые амфиболиты – в поле мезогабброноритов, лейкократовые амфиболиты – в поле лейкогабброноритов и диоритов.

3) Породы массива в условиях метаморфизма среднетемпературной субфации амфиболитовой фации претерпели пластические сдвиговые деформации. Расслоенность и сланцеватость смяты в мелкие ассиметричные сдвиговые складки, шарниры которых, также как и минеральная линейность и бороздчатость, погружаются по аз. 100–125° под углом падения 35–50°. Такое же положение преобладающих структурных элементов характерно и для Вочеламбинского ЗКП, Кислогубской и Майяврской «пластин», расположенных в Чунозёрско-Вочеламбинской сдвиговой зоне.

В породах массива Оспе-Лувтуайвенч в редких случаях устанавливается два этапа мигматизации. Лейкосомы раннего этапа соответствует гранитам, тогда как в прожилках лейкосомы второго этапа преобладает кварц, а плагиоклаз и эпидот присутствуют в незначительном количестве. Массив прорван многочисленными разновозрастными дайками кислых, основных и ультраосновных пород, которые также в разной степени метаморфизованы.

4) В породах массива выявлены участки с рудной минерализацией, которая представлена сульфидами (мелкая вкрапленность в породе и вдоль трещин в катаклазитах) магнетитом и ильменитом (от мелкой вкрапленности до сплошных прослоев, мощностью до 5 см и с содержанием TiO₂ в породе до 2.5–4.5%).

Таблица 1. Изотопные U-Pb данные для цирконов из метадиоритов массива Оспе-Лувтуайвенч (проба П-02-5)

Проба, №	Навеска, мг	Содержание, ppm		Изотопный состав свинца*			Изотопные отношения и возраст, млн. лет**			Rho
		Pb	U	$\frac{206\text{ Pb}}{204\text{ Pb}}$	$\frac{206\text{ Pb}}{207\text{ Pb}}$	$\frac{206\text{ Pb}}{208\text{ Pb}}$	$\frac{207\text{ Pb}}{235\text{ U}}$	$\frac{206\text{ Pb}}{238\text{ U}}$	$\frac{207\text{ Pb}}{206\text{ Pb}}$	
1	0.15	347.4	740.7	13655	5.2971	12.0300	11.0922	0.428156	2724	0.93
2	“—“	42.9	92.3	1923	5.1842	3.6346	9.38541	0.364832	2712	0.94
3	0.10	77.0	186.4	1241	5.3166	7.1830	9.20901	0.357455	2716	0.94
4	0.10	86.7	192.2	929	5.7557	2.9260	8.71705	0.339948	2457	0.96

* Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию 0.12±0.04%.

** Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели Стейси и Крамерса (Stacey. Kramers. 1975).

Возраст массива Оспе-Лувтуайвенч оставался спорным. По вышеуказанным характеристикам массив не должен был включаться в умбареченско-имандровский комплекс (или в Имандровский лополит). Поэтому, на геологической карте Кольского региона м-ба 1:500000 [2], составленной под редакцией Ф.П. Митрофанова, массив был показан нами в составе позднеархейских интрузий, хотя Чащин В.В. [9] и другие исследователи продолжали считать, что возраст его раннепротерозойский.

Для того чтобы окончательно определить возрастную принадлежность массива ОЛ была отобрана геохронологическая проба П-02-5 из почти не расланцованных метаморфизованных диоритов массива в районе г. Лувтуайвенч (67°37'53" северной широты, 32°54'54" восточной долготы).

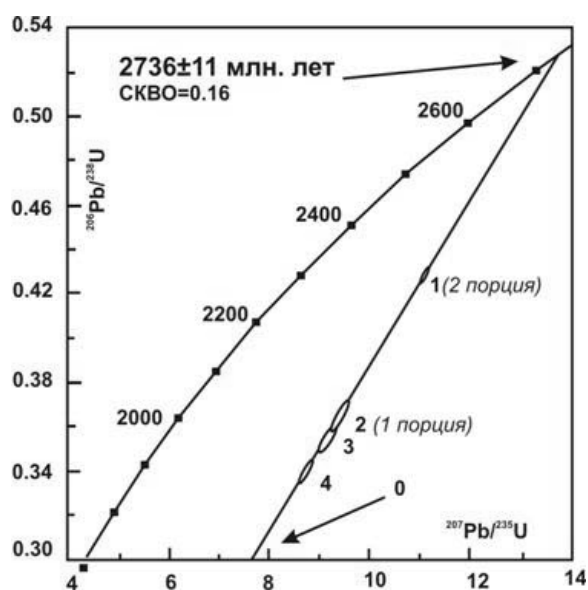


Рис. 1. U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из метадiorитов массива Оспе-Лувтуайвенч (проба П-02-5)

Выводы:

1. Впервые в пределах Кольского региона Балтийского щита геологически изучен и закартирован новый массив Ост-Лувтуайвенч, который можно отнести к комплексу неоархейских диорит-базит-гипербазитовых массивов по результатам U-Pb датирования цирконов (2736±11 млн. лет).

2. Изотопно-геохимические Sm-Nd модельные данные для пород Оспе-Лувтуайвенч имеют интервал формирования протолитов этих пород от 2.86 до 2.91 млрд. лет, положительные величины ϵ_{Nd} от +0.24 до +0.56 отражают ювенильный состав исходных магм резервуара DM.

Литература

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, 2004. 174 с.
2. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита) масштаба 1:500000. Гл. ред. Ф.П. Митрофанов. Авторы - В.В. Балаганский, А.А. Басалаев, О.А.Беляев, В.И.Пожиленко, А.Т.Радченко, М.К.Радченко. Апатиты: КГИЛЦ, 1996. – 3 печ.л.
3. Докучаева В.С., Жангуров А.А., Федотов Ж.А. Имандровский лополит – новый крупный расслоенный интрузив на Кольском полуострове // Доклады Академии наук СССР. 1982. Том 265, № 5. С. 1231–1234.
4. Докучаева В.С., Жангуров А.А., Федотов Ж.А., Шолохнев В.В. Геология и рудоносность Кольского полуострова // Советская геология. 1992. № 10. С. 60–67.
5. Дубровский М.И. Комплексная классификация магматических горных пород. Апатиты: изд. КНЦ РАН. 2002. 254 с.
6. Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита (под ред. Белькова И.В). Л.: Наука, 1985. 176 с.
7. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2002. 359 с.
8. Пожиленко В.И., Грошев Н.Ю. Геологическая и петрохимическая характеристика расслоенного интрузива Оспе-Лувтуайвенч // Труды Всероссийской научной конференции и IV Ферсмановской научной сессии, посвященных 90-летию со дня рождения академика А.В.Сидоренко и д.г.-м.н. И.В. Белькова. Апатиты: Изд. К & М, 2007. С. 121–124.
9. Чащин В.В., Баянова Т.Б., Апанасевич Е.А. Мончегорский рудный район – пример палепротерозойской рудоносной очаговой структуры (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. Том 44, № 2. С. 160–168.

Выделено было и проанализировано три морфологические разновидности циркона:

1 – длиннопризматические (в табл. № 1 и на рисунке №1 под номером 1 и 2) – слабо корродированные, с зональностью в них, видимой в иммерсии;

2 – эллипсовидные (под номером 3) – слабо корродированные, с зональностью в них, видимой в иммерсии;

3 – изометрические (под номером 4) – корродированные и с плохо просматриваемой зональностью в иммерсии.

Изотопные исследования цирконов (табл. 1) из метадiorитов средней расслоенной пачки массива Оспе-Лувтуайвенч подтверждают раннепротерозойский возраст массива – 2736±11 млн. лет (рис. 1).

Модельный Sm-Nd-возраст протолита метадiorита массива ОЛ 2860 млн. лет, а протолита метагаббро – 2913 млн. лет. Для метадiorитов $\epsilon_{Nd(2736)}$ равен +0.56, а для метагаббро +0.24.

10. Чащин В.В., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Кислогубская свита верхнеархейского Терско-Аллареченского зелёнокаменного пояса (Кольский полуостров, Россия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Том 12, № 6. С. 3–15.

11. Amelin Yu. V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Palaeoproterozoic continental rifting // Precambrian Res. - 1995. V. 75. P. 31–46.

Петрохимические серии лампроитовых пород Костомукши

Попов М.Г., Раевская М.Б., Горьковец В.Я.

Институт геологии, КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: gorkovet@krc.karelia.ru

Впервые предпринята попытка выделения петрохимических серий и соответствующих им петрографических рядов пород среди среднерифейских [1] лампроитовых пород Костомукши на основе данных, имеющихся у нас и заимствованных из публикаций и отчетов Севзапгеологии. Учтено 76 силикатных анализов.

На диаграмме $100 \cdot \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} - \text{SiO}_2$ (рис.1) выделяются магнезиальная и железистая серии. Последняя выделена нами [2]. Она представлена апопироксенитовой биотит (флогопит) – амфиболовой породой с ильменитом и карбонатом и силикатно-карбонатными породами двух типов: 1 – ильменит-кварц-карбонат-флогопит-амфиболовой с микроблоковой структурой и 2 – кальцит-флогопитовой с гранолепидобластовой. Содержание карбоната в них достигает 50%. В последней породе присутствуют магнезиальный алюмохромит ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 51,8-58,2\%$), монацит с высоким содержанием Ce, La, Pr, Nd, стронциевый апатит, ильменит, пирротин. Эти минералы содержатся и в кимберлитоподобных брекчиях (оранжитах). Изучению петрогеохимических особенностей и минерального состава пород магнезиальной серии посвящены все публикации и отчеты до 2006 г. [3-10, 13]. Детально изучались разновидности пород от оливин-флогопитового до флогопит-лейцитового состава, то есть типичные лампроиты. Содержание лейцита в крайних разновидностях пород этого ряда достигает 40%.

В публикациях Е.В.Путинцевой, А.Г.Ульянова [9, 10] отмечалось, что кроме лейцитсодержащих пород в районе Костомукши развиты и мелилитсодержащие. Причем подчеркивалось, что мелилит и особенно продукты его замещения обычно исследователями пропускаются, хотя их содержание иногда достигает 60%. Наметился петрографический ряд мелилитсодержащих пород, ждущих своего детального изучения.

На петрохимических диаграммах $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MFT}(\text{MgO}/\Sigma\text{FeO} + \text{TiO}_2)$ (рис.2) и $\text{MgO}-\Sigma\text{FeO} + \text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ (рис.3) среди пород магнезиальной серии Костомукши выделяются две подсерии: железо-титанистая и глиноземистая. Первой соответствует ряд пород, содержащих лейцит, а второй – содержащих мелилит. На диаграммах (2, 3) фигуративные точки двух подсерий образуют единое поле с постепенными переходами между породами подсерий. Это позволяет предположить, что породы рассматриваемых двух подсерий комагматичны и произошли в результате глубинной эволюции единого магматического расплава.

Т.Л.Махоткин [13] пришел к выводу, что кроме лампроитов в Костомукше развиты слюдяные кимберлиты. Е.В.Путинцева, А.Г.Ульянов [9, 10] заключили, что этот вопрос сложный и требует дальнейшего изучения.

На диаграмме $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ (рис.4) фигуративные точки калиевых пород Костомукши расположены в поле лампроитов и лишь некоторые в зоне перекрытия полей лампроитов и кимберлитов группы 2. Ни одного анализа внутри поля типичных кимберлитов 2 не расположено. Имеются лишь кимберлитоподобные породы, связанные постепенными переходами по минеральному составу и петрохимическим особенностям с лампроитами.

Рассмотрим конкретный пример. Кимберлитоподобная брекчия, впервые изученная нами, состоит из ксенолитов оталькованных ультраосновых пород (Ан. 16,17, таблица), сцементированных магматической существенно флогопитовой породой (Ан.15, таблица). Валовой (смесь ксенолитов и

цемента) химический состав брекчии (Ан. 107-04) близок к составу слюдяного кимберлита: SiO_2 – 42,98; TiO_2 – 1,29; Al_2O_3 – 1,84; Fe_2O_3 – 4,72; FeO – 4,26; MnO – 0,16; MgO – 28,80; CaO – 3,27; Na_2O – 0,08; K_2O – 3,44; H_2O – (1,73); п.п.п. – 7,75; P_2O_5 – 0,67; Σ – 99,26.

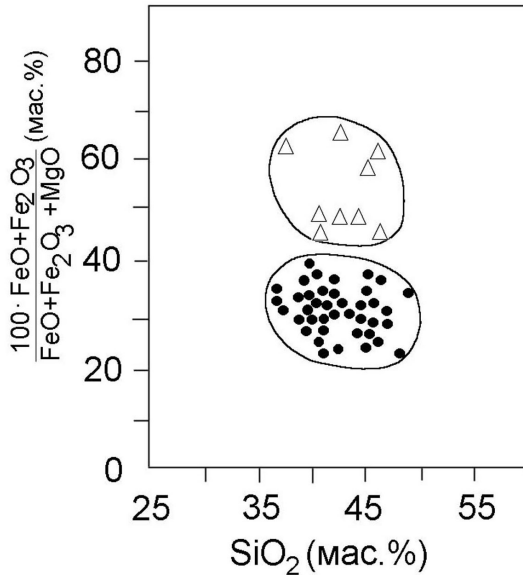


Рис.1. Диаграмма $100 \cdot \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} - \text{SiO}_2$ для лампроитовых пород Костомукши:

- - лампроиты магниальной серии;
- Δ - лампроиты железистой серии.

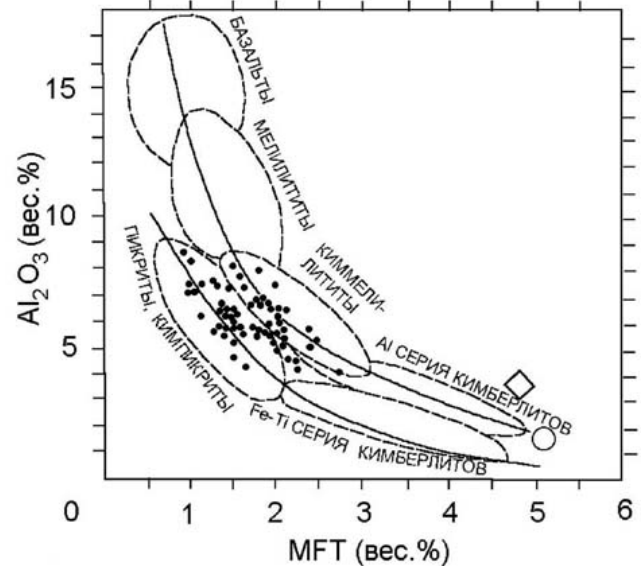


Рис.2. Диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MFT} (\text{MgO} / \Sigma \text{FeO} + \text{TiO}_2)$ для калиевых пород по С.М.Саблукову [11]:

- ◇ - «примитивная мантия»;
- - «деплеированная мантия»;
- - лампроиты магниальной серии Костомукши

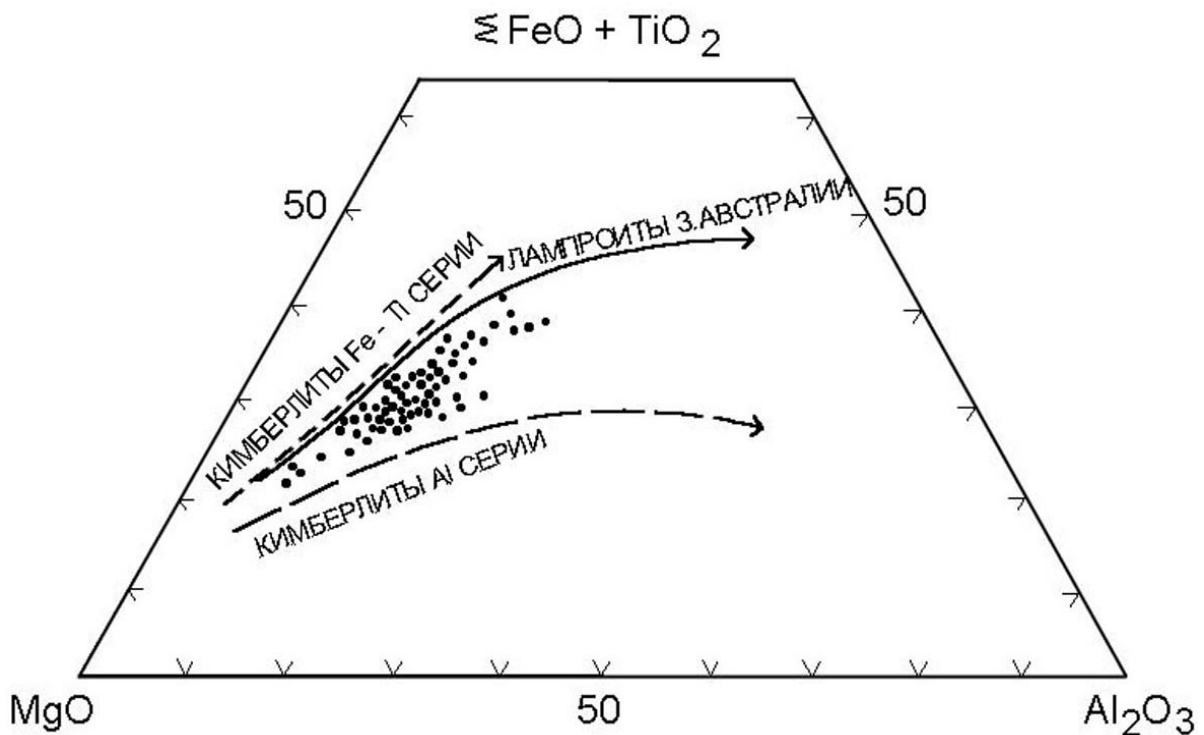


Рис.3. Диаграмма $\text{MgO} - \Sigma \text{FeO} + \text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ (масс.%) для лампроитовых пород Костомукши: Линиями показаны тенденции изменения составов кимберлитов Al и Fe-Ti серий и лампроитов 3.Австралии по С.М.Саблукову [12]. Точки – лампроиты магниальной серии Костомукши

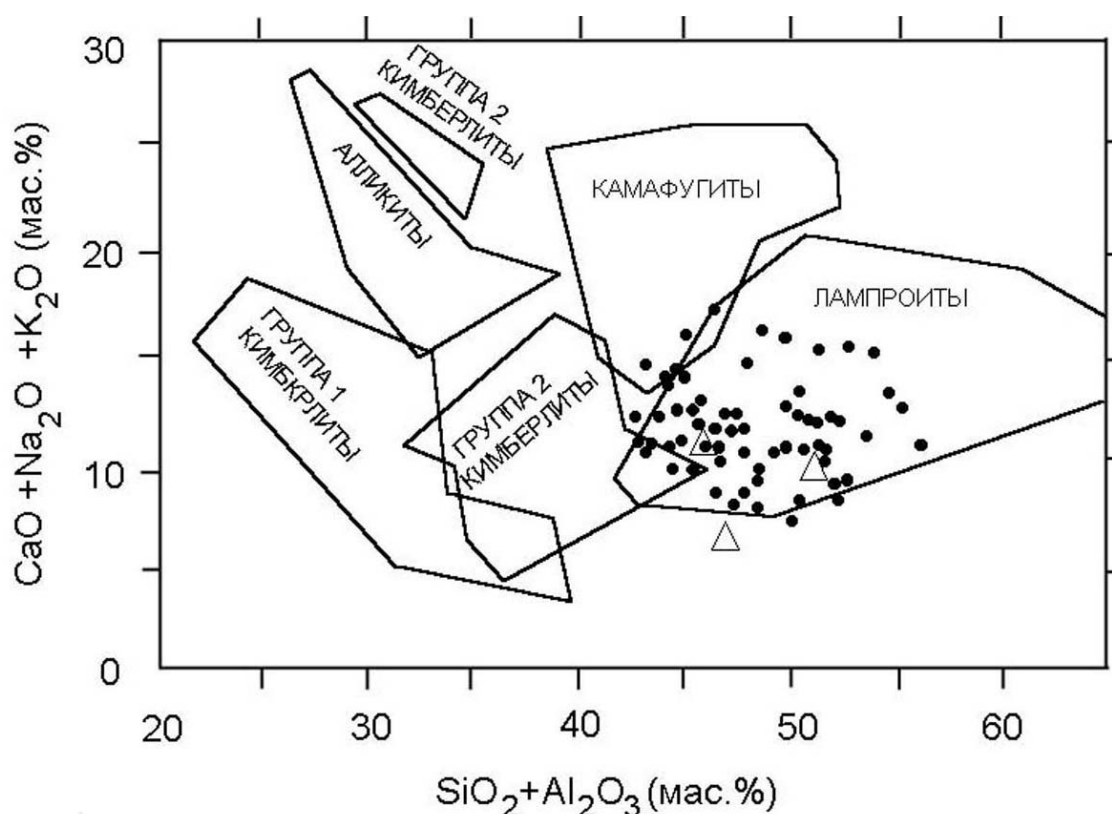


Рис. 4. Диаграмма $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3$ для пород ультракалиевой серии:
 Δ – мелноитовые кимберлиты; ● – лампроиты магнезиальной серии Костомукши

Кроме того, из тяжелой фракции были выделены минералы-спутники: пиропы, хромшпинелиды, хромдиопсиды типичные для кимберлитов и лампроитов.

Ксенолиты и цементирующую породу мы изучили на приборе Vega Tascan (А.Н.Терновой, главный геофизик). На снимках (рис. 5, 6) в обратно отраженных электронах хорошо виден минеральный состав цементирующей породы и ее структура. Размер зерен от 40 до 150 микрон. Порода на 80% состоит из идиоморфных зональных зерен тетраферрифлогопита и 20% ксеноморфных обособлений продуктов кристаллизации капель остаточного расплава. Так же присутствуют калиевый рихтерит, прайдерит, апатит, стронциевый апатит, монацит, пирротин.

Таблица. Химические составы минералов и пород из брекчии

№ ан.	1	2	3	4	5-3	5-4	5-1	5-2	5-6	5-7	5-9	5-5	5-8	8-1	4-1	3-1	3-2
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	40,9	41,97	44,11	43,68	43,17	45,31	45,82	49,25	51,68	51,28	52,49	53,24	49,06	49,64	47,36	65,63	65,39
TiO_2	6,18	7,85	4,51	6,01	5,18	5,11	4,88	0,99						0,59	2,62		
Al_2O_3	7,56	5,48	8,13	7,94	9,44	4,94	4,00	4,30	1,71	1,56	0,94	6,55	10,33	8,88	5,94		
FeO	8,37	12,1	8,11	9,40	7,14	10,88	10,95	7,62	6,43	6,06	6,63	7,65	6,83	7,96	7,89	5,83	6,20
MgO	20,56	21,56	24,38	22,39	24,18	23,06	23,41	26,74	39,07	39,94	39,26	28,69	28,05	28,18	25,24	28,54	28,40
K_2O	10,6	10,96	10,24	10,12	10,89	10,70	10,94	11,09	0,55	0,63		3,31	5,22	4,06	8,01		
CaO									0,56	0,54	0,67	0,56	0,51	0,68	2,65		
Cr_2O_3			0,29	0,44													
Σ	94,17	99,92	99,77	99,97	100	100	100	99,99	100	100,01	99,99	100	100	99,99	99,71	100	99,99

В номере анализа 5–3 первая цифра 5 обозначает номер участка анализа, а вторая цифра 3 – порядковый номер анализа. Порядковые номера 1-4 – анализы тетраферрифлогопитов (Н.С.Рудашевский, Ю.Л. Крецер. С.Петербург, лаборатория «РС⁺», прибор Samscan-4DV); 5–17 – А.Н. Терновой, ИГ Петрозаводск, прибор Vega Tascan: 5–7 – свежие зерна тетраферрифлогопита, 8 – зерно

тетраферрифлогопита, подвергшееся аутометаморфизму, 9–11 – скрытокристаллический оливин, 12–14 – смесь скрытокристаллического оливина и флогопита, 15 – общий анализ цементирующей породы на участке 3×3 мм, 16 и 17 – общие анализы тальковых пород ксенолита на участках 3×3 мм.

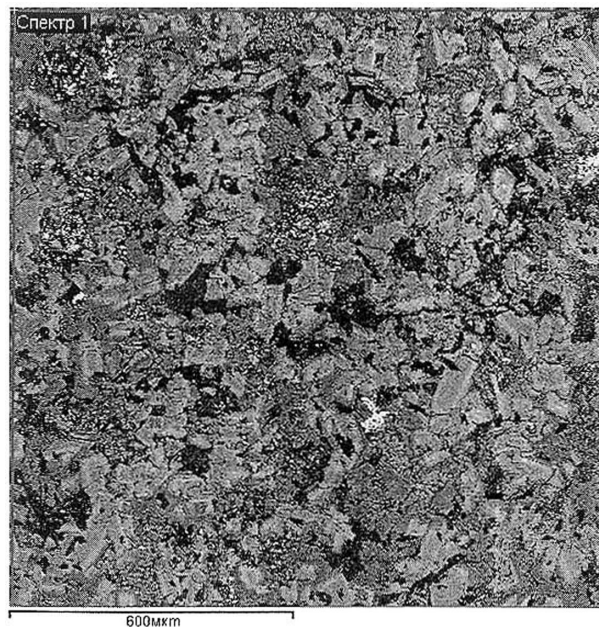


Рис. 5. Фотография в обратно отраженных электронах цементирующей породы брекчии 107.

Светло-серые идиоморфные зональные зерна – тетраферрифлогопит. Ксеноморфные обособления темно-серого и черного цвета – продукты кристаллизации остаточного расплава. Скопления белых микрозерен монацита в центре и левой верхней части фотографии

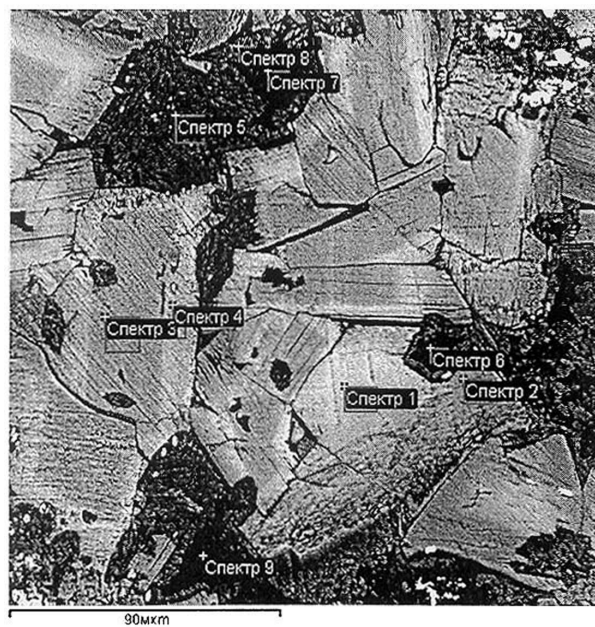


Рис. 6. Более крупное увеличение средней части предыдущей фотографии (участок анализа 5).

(† спектр 7) – место анализа и его порядковый номер (см. табл.).

Свежие зерна тетраферрифлогопитов имеют высокие содержания $TiO_2=4,51-7,85\%$ (Ан. 1-7, табл.) характерные для лампроитов. На снимках (рис. 5-6) хорошо видно разделение скрытокристаллических продуктов кристаллизации остаточного расплава на две части: 1 – существенно оливиновую (Ан. 9-11, табл., участки черного цвета) и 2 – смесь оливина с флогопитом (Ан. 12-14, табл., более светлые участки, окружающие черные). Анализ 15 (табл.) представляет усредненный состав цементирующей породы рассматриваемой брекчии. Он близок к составу флогопита. По минеральному составу и петрохимическим особенностям цементирующая порода брекчии является флогопитовым лампроитом. Подробнее эта брекчия охарактеризована в статье В.Я.Горьковец и другие данного сборника. Теоретически находки кимберлитов в районе Костомукши возможны.

Литература

1. Беляцкий Б.В., Никитина Л.П., Савва Е.В. и др. Изотопные характеристики лампроитовых даек восточной части Балтийского щита // Геохимия. 1997. № 6. с. 658–662.
2. Попов М.Г., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Магнезиальные и железистые лампроиты Костомукшского района. // Минералогия, петрология и менагерия докембрийских комплексов Карелии. Петрозаводск. 2007. с.79–82.
3. Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск: Карелия. 1981. 141с.
4. Проскуряков В.В., Увадьев Л.И., Журавлев В.А. и др. Щелочные калиевые породы района Костомукшского железорудного месторождения (Западная Карелия) // Доклады АН СССР. 1989. т. 307. № 6. с.1457–1460.
5. Проскуряков В.В., Увадьев Л.И., Воинова О.А. Лампроиты Карело-Кольского региона // Доклады АН СССР. 1990. т. 314. № 4. с. 940–943.

6. *Проскуряков В.В., Увадьев Л.И.* Лампроиты восточной части Балтийского щита // Известия АН СССР, сер.геол. 1992. №8. с.65–75.
7. *Орлова М.П., Шаденков Е.М.* Лампроиты Костомукши (Юго-Западная Карелия) // Зап.ВМО. 1992. №6. с.33–43.
8. *Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И. и др.* Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита.//Петрология. 1999. т.7. №3. с. 252–275.
9. *Путинцева Е.В., Ульянов А.Г.* Камафугиты (и кимберлиты группы II) – представители семейства калиевых ультрамафитов Костомукшского дайкового поля. //Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Петрозаводск. 1999. с.116–117.
10. *Putintseva E.V., Uljanov A.G.* Kimberlites II and Lamproites of Kostomuksha region as separate complexes of the rocks.//Svekalapko/Europrobe, 2nd Workshop. Abstracts. Repino. 1998. P.52.
11. *Саблуков С.М.* Петрохимические серии кимберлитовых пород Архангельской провинции.//6 Int. Kimb. Conf. Ext. Abstracts. Novosibirsk. 1995. P. 481–483.
12. *Саблуков С.М.* О петрохимических сериях кимберлитовых пород.//Доклады АН СССР. 1990. т.313. № 4. с. 935–939.
13. *Mahotkin I.L.* Petrology of Group 2 kimberlite-olivine lamproite (K2L) series from the Kostomuksha area, Karelia area, NW Russia// 7 Int. Kimb. Conf. Ext. Abstracts. Cape Town. 1998. P. 529–531.

Рифейские рифтогенные структуры в раннедокембрийском основании Чапомского грабена на Терском берегу Кольского полуострова

Пржиялговский Е.С.

Геологический институт (ГИН) РАН, г. Москва, e-mail: prz4@yandex.ru

Терригенные отложения рифейского возраста распространены на Терском берегу Кольского полуострова в виде единого поля, протягивающегося от Турьего полуострова до устья р. Варзуга, а восточнее встречаются лишь в виде изолированных впадин – останцов эродированного чехла. Положение и строение подобных останцов является ключом для изучения рифейских рифтогенных разломов в раннедокембрийском кристаллическом фундаменте рифейского чехла. В данной работе представлены результаты изучения системы рифтогенных разломов и трещин, заложившихся в раннедокембрийских комплексах в вершине крупного рифейского грабена, рассмотрены динамические аспекты наложенно-унаследованного характера развития разрывной сети и критерии возрастной фильтрации трещиноватости. Участок исследования оказался чрезвычайно информативен для детализации морфологии разрывных нарушений, выяснения кинематики смещений и понимания динамических предпосылок развития рифтовой зоны в целом.

Чапомский грабен представляет собой небольшую приразломную впадину асимметричного строения, которая выполнена терригенными толщами рифея – преимущественно песчаниками, алевролитами и конгломератами чапомской свиты, несогласно залегающими на мигматизированных гнейсах и амфиболитах беломорского комплекса, интенсивно дислоцированных в конце архея – раннем протерозое. Впадина вытянута на 5-6 км в северо-западном направлении от устья р. Чапома вдоль системы сбросов, резко ограничивающих распространение рифейских пород с северо-востока. Западное и юго-западное ограничения впадины, также проводимые по подошве рифея, имеют более сложную в плане форму с субширотными маломощными «языками» песчаников и конгломератов, несогласно залегающими на гранито-гнейсах. Максимальные мощности отложений чапомской свиты, разрез которой почти непрерывно вскрыт долиной р. Чапома, наблюдаются в осевой части грабена и вдоль северо-восточной тектонического борта, достигая первых сотен метров.

В тектоническом плане Чапомский грабен находится на продолжении выявленного в акватории Белого моря по сейсмическим данным Керетьско-Лешуконского, в котором мощность рифейских отложений достигает нескольких километров, и фактически является его замыканием[1]. Как и другие грабены Беломорской рифтовой системы Керетьско-Лешуконский грабен обрывается на границе Кольского массива (который в рифейское время и позже оставался практически монолитным

блоком) и лишь небольшим фрагментом продолжается на Терском берегу. Аналогичные останцы рифейского чехла обнаруживаются по всей периферии полуострова и не встречаются на удалении от побережья, что объясняется прежде всего унаследованным характером заложения рифтогенных впадин вдоль раннедокембрийских шовных структур периферии Кольского массива. Несмотря на существенные различия геодинамики и реологии тектогенеза в раннем и позднем протерозое, крутопадающие сбросы рифтовой стадии, как правило, закладывались вдоль уже существовавших тектонических зон, не затрагивая обособленные в раннем докембрии тектонические массивы [2].

Общая картина рифтогенных разломов в акватории Белого моря устанавливается путем изучения мощностей рифейских отложений по данным сейсмического профилирования [3] и, в какой-то мере, путем сопоставления с системой неотектонических разломов и трещин, выраженных в рельефе дна. Эта довольно разреженная сеть разломов, один из которых ограничивает северо-восточный борт Чапомского грабена, отчетливо прослеживается и на суше. Методика исследования разломно-трещинной системы включала изучение приразломных тектонических структур как в осадочных толщах, так и за границами грабена, изучение и сопоставление характера внутриразломных изменений и жильных образований, применение статистических методов структурного анализа. Для изучения морфологии и картирования разломно-трещинной сети одним из важнейших инструментов остается дешифрирование космических снимков, которое в сочетании с другими методами дает возможность проводить возрастную разбраковку (фильтрацию) выявленных структур и реконструировать динамику развития крупных разломов и систем сингенетических им трещин каждого конкретного этапа тектогенеза. Как правило, системы трещиноватости определенного возраста отличаются по характеру взаимоотношений и морфологии трещин, имеют определенный шаг одноранговых структур, сходное проявление в геоморфологии и развиваются в определенном поле тектонических напряжений.

На цифровых спектрозональных космоснимках в рабочем масштабе около 1 : 50 000 на всей площади распространения раннедокембрийских пород, практически независимо от характера обнаженности, ландшафтно проявлена система линеаментов, которые в обнажениях фиксируются зонами пластических сдвигов, часто с новообразованной сланцеватостью и бластомилонитизацией, аналогичные повсеместно отмечаемым в беломорском комплексе **тектоническим зонам позднеахейского и раннепротерозойского возраста**. Эти зоны пластических и субпластических деформаций развивались в условиях метаморфизма амфиболитовой фации и высокой реологической неоднородности среды. В плане они образуют сложную систему разветвляющихся и вновь сливающихся тектонических зон, часто дугообразно или линзообразно огибающих отдельные блоки, более компетентные или структурно обособленные ранее. В этой системе отчетливо проявляется (тектонизируется) большинство контактов петрологически разнородных раннедокембрийских толщ, в виде будин и концентрических структур окаймляются тела интрузий и ядра гранитизации.

В отличие от линеаментов последующих этапов разломообразования линеаменты, отвечающие синметаморфическим зонам сдвиговых деформаций, выделяются достаточно просто как раз благодаря морфологии и системным особенностям. Критериями их диагностики являются, в частности, слияния с концентрическими и дуговыми структурами малого радиуса кривизны, дуговые сочленения или слияния линеаментов значительно различающихся по ориентировке, отсутствие резких пересечений, смещений по разновозрастным зонам или Т-образных сочленений. В рельефе эти линеаменты, если они не подновлены более поздними подвижками, выражены широкими полосами линейно ориентированных мелких гривок и лощин, болотистыми долинами без выдержанного разграничения возвышенных и низменных участков. В соответствии с главенствующими простираниями структур беломорид они имеют субширотную – северо-восточную ориентировку, поперечную на данном участке к северо-западным простираниям разломов Чапомского грабена.

Главные **рифтогенные разломы** в районе Чапомского грабена также дешифрируются на космоснимках и являются продолжением разломов, выявленных в прилегающей акватории при сейсмопрофилировании. Отчетливо видно затухание разломной зоны северо-восточного борта грабена при удалении от моря на несколько километров, ее виргация по поперечным направлениям вдоль дорифейских структур.

Сеть рифтогенных разломов, развивавшихся конседиментационно, продолжала усложняться в процессе формирования осадочного чехла, что привело к дроблению рифейских отложений на блоки, для которых фиксируются не только относительные смещения, но относительные вращения с резкими изменениями наклона пластов, благодаря листрическому характеру разломов. Разломы, разделяющие блоки рифейских отложений, выражены зонами катаклаза мощностью 1 – 2 м с подворотом слоев, будинажем слоев песчаников и гравеллитов, мелковолнистой складчатостью аргиллитов, многочисленными зеркалами скольжения по мелким дуговым трещинам. В обнажениях отмечаются сбросовые смещения до нескольких метров, хотя для разно наклоненных блоков, разделенных тектонически обусловленными лощинами, можно предполагать существенно большие амплитуды.

К зоне разломов северо-восточного борта примыкают сбросы субширотной ориентировки вдоль которых протягиваются «языки» рифейских впадин более пологого западного борта грабена. Эти разломы также отчетливо дешифрируются на космоснимке и прослеживаются за пределы грабена в гнейсах фундамента. В гнейсах бортовых зон разломы и трещины рифейского этапа проявляются как хрупкие малоамплитудные сбросо-сдвиговые нарушения изредка с подворотами слоев и жилками кварца или кальцита, которые как правило возникали при подновлении рифтогенных структур в палеозое. Они в какой-то мере используют широтные дорифтовые структуры, не повторяя, однако, их линзовидный волнистый рисунок. При увеличении масштаба изображения снимка заметны смещения дорифтовых структур, на участках их пересечений новообразованными разломами. В отличие от синметаморфических тектонических зон, рифтогенные разломы и оперяющие их трещины прямолинейны или полого изогнуты в плане, обычно имеют Т- или Н-образные сочленения, не обусловленные смещениями. Таким образом, общая картина рифтогенных разломов и трещин выявляется по контролю рифейских грабенов и впадин, по стилю взаимопересечений и смещений и сходству выраженности на космоснимках.

Анализируя рисунок системы рифтогенных разломов Чапомского грабена и его окружения, характер смещений можно утверждать, что данная структура, возникшая в области пропагации более крупного Керецко-Лешуконского грабена, развивалась при реализации трансенсивных левосторонних смещений вдоль сбросово-сдвиговой зоны северо-восточного борта, которые быстро затухают на удалении от береговой линии с образованием веера субширотных сбросов в висячем крыле.

Возникшая в рифее система разломов подновлялась в **палеозое** и на **неотектоническом этапе**, что уже отмечалось на других участках Беломорской рифтовой системы [4]. Палеозойская активизация сопровождалась гидротермальной проработкой трещин с образованием маломощных карбонатных прожилков, вдоль которых иногда отмечаются зеркала скольжения. Неотектоническая активность разломов проявляется в блочном строении денудированного ледником рельефа, в морфологии морских террас, что хорошо видно на космоснимках, а также в рельефе морского дна и по мощностям современных морских отложений [5]. В данном районе в четвертичное время активизировались и образовывались разломы и трещины преимущественно трех направлений: северо-восточного, северо-западного и восток-северо-восточного.

Для трещиноватости в рифейских песчаниках, которая формировалась в течение всего платформенного этапа, анализировалась статистика смещений и бороздчатости, которая в большей степени характеризует динамические условия неотектонической активности. Простираения наиболее выраженных сбросовых смещений и полого наклоненная к юго-востоку ось максимального растяжения имеют азимут 150, т.е. развернуты на 15–20° против часовой стрелки относительно ориентировок осей растяжения, определенных нами для более западных участков Терского берега. Наибольшее расхождение в ориентировках главных осей палеонапряжений рифтового и новейшего этапов разломообразования должно отмечаться в горле Белого моря, где батиметрически выраженные сбросовые ступени располагаются поперек простираения рифейских грабенов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 06-05-64848, программы ОНЗ РАН № 14.

Литература

1. Балугев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С. 23–38.

2. Балувев А.С., Терехов Е.Н. К вопросу о причинах приуроченности (унаследованности) авлакогенов к палеопротерозойским подвижным поясам // Геодинамика формирования подвижных поясов. Мат. междунар. конференции. Екатеринбург, 2007. С. 23–27.

3. Казанин Г.С., Журавлев В.А., Павлов С.П. Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря // Бурение и нефть, 2006, № 2. С. 26–28.

4. Пржиялговский Е.С., Моралев В.М., Балувев А.С., Ларин Н.В., Терехов Е.Н. Новые данные о структурном контроле даек среднепалеозойских щелочных пород Беломорского пояса. -Изв. вузов. Геология и разведка, 1996, № 5, с. 3–10.

5. Тарасов Г.А., Шлыкова В.В. Распределение мощностей четвертичных отложений и основные черты довалдайской поверхности бассейна Белого моря // Доклады АН 2006, т. 411, № 2. С. 226–230.

Основные этапы эволюции разломно-трещинной тектоники Онежско-Кандалакшского палеорифта

Пржиялговский Е.С., Балувев А.С.

Геологический институт (ГИН) РАН, г. Москва, e-mail: prz4@yandex.ru; baluev@ilran.ru

Онежско-Кандалакшский палеорифт (ОКР) представляет собой наиболее крупную ветвь рифтовой системы Белого моря, протягивающуюся в северо-западном направлении вдоль Кандалакшского и Онежского заливов Белого моря. Рифейские отложения в трогах его осевой части по последним данным сейсмопрофилирования [5] достигают мощностей 7-8 км и асимметрично выклиниваются к его бортам, обнажаясь в виде относительно маломощной (до 0,6 км) терригенной толщи лишь на Терском берегу Кольского полуострова. Наибольшие градиенты мощностей среднерифейских отложений отмечаются вдоль юго-западных разломных ограничений грабена, указывая на время наиболее значительных сбросо-раздвиговых тектонических движений. Помимо этого главного этапа формирования разломно-трещинной сети ОКР, можно выделить и предрифтовый этап, когда происходило внедрение комплекса даек лампроитов на северо-западном окончании Кандалакшского грабена, и два этапа активизации уже сформировавшихся рифейских рифтогенных структур – палеозойский и неотектонический, отчетливо проявляющиеся при анализе трещиноватости в рифейско-вендских отложениях и в их кристаллическом фундаменте, а также даек и жильных образований.

В предрифтовый этап в раннедокембрийских комплексах заложилась система вязко-хрупких разрывов, которые в северо-западном Беломорье контролировали положение даек лампроитов с возрастом 1720 млн. лет, внедрявшихся вдоль раздвиговых структур, и постметаморфических жильных образований карбонатно-калишпатовой ассоциации, развивавшихся преимущественно по оперяющим сколовым трещинам.

Ориентировка даек лампроитов в районе залива Порья Губа выдержана в интервале СЗ 320-330° при крутых углах падения 70-80° на юго-запад, что свидетельствует об относительно высокой однородности поля тектонических напряжений для данного участка в период, предшествующий внедрению дайкового роя. Трещины, заполненные в настоящее время дайками лампроитов, раскрывались в условиях, когда ось наибольших растягивающих напряжений σ_3 была ориентирована круто к плоскостям трещин с северо-востока на юго-запад, независимо от того были это собственно трещины отрыва или ранее сформировавшиеся сколовые трещины близкой ориентировки [4]. Внедрение лампроитовых даек может интерпретироваться либо как инициальный этап рифтогенеза, либо как предрифтовый прогрев коры, который явился фактором, повлиявшим в дальнейшем на местоположение рифейского рифта.

Главный – **рифтовый этап** этап эволюции разломно-трещинной сети ОКР связан с процессами континентального рифтинга, проявившимися в среднерифейское время в результате возникновения напряжений горизонтального растяжения литосферы при повороте плиты ВЕП против часовой стрелки во время распада 1,3-1,24 млрд. лет назад древнего суперконтинента Палеопангеи при раздвиге, возникшем между континентальными плитами Балтией и Лаврентией [2]. Рифтогенез в этих

условиях вероятнее всего развивался по модели «простого сдвига», т.е. «пассивного» рифтинга. В этом режиме развивались раздвиговые структуры с преобладающей сбросовой и сдвиго-сбросовой кинематикой разломно-трещинных дислокаций. Разломы северо-западного простирания, формирующие борты рифтовых грабенов, имели при этом ступенчатый характер. Такая же геодинамическая ситуация могла повториться и в позднем рифее.

Вокруг вершин линейных разрывов возникали области концентрических напряжений, имевшие форму, близкую к кольцевой. При возрастании длины разрыва (пропагации рифта) области концентрации напряжений смещались вместе с его вершиной. Такие структуры в виде системы дугообразных и кольцевых разломов выявлены по материалам дистанционного зондирования на северо-западном окончании ОКР. С этапом рифтогенеза связаны проявления вулканизма в Онежском и, вероятно, Кандалакшском [5] грабенах и формирование валунных даек флюидизатов на его бортах [3].

Среднепалеозойская активизация рифтогенных структур выразилась в обновлении разрывных дислокаций и интенсивном проявлении внутриплитного магматизма в различных его формах. Структуры формировались в условиях локального растяжения на фоне регионального сжатия литосферы со стороны коллизионного фронта норвежских каледонид как крупнейшие сдвиги, что привело к чередованию участков трансенсии и транспрессии вдоль основных рифтообразующих разломов. Последнее и обусловило резко выраженную неравномерность распределения полей даек щелочных базальтов и различную направленность трендов внутридайки дифференциации, которая является индикатором динамических условий внедрения [7]. По обновленным в девоне тектоническим ограничениям Кандалакшской кольцевой структуры происходила разгрузка напряжений, в результате чего по ее периферии локализовались щелочные массивы центрального типа.

Наиболее выдержанные ориентировки осей палеонапряжений отмечаются при статистическом анализе палеозойских трещин и даек бортовых зон Кандалакшского грабена. Как на Карельском берегу в районе Кузакоцких островов, так и к северу от Порьей Губы на побережье Кольского полуострова преобладают северо-восточные простирания субвертикальных палеозойских щелочных даек и устанавливаются динамические параметры палеонапряжений, предполагающие реализацию левосдвиговых подвижек вдоль главенствующих северо-западных разломов [4, 9]. Новые данные, полученные при анализе пострифейской трещиноватости в песчаниках терской свиты, с которой связана, в частности, флюорит-барит-аметистовая жильная минерализация также свидетельствуют об устойчивом характере палеозойских тектонических напряжений почти на всей территории распространения терской свиты от устья р. Хлебной до устья р. Варзуга. Ориентировка сопряженных сколовых трещин предположительно палеозойского возраста, которые, как это видно на космических снимках, часто являются опережающими по отношению к главным разломам северо-западного простирания, почти неизменна этом районе, но меняется западнее при изменении простирания рифейских трогов.

Последний **позднекайнозойский (современный) этап** структурной эволюции разломно-трещинной сети северо-запада рифтовой системы Белого моря связан с неоген-четвертичной активизацией тектонических движений в результате регенерации палеорифта. Формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность. Тектоническая впадина современного Кандалакшского залива наследует или возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания авлакогена в новейшее время, сопровождаемые возрождением большинства разломов и проявлением вдоль них многочисленных очагов землетрясений. Решения фокальных механизмов землетрясений свидетельствуют о проявлениях подвижек блоков земной коры взбросо-сдвигового характера по плоскостям разрывов северо-западного простирания, совпадающих с разломами, ограничивающими Кольский геоблок. Сдвиговое смещение в юго-восточном направлении осложняется движениями по надвигам, сбросо-сдвигам и сбросам других направлений, но разломами, контролирующими развитие дислокационного процесса, являются сдвиги осевой части впадины Кандалакшского залива.

Северо-западная часть бассейна Белого моря рассматривается как наиболее молодой отрезок рифтовой системы, предопределившей конфигурацию внутреннего моря, возникшего в результате

поступления вод мирового океана в депрессию, освободившуюся ото льда только после отступления последнего покровного ледника около 6 тыс. лет тому назад [10]. Предполагается, что юго-восточная часть Кандалакшского залива (к востоку от меридиана Порьей губы) наследует сегмент рифтовой системы рифейского заложения (на что указывает анализ рельефа морского дна и очертания береговой линии), тогда как северо-западная часть залива (от Порьей губы до г.Кандалакша) – это сегмент рифтовой зоны, оформившийся окончательно как грабеновая структура лишь в кайнозой. На дне Кандалакшского залива вдоль его простирания зафиксированы узкие и протяженные зоны опускания, представляющие собой зарождающиеся полуграбены с крутыми юго-западными и пологими северо-восточными бортами, выполненные современными морскими осадками [8]. Сейсмические события, зафиксированные по берегам Кандалакшского залива, скорее всего связаны именно с этими дифференцированными движениями, хотя современный рифт Кандалакшского залива явно наследует зону глубинного разлома, зародившегося на окончании рифейского рифта. Имеющиеся решения фокальных механизмов землетрясений [1] свидетельствуют о проявлениях подвижек блоков земной коры взбросо-сдвигового характера по плоскостям разрывов северо-западного простирания, совпадающих с разломами, ограничивающими Кольский геоблок.

Значительная роль сдвиговых деформаций в кинематике новейших движений и современных деформаций поверхности рельефа Беломорского региона получила подтверждение в результате исследования скейлинговых свойств линеаментных сетей двух масштабов для одной и той же территории Кольского полуострова [6]. Сопоставление положения эпицентров землетрясений с поведением плотностей сочетаний линеаментов в сетях двух масштабов (различающихся в 5 раз) показало статистически значимую зависимость между положением эпицентров и участков высоких скоростей прироста опережающих структурных элементов сетей. Эта зависимость может интерпретироваться как достаточно убедительное и вполне объективное свидетельство ведущей роли сдвиговых деформаций в сейсмогенных зонах рифтовой системы Белого моря.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 06-05-64848, программы ОНЗ РАН № 14 и НШ-748.2006.5.

Литература

1. *Ассиновская Б.А.* Механизмы очагов землетрясений северо-восточной части Балтийского щита // Физика Земли. 1986. № 1. С. 101–105.
2. *Балуев А.С.* Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника, 2006, № 3, с. 23–38.
3. *Балуев А.С., Моралев В.М., Пржиялговский Е.С. и др.* О вероятном эндогенном происхождении конгломератоподобных пород юго-восточного побережья Белого моря. // Литология и полезные ископаемые. 2003, № 4, с. 412–424.
4. *Васильева Т.И., Пржиялговский Е.С.* Эволюция полей напряжений в районе Порьегубского дайкового поля (Кандалакшский залив Белого моря) // Геотектоника, 2006, № 1, с. 63–75.
5. *Казанин Г.С., Журавлев В.А., Павлов С.П.* Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря // Бурение и нефть, 2006, № 2, с. 26–28.
6. *Моралев В.М., Васильев Л.Н., Качалин А.Б. и др.* Связь между разрешением космических снимков, мультискейлингом линеаментных сетей и сейсмичностью (на примере Кольского полуострова) // Исследования Земли из космоса, 2000, № 4, с. 55–65.
7. *Моралев В.М., Самсонов М.Д.* Тектоническая интерпретация петрохимических характеристик протерозойских и палеозойских щелочных пород Порьегубского дайкового поля (Кандалакшский залив Белого моря) // Геотектоника. 2004. №2. С. 30–41.
8. *Невеский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В.* Белое море: седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977.
9. *Пржиялговский Е.С., Моралев В.М., Балуев А.С., Ларин Н.В., Терехов Е.Н.* Новые данные о структурном контроле даек среднепалеозойских щелочных пород Беломорского пояса. -Изв. вузов. Геология и разведка, 1996, № 5, с. 3–10.
10. *Спиридонов М.А., Девдариани Н.А., Калинин А.В. и др.* Геология Белого моря // Советская геология. 1980, № 4, с. 45–55.

Принципы прогнозирования коренной алмазности по геолого-геофизическим данным

Прусакова Н.А.

ФГУП ЦНИГРИ, г. Москва, e-mail: diamond@tsnigri.ru

Советские и российские геологи в течение многих десятилетий акцентировали внимание на изучении закономерностей локализации коренных месторождений алмазов и создании методологической основы прогноза и поисков этого вида полезных ископаемых. При этом было установлено, что 1) реально существуют различные минерагенические алмазоносные таксоны; 2) они характеризуются определенным устойчивым набором признаков, составляющих в совокупности соответствующие прогнозно-поисковые модели; 3) на основе этих моделей возможно последовательно выделять все более мелкие по размерам алмазоперспективные площади вплоть до локальных (первые десятки квадратных км) участков под прямые поиски.

В ЦНИГРИ разработана стадийная прогнозно-поисковая технология, направленная на последовательную локализацию алмазоперспективных площадей [2, 3, 4]. При этом в зависимости от масштаба работ выделяется тот или иной минерагенический таксон. В настоящее время Инструкцией по оценке прогнозных ресурсов алмазов предусмотрен следующий ряд иерархически соподчиненных минерагенических алмазоносных (потенциально алмазоносных) таксонов: провинция – субпровинция – зона – поле – куст (группа) тел – тело (месторождение). В качестве алмазоносных (потенциально алмазоносных) провинций рассматриваются территории древних платформ. Локализация алмазоперспективных площадей в пределах провинций начинается с площадей ранга потенциально алмазоносных субпровинций и кимберлитоконтролирующих зон, далее, переходя к площадям ранга потенциально алмазоносных кимберлитовых (лампроитовых) полей и в их пределах – к локальным участкам ранга куста (группы) кимберлитовых (лампроитовых) тел, и уже в пределах последних к заверке перспективных локальных геофизических аномалий так называемого трубчатого типа. Данная технология разрабатывалась с применением «эмпирического» методологического подхода. «Эмпирический» подход основан на методе аналогий, то есть выделении в физических, геологических, шлихо-минералогических, геохимических и других реально наблюдаемых полях аномалий, соответствующих таковым у разноранговых известных эталонных объектов – таксонов. Именно этим методом обнаруживаются кимберлитовые трубки. Подобный подход с равным успехом может быть распространен и на более крупные объекты (куст трубок, поле, зона и т.д.). Основой созданной стадийной технологии являются многофакторные прогнозно-поисковые модели рассматриваемых минерагенических алмазоносных (потенциально алмазоносных) таксонов [2, 3, 4, 9] (субпровинция – зона – поле – куст – месторождение). Прогнозно-поисковые модели разработаны (с учетом опыта других организаций) по единой методике в процессе изучения закономерностей в размещении алмазоносного магматизма на древних платформах мира, включая и север Восточно-Европейской платформы. Они содержат ряд устойчивых признаков (косвенных, прямых), которые используются в качестве критериев прогнозирования коренной алмазности на различных стадиях ГРП.

При принятой на сегодняшний день стадийности геологоразведочных работ на алмазы с позиций надежности геолого-поисковых систем в зависимости от масштаба работ и имеющихся материалов выделяются следующие объекты или их фрагменты:

- масштаб 1: 1 000 000 – выделение алмазоносных (потенциально алмазоносных) субпровинций и зон, предварительное установление площадей ранга поля;
- масштаб 1: 200 000 – окончательное оконтуривание прогнозируемых полей, предварительное выделение перспективных площадей ранга «куста» тел;
- масштаб 1: 50 000 – детализация внутренней структуры поля; окончательное оконтуривание перспективных участков ранга «куста» тел и обоснование направлений и методики поисковых работ; заверка наиболее интересных локальных аномалий.

При выделении минерагенических таксонов ранга потенциально алмазоносных субпровинций, зон, полей и «кустов» кимберлитовых тел используются критерии прогнозирования, основная часть которых опирается на косвенные факторы (признаки): глубинные геофизические, структурно-

геологические, морфоструктурные, дистанционные и т.д. Эффективность прогнозных построений зависит от степени изученности рассматриваемой территории различными геолого-геофизическими методами и в первую очередь – глубинными геофизическими.

Алмазоносная субпровинция – это крупный (площадь в десятки и первые сотни тысяч кв.км) геоблок древней платформы с архей-раннепротерозойским возрастом кратонизации пород кристаллического фундамента, близкими историей геологического развития и интенсивностью проявлений тектоно-магматической активизации [2]. В глубинном строении и геофизических полях субпровинции соответствует блок мощной (150–200 км) холодной литосферы с пониженной гипсометрией кровли верхней мантии и повышенной с выходом на современный уровень эрозионного среза (в пределах щитов) гипсометрией поверхности докембрийского кристаллического фундамента, фиксируемый положительной региональной аномалией поля силы тяжести [3, 4, 9].

Алмазоносная кимберлитоконтролирующая зона в пределах алмазоносной субпровинции – это линейная высокопроницаемая структура древнего заложения, неоднократно активизирующаяся и контролирующая процессы коро-мантийного энергомассопереноса. Зоны характеризуются значительной (до 500 км и более) протяженностью при ширине от 50 до 100–150 км, большой глубиной заложения ограничивающих и внутрискрутурных разломов.

С геолого-структурной точки зрения можно выделить по меньшей мере три основных типа минерагенических зон (по степени убывания контрастности их отражения на геологических картах): платформенная мобильная зона; плечевая часть рифтов и авлакогенов (область дифференцированных блоковых движений); зона скрытых разломов фундамента [2].

Платформенная мобильная зона – система сближенных долгоживущих глубинных разломов, контролирующая размещение мантийного (базитового и гипербазитового) магматизма на кратонах, она имеет резко дифференцированное блоковое строение и формируется в режиме преобладания восходящих тектонических движений и напряжений сжатия. Основными признаками мобильных зон (элементами прогнозно-поисковой модели) являются:

1. Широкое развитие интрузивных и вулканогенных образований. Присутствуют интрузии базитового и гипербазитового состава, гранитоидные интрузии и вулканогенные образования кислого состава как следствие орогенных процессов в близрасположенных складчатых областях. Присутствуют также вулканы основного состава.

2. Внутреннее строение мобильной зоны осложнено широким развитием сдвиго-надвиговых структур и появлением в породах чехла складок линейного типа.

Наиболее характерной мобильной зоной является зона Холлс-Крик в Западной Австралии, к которой приурочено поле Аргайл с крупнейшим в мире лампроитовым месторождением алмазов.

Плечевая часть рифтов и авлакогенов – область к периферии от осевого грабена, имеющая клавишное горст-грабеновое строение вдоль оси рифта с амплитудами вертикальных смещений 1–2 км. Здесь же встречаются менее контрастные поперечные (трансформные) структуры. Типичный пример – зона в северо-восточном борту Онежско-Керецкой системы рифтов, в структурном отношении совпадающая с системой субпараллельных кулисообразно расположенных глубинных разломов. В рифе эта система контролировала проявления базитового и щелочноультраосновного (с лампроитовым уклоном) магматизма, в среднем палеозое внедрились мелкие тела и дайки пироксенитов, фойдитов, малиньитов, йолитов, уртитов и т.д., а также трубки взрыва щелочных базальтоидов, мелилититов (Ненокское поле) и кимберлитов (Терское поле на Кольском полуострове и Зимнебережное на Кулойско-Беломорском плато). Вдоль всей зоны вытянуты ореолы минералов-индикаторов.

По мнению некоторых исследователей, приуроченность алмазоносных пород к бортовым частям рифтов и авлакогенов является универсальной закономерностью.

Многие специалисты считают, что кимберлиты здесь связаны с коллизионными зонами (или зонами краевых дислокаций – ЗКД), которые обрамляют по периферии палеорифтовые постройки и приурочены к разломам, имеющим примерно те же простирания, что и палеорифтовые депрессии, но удалены от осей этих депрессий в плечевых частях на расстояние 150–200 км.

Зоны скрытых разломов фундамента – обычно хорошо дешифрируются на космоснимках и выделяются в геофизических полях, но относительно слабо отражаются в реально наблюдаемых геологических структурах. Они характеризуются наиболее слабой контрастностью тектонических движений в породах фундамента, а в породах чехла "просвечивают" лишь в виде отдельных разломов и трещин.

Часто магматизм в этих зонах представлен лишь отдельными щелочно-ультраосновными дайками и трубками взрыва, но есть и другие варианты. Зона скрытых глубинных разломов Коридор Надежд (северо-западная Канада), контролирующая кимберлитовые тела в районе озера Лак де Гра, интенсивно насыщена проявлениями дайкового комплекса Маккензи основного состава (возраст внедрения даек 1,27 млрд.лет). Возраст самих кимберлитов 50–60 млн.лет, то есть эта зона древнего заложения была активизирована в верхнемеловое-палеоценовое время. Также известны примеры, когда дайковые пояса долеритов, определяющие контуры зон скрытых разломов, имеют близкий возраст с контролируемыми ими кимберлитами. Например, близширотный дайковый пояс на Гвинейско-Либерийском щите контролирует кимберлитовое поле Фенария. Возраст даек долеритов и кимберлитовых тел в данном случае один — мезозойский. Мезозойский возраст имеет и пояс даек долеритов северо-западного простирания, контролирующий мезозойское кимберлитовое поле Орапа в Ботсване.

В глубинном строении кимберлитоконтролирующие зоны характеризуются наличием выдержанных прогибов или уступов в кровле верхней мантии (по поверхности Мохоровичича). Среди кимберлитоконтролирующих зон особо выделяются зоны, представленные в разрезе земной коры линейно-блоковыми структурами. Наиболее контрастно проявленными признаками таких зон являются: линейные депрессии в кровле верхней мантии, заполненные образованиями гранулит-базитового слоя земной коры с повышенными скоростными характеристиками (V_p и V_p/V_s). По данным гравитационного моделирования на отдельных участках таких зон отмечается аномально высокий подъем (практически на современный уровень эрозионного среза) среднекоровых горизонтов, идентифицируемых в качестве образований протокры. Интересно отметить, что именно подобные кимберлитоконтролирующие зоны (линейно-блокового типа) контролируют локализацию *промышленно алмазоносных полей* как Якутии [5, 11], так и Архангельской области [9]. В поле силы тяжести кимберлитоконтролирующие зоны и их элементы, как правило, выделяются среднечастотными полосовыми аномалиями повышенных значений, зонами потери коррелятивности аномалий. В магнитном поле рассматриваемые структуры проявлены линейными элементами соответствующих простираний.

Под *алмазоносным кимберлитовым полем* понимается естественная группировка пространственно-сближенных кимберлитовых тел (и связанных с ними россыпей), связанных происхождением с развитием единой вертикальной «стволовой» зоны повышенной проницаемости (флюидно-магматической колонны). Площадь поля составляет от первых сотен км² до 2.5 тыс. км² [2].

Основными элементами обобщенной прогнозно-поисковой модели кимберлитового поля являются [1, 2, 6, 7, 8, 9, 10 и др.]:

1. Пересечение минерагенической зоны с поперечными приподнятыми блоками образований, вмещающих кимберлитовые тела, или глубинными разломами.
2. Положительная морфоструктура с радиально-концентрическим строением.
3. Наличие блока с изотропной ориентировкой трещиноватости.
4. Наличие положительных среднечастотных (с периодом до 100 км) гравитационных аномалий на флангах поля, отождествляемых по данным гравитационного моделирования с подъемом (практически на современный уровень эрозионного среза кристаллического фундамента) образований промежуточного слоя земной коры, идентифицируемых в качестве образований протокры.

6. Комплексная аномальная область потенциальных (гравитационного, магнитного) геофизических полей размером в поперечнике 50–100 км, характеризующаяся снижением (на 4–12 мгл) уровня поля Δg и нарушением, как правило линейных, структурных планов гравитационных и магнитных аномалий. Естественная граница кимберлитового поля определяется контуром комплексной аномальной области потенциальных геофизических полей.

7. Повышенная расслоенность земной коры с присутствием слоев с инверсией скоростей (волноводов).

8. Аномальность скоростных параметров в разрезе земной коры.

9. Депрессия магнитоактивной поверхности.

10. Широкое распространение минералов-индикаторов, в том числе хорошей сохранности, присутствие алмазов в аллювии и терригенных отложениях промежуточных коллекторов.

11. Наличие аэромагнитных (электрических) аномалий, так называемого, «трубочного» типа.

12. Повышенный геохимический фон и аномальные ореолы комплекса элементов-индикаторов кимберлитов (хрома, никеля, кобальта, титана, ванадия, иттрия).

Под «*кустом*» *кимберлитовых тел* понимается группа сближенных (от 2 до 10) тел, локализованная на участке площадью от единиц до первых десятков км² и являющаяся производным локальных промежуточных магматических очагов (на фоне глубинного очага, присущего кимберлитовому полю в целом). Локализация «кустов» (групп) кимберлитовых тел рассмотрена на примере Зимнебережного промышленно алмазоносного кимберлитового поля. Здесь они контролируются погребенными (с выходом на уровень кристаллического фундамента) ареалами базит-гипербазитового магматизма (размером в поперечнике первые десятки км), сочетающимися со сквозными зонами повышенной проницаемости кристаллического фундамента и осадочного чехла. Ареалы характеризуются комплексными положительными аномалиями локальных составляющих гравитационного и магнитного полей. Зоны повышенной проницаемости, как правило, выделяются аномалиями горизонтального градиента поля силы тяжести и узкими (единицы км) зонами положительных высокочастотных аномалий магнитного поля и аномалий повышенной электропроводности.

Литература

1. Булин Н.К., А.В.Егоркин Прогнозирование районов кимберлитового магматизма на севере Русской платформы по сейсмическим данным // Советская геология. 1991. №10. С. 82–91.
2. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира (основы прогнозирования). М.: ЗАО Геоинформмарк, 2000, 371 с.
3. Голубев Ю.К., Ваганов В.И., Прусакова Н.А. Принципы выделения алмазоперспективных площадей на различных стадиях прогнозно-поисковых работ // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50). Тез. докл. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2004. С. 94–96.
4. Голубев Ю.К., Ваганов В.И., Прусакова Н.А. Принципы прогнозирования алмазоперспективных площадей на Восточно-Европейской платформе // Руды и металлы. 2005. №1. С. 55–70.
5. Манаков А.В. Технология выделения литосферного корня на основе интегрированного анализа геолого-геофизических данных // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения Воронеж: 2001. С. 270–277.
6. Милашев В.А. Структуры кимберлитовых полей. Л.: Недра, 1979. 183 с.
7. Милашев В.А., Соколова В.П. Некоторые закономерности размещения и образования кимберлитовых полей. // Геология и геофизика. 1989. №4. С. 78–85.
8. Никулин В.И., Лелюх М.И., Фон-дер-Флаас Г.С. Алмазопрогностика (методическое пособие). Иркутск: 2002. 320 с.
9. Прусакова Н.А. Глубинная структура Зимнебережного кимберлитового поля, Архангельская область. // Руды и металлы. №2, 2006, стр. 53–64.
10. Суворов В.Д. Глубинные сейсмические зондирования в Якутской кимберлитовой провинции. Новосибирск: 1993. 136 с.
11. Шпунт Б.Р. Тектонические обстановки проявлений магматизма на востоке Сибирской платформы в Неогее // Геотектоника. 1992. №3. С. 45–63.

К выделению прогнозируемых типов коренных источников алмазов для территории Карелии: анализ состава минералов-индикаторов алмазов по результатам шлихоминералогического опробования

Путинцева Е.В.¹, Пестриков А.А.¹, Гусева А.С.²

¹ГГУП «СФ Минерал», г. Санкт-Петербург, e-mail: lena.putintseva@scmin.spb.ru, gt33@hotmail.ru

²СпбГУ, г. Санкт-Петербург, e-mail: annetum@rambler.ru

Обработано порядка трех тысяч данных по составу минералов-индикаторов алмазов (МИА) по всей площади Республики Карелия. База включала информацию о результатах регионального шлихоминералогического опробования предшественниками (1295ан.) и данные по детальным участкам работ ГМК-500 на алмазы, проводимых ГГУП «СФ Минерал» (1659ан.).

Среди проанализированных МИА преобладают хромшпинелиды (2060) и пиропы (493), пикроильмениты и хромдиопсиды находятся в резко подчиненном количестве.

Присутствие более 100 знаков минералов-индикаторов алмазной ассоциации свидетельствует о локализации коренных источников алмазов на территории Республики Карелия.

Для прогнозирования типов коренных источников проанализирован состав МИА эталонных объектов – известных к настоящему времени алмазоносных тел – как на площади Республики Карелия, так и на сопряженной территории. В их состав включены лампроиты Костомукши, кимберлиты Кимозера, Архангельского алмазоносного района: трубок Золотицкого поля (м-я им.М.В.Ломоносова), трубки В.П.Гриба; финские кимберлиты Куопио и Каави. К сожалению, авторы не располагают данными по составу МИА Куусамо, Кухмо сопредельной Финляндии. Уже сам перечень эталонных объектов наглядно демонстрирует большой временной разброс (ранний протерозой-средний палеозой), разнообразие типов и форм проявления алмазоносных пород (кимберлиты, лампроиты, переходные по составу; трубки, дайки, силлообразные тела и др.). Как показал проделанный анализ, это разнообразие отражается в существенных вариациях составов МИА из рыхлых отложений.

Проанализированный состав МИА свидетельствует о наличии неоднородностей в составе верхней мантии, опробуемой расплавами, поставляющими МИА к поверхности. Их наличие, наряду с прочими причинами, сказывается на генерировании отличающихся по специализации материнских расплавов. В связи с этим, с прогнозированием разнотипных коренных источников хорошо коррелируется неравномерное распределение по рассматриваемой площади МИА со специфическим составом. Сюда отнесены пиропы Mg-Fe эклогитовой ассоциации, а также хромшпинелиды с повышенным содержанием когерентных легкоплавких элементов – Mn, Zn. МИА с таким составом не встречаются в Западно-Карельском блоке. Они максимально проявлены на площади Онежской структуры, в меньшей степени – Восточно-Карельской мобильно-проницаемой зоны. Присутствие МИА из Mg-Fe эклогитов без привлечения механизмов, связанных с субдукционными процессами, может свидетельствовать о существенном вкладе базитового (эклогитового) уровня расслоенных очагов на интрателлурической стадии кристаллизации алмазоносных магм. Присутствие же хромшпинелидов с повышенным содержанием базальтоидных элементов возможно связано с более масштабными локально проявленными процессами флюидизации и метасоматоза в мантии на уровне глубинной магмогенерации алмазоносных магм. С этим фактом хорошо увязываются находки в пределах Онежской структуры в рыхлых отложениях обломков пород, отвечающих по составу ильменитсодержащим (в дополнение к пиропсодержащим) перидотитовым нодулям со следами щелочного метасоматоза. Эту картину дополняют ореолы лопарита, единичные знаки флоренсита, а также обнаружение монацита в ассоциации с хромшпинелидами в алмазоносных субщелочных ультраосновных породах. Кроме того, среди МИ шпинелевого ряда в рыхлых отложениях Онежской структуры выявлено порядка 15 знаков, состав которых не рассчитывается на формулу шпинели и относится к переходному у с ильменитовым.

С локализацией МИА специфического состава хорошо коррелируется интенсивность проявления титанового тренда карельских хромшпинелидов. Эволюционирование их составов в сторону увеличения содержания титана и трехвалентного железа (изоморфизм $Cr \leftrightarrow Fe^{3+}$) связывается с

воздействием на первичные перидотиты высокотемпературных флюидов, их катаклиз (1) на глубинной стадии кристаллизации алмазоносных магм. Отмеченная специфика рассматриваемых МИА Карелии параллелизуется с особенностями МИА Архангельского алмазоносного района (ААР). Повышенное содержание титана в хромшпинелидах ААР – один из его типоморфных признаков. Высокое содержание титана особенно присуще МИ из катаклазированных, метасоматизированных лерцолитов. При этом выделяется значительная группа высокотитанистых высокохромистых хромшпинелидов (>50% Cr_2O_3) из алмазоносных нодулей. Кроме того, 22% МИА из кимберлитов месторождения им.М.В.Ломоносова относится к эклогитовому парагенезису (выявлены только в магниезальных и магниезально-железистых эклогитах). Таким образом, отмеченные специфические особенности составов МИА по аналогии с ААР вполне совместимы с алмазоносностью их источников.

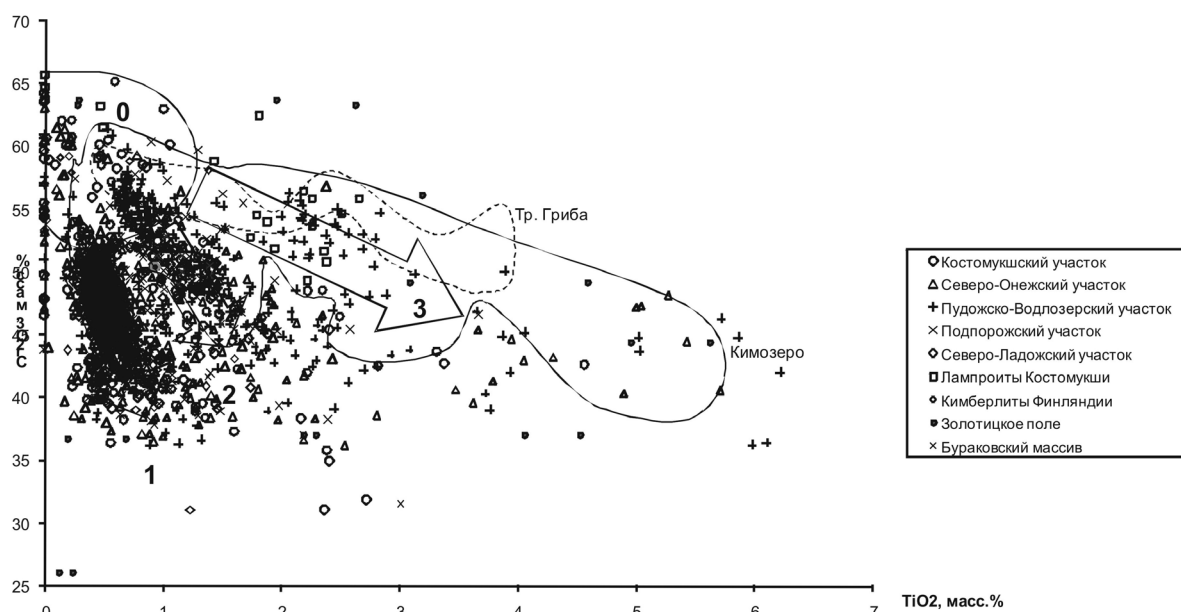


Рис. Тренды эволюции составов хромшпинелидов:

0 – примитивный, 1 – ультрабазитовый ("кимберлитовый"), 2 – метасоматизированных ультрабазитов ("флюидизированных кимберлитов"), 3 – ультрабазит-базитовый (лампроит-кимберлитов)

Наиболее информативными для прогнозирования типов коренных источников оказались хромшпинелиды. Анализ относительного содержания хрома, титана, магния (бинарные диаграммы ($\text{Cr}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$; $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{-MgO}$) для эталонных алмазоносных объектов показывает отчетливое присутствие (рис.1) трех эволюционных на уровне глубинной магмогенерации трендов в составе хромшпинелидов: I-ультрабазитового («кимберлитового»), II-метасоматизированных ультрабазитов («флюидизированных кимберлитов»), III-метасоматизированных ультрабазит-базитов («флюидизированных лампроит-кимберлитов»). При этом, в составе хромшпинелидов выделяется область (0 тренд), интерпретируемая как соответствующая примитивному родоначальному алмазоносному расплаву. Наряду с эталонными коренными источниками проанализированы составы хромшпинелидов уникального расслоенного плутона – Бураковского массива как вероятного источника поступающих в рыхлые отложения поверхности хромшпинелидов. Базит-гипербазиты массива, возможно, и генетически (согласно концепции А.А.Маракушева и Н.И.Безмена (2) на глубинной интрателлурической стадии кристаллизации алмазоносных магм связаны с выявленными и прогнозируемыми коренными источниками алмазов Онежского алмазоносного района. Составы хромшпинелидов Бураковки соответствуют II типу выделенных трендов, однако основным отличием от кимберлитовых шпинелей является отсутствие на нем «примитивной» области. Не исключено, правда, что использованная выборка (3) отражает состав хромшпинелидов из рудных вариететов, что хорошо согласуется с концепцией А.А.Маракушева.

Эволюция составов проанализированных хромшпинелидов из рыхлых отложений Карелии в целом соответствует выявленным трендам для тех или иных источников. Соответственно для региона прогнозируются коренные источники кимберлитовой, лампроит-кимберлитовой и лампроитовой формаций. Собственно, тела перечисленных формаций уже известны на территории восточной части Балтийского щита и его склонов.

Выявлены четкие латеральные различия по площади по прогнозируемым типам коренных источников. Так хромшпинелиды Северолодожской площади, как и шпинели финских кимберлитов Куопио+Каави демонстрируют 0, I, II тип тренда при отсутствии лампроит-кимберлитового. Хотя на костомукшской площади известны дайки лампроитов, составы хромшпинелидов из которых четко укладываются в фигуративные поля III типа тренда, подавляющая масса хромшпинелидов этой площади также эволюционировала по 0, I, II типам. Аналогичная тенденция наблюдается и для хромшпинелидов Северо-Онежского участка при относительно большем попадании знаков в поле III. Хромшпинелиды Подпорожского и Пудожско-Водлозерского участков демонстрируют эволюцию составов по всем трем трендам, как и кимберлиты ААР и Кимозера. При этом, в примитивную высокохромистую алмазоносную область попадает относительно больше фигуративных точек хромшпинелидов Пудожско-Водлозерского участка.

Таким образом, анализ вариаций составов МИА из рыхлых отложений на территории Республики Карелия является важным механизмом для понимания процессов магмогенерации и прогнозирования коренных источников алмазов. Хромшпинелиды при этом, несмотря на значительную вариабильность их составов и существенные области перекрытия с родственными кимберлитам и близкими по составу породами различного генезиса, играют в решении рассмотренных вопросов одну из ключевых ролей.

Литература

1. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Под ред. О.А.Богатинова. – М.: Изд-во МГУ, 1999. 524 с.
2. *Маракушев А.А., Безмен Н.И.* Минералого-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. – М.: Недра, 1992.-317с.
3. *Лавров М.М., Голубев А.И., Трофимов Н.Н.* Геохимия и рудоносность Бураковского расслоенного интрузива // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2004, с. 75–91.

Закономерности локализации минералов-индикаторов алмазов в четвертичных отложениях на площади Республики Карелия

Путинцева Е.В., Полякова Е.И., Пестриков А.А.

ГГУП «СФ Минерал», г. Санкт-Петербург, e-mail: lena.putintseva@scmin.spb.ru, gt33@hotmail.ru

ГГУП «Минерал» проводит на территории Республики Карелия геолого-минерагеническое картирование на алмазы масштаба 1:500000 (ГМК-500). Целью работ является оценка перспектив алмазоносности всей территории и локализация площадей под прогнозно-поисковые работы.

Ореолы минералов-индикаторов алмазов (МИА) и сами алмазы в рыхлых четвертичных отложениях, являются важнейшими поисковыми признаками коренных источников алмазов. Их выявление и разбраковка – одна из основных задач прогнозных и поисковых работ. В ходе проводимых работ ГМК-500 проанализированы результаты предшественников и полученные собственные данные. Шлихоминералогическое опробование в рамках ГМК-500 проводилось на шести перспективных участках: Костомукшском, Северо-Онежском, Восточно-Карельском, Северо-Ладожском, Подпорожском, включающим прилегающую к западному побережью Онеги площадь.

Закономерности размещения МИА рассматриваются в двух аспектах. Первый касается связи выявленных скоплений МИА с прогнозируемыми очагами генерации алмазоносных пород, проду-

цирующих МИА, второй – зависимости типов формирующихся ореолов от характера перемещения МИА после попадания на дневную поверхность после дезинтеграции пород в условиях покровных оледенений Карелии.

Относительно связи с прогнозируемыми очагами магмогенерации отмечаются следующие закономерности.

- Фиксируется крайне неравномерное распределение выявленных алмазов и их минералов-индикаторов в рыхлых отложениях рассматриваемой территории.

- Локализация алмазов и МИ в рыхлых отложениях коррелируется с расположением выделяемых коро-мантийных неоднородностей (поднятий, КМП) и, в свою очередь, выделяемых в их пределах или на периферии признаков очаговых для проявления глубинного, (включая алмазоносный) магматизма структур. Последние фиксируются комплексом дистанционных методов, отчетливо проявлены в потенциальных полях. Выявлены специально разработанными методиками.

- МИ алмазной ассоциации подавляюще тяготеют к областям коро-мантийных поднятий, не проявлявших значимой активности в постраннекарельское время (I, II типы), а также их склонам и особенно местам осложнения рельефа поверхности М в пределах указанных областей.

- В областях коро-мантийных поднятий, предположительно активных и в позднекарельское – позднепротерозойское время (IV, III типы), МИ алмазной ассоциации либо не локализуются (Соловецкое), либо приурочены находки преимущественно пиропов алмазной ассоциации, а хромшпинелиды редки (Ладожское, Онежское).

- МИ специфического состава (пиропы Fe-Mg эклогитовой ассоциации и хромшпинелиды с повышенным содержанием когерентных легкоплавких элементов – Mn, Zn) не характерны для Западно-Карельского блока (I тип КМП). Они максимально проявлены на площади Онежской структуры (III тип КМП), в меньшей степени – Восточно-Карельской мобильно-проницаемой зоны (II тип КМП). Fe-Mg эклогиты могут свидетельствовать о существенном вкладе базитового (эклогитового) уровня расслоенных очагов на интрателлурической стадии кристаллизации алмазоносных магм. Присутствие хромшпинелидов с повышенным содержанием базальтоидных элементов может быть связано с более масштабными локально проявленными процессами флюидизации в мантии на уровне глубинной магмогенерации алмазоносных магм. С этим фактом хорошо увязывается отчетливый титановый тренд для хромшпинелидов Онежского алмазоносного района. Следует отметить, что сходная картина наблюдается для Золотицкого поля.

Относительно второго аспекта проблемы отметим, что тот или иной тип ореола определяется, главным образом, генетическим типом вмещающих его четвертичных отложений. Четвертичный покров Карелии имеет крайне неоднородное строение. Это обусловлено, с одной стороны, колебаниями мощности осадков, с другой – различием состава слагающих разрез покрова комплексов и неравномерным распределением по площади отдельных генетических типов четвертичных образований. При этом отмечается отчетливая связь специфики четвертичного покрова с «коренной геологией», больше того, с особенностями глубинного строения. В связи с этим в процессе работ была составлена морфоструктурная схема и схема закономерностей размещения скоплений МИА в условиях поверхности. В результате выполненного регионального анализа известные к настоящему времени скопления МИА на территории Республики Карелия по предполагаемой связи с коренными источниками дифференцированы на ореолы, не потерявшие связь с источником (соответственно ближнего и дальнего сноса) и потерявшие связь с источником. При этом по особенностям состава МИА в ореоле они подразделены на ореолы с присутствием алмазов или МИ алмазной ассоциации (их присутствие соответственно повышает потенциал перспективности участка локализации ореола), ореолы с присутствием МИ упомянутого выше специфического состава и прочие. К факторам, которые использованы для разбраковки МИА, отнесены типы динамических областей ледникового покрова осташковского оледенения, элементы палеогеографии (границы оледенений, направление движения льда), генетические типы четвертичных отложений, морфоструктурные особенности и, как уже упоминалось, особенности состава. На площадях детализации тип разбракованных ореолов корректировался по результатам работ м-ба 1:200000. В расчет принималась детализация выходов генетических типов четвертичных отложений. Кроме того, учитывался характер типа поверхности выявленных МИА (наличие первичного коррозионно-гидротермального типа, степень окатанности, целостность зерен).

Таким образом, выявленные закономерности размещения МИА и их характеристики, позволяют увязывать известные к настоящему времени ореолы МИА с прогнозируемыми перспективами тех или иных районов на коренные источники алмазов.

Геохронологическая зональность метаморфизма пород нижнедокембрийского основания тиманид и западных уралид

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail: pystin@geo.komisc.ru

Вопрос о возрасте глубокометаморфизованных и сложнодислоцированных комплексов пород (полиметаморфических комплексов) Урала остается предметом дискуссий. Однако для некоторых из них по структурно-петрологическим и радиохронологическим данным обосновывается принадлежность к образованиям нижнедокембрийского структурного яруса. Наиболее надежно обоснован раннедокембрийский возраст пород для полиметаморфических комплексов Западной тектонической зоны Урала (тараташского, александровского, няртинского, харбейского). В последние годы в пределах Тимано-Уральского региона установлен новый район развития нижнего докембрия – п-ов Канин [2]. Здесь нижнедокембрийские глубокометаморфизованные породы обнажаются в ядре Микулкинской антиклинали и могут быть выделены как микулкинский полиметаморфический комплекс.

Для выявления геохронологической истории метаморфизма рассматриваемых объектов нами были изучены цирконы из гнейсов – преобладающей группы пород в нижнедокембрийских комплексах Тимано-Уральского региона.

В результате предыдущих исследований [1,2] установлено, что в породах полиметаморфических комплексов Западной тектонической зоны Урала и п-ва Канин встречаются цирконы нескольких морфологических типов. В первый морфологический тип выделены окатанные (терригенные) цирконы с шероховатой поверхностью зерен. Они имеют различную окраску – от бесцветной до темно-розовой. Несомненно, что первичное происхождение этих цирконов различное, однако на современном уровне изученности представляется целесообразным их объединение в один морфотип. Второй морфологический тип – это в основном округлые цирконы с четко выраженной кристаллографической формой. Они имеют темно-розовую или светло-желтую окраску. Такие цирконы типичны для пород гранулитовой фации [3]. В породах некоторых метаморфических комплексов Урала и п-ва Канин установлены светлоокрашенные или бесцветные цирконы неправильной формы, образованные сростками двух или нескольких кристаллов. Они выделены в третий морфологический тип. Четвертый морфотип образуют прозрачные и светлоокрашенные цирконы призматического габитуса. В породах гнейсовых комплексов они обычно преобладают над другими морфотипами цирконов. Такие цирконы типичны для пород амфиболитовой фации, особенно для их мигматизированных разновидностей [1]. Пятый морфотип составляют короткопризматические непрозрачные или полупрозрачные цирконы желтой или коричневато-бурой окраски. Отмечается приуроченность этого минерала к зонам средне-низкотемпературного диафтореза.

История метаморфизма пород, слагающих полиметаморфические комплексы рассматриваемых районов, по данным цирконовой хронометрии определяется интервалом 2,60–0,55 млрд лет [1]. Однако эти процессы начинались и завершались в разных метаморфических комплексах в разное время.

Наиболее древние датировки метаморфогенных цирконов получены по породам тараташского комплекса на Южном Урале. Здесь большая часть метаморфических пород, определяющих современный облик этого комплекса, образовалась при метаморфизме гранулитовой фации около 2,6 млрд лет назад [3]. Диафторез амфиболитовой фации и гранитизация проявились в интервале 2,1–1,7 млрд лет назад [4]. Более поздние процессы в цирконовой хронометрии тараташского комплекса не зафиксированы.

В александровском комплексе на Южном Урале, а также няртинском и харбейском комплексах на севере Урала, древнейшие возрастные определения превышают 2.2 млрд. лет, но надежно обоснованный возрастной рубеж метаморфизма гранулитовой фации определяется цифрами около 2,1 млрд лет [1]. Полиметаморфизм амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций проявился в интервале 1,9 – 1,65; около 1,4; 1,25 – 0,9 и 0,7 – 0,55 млрд. лет назад (за исключением александровского комплекса, где в цирконовой хронометрии не выделяется поздний из перечисленных этапов метаморфизма).

На п-ве Канин из гнейсов микулкинского комплекса проанализированы цирконы третьего морфотипа. Получено три возрастных интервала: 1994 – 1764, 1372 – 1338 и 1260 – 1080 млн лет, которые согласуются с возрастом постгранулитовых процессов метаморфизма в породах александровского комплекса. Максимальные уровни метаморфизма в породах микулкинского комплекса отвечали амфиболитовой фации умеренных давлений [5].

Таким образом, в пределах Западной тектонической зоны Урала наиболее древние датировки (2,6; 2,1 – 1,7 млрд лет) имеют метаморфогенные цирконы из пород тараташского комплекса. История метаморфизма пород других древнейших комплексов Западной тектонической зоны Урала началась на рубеже 2,1 млрд лет назад или несколько ранее. В породах александровского комплекса Южного Урала и микулкинского комплекса п-ва Канин поздние генерации цирконов датируются интервалом 1,25 – 0,9 млрд лет, а в породах полиметаморфических комплексов севера Урала (няртинском и харбейском) – 0,7 – 0,55 млрд лет.

Цирконовые даты, отвечающие возрасту каледонского и герцинского этапов развития Канино-Тимано-Уральского региона, установлены только в гнейсовых комплексах Восточной тектонической зоны Урала.

Литература

1. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.
2. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Структура, метаморфизм и возраст докембрийских образований полуострова Канин и Северного Тимана // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 176–194.
3. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 152 с.
4. Ленных В.И. Метаморфические комплексы западного склона Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 3–40.
5. Lorenz H., Pystin A.M., Olovyanichnikov V.G., Gee d.G. Neoproterozoic high - grade metasmorphism of the Kanin Peninsula, Timanid Orogen, northern Russia // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society Memoirs, № 30. London: Publ. by the Geological Society, 2004. P. 59–68.

Медно-благороднометальная минерализация в докембрийских клинопироксенитах на Полярном Урале

Пыстин А.М.¹, Пыстина Ю. И.¹, Потапов И. Л.¹, Ронкин Ю. А.²

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail: pystin@geo.komisc.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Территория Полярного Урала традиционно рассматривается перспективой на выявление месторождений высокотемпературных платиноидов, связанных с хромитсодержащими офиолитами. Лишь в последние годы здесь появились предпосылки для обнаружения платино-палладиевой минерализации в аналогах магматитов Платиноносного пояса Урала и других магматических комплексах. Первая находка нового для Полярного Урала генетического типа проявления минералов платиновой группы (МПГ) была сделана в 2002 году при проведении групповой геологической съемки масштаба 1:200 000 в бассейне р. Мал. Хараматалоу. Рудопоявление получило название Озерное. По данным [1] в малосульфидных золото-палладий-платиновых рудах содержания меди – до 1,41%,

золота – до 2,15 г/т, палладия – до 1,66 г/т, платины – до 0,26 г/т. Был сделан вывод о принадлежности рудопроявления Озерное к волковскому (баронскому) типу [1,2].

Полевые исследования, проведенные в 2007 г., показали, что вмещающие медно-благородно-метальное оруденение магматиты верлит-клинопироксенитового ряда слагают небольшой массив (1,0×4,0 км) среди габброидов, входящих в состав Войкаро-Сыньинской офиолитовой ассоциации. В разрезе массива преобладают клинопироксениты. Контакты клинопироксенитового массива с габброидами тектонические. Структурный план массива резко дискордантный (северо-западный) по отношению к общеуральскому (северо-восточному) простиранию окружающих пород. Учитывая, что северо-западная ориентировка в рассматриваемом районе присуща структурно-вещественным комплексам доуралид, мы предполагаем, что рудовмещающие клинопироксениты представляют собой фрагмент докембрийского основания уралид.

Изучение руд с помощью высокоразрешающего электронного микронзонда JSM-6400 с энергодисперсионным спектрометром ISIS LINK и волновым спектрометром Microspec (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН) показало, что благородные металлы образуют интерметаллоиды в системах Au-Cu, Au-Pd-Cu и Au-Ag, а также представлены соединениями Pd с Te, Bi и Sb [3].

В результате выполненных нами исследований [4,5 и др.] число обнаруженных минеральных видов благородных металлов в настоящее время составляет около двух десятков.

С целью уточнения содержаний полезных компонентов в породах и более обоснованного представления о распределении благородных и редких металлов в породообразующих минералах был выполнен микроэлементный анализ проб методом HR/ICP-MS. В результате минералогических и геохимических исследований было установлено, что во всех породообразующих силикатах, как первичных (оливин, клинопироксен), так и вторичных (амфибол, серпентин, хлорит) отсутствуют значимые содержания благородных и цветных металлов, а также других редких элементов. Все они концентрируются в первичных рудных минералах.

Наличие в магнетите примеси титана, хрома и магния доказывается присутствием в продуктах распада этого минерала ильменита и шпинели, иногда титанита. В ильменитах и титанитах отмечается примесь хрома и ванадия. Эти элементы, вероятно, наследуются новообразованными минералами из первичного магнетита.

Fe-Ni-Co сульфиды (кобальтовые виолариты) образуют пятна и отдельные зоны в первичном пирротине или находятся с ним в сростках. Установлены также полные псевдоморфозы виоларитов по кобальтовым пентландитам. Эти факты свидетельствуют, что в рудах проявления Озерное первичные Ni-Co минералы, представленные, вероятно, рядом пентландит ($Ni_5Fe_4S_8$) – кобальт-пентландит (Co_9S_8) имели довольно широкое распространение. Большая часть Fe-Ni-Co сульфидов, имеющих состав маложелезистых кобальтовых виоларитов, образует самостоятельные минеральные выделения и отмечается в тесной ассоциации со вторичными рудными минералами и силикатами, чаще всего с магнетитом и халькопиритом поздней генерации, а также серпентином. Учитывая, что все первичные сульфиды меди и железа, а также цинка (халькопирит, пирротин, кубанит, борнит, сфалерит) имеют постоянную примесь кобальта и никеля и, в то же время, эти же сульфиды в новообразованных минеральных ассоциациях (с магнетитом поздней генерации, серпентином, хлоритом) стерильны в отношении элементов-примесей, можно утверждать, что процессы серпентизации приводят не только к перераспределению, но и к повышению концентрации минералов кобальта и никеля в рудах.

Минералы платиновой группы могут встречаться в разных минеральных ассоциациях, вероятнее всего, формирующихся на разных этапах длительной и сложной эволюции процессов рудообразования [6]. Тем не менее, в изученных нами пробах практически все минеральные образования благородных металлов ассоциируются с халькопиритом поздней генерации и серпентином и залегают трещинки в той или иной степени измененных первичных силикатах. Состав минералов платиновой группы, среди которых преобладают арсениды, а также имеются соединения с Bi, Te и Sb, являются еще одним свидетельством относительно позднего образования платиноидов, когда накапливаются наиболее энергетически выгодные и устойчивые соединения благородных металлов. Вышесказанное относится также к золоту и серебру, которые обнаруживают теснейшую связь с минералами платиновой группы.

По аналогии с Co-Ni минерализацией можно предположить, что низкотемпературные процессы, связанные, прежде всего, с серпентизацией пород привели не только к перераспределению благородных металлов, но и к их концентрации.

Для проверки этого предположения был выполнен микроэлементный анализ концентратов серпентина и магнетита методом HR/ICP-MS.

Смысл выделения концентратов этих минералов заключался в том, что, судя по микронзондовым исследованиям, минералы благородных металлов, также как и Co-Ni сульфидов, ассоциируются с серпентином и новообразованными рудными минералами. Если это верно, то по крайней мере некоторые пробы серпентина и магнетита (к сожалению, невозможно выделить в чистом виде магнетит поздней генерации) должны быть обогащены благородными металлами и редкими металлами группы железа, микровключения которых могут сохраниться в продуктах магнитной и гравитационной сепарации.

В результате было установлено, что в отдельных пробах серпентина в сравнении с породой отмечается повышение содержания палладия, кобальта и никеля. В магнетите в сравнении с породой возрастают концентрации платины, палладия, кобальта, никеля и золота. В электромагнитной фракции (после отделения из протоочки магнитных минералов) содержания элементов в основном такие же, как и в породе в целом.

Расчеты коэффициентов парной корреляции значимых для изучаемых руд элементов показывают, что наблюдается обычная для сульфидных медно-благороднометалльных руд положительная корреляция золота и серебра с медью. В то же время корреляция элементов группы платины с медью отсутствует, как отсутствует корреляция элементов и внутри платиновой группы. Обращает на себя внимание относительно высокое значение коэффициента корреляции палладия с серебром, платины с золотом и никеля с медью и всеми благородными металлами. При положительной корреляции титана с ванадием отчетливо виден антогонизм этих элементов с медью и благородными металлами.

Расчет коэффициентов парной корреляции между элементами в продуктах магнитной сепарации пород (серпентина и магнетита) свидетельствует, что отмеченные выше связи при низкотемпературном изменении руд в целом сохраняются.

Приведенные выше данные подтверждают ранее полученные результаты сотрудниками Ямальской горной компании, указывающими на отсутствие явной связи между платиноидами и сульфидами меди. Относительно высокая степень корреляции никеля со всеми благородными металлами может указывать на то, что не только сульфиды меди, как это установлено для большинства платинометаллических объектов в базит-ультрабазитовых комплексах, но и сульфиды, содержащие никель (прежде всего пентландиты), могут концентрировать значительное количество платиноидов. Отсутствие корреляции платины с палладием может быть свидетельством того, что механизмы концентрации этих элементов при рудогенезе имеют определенные различия.

Литература

1. Котельников В.Г., Романова Н.В. Новый тип медного платино-золото-палладиевого оруденения на восточном склоне Полярного Урала/ Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. IV. Сыктывкар: Геопринт, 2004, с. 40–42.
2. Малых О.Н. Новый тип платинометаллического оруденения на территории Полярного Урала // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. IV. Сыктывкар: Геопринт, 2004, с. 58–61.
3. Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазитах Войкаро-Сынинского массива на Полярном Урале/ С.К. Кузнецов, В.Г. Котельников, С.А. Онищенко, В.Н. Филиппов// Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, № 5. 2004. С. 2–4.
4. Состав и распределение минералов благородных и редких металлов в породах рудопроявления Озерное (Полярный Урал) / А.М. Пыстин, Ю.И. Пыстина, В.В., Терешко и др. // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 210–211.
5. Некоторые особенности минералогии рудных минералов Cu-Pd-Pt-Au проявления Озерное на Полярном Урале / Ю.И. Пыстина, С.А. Онищенко, В.В., Терешко // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 211–213.
6. Минералы благородных металлов: Справочник. М.: Недра, 1986. 272 с.

Кимберлитоподобные брекчии Костомукшского рудного района**Раевская М.Б., Горьковец В.Я., Попов М.Г.**Институт геологии, КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: gorkovet@krc.karelia.ru

Высококалийевые щелочные ультраосновные породы на Костомукшском железорудном месторождении впервые были обнаружены при изучении особенностей геологического строения месторождения (Чернов В.М., Инина К.А. и др., 1960 г), в том числе и содержащие псевдоморфозы по лейциту [3]. Позже эти породы были определены как лампроиты [2], а на основании находки алмазов в эксплозивных брекчиях в качестве перспективного было выделено Костомукшское лампроитовое поле (Журавлев В.А. и др., 1994 г).

В опубликованной и фондовой литературе неоднократно упоминались встреченные в пределах Костомукшского рудного поля брекчии кимберлитового и лампроитового состава без конкретного их описания и характеристики петрохимических особенностей содержащихся в них минералов-спутников алмазов.

В последние годы в карьере Костомукшского железорудного месторождения обнаружены две диатремы. Одна из них, найденная в 2005 г., имеет около 200 м в диаметре и сложена кимберлитоподобными брекчиями. Брекчии мелко- и среднеобломочные. Они состоят из ксенолитов вмещающих лопийских пород и включений оталькованных глубинных гипербазитов, сцементированных магматической существенно флогопитовой породой.

Включения гипербазитов резко преобладают (их количество достигает иногда 50%). В основном они имеют округлую форму, реже угловатую. Их размер варьирует от нескольких миллиметров до 5 см.

Глубинные гипербазиты включений полностью замещены тонкозернистым тальком с небольшой примесью серпентина и септохлорита. В них присутствует тонкозернистая (менее 3 микрон) вкрапленность пентландита. На контакте включений гипербазитов с цементом образовалась реакционная кайма шириной до 2 мм.

Угловатые ксенолиты лопийских пород имеют уплощенную форму. Их размер достигает 7×15 см.

Цементирующая порода состоит более чем на 60% из тетраферрифлогопита и продуктов кристаллизации стекла (около 20%). В небольших количествах встречаются карбонат, калиевый рихтерит, прайдерит, апатит, стронциевый апатит, монацит, хромдиопсид, пироп, хромшпинелид, пирротин, нацелозамещенный оливин.

По минеральному составу и химизму рассматриваемые породы соответствуют кимберлитам II группы- слюдястым кимберлитам (оранжитами). Минералогические исследования кимберлитоподобных брекчий были проведены Ю.Л. Крецером и Н.С. Рудашевским с использованием электроимпульсного метода разрушения породы, гидросепаратора HS-II, микроанализатора Camscan-40V и спектрометра Link AN-10000. Примененная оригинальная методика получения тяжелых концентратов позволила достаточно полно выделить акцессорные минералы и обнаружить характерный набор минералов-спутников алмаза. Полученные данные по их химизму являются важной характеристикой рассматриваемых пород.

Гранаты. Фиолетовые магнезиальные ($MgO=23,38-24,88\%$) гранаты (Ан.1-7) являются высокохромистыми ($Cr_2O_3=5,26-5,85\%$), низкокальциевыми ($CaO=2,59-2,80\%$) и низкожелезистыми ($100 \cdot Fe^{2+}/Fe^{3+}/Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mg=11,8-13,2\%$) пиропами (рис. 1), соответствующими гранатам группы 10 по классификации Стефенсона и Доусона [1]. По классификации Н.В.Соболева [2], а также предыдущих авторов, такие гранаты типичны для стростков с алмазами и включений в алмазах и относятся к гарцбургит-дунитовому парагенезису.

Хромшпинелиды в основном относятся к изоморфному магнезиальному ряду магнохромит (Ан. 14-19) – алюмохромит (Ан. 20-23) – хромпикотит (Ан. 24, 25. Рис.2). Одно зерно (Ан. 26) является субжелезистым алюмохромитом, а другое (Ан. 27) – железистым алюмохромитом членом ряда железистый хромит-магнетит (рис. 2). Магнохромиты с содержанием Cr_2O_3 более 60% относятся к гарцбургит-дунитовому парагенезису. А магнохромит (Ан. 14) с содержаниями $Al_2O_3=6,62\%$, $Cr_2O_3=63,30\%$, $TiO_2=0$ и

величиной отношения $100 \cdot \text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{2+} + \text{Mg} = 28,1$ по классификации Н.В.Соболева [2] соответствует хромитам – включениям в алмазах или образующим сростки с алмазами. Магнохромит (Ан. 15) имеет сходный состав с предыдущим. В нем несколько завышено содержание $\text{Al}_2\text{O}_3 = 7,37\%$. Магнезиальные алюмохромиты (Ан. 20-23) с содержанием $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 45,91-58,92\%$ обычны в перидотитах глубинных включений, иногда содержащих алмазы. Магнезиальные хромпикотиты красного цвета (Ан. 24, 25. Рис.2) характеризуется высоким содержанием $\text{Al}_2\text{O}_3 = 35,16-40,64\%$ и низким $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 29,97-33,92\%$. Охарактеризованные выше хромшпинелиды мы относим к первичным, а субжелезистые хромпикотиты черного цвета, образующие каймы вокруг красных хромпикотитов, считаем вторичным.

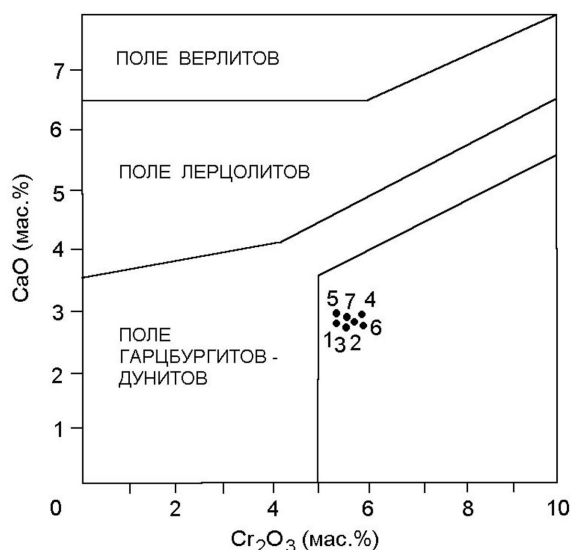


Рис.1. Диаграмма $100 \cdot \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} - \text{SiO}_2$ для лампроитовых пород Костомукши:

- – лампроиты магнезиальной серии;
- Δ – лампроиты железистой серии.

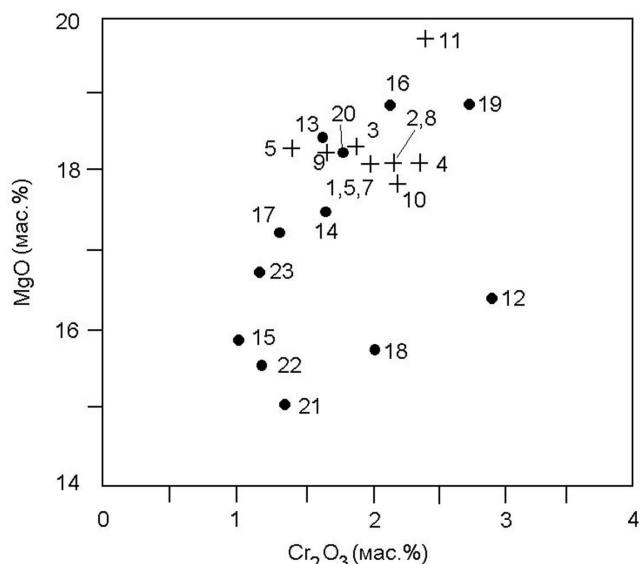


Рис.2. Диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MFT}(\text{MgO} / \Sigma \text{FeO} + \text{TiO}_2)$ для калиевых пород по С.М.Саблукову [11]:

- ◇ – «примитивная мантия»;
- – «деPLETED мантия»;
- – лампроиты магнезиальной серии Костомукши

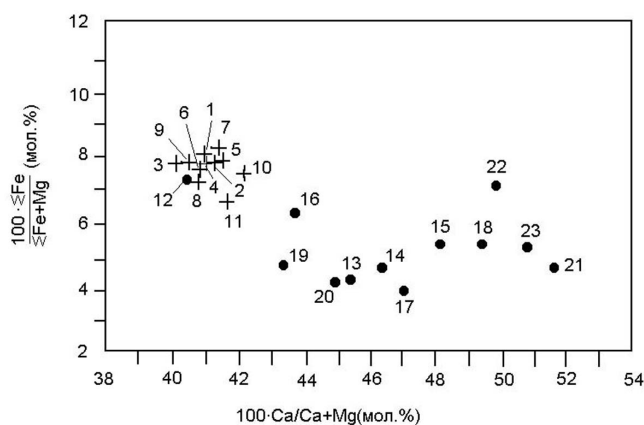


Рис.3. Диаграмма $\text{MgO} - \Sigma \text{FeO} + \text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ (масс.%) для лампроитовых пород Костомукши:

Линиями показаны тенденции изменения составов кимберлитов Al и Fe-Ti серий и лампроитов 3.Австралии по С.М.Саблукову [12].

Точки – лампроиты магнезиальной серии Костомукши

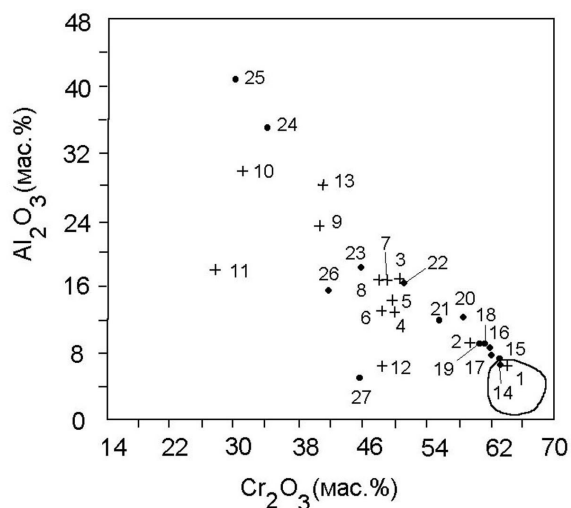


Рис.4. Диаграмма $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ для пород ультракалиевой серии:

- Δ – мелноитовые кимберлиты;
- – лампроиты магнезиальной серии Костомукши

Клинопироксены ярко-зеленого цвета, магнизиальные ($MgO=15,09-18,91\%$) с повышенным содержанием Cr_2O_3 . В их составе отсутствует примесь K_2O . По величине отношения $100 \cdot Ca/Ca+Mg$ клинопироксены разделяются на две группы (рис. 3, 4) субкальциевые (Ан. 12, 16, 19) и кальциевые (Ан. 13-15, 17, 18, 20-23).

В субкальциевых клинопироксенах (рис. 4) отмечается высокое содержание $Cr_2O_3=2,19-2,92\%$. Малая величина отношения $100 \cdot Ca/Ca+Mg=40,3-43,18$ свидетельствует о высокой температуре их образования, порядка $1200-1100^\circ C$ [2]. Эти клинопироксены (Ан. 12, 16, 19) по классификации Стефенсона и Доусона [1] соответствуют группе 6 юритовые диопсиды.

Кальциевые клинопироксены (Ан. 13-15, 17, 18, 20-23) имеют широкие вариации химического состава (рис. 3, 4). Величина отношения $100 \cdot Ca/Ca+Mg=44,9-51,6$ соответствует умеренной и низкой температуре их кристаллизации в интервале $1050-850^\circ C$ [4]. По химическому составу они соответствуют хромдиопсидам группы 5 и частично приближаются к юритовым диопсидам группы 6 по классификации Стефенсона и Доусона. Такие клинопироксены обычно для кимберлитов и лампроитов, где они происходят за счет дезинтеграции перидотитов и пероксенитов. По классификации Н.В.Соболева [4] клинопироксены, имеющие следующие химический состав $100 \cdot Ca/Ca+Mg=45,1-48,6$, $100 \cdot \Sigma Fe/\Sigma Fe+Mg=3,5-6,7$, $Cr_2O_3=0,69-3,54\%$, $Al_2O_3=1,5-3,14\%$, $MgO=15,3-17,3\%$, $CaO=17,5-22,1\%$, $Na_2O=1,31-3,33\%$ встречаются в виде включений в алмазах или сростков с алмазами. Этим требованиям соответствуют хромдиопсиды анализов 13-15,7 (рис. 3, 4). Все клинопироксены относятся к ультраосновному парагенезису.

Таким образом кимберлитоподобные брекчии содержат минералы-индикаторы, характерные для высокоалмазоносных кимберлитов II разновидности – оранжитов.

Вторая диатрема, фрагмент которой имеет овальную форму и достигает 15 м по длинной оси сложена крупнообломочными брекчиями, состоящими на 90% из округлых и эллипсоидальных фрагментов серпентинитов по гранатовым дунитам размером до 16×30 см. Гранат в них нацело замещен тонкозернистым агрегатом хромшпинелида и хлорита, в виде микровкрапленности присутствуют миллерит, самородное серебро, сернистое серебро, хромдиопсид и хромшпинель.

Для хромшпинелидов второй диатремы характерны значительные колебания большинства окислов (Cr_2O_3 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO) (рис. 2). Эти хромшпинелиды относятся в основном к магнизиальному изоморфному ряду магнхромит (Ан. 1, 2) – алюмохромит (Ан. 3-8) – хромпикотит (Ан. 9-10) и лишь одно зерно (Ан. 12) – железистый алюмохромит относится к ряду железистый хромит-магнетит. Магнхромиты ($Cr_2O_3 > 60\%$) (Ан. 1, 2) относятся к гарцбургит-дунитовому парагенезису. Их разновидность (Ан. 1) с содержанием $Cr_2O_3=63,60\%$, $Al_2O_3=6,01\%$ и величиной отношения $100 \cdot Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg=20,8$ по классификации Н.В.Соболева [4] соответствует хромитам – включениям в алмазах или образующим сростки с алмазами (рис. 2). Магнизиальные алюмохромиты ($Cr_2O_3=48,25-50,44\%$) встречаются в мантийных ультрабазитовых включениях, иногда содержащих алмазы. Магнизиальные хромпикотиты красного цвета (Ан. 9,10) имеют высокое содержание Al_2O_3 и низкое Cr_2O_3 (рис.2). Перечисленные выше хромшпинелиды являются первичными. Вторичные хромпикотиты развиты или в виде каймы (Ан. 11) вокруг первичных хромпикотитов красного цвета (Ан. 10), или образуются при замещении граната келифитом (Ан. 13).

Находка кимберлитоподобных брекчий(оранжитов) с высокобарическими минералами-спутниками алмаза, петрохимические особенности которых аналогичны таковым минералов-спутников в высокоалмазоносных кимберлитах, является убедительным доводом в пользу возможности выявления в Костомукшском рудном районе промышленных месторождений.

Литература

1. Дж.Доусон. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300с.
2. Проскуряков В.В., Увадьев Л.И., Воинова О.И. Лампроиты Карело-Кольского региона, Изв. АН СССР, т. 314, № 4.
3. Раевская М.Б., Горьковец В.Я. Дайковый комплекс щелочных-ультраосновных пород района Костомукшского железорудного месторождения. –В кн. Операт.-информ. Матер. За 1977г. Петрозаводск, 1978 г., с. 47–51.
4. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск.: Наука СО, 1974. 264 с.

Проблемы стратиграфии палеопротерозоя Фенноскандинавского щита

Робонен В.И.¹, Голубев А.И.¹, Коровкин В.А.², Филиппов Н.Б.³

¹ Институт геологии Кар НЦ РАН, Петрозаводск, golubev@krc.karelia.ru

² СЗ ГГП «Севзапгеология», Санкт-Петербург

³ ГГУП «Минерал» Санкт-Петербург

Стратиграфия является основой геологической деятельности. Ее задачей является требуемое (в зависимости от масштаба исследований) расчленение разреза и корреляция выделенных его частей. Стратиграфический кодекс регламентирует создание местной, региональной и общей (планетарной) шкал. В докембрии критерием региональных и общих подразделений является историко-геологическая этапность и/или данные изотопного возраста. Наряду с этим кодекс рекомендует выбор фиксированных точек («Золотых гвоздей») на участках согласного залегания осадочных или вулканогенно-осадочных пород. Изотопные датировки являются лишь одним из методов корреляции.

Исходя из этих положений кодекса рассмотрение стратиграфии палеопротерозоя позволяют в качестве таких точек считать за его нижнюю границу окуневскую свиту восточного крыла Шуэзерского синклинория или глубоководную свиту Онежской структуры и их аналоги в других структурах щита.

Верхняя граница определяется несогласным залеганием на свекофеннских образованиях отложений Хогланда с изотопным возрастом кислых вулканитов в его разрезе равным $1638 \pm 3,8$ млн.лет.

Нижняя граница в пределах Шуэзерской структуры не нашла среди исследователей однозначной трактовки. Ее проводят как по окуневской свите в р-не Каллиево-йоки и Хизи–лампи, так и по подстилающим ожиярвинскую свиту конгломератам. Вопрос или проблема для стратиграфии нижнего протерозоя заключается в детальном изучении природы кислых вулканитов ожиярвинской свиты (вулканических и интрузивных образований) и более надежной их изотопной датировки.

Вопрос с выделением горизонтов в ятулийской части разреза похоже нашел наконец решение в выделении сегозерского горизонта и перекрывающего его онежского в составе ятулийского надгоризонта. Вопрос же о нижней границе ятулия и положении сариолийской части разреза пока также проблематичен. Наличие в основании разреза ятулия мощной химической коры выветривания в том числе и на сариолийских конгломератах позволяет считать этот уровень значимым рубежом, тем более что сариолийские (подятулийские) конгломераты представляют собой тиллитоподобные образования характерные для планетарных эпох оледенения.

Следующим проблемным вопросом является граница между суйсарскими и калевийскими образованиями Онежской структуры и вепсием Прионежской структуры, т.е. по крайней мере еще в четырех местах разреза нужны «Золотые гвозди».

Технологии для многоуровневой активации нанougлерода шунгитовых пород

Рожкова Н.Н.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: rozhkova@krc.karelia.ru

Введение

Специфическое взаимодействие между наноструктурными элементами шунгитового углерода (ШУ) и наноразмерными компонентами минеральной фазы проявляется в высоких механических и проводящих свойствах шунгитовых пород и воспроизводится в новых материалах, получаемых с использованием шунгитов: адсорбентах, катализаторах, наполнителях. Нами показано, что оптимальными свойствами характеризуется шунгитовая порода с содержанием углерода ~ 30 вес% и минеральной фазой, представленной преимущественно кремнеземом [1].

Огромные резервы вариации активности ШУ скрыты в его метастабильности, характеризующей перестройкой и модификацией структуры углерода при термообработке и механическом диспергировании [2,3]. Эти процессы являются предметом детальных исследований в настоящее время в связи с нестабильностью свойств порошков, получаемых из шунгитовых пород [4,5].

Шунгитовый углерод основных месторождений Карелии может быть описан общими наноструктурными элементами глобулами и/или их фрагментами, то есть является природным источником ультрадисперсного углерода. Однако, в породе основные структурные элементы (СЭ) углерода связаны и не проявляют свою активность, что отражается в химической инертности шунгитов. Остается актуальной задача увеличения эффективной поверхности составляющих ШУ путем диспергирования, с потенциальной возможностью выделения СЭ шунгитового вещества. Этим объясняется интерес к исследованию пленок, образующихся при высыхании коллоидных растворов наночастиц ШУ, поскольку появляется возможность исследования ряда аспектов агрегации наночастиц с целью установления некоторых особенностей поведения таких наносистем в природных условиях и в современных технологиях [6]. Полученные пленки представляют и самостоятельную ценность, в частности, как модель дезагрегированного шунгитового вещества с особыми физико-химическими свойствами, свидетельствующими о его активации [7].

Практически все используемые в промышленности в качестве адсорбентов, катализаторов и наполнителей природные углеродсодержащие материалы подвергаются предварительной активации путем высокотемпературной обработки в окислительной либо восстановительной среде, озонированию, плазменной и высокочастотной обработке [8]. Однако эффективными способами получения наноуглеродных структур, предлагаемых в настоящее время, являются искусственные технологии, для которых характерна дороговизна, высокие энергопотребление и стоимость технологического оборудования: использование электродуговых установок и гелия (при получении фуллеренов), достаточно высоких давлений, плазмы дугового разряда (получение нанотрубок), детонационный взрыв при синтезе наноалмазов. Этот же подход предложен для получения гиперфуллеренов (полиэдрических наноуглеродных структур) при высокотемпературной обработке шунгитовых пород [4]. Можно вспомнить, что аналогичные полиэдрические наночастицы формируют углеродные цепочки в лидите [9].

Структурная иерархия шунгитового углерода. Наночастицы.

Морфологические особенности углерода играют важную роль в различных процессах и характеризуют его активность, отражая степень и условия агрегации структурных элементов, понижающие активность углерода. Эта связь была проанализирована при изучении механизмов активации углерода шунгитовых пород.

Двухуровневая структурная организация шунгитового углерода, ранее описанная с использованием методов малоуглового рентгеновского рассеяния (МУРР) и атомно-силовой микроскопии (АСМ) [10], была детализирована при изучении пористой структуры ШУ с помощью малоуглового рассеяния нейтронов (МУНР) [11]. Первый уровень (характерный радиус частиц > 100 нм) соответствует глобулярным агрегатам ШУ, описанным с помощью АСМ. Более мелкие частицы (с характеристическим радиусом ~ 10 нм), соответствующие структурному уровню II, формируют открытые (доступные для D_2O) и закрытые поры. Поры на уровне II обладают внутренней фрактальной структурой, образованной из частиц с размерами, лежащими за пределами разрешения МУНР, ~ 1 нм.

Минимальный структурный элемент ШУ (~ 0.51 нм) обнаружен с помощью МУРР [10]. В дальнейшем для проверки гипотезы о структурной организации ШУ были выделены его СЭ (Молекулярная масса ~ 284 m/z) и определены их специфические свойства.

Особенности взаимодействия наноуглерод-вода в водных дисперсиях шунгита было исследовано с помощью метода ЯМР с импульсным градиентом магнитного поля и метода ЭПР спиновых меток на замороженных дисперсиях. В разбавленных водных растворах фуллеренов и наночастиц ШУ обнаружены признаки существования как гидрофобных полостей, заполненных водными кластерами (микрофазы воды) с тонкой структурой, так и полярных участков на поверхности, координирующих молекулы воды (метод ЭПР). Данные ЯМР с импульсным градиентом магнитного поля, полученные на пастах наночастиц ШУ, показали присутствие двух фаз воды, отличающихся коэф-

фициентами диффузии. Соотношение связанной и объемной воды составляет 0,06/ 0,94, время обмена между этими состояниями воды составляет 5 мсек [12]. Эти результаты в целом согласуются с наблюдаемыми для наночастиц ШУ особенностями спектра ЯМР ^1H . Сложная форма линии говорит о суперпозиции двух сигналов: пик при 0.40 ppm связан с водными комплексами на СЭ, а второй пик – с адсорбированной объемной водой. Расстояние от атомов углерода в СЭ до атомов водорода составляет ~ 0.8 нм по данным метода кросс-поляризации СЭ размером менее 1 нм, имеющие изогнутую форму «чашки», определяют дифильность свойств ШУ и его взаимодействие с водой. Подвижность СЭ объясняет метастабильность ШУ и широкий диапазон его физико-химических свойств [13].

Наши наблюдения согласуются с теоретическими данными последних лет, предложенными для фуллеренов и нанотрубок. Было показано, что деформированные, некопланарные структуры, отличающие фуллерены и нанотрубки от графитов, должны предопределять высокую реакционную способность фуллереновых структур [14].

Модификация структуры и свойств шунгитового углерода

Методами адсорбционных и структурных исследований определено развитие пористости в ШУ, активированным паром, озоном и переведенным в водные дисперсии. Подтверждается также ранее полученный размер СЭ и его роль как активного фрагмента ШУ. Микро- и мезопористость (2-50 нм) в ШУ преимущественно росла при активации паром, тогда как ультра-мезопористость (0.4-0.7 нм) развивалась при озонировании [15].

Определены размеры рассеивающих структурных элементов: 2.6 нм, 4.5-5.8 нм и 25.0-26.5 нм. Если рассматривать рассеивающие элементы как поры, формирующиеся при озонировании, то их размеры хорошо согласуются с данными, полученными адсорбционными методами. Практически неизменное значение фрактальной размерности (D) при озонировании подтверждает неизменность открытой пористости, тогда как активация паром приводит к появлению объемной сетки пор (изменение D от 2.2 до 1.8), пронизывающей структуру ШУ (табл.1). На дифрактограмме всех модифицированных образцов ШУ увеличивается интенсивность сигнала при $2\theta_{\text{Br}}=17.40^\circ$ (0.51 нм).

Пленки, полученные из стабильных водных дисперсий шунгита [16], представляют собой совокупность скоплений частиц, фрагментарно образующих сетки. Наиболее характерные размеры кластеров, формирующих структуру пленки, составляют – 7.7 нм и >30.1 нм (табл.1).

Таблица 1. Размеры структурных элементов модифицированного ШУ, определенные методом МУРР

Образцы и условия съемки	Фрактальная размерность, D	СЭ нм	Размер структурного элемента, нм
Шунгит исходный	2.2	0.51	4.5-6.0, 13.0; ≥ 30.2 ;
озонирован	2.19	0.51	0.39, 2.6, 4.5-5.8, 25.0-26.5
Активация H_2O	1.88	0.51	0.39, 2.2, 4.5-5.2, 30.5
Актив. $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	1.740	0.51	2.2, 4.5-5.2, 25.0-26.5
Водная дисперсия		Второй слой	7.7; >30.1

Активация свойств шунгитового углерода

Для исходного шунгитового углерода (ШУ) характерна мезопористая структура с преобладанием пор размером 10-50 нм. После озонирования наряду с ростом общего количества мезопор наблюдается значительный рост микропор, в том числе, с диаметром менее 0,4 нм. Суммарный объем микро- и мезопор увеличивается более чем в 2 раза и достигает $0,07 \text{ см}^3/\text{г}$. Количество микропор, рассчитанное по адсорбции воды для ШУ, после озонирования в 3-4 раза превышает исходную величину, по адсорбции CO_2 – в 6 раз. Наряду с ростом полярных свойств поверхности, по-видимому, имеет место хемосорбция CO_2 . Полученные результаты представлены в табл. 2.

Показано, что синтетический фуллерен и ШУ проявляют одинаковую селективность в термоллизе бензилфенилового эфира (БФЭ) в присутствии тетралина. Пленка, осажденная из водной дисперсии ШУ, позволяет увеличить константу скорости реакции дегидрирования тетралина в десять раз по сравнению с исходным шунгитом [17].

Таблица 2. Изменение пористости шунгита I (Шуньга) при озонировании

Образцы	Ультрамикропоры, Удельная поверхность, м ² /г /объем, см ³ /г	Микропоры, Удельная поверхность, м ² /г /объем, см ³ /г	Мезопоры, Удельная поверхность, м ² /г /объем, см ³ /г					Общая пористость Удельная поверхность, м ² /г /объем, см ³ /г	Параметры пор, рассчитанные по:	
			Диаметр пор, нм						БЭТ*	Д-Р **
			<0,4	0,4-2	2-3	3-5	5-10			
Ш-I исх	8/ 0.003	11/ 0.004	1.4/ 0.001	2.0/ 0.002	1.8/ 0.005	1.7/ 0.016	6,9/ 0,024	25,9/ 0.031	11/ 0.004	13/ 0.005
Ш-I Озон	53/ 0.020	8/ 0.003	3.4/ 0.002	3.7/ 0.005	5.8/ 0.016	2,9/ 0,028	15.8/ 0.051	76.8/ 0.074	14/ 0.005	60/ 0.023

По сорбции * С₆H₆ **СО₂, по методу Дубинина-Радушкевича (Д-Р).

Колебательная кинетика образования СО₂ при озонировании и отсутствие СО в продуктах реакции указывают на особую структуру и состав каталитически активных центров поверхности ШУ. Аперриодичность колебаний можно объяснить наличием внутридиффузионного торможения, связанного с особенностями морфологии ШУ. Особенность не проявляется при старении порошка шунгита [18].

С использованием метода ЭПР спиновых меток показано, что активность наноуглерода в водных дисперсиях меламинаформальдегидной смолы способствует увеличению подвижности полимерных звеньев смолы и однородности распределения компонентов композиции на уровне 2 нм [19].

Полученные результаты подтверждают активацию наноструктурных элементов шунгитового углерода и позволяют объяснить многофункциональность свойств и активность порошков шунгитовой породы (содержание углерода ~ 30 вес.%) в качестве наполнителя различных полимеров [20,21]. Т.е. именно ШУ улучшает перерабатываемость и технологические свойства полимеров различных типов благодаря более однородному распределению ингредиентов в полимерных композиционных материалах. Его кинетическая активность проявляется в регулировании реологических свойств полимерных смесей, что позволило получать большие степени наполнения и придать новые свойства традиционным материалам, например, получены твердые резины. С увеличением концентрации ШУ наблюдается рост твердости и сопротивления раздиру резин, что свидетельствует о формировании наноуглеродной сетки в полимерной матрице [22].

Выводы

Активация и высвобождение наноструктурных элементов шунгитового углерода происходит в процессе переработки шунгитовых пород, что не требует высоких температур и энергий в отличие от искусственных наноуглеродных материалов.

Для получения высоких воспроизводимых свойств шунгитосодержащих материалов необходима стабилизация наноструктурных элементов шунгитового углерода с учетом его двухуровневой организации.

Работа выполнена при поддержке Министерства экономики РК N29-07.

Литература

1. Rozhkova N.N. Shungite-a carbon-mineral filler for polymeric composite materials//Composite Interfaces, 2000, V. 8, № 3,4, P. 307.
2. Kovalevski VV, Rozhkova NN, Zaidenberg AZ, Yermolin AN. Fullerene-like structures in shungite and their physical properties. Mol. Mat.1994; 4: 77—80.
3. Zaidenberg A.Z, Rozhkova N N., Kovalevski V.V., Lorents D C., Chevallier J. Physical chemical model of fullerene-like shungite carbon//Mol Mat. 1996.V8. P.107—110.
4. Ковалевский В.В. Автор. Дис. д.г-м.н. Углеродистое вещество шунгитовых пород: структура, генезис, классификация. 2007.Сыктывкар. 38 с.

5. Рожков С.П., Ковалевский В.В., Рожкова Н.Н. Фуллеренсодержащие фазы, получаемые из водных дисперсий наночастиц углерода. // Журн. физ. химии, 2007, т.81, N 5, с.1–8.
6. Rozhkova NN, Golubev EA, Siklitsky VI, Baidakova MV. Shungite as aggregates of carbon nanoparticles. // Extended abstracts, Conference on carbon, Oviedo, 2003, P. 104–107(CD).
7. Rozhkova, N.N. Complex study of carbon nanoparticles in aqueous dispersions. // The First International Nanocarbon Workshop Hayama, Japan, 2005, 23–25.
8. Емельянова Г.И., Горленко Л.Е., Лунин В.В., Рожкова Н.Н., Янковская А. Нетрадиционные методы модифицирования свойств углеродсодержащих материалов / Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.9. Петрозаводск, 2006. С.140–144.
9. Zaidenberg A.Z., Kovalevski V.V., Rozhkova N.N., Spheroidal fullerene-like carbon in shungite rock, Proc. of the ECS Fullerene Symposium, Reno, NJ, May 21–26, 1995, с.24–27.
10. Рожкова Н.Н., Голубев Е.А., Сиклицкий В.И., Байдакова М.В. Структурная организация шунгитового углерода. // Ред. П.А. Витязь и др. // Сб. Фуллерены и фуллереноподобные структуры. Мн.: ИТМО БАН. 2005. С. 100–107.
11. Avdeev, M.V., Tropin, T.V., Aksenov, V.L., Rosta, L., Garamus, V., Rozhkova, N.N. Pore structures in shungites as revealed by small-angle neutron scattering // Carbon. 2006. V 44, N9. P. 54–61.
12. Рожков С.П., Рожкова Н.Н., Волков В.И. Исследование особенностей гидратации фуллеренов и наноструктур шунгитового углерода методами магнитного резонанса // Матер. II Российского совещания «Органическая минералогия». Петрозаводск. 2005. с. 159–161.
13. Rozhkova NN, Griбанov AV, Khodorkovskii MA. Water mediated modification of structure and physical chemical properties of nanocarbons. // N/Diamond Relat. Mat., 2007 в печати.
14. Ellison M.D., Good A.P., Kinnaman C.S., Padgett N.E. Interaction of water with single-walled Carbon nanotubes: Reaction and adsorption. // J. Phys. Chem. B, 2005. V109, P. 10640–10646.
15. Рожкова Н.Н., Емельянова Г.И., Горленко Л.Е., Лунин В.И. Шунгитовый углерод и его модифицирование. // Рос. Хим. Ж. 2004. Т. XLVIII. N5. С. 107–115.
16. Рожкова Н.Н., Рожкова В.С., Емельянова Г.И., Горленко Л.Е., Лунин В.И. Стабилизация водных дисперсий нанокластеров шунгитового углерода // Сб. научных трудов «Фуллерены и фуллереноподобные структуры в конденсированных средах». – Минск. – 2006. С. 63–68.
17. Григорьева Е.Н., Рожкова Н.Н. Поведение шунгитового углерода в реакциях моделирующих термические превращения угля / ЖПХ, 2000. Т.73, вып.4. С. 600–605.
18. Емельянова Г.И., Горленко Л.Е., Тихонов Н.А., Рожкова Н.Н., Рожкова В.С., Лунин В.В. // Ж. физ. химии. 2004. Т.78, №7. С. 1232–123.
19. Rozhkova N.N., McQueen D. Multifunctionality of shungite carbon nanoparticles in water soluble polymer composites / Abstracts of the 7th Biennial International Workshop IWFAС'2005 2005, St Petersburg, Russia, P.301.
20. А.с.1210441, МКИ3 C08L61/10, C08 K3/04, Полимерная пресс-композиция / - СССР №3738664, 1984.
21. А.с.1637292, МКИ5 C08L23/06, C08 K13/08, Состав для антистатического покрытия беговой поверхности лыж / - СССР №4162343/23-05(111339), 1988.
22. Rozhkova N.N., Role of Fullerene-like Structures in the Reactivity of Shungite Carbon as Used in New Materials with Advanced Properties / E. Osawa (ed.) in Perspectives of Fullerene Nanotechnology, Dordrecht: Kluwer Academic Pub. 2002, P. 237–251.

Сумий-сариолийские породы и некоторые проблемы генезиса докембрийских пород

Романько А.Е., Савичев А.Т. Степанов С.С.

Геологический институт (ГИН) РАН, г. Москва

Большие успехи в изучении сумий-сариолийских (лаппонийских) изверженных пород Балтийского (Фенноскандского) щита, в том числе в их геохронологическом датировании (Балашов, Митрофанов, Баянова, Амелин и др.) позволили скоррелировать крупные расслоенные, существенно габброноритовые интрузивные массивы с промышленным Cu-Ni-PGE (Cr, Fe, V, Co) оруденением с аналогами Скандинавии (2.44 млрд. лет), Шотландии (2.42 млрд. лет) Канады (2.473 и 2.446 млрд. лет) и Гренландии, а позднее – Австралии, Южной Африки (Великая дайка Родезии – 2.46 млрд. лет), Антарктиды и т.д. (Crawford et al., 1989; Alapieti et al., 1990; Condie et al., 1994; Neaman, 1997; Boily & Dion, 2002). Ассоциирующие с указанными габброноритовыми, лерцолит-

габброноритовыми расслоенными интрузивами высококремнеземистые (в оригинале упомянутый термин предложен для архейских пород) или бонинитоподобные (БП) преимущественно сариолийские вулканы зон Пана-Куоляярви, Кумса, Печенга, возраст 2.33-2.39-2.43 млрд. лет) обнаруживают и геохимическое сходство. Замечательные многочисленные изотопные характеристики – Sr^{87}/Sr^{86} (I_{sr}), ниже 0.7045, в том числе и показательное низкое 0.7026, и умеренно отрицательный ϵNd , до -2.5 (Bayanova et al., 2000), вместе с геолого-петрогеохимическим анализом выявили очевидную мантийную природу исследуемых образований, подверженных умеренной контаминации, по-видимому, на глубине свыше 660 км, в нижней мантии.

Крупнейшие магматические провинции мира на рубеже архей/протерозой связывают с мощным тектонотермальным событием (распадом позднеархейского суперконтинента, изменением магнитного поля Земли, диссипацией мантийных плюмов, плотностным коллапсом ядра с выделением тепла и т.д.). Столь мощный магматизм вблизи рубежа архей/протерозой сопоставляют с катастрофическим излиянием траппов, меловым магматическим пиком и т.д.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 03-05-64805).

О перспективах выявления благороднометалльных объектов в беломорском комплексе пород

Ручьев А.М.

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: ruchyov@krc.karelia.ru

На территории Карелии в беломорском комплексе пород выделяется совокупность гетерогенных геологических образований, отвечающая области распространения чупинской и хетоламбинской толщ (свит) беломорид. Она интерпретируется как позднеархейский рифтогенный энсиалический Беломорский зеленокаменный пояс (БЗП), подвергшийся повторному раннепротерозойскому рифтингу.

В результате исследования гнейсов чупинской толщи, сопоставляемой с терригенными отложениями верхней части обобщенного разреза позднеархейских зеленокаменных поясов (ЗП), получены данные, характеризующие металлогенические процессы преимущественно постседиментационного периода. В совокупности с другими материалами изучения БЗП они позволяют в первом приближении оценить перспективы выявления благороднометалльных рудных объектов.

Метаморфические разновидности гнейсов чупинской свиты, продукты полиэтапного архей-протерозойского (2,9-1,75 млрд. лет назад) эндогенного изменения относительно однородного протолита (рис.), классифицируются на основе представлений о минеральном парагенезисе и минеральной фации.

Гнейсам всех минеральных фаций свойственно повышенное содержание благородных металлов (табл.), обусловленное особенностями протолита и процессами его переработки.

Реликтовый гранат-биотитовый плагиогнейс-1 химически идентичен слабо измененным грауваккам ЗП и, согласно модели смешения, отвечает соотношению вещества кислого (тоналиты) и основного (мафиты, ультрамафиты) источников, свойственному архейской верхней континентальной коре [5]. Протолит с незначительным изменением химического состава преобразован в гнейс-1 в условиях перехода от низкотемпературной области кианит-биотит-ортоклазовой к кианит-биотит-мусковитовой и ставролитовой метаморфической фации (классификация по [4]). РТ-параметры завершения процесса соответствуют палеогеотермическому градиенту 24 град/км, характерному для «старых», с возрастом более 25 млн. лет, литосферных плит.

Гнейсу-1 свойственно высокое среднее содержание благородных металлов (табл.).

Рудные минералы представлены оксидами (рутил, уранинит, оксиды лантаноидов), монацитом, сульфидами (доминируют Ni-пирротин, пирротин, пентландит, халькопирит, в меньшем количестве встречаются аргентит, галенит (Rh до 1,4 масс.%), молибденит (Pt до 2,3 масс.%), сфалерит, арсенипирит) и самородными металлами: железом (нередко со значительными примесями Ni, или Cr, Ni, Dy, или Zn), никелем, свинцом, серебром (Ag – 950-1000 ‰), а также ультрадисперсным золотом: чистым (Au – 1000 ‰) и ртутистым (Au – 924 ‰).

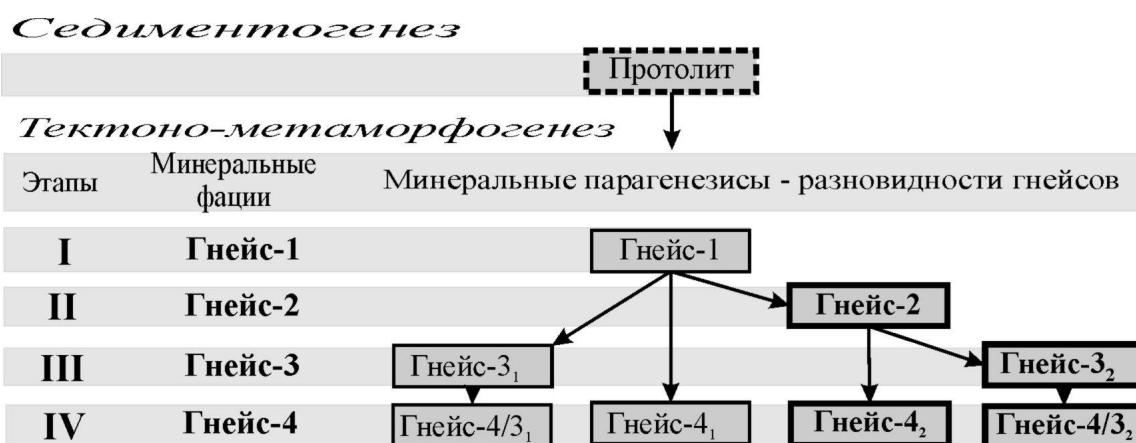


Рис. Схема развития минеральных фаций гнейсов и их метаморфических разновидностей:

Доминирующие разновидности выделены жирным шрифтом; минеральные парагенезисы: гнейс-1 - $9,96\text{Gar}^{26\pm 10}_{72\pm 10} + 20,40\text{Vi}_{37\pm 4} + 34,32\text{Pl} + 34,32\text{Q} \pm \text{Gr} + 0,98$ рудный; гнейс-2 - $2,54\text{Ku} + 10,51\text{Gar}^{30\pm 9}_{70\pm 4} + 24,02\text{Vi}_{38\pm 4} \pm \text{Kfsp} (\text{Ort}) + 26,49\text{Pl} + 35,82\text{Q} \pm \text{Gr} +$ рудный; гнейс-3₂ - $3,41\text{Ku} + 7,00\text{Gar}^{23\pm 4}_{75\pm 4} + 20,74\text{Vi}_{39\pm 4} + 35,80\text{Pl} + 32,68\text{Q} \pm \text{Gr} +$ рудный; гнейсы-4₁, -4₂, -4/3₁, -4/3₂ - $\pm \text{Ku} \pm \text{Gar}^{18\pm 4}_{80\pm 5} + \text{Mu} + \text{Vi}_{46} + \text{Pl} + \text{Q} \pm \text{Gr} +$ рудный. Символы минералов: Vi - биотит, Gar - гранат, Q - кварц, Ku - кианит, Kfsp - калиевый полевой шпат, Ort - ортоклаз, Pl - плагиоклаз, Mu - мусковит, Gr - графит; цифры перед символами - среднее содержание, объемные%; индексы после символов: подстрочные - средний коэффициент общей железистости и его стандартное отклонение, надстрочные - средняя доля пиропового минала в гранате и ее стандартное отклонение

По соотношению палладия, иридия и платины в усредненных спектрах элементов платиновой группы (ЭПГ) гнейс-1 аналогичен подиформным хромититам офиолитовых комплексов и стратиформным (?) хромититам некоторых расслоенных массивов: Стиллуотерского (США, Монтана), горизонты «С», «G»; Бураковского (Карелия), главный рудный горизонт Аганозерского блока).

Таблица. Содержание благородных металлов в гнейсах чупинской свиты

Элемент	Минеральная фация	n	Содержание (X), ppb			
			X _{мин.}	X _{средн.}	X _{макс.}	s
Au	гнейс-1	38	<2	24	149	31
	гнейс-2	31	<2	17	114	20
	гнейс-3	34	<2	51	730	128
	гнейс-4	52	<2	108	4082	565
Pt	гнейс-1	30	<5	37	326	68
	гнейс-2	28	<5	77	283	73
	гнейс-3	25	<5	4	20	5
	гнейс-4	41	<5	13	102	21
Pd	гнейс-1	30	<5	20	432	79
	гнейс-2	28	<5	16	118	22
	гнейс-3	25	<5	5	81	16
	гнейс-4	23	<5	8	46	12
Ir	гнейс-1	20	<5	140	729	209
	гнейс-2	26	5	63	226	61
	гнейс-3	12	<5	43	146	38
	гнейс-4	21	<5	38	222	62

Аналитические методы: пробирный атомно-абсорбционный (ЦНИГРИ, Москва; ИГ КНЦ РАН, г. Петрозаводск); микропробирный нейтронно-активационный ("ЦЛАВ" ГЕОХИ РАН, Москва) и экстракционный атомно-абсорбционный (ИГ КНЦ РАН). n – число образцов; X_{средн.} - среднее арифметическое; s - стандартное отклонение. При расчете статистик, содержание, меньшее чувствительности метода, приравнивалось нулю.

При повышенном среднем содержании хрома (264 ppb) и никеля (157 ppb) в гнейсе-1 основной источник терригенного материала, дающий большую часть халько-, сидерофильных компонентов, должен был иметь ультрамафитовую составляющую. С учетом литофациальных особенностей протолита, закономерностей распределения макро- и микрокомпонентов в породах беломорской

серии, в качестве вероятного объекта-источника указывалась [5] ультрабазит-амфиболитовая ассоциация, входящая в состав хетоламбинской толщи. Недавно в ее амфиболитах отмечены «реликты габброидных структур, признаки расслоенности и обогащенные хромитом уровни» [1, с. 36]; установлена мантийная природа и отсутствие контаминации магматического протолита пород ультрабазит-амфиболитовой ассоциации коровым веществом, гарцбургиты и дуниты отнесены к протоофиолитовому комплексу [6]. Все это позволяет ставить вопрос о влиянии на геохимическую специфику протолита гнейса-1 вещества верхней мантии, выводимого в условиях рифтогенеза на уровень верхней континентальной коры. Граувакки протолита могли содержать продукты разрушения определенных компонентов офиолитов², или (и), с учетом гипотезы флюидно-метасоматической природы хромитов и дунитов, протолиты беломорид еще до метаморфизма первого этапа подвергались воздействию восходящего мантийного флюида (так как осадочным породам ряда ЗП свойственно очень высокое содержание хрома и никеля, необъяснимое с позиций модели смешения [7], возможно, подобная «пропитка» архейских терригенных толщ – явление распространенное).

На первом позднеархейском этапе преобразования протолита привели к возникновению крупного объекта со свойствами базовой рудной формации – одного из возможных при дальнейшем рудогенезе «местного» источника благородных металлов. К завершению этого этапа в гнейсе-1 только ныне сохранившегося объема пород Северокарельского ареала чупинской свиты аккумуляровалось не менее (тыс. тонн): золота – 43, платины – 67, палладия – 37, иридия – 252.

Существенная особенность последующей эндогенной переработки пород – взаимосвязь тектонических и метаморфических процессов. На всех временных этапах и масштабных уровнях структурных преобразований доминировал сдвиговый механизм деформации. Разновозрастными преимущественно вязкими сдвиговыми дислокациями контролировалось развитие метаморфических разновидностей гнейсов. Им свойственны дискретность проявления при региональном распространении, «напечатывание» друг на друга при пересечении и активизации сдвиговых структур, сохранение реликтов ранних пород вместе с более поздними. Роль деформационного процесса в генезисе гнейсов второй, третьей и четвертой минеральных фаций, позволяет рассматривать их в качестве продуктов стресс-метаморфизма³. Его аллохимический характер свидетельствует, что сдвиговые зоны были одновременно и главными каналами флюидного массопереноса.

Установлены: синхронность металло- и петрогенеза; мобильность и индивидуальность поведения благородных элементов при аллохимическом стресс-метаморфизме; наличие признаков их привноса, выноса, перераспределения и аккумуляции с достижением промышленно значимого содержания; контроль локализации благородных металлов генетически взаимосвязанными деформационными и метаморфическими процессами.

На втором позднеархейском этапе эндогенеза происходили полифазные сдвиговые деформации с рассланцеванием пород во всем объеме чупинской толщи. Со стресс-метаморфизмом в условиях повышенного литостатического давления (максимальные РТ-параметры соответствуют метаморфической фации кианит-биотит-ортоклазовых гнейсов) связан главный и, вероятно, единственный в истории БЗП эпизод массового образования кианита в породах второй минеральной фации (гнейсах-2 и малых интрузивных телах тоналитов и трондьемитов). В ходе аллохимического, основного с отчетливо повышенным потенциалом калия, метаморфизма горная порода обогащается графитом (до 2,4 объемн.%). Содержание графита и калия в гнейсе-2 статистически значимо положительно коррелирует. На восстановительные условия, кроме отложения свободного углеродистого вещества, также указывают уменьшение Fe^{3+} при росте содержания Fe^{2+} и возникновение Eu-аномалий.

Гнейсу-2 свойственно высокое среднее (фоновое) содержание благородных металлов (табл., данные по гнейсу-2 отражают преимущественно специфику Восточнослудозерского участка и, с учетом материалов по другим площадям, в отношении золота представляются заниженными применительно к чупинской свите в целом).

В гнейсе-2 кроме рудных минералов, свойственных гнейсу-1, присутствуют: самородные родий (ультрадисперсная фаза в пирротине), титан, медь, цинкистая медь, цинк; ряд минеральных фаз, содержащих висмут, теллур (гессит, теллурувисмутит, майченерит (Pd – 29,29; Pt – 5,35 масс.%) и др.) и глаукоdot. В цирконе обнаружено золото (до 1,86 масс.%).

Возникают зависимости концентрации благороднометалльных, петрогенных, рассеянных элементов и минеральных фаз. Так, например, платина статистически значимо положительно коррелирует с привнесенными калием и рубидием, золото и серебро – с графитом.

В металлогеническом аспекте роль процессов этапа-2 – некоторое изменение потенциала «базовой формации». Относительно гнейса-1 гнейс-2 обедняется в отношении золота на 29%, палладия – на 20%, иридия – на 55% и обогащается платиной на 108%. Так как изучались образцы только «фоновых» пород, лишенных каких-либо макроскопических следов рудогенеза, полученные материалы не дают ответа на вопрос: преобладал «абсолютный» вынос ряда благородных металлов, или их перераспределение в пределах чупинской толщи? В пользу последнего свидетельствуют аккумуляция золота в аксессуарных сульфидах гнейса-2 и наличии в нем участков, обогащенных сульфидами. Однако и в случае «абсолютного» выноса благороднометалльный потенциал гнейсов оставался очень значительным.

Привнос в метатерригенную толщу платины и ряда халько-, сидерофильных компонентов позволяет отметить сходство металлогенического развития чупинских гнейсов и объектов Альпийского (Кемпирсайско-Рай-Изского) и Бушвельдского типов платиносодержащей хромитовой формации, для которых характерна полистадийность благороднометалльного оруденения и наложенный вторичный характер Pt-, Pd-, Rh-минерализации, сингенетичной сульфидным медно-никелевым рудам. Весьма интересен вопрос о подобной минерализации пород, подстилающих и обрамляющих чупинскую толщу.

Минеральные фации, производные третьего и четвертого, свекофеннского (1,96 – 1,75 млрд. лет назад), тектоно-метаморфических этапов, составляют весомую долю гнейсов чупинской толщи. Гнейсы-3, продукт аллохимического (кианитовый тип кислотного выщелачивания) диафтореза в РТ-условиях перехода от кианит-биотит-ортоклазовой к кианит-биотит-мусковитовой и ставролитовой метаморфической фации, локализованы в крупных (мощность – сотни метров, протяженность – до десятков километров) северо-западных, субмеридиональных и субширотных сдвиговых зонах – шовных структурах долгоживущих разломов. Гнейсы-4, образующиеся при аллохимическом (мусковитовый тип кислотного выщелачивания при повышенном потенциале калия и натрия) диафторезе в РТ-условиях кианит-биотит-мусковитовой метаморфической фации, контролируются субмеридиональными и более поздними субширотными сдвиговыми дислокациями, мощность зон которых достигает десятков и сотен метров, протяженность – нескольких километров.

В гнейсах-3, -4 возрастает содержание золота (табл.), в связи с чем отмечается следующее.

Роль свекофеннского эндогенеза в формировании беломорского комплекса существенно больше, чем традиционно предполагается. Выявление крупных свекофеннских субширотных сдвиговых зон делает актуальной ревизию представлений о роли разноэтапных субширотных дислокаций в развитии структуры беломорского комплекса пород.

Диафторез этапов-3, -4 наиболее отчетливо выражен в границах магистральных каналов миграции флюидов – зонах максимальной сдвиговой деформации и дилатансии. В их областях активного динамического влияния менее заметные изменения гнейсов выявляются целенаправленными исследованиями. Это означает, что в процессы перераспределения благородных металлов могли быть вовлечены очень большие объемы пород.

В размещении свекофеннских зон сдвиговых дислокаций и диафторитов проявляется закономерность тектонического наследования ими близких по ориентировке шовных структур этапа-3, породы которых уже были относительно обогащены Au. Пространственная ориентировка также предопределяла активизацию свекофеннских субмеридиональных зон сдвиговых дислокаций и функционирование их в единой динамической и флюидной системе с несколько более поздними субширотными. Известно, «телескопирование», «сопряженное» развитие рудоконтролирующих структур - ситуации металлогенически продуктивные.

Частный вариант локализации золота связан с элементами главного структурного парагенезиса сдвиговых дислокаций - трещинами отрыва, их вещественным выполнением и обрамлением – пегматитами, кварц-мусковитовым комплексом замещения, а также относительно низкотемпературными экзоконтактовыми гнейсами и сланцами-4, которые обогащены рудными компонентами. Свекофеннским диафторитам в областях максимального развития пегматитов свойственно варьировать

щее в диапазоне трех-четырех порядков и достигающее промышленно значимого содержание ультрадисперсного высокопробного (972–988 ‰) золота.

Рудные минералы сланцев и гнейсов-4 (рутил, магнетит, ксенотим, монацит, пирротин, пентландит, халькопирит, молибденит (Pt – до 2,7; Pd – до 1,5 масс.%), сфалерит, галенит; соединения висмута, теллура, сурьмы; минералы палладий-висмутовой системы; самородные железо, медь, цинкостая медь, цинк, олово, свинец, висмут, серебро, золото, родий и др.) формируются в широком температурном диапазоне.

Свекофеннский структурно-метаморфический комплекс по совокупности признаков, в том числе и прямого, выделен в качестве потенциально промышленно золотоносного. Есть данные, указывающие на возможность и значимого золото-платиноидного оруденения.

Постоянство свойств протолита гнейсов чупинской свиты и особенностей его эндогенной переработки позволяет прогнозировать благороднометалльные проявления на площадях Малиноваракского, Плотинского, Тединского, Карельского, Лоушского и др. пегматитовых полей, а также за их пределами, в местах интенсивного проявления свекофеннского эндогенеза. Наложенный «сквозной» характер и металлогеническая специфика тектоно-метаморфических процессов этапов-3, -4 предопределяют необходимость детального исследования их производных также и за пределами распространения чупинских гнейсов, особенно среди образований хетоламбинской толщи, включающей породы ультрабазит-амфиболитовой ассоциации. Выявленные здесь рудные объекты [1], Au-, ЭПГ-несущие зоны изменения амфиболитов и амфиболовых гнейсов, по парагенезису минералов, характеру связи с пегматитами являются, вероятно, изофациальными чупинским гнейсам и сланцам-4.

Характерная черта химического состава гнейсов и сланцев всех минеральных фаций - высокое содержание микрокомпонентов (Au, Ag, Pt, Pd, Ir, Cr, V, Co, Ni, Cu, Zn и др.) и большего, или меньшего количества углеродистого вещества (графит, углеводороды газово-жидких включений, имеющие не биохимическую эндогенную природу). Наличие графита в гнейсе-1 ставит вопрос о возможности конседиментационного накопления углерода при формировании протолита. Аккумуляция углеродистого вещества в гнейсах при их аллохимическом при повышенном потенциале калия преобразовании (возникновение в позднем архее второй и в раннем протерозое четвертой минеральных фаций), а также присутствие в гнейсах многих халько- и сидерофильных металлов в самородной форме – обусловлены действием глубинных восстановленных флюидов. Установлены сингенетичность и закономерная связь содержания графита и благородных металлов в породах. В связи с этим благороднометалльные проявления в гнейсах чупинской толщи предварительно могут рассматриваться в качестве новых и во многом специфичных объектов наиболее близких к классу полигенных месторождений и рудопроявлений полиметальной формации углеродсодержащих пород и продуктов их преобразования (классификация по [2]). Для этой формации характерны «крупнообъемные» месторождения с невысоким содержанием полезного компонента, но большими его запасами. Потенциальная возможность выявления комплексных благороднометалльных объектов этого типа определяет необходимость дальнейшего целенаправленного изучения Западного Беломорья.

Таким образом, БЗП – один из немногих карельских объектов, в которых однозначно установлены пространственно совмещенные проявления неоднократно повторявшегося металлогенеза и неоархейской, и палеопротерозойской золоторудных эпох.

В геодинамическом аспекте, металлогенические процессы в БЗП, вероятно, обусловлены адвекцией мантийного вещества в позднем архее (тектонический режим энсиалического рифтогенеза с признаками начальной стадии трансформации континентального рифта в океанический) и протерозое (режим рассеянного(?) континентального рифтинга).

Своеобразие тектонического и металлогенического развития БЗП позволяет выделить его, как специфичную часть Карельской благороднометалльной провинции, в качестве ее длительно развивавшейся архей-протерозойской рифтогенной Au-ЭПГ субпровинции.

С породами всех минеральных фаций связана сингенетичная рудная минерализация. При некотором различии видового состава и соотношения рудных фаз, общей особенностью является широкий диапазон изменения удельной энергии кристаллических решеток минералов сопутствующих

и продуктивных рудных ассоциаций, свидетельствующий о полноте и завершенности металлогенического процесса на каждом из определенных этапов эндогенеза.

Особенности БЗП во многом уникальны, но вместе с тем вполне отвечают признакам докембрийских геологических обстановок, благоприятных для благороднометалльного рудогенеза. Его территория оценивается как весьма перспективная для целенаправленных работ по выявлению объектов комплексного Au-ЭПГ крупнообъемного оруденения.

Литература

1. Ахмедов А.М., Шевченко С.С., Симонов О.Н., Стехин А.И. и др. Новые типы проявлений комплексной благороднометалльной минерализации в зеленокаменных поясах архея Карело-Кольского региона. // Геология и геодинамика архея // Материалы I Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия 27 – 29 сентября 2005 г. СПб.: «Центр информационной культуры», 2005. С. 34–38.
2. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 735 с.
3. Ефимов А.А. Проблема третьего слоя современных и древних океанов // Литосфера, 2002, № 2, с. 38-53.
4. Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М., Наука, 1979. 263 с.
5. Ручьев А. М. О протолите северокарельских гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2000. С. 33–54.
6. Слабунов А.И., Степанова А.В., Степанов В.С., Бабарина И.И. Серякский мезоархейский протоофиолитовый комплекс Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения // Материалы научной конференции и путеводитель экскурсии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 19–25.
7. Тейлор С.З., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., 1988. 384 с.

Коллизионные швы в раннедокембрийской коре как фактор локализации алмазоносных кимберлитов (на примере севера Восточно-Европейского кратона)

Самсонов А.В.¹, Носова А. А.¹, Ларченко В.А.², Третьяченко В.В.³, Ларионова Ю.О.^{1,4}

¹ ИГЕМ РАН, г. Москва, e-mail:samsonov@igem.ru

² «АЛРОСА-Поморье» АК «АЛРОСА», г. Архангельск

³ ЯНИГП ЦНИГРИ, г. Архангельск

⁴ МГУ, г. Москва

Одним из ключевых направлений в геологии алмазоносных кимберлитов является раскрытие закономерностей их размещения в структурах раннедокембрийской коры. По опыту многолетних исследований, алмазоносные кимберлиты тяготеют к наиболее древним архейским блокам коры, в которых не проявлены постархейские процессы плюмового магматизма, рифтогенеза и коллизии – то есть масштабной эндогенной активности, разрушавшей древние литосферные корни и содержащиеся в них алмазы [1, 2]. Эта гипотеза сохранной архейской литосферы, известная как «правило Клиффорда» или «правило архонов», до сих пор служит главным прогнозно-поисковым критерием для алмазоносных кимберлитов [3], а также является основой при обсуждении фундаментальных проблем происхождения источников этих пород [4]. Так, взаимосвязь кимберлитов с участками архейской коры хорошо согласуется с результатами многолетних исследований, согласно которым алмазы в кимберлитах являются ксенокристами, вынесенными из литосферной мантии с глубин не менее 150 км. Предполагается, что этот глубинный мантийный источник алмазов был сформирован в архее и не претерпел тектономагматической переработки и термальных воздействий до фанерозойского времени, о чем свидетельствуют геохронологические исследования минералов-узников в алмазах.

Однако в последние годы накопились факты, противоречащие «правилу архонов». Ярким примером этому служит Южно-Африканский кратон – колыбель геологии кимберлитов и полигон для разработки «правила Клиффорда» [1]. Во-первых, здесь фиксируются многочисленные

(с палеопротерозоя до фанерозоя) этапы внутриплитной магматической активности, которые предшествовали внедрению алмазоносных кимберлитов [5] и должны были бы уничтожить алмазоносные литосферные корни [2]. И во-вторых, в Южно-Африканском кратоне промышленно алмазоносные кимберлиты трубок Венишиа и Ренд-Ривер локализованы в сравнительно молодой структуре этого кратона – палеопротерозойском мобильном поясе Лимпопо [6]. Близкая ситуация устанавливается для Балтийского щита, где вендские и ордовикские кимберлиты располагаются не внутри архонов, а локализованы в палеопротерозойских коллизионных швах [7]. Случайна ли наблюдаемая приуроченность алмазоносных кимберлитов к палеопротерозойским коллизионным швам, или же это отражает некую закономерность, которая является дополнением или альтернативой «правилу архонов»?

Разработку этого очень важного для науки и практики вопроса мы начали на примере севера Восточно-Европейской платформы (ВЕР). Здесь на сегодня известны четыре возрастные группы алмазоносных кимберлитов [7]: (1) палеопротерозойские (~1.76 млрд. лет) кимберлиты центральной Карелии; (2) вендские (589–626 млн. лет) кимберлиты восточной Финляндии; (3) ордовикские (457–465 млн. лет) кимберлиты Терского Берега; (4) девонские (367–380 млн. лет) кимберлиты Зимнего Берега Архангельской алмазоносной провинции (ААП). Для кимберлитов первых трех групп, локализованных в пределах Балтийского щита, анализ детально изученных вмещающих раннедокембрийских комплексов указывает на многочисленные противоречия с «правилом архонов». При этом вендские и ордовикские кимберлиты демонстрируют отчетливую приуроченность к региональным палеопротерозойским коллизионным структурам, которые в первом случае маркируют сочленение архейской и палеопротерозойской континентальных масс в восточной Финляндии [7], а во втором – сочленение двух архейских блоков на Терском Берегу [8]. В отличие от этих проявлений кимберлитового магматизма, для самой крупной и представительной Архангельской алмазоносной провинции представления о строении, составе и возрасте раннедокембрийского кристаллического фундамента, погребенного под платформенным чехлом, противоречивы. С одной стороны, уже длительное время предполагается архейский возраст кристаллического фундамента этой провинции, который выделяется как восточное продолжение Беломорского блока Балтийского щита, или как самостоятельный Кулойский гранулитогнейсовый блок [9, 10]. С другой стороны, накопленные за последние годы данные дают основания утверждать, что алмазоносные кимберлиты ААП приурочены к мощной глубинной зоне распространения палеопротерозойских пород, которая может представлять собой палеопротерозойский коллизионный шов крупных архейских блоков. Аргументами в пользу этого положения являются геофизические данные, результаты геохимических, изотопных и геохронологических исследований пород кристаллического фундамента ААП, коровых ксенолитов и цирконов, вынесенных кимберлитами этой провинции, а также изотопно-геохимические характеристики собственно кимберлитов.

По **геофизическим данным** в кристаллическом фундаменте ААП выделяется резко градиентная линейная зона положительных магнитных и плотностных аномалий, в пределах которой сосредоточены все алмазоносные кимберлиты Зимнебережного района. Эта Зимнебережная зона, разделяющая блоки с разным рисунком магнитного поля, располагается на продолжении крупного палеопротерозойского Лапландско-Кольского орогена – коллизионной зоны Беломорского и Центрально-Кольского архейских террейнов [8] и, как и последняя, также, вероятно, является крупным палеопротерозойским коллизионным швом.

Исследования пород фундамента по керну глубоких скважин показывают, что в составе Зимнебережной зоны представлены известково-щелочные и субщелочные метагабброиды, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты с геохимическими характеристиками, типичными для постколлизионных обстановок: повышенные концентрации P_2O_5 , TiO_2 , Zr, Rb, Sr, Ba и легких РЗЭ. Эти разные по составам и, вероятно, по источникам, магматические породы (от габбро до гранита) имеют близкие величины Sm-Nd модельных возрастов (T_{DM} = от 2.01 до 2.19 млрд. лет), что говорит нам о ювенильном характере коры этой зоны, которая не имела архейской предыстории, а сформировалась в ходе палеопротерозойского континентального цикла. Время коллизионного завершения этого цикла по Rb-Sr и Sm-Nd изотопным данным оценивается в интервале 1.80 - 1.88 млрд. лет, что по времени отвечает пику свекофенского орогенеза, детального изученного в Ю-З части

Балтийского щита [11]. И напротив, по сравнению с палеопротерозойскими орогенными комплексами Зимнебережной зоны, породы ее южного обрамления по составу, степени метаморфизма, изотопным и возрастным характеристикам являются аналогами архейских комплексов Беломорского террейна.

Изучение коровых ксенолитов из алмазонасных кимберлитов трубки 688 [12] и трубки им. В.Гриба (результаты наших исследований) показывает, что на средних и нижних уровнях коры Зимнебережной зоны широко представлены палеопротерозойские магматические комплексы. Ксенолиты, характеризующие среднюю кору (Р около 5 кбар), по геохимическим особенностям отвечают внутриплитным высоко-магнезиальным базальтам раннего палеопротерозоя (2.45 млрд. лет). Основание коры (Р 10-14 кбар) было сложено ювенильным палеопротерозойским метамагматическим материалом (T_{DM} = от 2.00 до 2.40 млрд. лет) с островодужными геохимическими характеристиками: толеитовыми и известково-щелочными базальтами и адакитами.

Результаты U-Pb изотопного датирования захваченных цирконов, выделенных из порфирового кимберлита трубки им. В.Гриба, показывают, что из 36 изученных зерен только 2 имеют архейские возраста, в то время как основной объем возрастных определений концентрируется в интервале времени 1.8-2.0 млрд. лет [13]. Эти данные, отражающие возраст пород рамы на пути миграции кимберлитовых магм, дают дополнительную независимую информацию о формировании коры Зимнебережной зоны в палеопротерозое, вероятно, в ходе свекофенских островодужных тектоно-магматических событий.

Sm-Nd изотопные данные по кимберлитам, которые, вероятно, отражают как характеристики мантийного источника этих пород, так и их коровой контаминанты, также дают косвенные свидетельства в пользу гетерогенности кристаллического фундамента ААП и возможной взаимосвязи алмазонасности кимберлитов с составом и возрастом подстилающей раннедокембрийской коры. Относительно более молодой, вероятно, палеопротерозойский возраст коры, вмещающей собственно алмазонасные кимберлиты Верхотинского, Кепинского и Золотицкого полей Зимнего Берега, подчеркивается Sm-Nd изотопно-геохимическими данными по этим кимберлитам (ϵNd_{380} от -4 до $+3$). И напротив, для неалмазонасных кимберлитовых силлов Мела, щелочных пикритов Ижмозерского поля и мелилититов Неноксы, расположенных севернее и южнее Земнебережной зоны, величины ϵNd_{380} варьируют в интервале от -5 до -10 [14], что может указывать на более древний, вероятно архейский, возраст вмещающих их коровых пород.

Таким образом, данные по кимберлитам ААП являются примером очевидного противоречия с «правилом архонов» и служат основой для предлагаемой альтернативной гипотезы локализации алмазонасных кимберлитов в палеопротерозойских коллизионных швах. Здесь важно подчеркнуть, что рассматриваемые данные получены по району распространения промышленно алмазонасных кимберлитов, что увеличивает доказательность приводимых аргументов и позволяет предположить, что приуроченность алмазонасных кимберлитов к палеопротерозойским коллизионным швам не случайность, а закономерность, которая является дополнением или альтернативой «правилу архонов». Для уверенного обоснования последнего предположения на сегодня слишком мало доказательных примеров, редкость которых, возможно, отражает уровень изученности проблемы. Действительно, примеры локализации алмазонасных кимберлитов в палеопротерозойских шовных зонах получены исключительно для щитов, где раннедокембрийская кора детально изучена. Для кимберлитовых провинций, локализованных в плитных участках древних платформ, где раннедокембрийский фундамент перекрыт мощным платформенным чехлом, гораздо меньше данных о возрасте и тектоническом типе древних структур. Однако и здесь есть основания предполагать сопряженность алмазонасных кимберлитов с раннедокембрийскими коллизионными швами, поскольку известно, что локализация кимберлитов контролируется крупными разрывными структурами. И хотя заложение этих структур происходило в позднем докембрии или фанерозое, их положение в большинстве случаев наследует положение палеопротерозойских швов, по которым блоки примитивной литосферы объединялись в первые крупные континентальные массы и которые на протяжении всей последующей истории были «слабыми местами» и чутко реагировали на динамические процессы в подстилающей астеносфере [15].

Литература

1. Clifford T.N. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 1966. P. 421–434.
2. Helmstaedt H.H., Gurney J.J. Geotectonic controls of primary diamond deposits: implications for area selection // *J. Geochem. Explor.* 1995. P. 125–144.
3. Janse A.J.A., Sheahan P.A. Catalogue of world wide diamond and kimberlite occurrences: a selective and annotative approach // *J. Geochem. Explor.* 1995. P. 73–111.
4. Stachel T., Brey G.P., Harris J.W. Inclusions in sublithospheric diamonds: Glimpses of deep Earth // *Elements*. 2005. P. 73–78.
5. Cawthorn R. G. Kaapvaal Craton, South Africa: Repeated Basic Magmatism, Diamonds and Plumes // AGU Chapman Conference. The Great Plume Debate: The Origin and Impact of LIPS and Hot Spots. Fort William, UK. 28 August – 1 September 2005. Abstracts.
6. Deines P., Viljoen F., Harris J. W. Implications of the carbon isotope and mineral inclusion record for the formation of diamonds in the mantle underlying a mobile belt: Venetia, South Africa // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001. V. 65. No. 5. P. 813–838.
7. O'Brien H.E., Tuni M. Mineralogy and geochemistry of kimberlites and related rocks from Finland // *Proc. 7th Int. Kimberlite Conf.* 1999. V. 2. P. 625–636.
8. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence for a trans-crustal suture in the Lapland-Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // *Precambrian Research*. 2001. P. 289–314.
9. Крестин Е.М., Быкова Т.А., Минкина Н.Б. Тектоническое районирование и межрегиональная корреляция докембрия центральных и восточных районов Восточно-Европейской платформы // *Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы*. Л.: Наука. 1990. С. 176–186
10. White S.H., de Boorder H., Smith C.B. Structural controls of kimberlite and lamproite emplacement // *J. Geochem. Explor.* 1995. P. 245–264.
11. Claesson S., Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatshev R. Isotopic evidence for paleoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // *Tectonophysics*. 2001. V. 339. P. 1–18.
12. Markwick A.J.W., Downes H. Lower crustal granulite xenoliths from the Arkhangelsk kimberlite pipes: petrological, geochemical and geophysical results // *Lithos*. 2000. P. 135–151.
13. Lepkhina E., Presnyakov S., Mutukov D. et al. Single grain U-Pb zircon dating (Shrimp II) from Grib kimberlite pipe (Zimny Bereg, Arkhangelsk region, Russia) // *Abstract Volume, 32nd IGC, Florence, 2004*.
14. Кононова В.А., Носова А.А., Первов В.А., Кондрашов И.А. Вариации составов кимберлитов Восточно-Европейской платформы как отражение сублитосферных геодинамических процессов // *Докл. АН*. 2006. Т. 409. № 5. С. 662–667.
15. Krabbendam M., Barr T.D. Proterozoic orogens and the break-up of Gondwana: why did some orogens not rift? // *Jorn. African Earth Sci.* 2000. V. 31. P. 36–49.

Геодинамические обстановки при формировании тектоно-магматического каркаса Фенноскандинавского щита

Светов А.П., Свириденко Л.П.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, e-mail:sv@krc.karelia.ru

Тектоно-магматический каркас (ТМК) является суперструктурой Фенноскандинавского щита (см. рис.). Он представляет собою геосторическую систему сопряженных разноглубинных разломов, линейных прогибов, поднятий, замкнутых депрессий. Его главными элементами являются геоблоки с автономными особенностями разновозрастных структурно-вещественных протоплатформенных чехлов, отражающих их геотектоническое и тектоно-магматическое развитие. История формирования ТМК Фенноскандинавского щита – это последовательное наращивание земной коры континентального типа на протокору.

На первичное формирование докембрийской континентальной земной коры воздействуют два главных выделенных авторами геотектонически режима: платобазальтовый и режим региональной гранитизации (Светов, Свириденко, 2005). Энергетическим источником для того и другого является

мантия Земли. Первый ответственен за формирование вулканогенно-осадочных чехлов в земной коре и относится к платформенному классу, а второй – за их гранитизацию и относится к классу платформенной активизации. Исследование этих тектонических режимов в докембрии позволяет понять и объяснить главные причинно-следственные взаимосвязи ареалов активного магматизма с основными элементами тектонического каркаса Фенноскандинавского щита и выявить специфику геологического развития в докембрии.

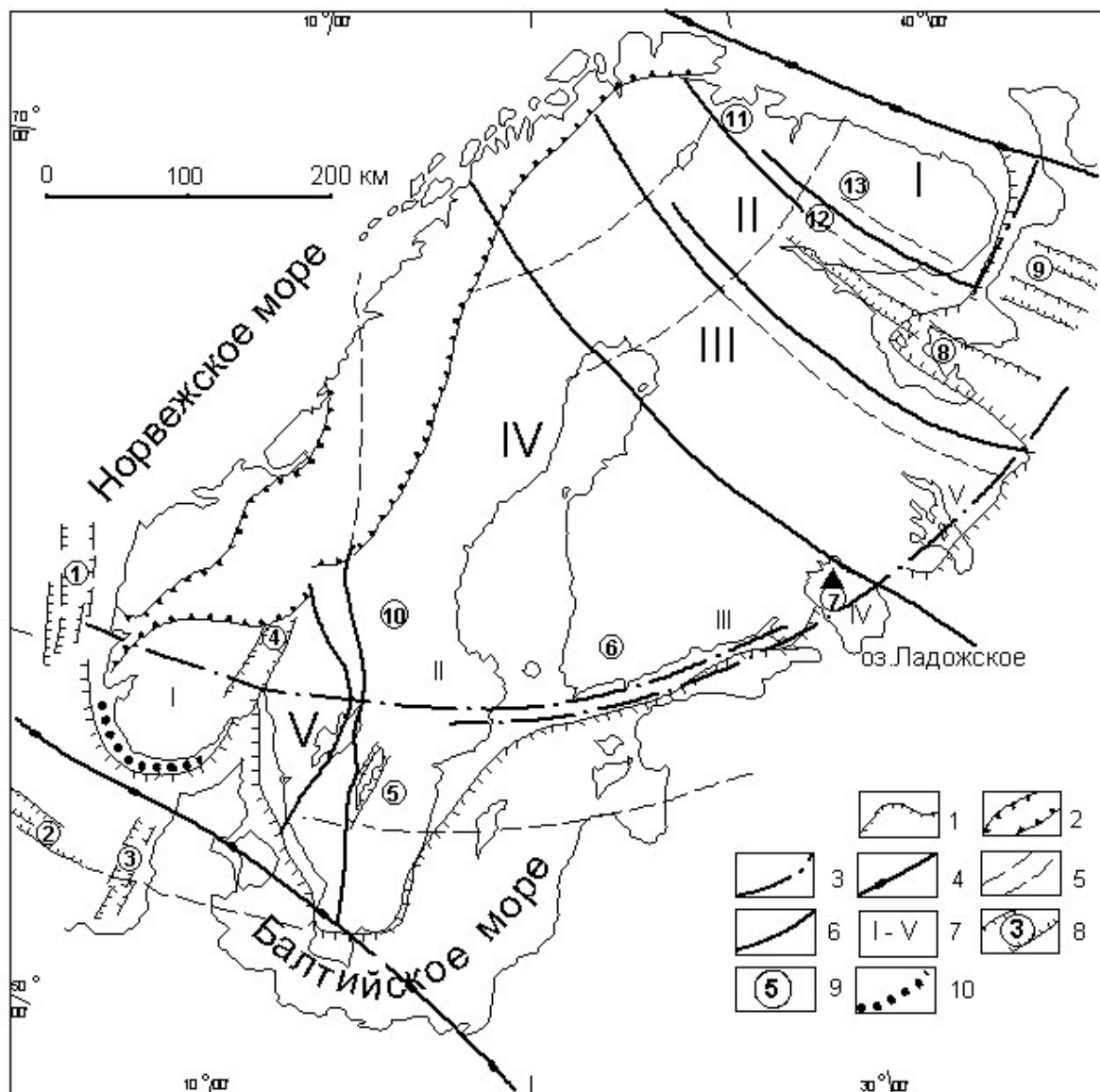


Рис. Унифицированная схема тектоно-магматического каркаса ФСЦ:

1 – граница платформенного чехла; 2 – границы каледонских покровов; 3 – осевая линия краевой радиальной флексуры Полканова; 4 – красные ограничения ФСЦ: 1 – Кольско-Канинская моноклинал (линия Карпинского), 2 – линия Торнквиста-Тейссея; 5 – система осевых линий стоячих волн напряжений ФСЦ; 6 – главные шовные зоны геоблоков: 1 – Гёта-Эльв, 2 – Милонитовая, 3 – Протоджин, 4 – Ладожско-Ботническая, 5 – Беломорская, 6 – Ц.Кольская; 7 – геоблоки: I – Кольско-Мезенский, II – Беломорский, III – Карельский, IV – Свекофеннский, V – Дальсландский; 8 – внутригеоблоковые разломы; 9 – зоны сдвиговых дислокаций; 10 – горсто-грабеновые системы: 1 – Викинг, 2 – Центральный, 3 – Хорн, 4 – Осло, 5 – Веттерн, 6 – Финского залива, 7 – Ладожская, 8 – Кандалакшская, 9 – Онежско-Кулойская; 11 – вулканотектонические и тектоно-магматические структуры: 10 – Сильян, 11 – Печенгская, 12 – Хибинско-Лавозерская, 13 – Контозерская кальдера; 12 – сводовые купольные и депрессионные структуры: I – Телемарк, II – Бергслаген, III – Выборгская, IV – Ладожская, V – Онежская; 13 – Норвежский глубоководный желоб. Треугольником обозначено положение о. Валаам Ладожского озера.

Самым распространенным типом магматизма в пределах Фенноскандинавского щита является платобазальтовый вулканизм, участвующий в формировании вулканогенно-осадочных чехлов: позднеархейского лопийского, раннепротерозойского сариолийского и свекокарельского, рифейского и вендского. Платобазальтовый вулкано-плутонизм осуществлялся совместно с мелководным осадконакоплением циклически. Вспышки вулканизма обычно приурочены к регрессивным стадиям осадконакопления. От лопия к венду уменьшается интенсивность платобазального вулканизма и увеличивается интенсивность осадконакопления. Все седиментационные бассейны относятся к типу эпиконтинентальных с режимом полной, или близкой к полной, компенсации. Режимы формирования докембрийских трансрегиональных осадочно-вулканогенных чехлов отличаются чрезвычайно спокойными тектоническими обстановками колебательных движений.

Геотектонический режим региональной гранитизации осуществляется на заключительном этапе позднеархейского тектоно-магматического цикла на Карельском геоблоке, раннепротерозойского свекокарельского тектоно-магматического цикла на Свекофеннском геоблоке и позднепротерозойского – на Дальсландском геоблоке. Общей особенностью этих разновозрастных тектоно-магматических циклов является развитие осадконакопления и магматизма на протокодре, относящейся к древнейшему фундаменту (при существовании неистощенной мантии). На ранней и средней стадиях каждого тектоно-магматического цикла имело место проявление бимодального корово-мантийного вулкано-плутонизма. Подобные тектоно-магматические циклы, на ранней стадии которых существовал протоплатформенный тектонический режим, а на заключительной – не зависящий от него режим платформенной активизации, существуют в докембрии когда впервые формируется земная кора континентального типа.

Палеовулканологические исследования корневых очаговых зон вулкано-плутонизма как центров эндогенной магматической активности (ЦЭМА) позволили выявить его строгую сопряженность с элементами тектоно-магматического каркаса. Картографически ЦЭМА представляет проекцию на дневную поверхность глубинной магмоподводящей питающей системы, включающей корневую зону вулканических построек. Это наиболее энергоемкие узлы тектонического каркаса неоднородной литосферы, испытавшей наложения автоволновых полей горных напряжений.

Главными факторами активизации эндогенных процессов явились корово-мантийное энергетическое взаимодействие и мантийный диапиризм, являющийся следствием возбуждения мантии. По палеовулканологическим данным и по данным глубинного строения мантийный диапир соответствует понятию «Центр эндогенной магматической активности» (Светов, Свириденко, 2005). Сопоставление развития позднеархейского Калевальского диапира и свекокарельского Салминского позволило выявить их общие черты эволюции с оценкой металлогенических перспектив (Светов и др., 2005). Отмеченные разновозрастные диапиры (Калевальский на Карельском геоблоке и Салминский на Свекофеннском) развивались на раннеархейской протокодре циклически. Ранней стадии их развития соответствовал платобазальтовый геотектонический режим, а заключительной – геотектонический режим региональной гранитизации. Таким образом общая продолжительность активности Калевальского диапира соответствует позднеархейскому тектоно-магматическому циклу, а Салминского – свекокарельскому.

В начальную стадию цикла сопоставляемых разновозрастных диапиров происходило интенсивное излияние платобазальтов. Энергетическим источником для плавления верхней мантии и образования толеитовых магм служил глубинный флюидный поток мантийного плюма, формирующийся на границе ядра и мантии Земли. В результате плавления в условиях термостатирования верхней мантии, обеспечивающегося спадом давления и разуплотнения образовывались большие объемы расплава транзитно поступавшего на поверхность и формировавшего обширные плато. Вместе с платобазальтами в раннюю стадию цикла формируется коровая тоналит-плагиогранит-дацит-плагиориолитовая вулкано-плутоническая ассоциация в виде малоглубинных интрузий, некков, даек, лавовых потоков среднего и кислого составов, лавобрекчий, агломератовых туфов, кристаллокластических и витрокластических туфов кислого состава. В заключительную стадию наряду с региональной гранитизацией происходит образование плагиомикроклиновых и микроклин-плагиоклазовых гранитов с инъекционным характером контактов.

С региональной гранитизацией связан рассеянный мантийный, восстановленный флюидный поток, несущий в земную кору калий и сопутствующие редкие литофильные элементы Ba, Rb, Cs, Li, Sr, а также формирование купольных структур в гранитизируемом вулканогенно-осадочном чехле. Купольные структуры не оказывают существенного влияния на первично положенное залегание гранитизируемых вулканогенно-осадочных чехлов. По распределению редких элементов в Калевальском и Свекокарельском диапирах образуется латеральная геохимическая зональность. В центральной наддиапировой зоне гранитизированные породы и граниты отличаются повышенной щелочностью и высоким содержанием Ba при низких концентрациях редких металлов. В краевой зоне диапира развиты низкотемпературные мусковитовые граниты с повышенной концентрацией Rb, Nb, Y. С ними связаны рудопроявления Sn, Mo, W, что свидетельствует о малоуглубленном источнике их расплавов, формирующихся в условиях повышенной активности H₂O. Латеральная коровая геохимическая зональность диапира определяется глубиной коровой магмогенерации и характером флюидного режима. Центральной высокотемпературной наддиапировой зоне в постдиапировый период характерно проявление даек лампрофиров и кимберлитов (Горьковец, Раевская, 1978; Светов, Свириденко, 2005), свидетельствующее об углублении мантийных источников магм. Имеются основания считать эту зону перспективной на поиски алмазов.

Купольный тип структур при региональной гранитизации (когда отсутствуют интенсивные поднятия и складкообразование в условиях сжатия) свидетельствует о том, что данный процесс протекает в стабильных (платформенных) условиях. Обилие пород гранитного состава объясняется тем, что осадочные породы, формирующиеся в мелководном седиментационном бассейне, представлены преимущественно аркозовыми песчаниками, состав которых соответствует граниту. Тектонический режим, связанный с региональной гранитизацией, нами классифицируется как режим платформенной активизации, так как ей предшествует образование вулканогенно-осадочных чехлов платформенного типа, формирующихся в условиях мелководных бассейнов.

На изученной части Фенноскандинавского щита существует полная автономия всех седиментационных бассейнов и связанных с ними ареалов вулканоплутонизма. Они интерпретируются как интракратонные прогибы. Свекокарельский мантийный вулканоплутонизм на площади Карельского и Свекофеннского геоблоков проявлялся в пределах единого мелководного седиментационного бассейна. Его эволюция полностью сопоставима. Формирование свекокарельского протоплатформенного вулканогенно-осадочного чехла здесь происходило при платобазальтовом режиме в платформенных тектонических условиях. Различие условий свекокарельского вулканогенно-осадочного литогенеза в пределах названных геоблоков состоит в том, что фундаментом свекокарелид на Карельском геоблоке является гранитизированный лопий, тогда как на Свекофеннском геоблоке фундаментом свекокарелид служит протогора (так же как для лопийских вулканогенно-осадочных в пределах Карельского геоблока). Все различия в составе и структуре свекокарелид на Карельском и Свекофеннском геоблоках обусловлены тем, что геотектонический режим региональной гранитизации осуществлялся лишь на Свекофеннском геоблоке. В структуре земной коры Фенноскандинавского щита свекокарельские вулканогенно-осадочные породы на площади Карельского геоблока слагают верхний вулканогенно-осадочный слой (платформенный чехол). Те же, но подвергшиеся гранитизации породы слагают гранитный слой земной коры в пределах Свекофеннского геоблока.

Проблема тектоно-магматических соотношений при формировании ТМК нами рассматривается с позиций концепции автоволновой нелинейной геодинамики. Геоструктуры Карельского и Свекофеннского геоблоков можно рассматривать как саморазвивающиеся системы литосферы. Естественная неравномерность размещения горных масс на поверхности и в недрах литосферы явилась причиной постоянно действующей гравитационной неустойчивости щита и, как следствие – основой ее напряженного состояния, видоизменений кинематики и общей энергоструктуры (Светов, 1999). Наиболее радикальные и эффективные перестройки волнового поля региональных напряжений происходили вслед за завершением тектоно-магматических циклов и с началом деструкции новообразованной коры.

Литература

1. Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Дайковый комплекс ультраосновных и щелочных пород района Костомукшского железорудного месторождения // Оперативно-информационные материалы за 1977 г. (геология и петрография). Петрозаводск, 1978. С. 47–51.
2. Светов А.П. Ареалы и центры активного докембрийского вулканоплутонизма Фенноскандии (палеогеодинамические реконструкции // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Тез. докл. Петрозаводск, 1999. С. 131–132.
3. Светов А.П., Свириденко Л.П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск, 2005. 357 с.
4. Светов А.П., Свириденко Л.П., Шаров Н.В. Диапиризм и проблемы алмазоносности докембрия Карелии // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II. Материалы совещания. Москва, 2005. С. 181–184.

Мантийный диапиризм в истории геологического развития Земли**Светов А.П., Свириденко Л.П.**

Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, e-mail: sv@krc.karelia.ru

Мантийный диапиризм – это наиболее распространенная тектоническая форма проявления мантийного магматизма. Проблема эволюции процессов в ходе геологической истории Земли является одной из ключевых проблем геотектоники и глубинной геодинамики. В настоящее время она решается преимущественно с актуалистических позиций. Принято считать, что уже в архее действовала тектоника литосферных плит, способствовавшая мантийной конвекции посредством субдукции океанической коры в мантию и приведшая к эволюции мантийного флюидного режима, в частности, к существенному повышению активности кислорода. Обосновывается также смена геодинамического режима Земли на границе архей – протерозой [1], связанная с первым появлением щелочных пород и окислением атмосферы. Предполагается, что тектоника плюмов сменилась плейт-тектоникой.

Проводимое нами совместное изучение докембрийского вулканизма и осадконакопления Фенноскандинавского щита позволило доказать их связь с формированием разновозрастных осадочно-вулканогенных чехлов в условиях мелководных эпиконтинентальных бассейнов в обстановках полного соответствия поверхностной и глубинной компенсации. Докембрийским седиментационным бассейнам характерен аренитовый тип осадконакопления, интенсивность которого нарастает от архея к позднему протерозою. Сопутствующие им платобазальты являются характерными образованиями всех протоплатформенных чехлов. Интенсивность платобазальтового вулканизма от архея к позднему протерозою снижается (см. рисунок). Кислый вулканоплутонизм в докембрии пользуется ограниченным развитием. Опыт совместного изучения проявлений докембрийского мантийного и корового магматизма убедительно свидетельствует об отсутствии в регионе геодинамических обстановок взаимодействия докембрийских литосферных плит [3].

Резкий спад интенсивности платобазальтового вулканизма (рис.) наблюдается примерно на границе докембрия и фанерозоя. Видимо не случайно он совпадает с резким возрастанием распространенности щелочного магматизма [1]. Именно этому рубежу отвечает резкое изменение глубинной геодинамики. Платобазальты являются наиболее распространенными магматическими образованиями Земли и резкий спад интенсивности платобазальтового магматизма на рубеже докембрий – фанерозой не случаен. Он совпадает с завершением формирования земной коры континентального типа. На Фенноскандинавском щите континентальная кора формировалась циклически путем последовательного наращивания с северо-востока в юго-западном направлении на первично гранулитовую «диоритовую» протокору. Выделяются три цикла (позднеархейский, свекокарельский и дальсландский), завершившиеся примерно 2700, 1800 и 1000 млн. лет [4]. Аналогичные циклы наблюдаются и на других континентах с некоторыми региональными смещениями их завершения.

Граница докембрий – фанерозой – это, прежде всего, время завершения формирования континентальной коры, содержащей граниты нормального ряда и высококалийевые граниты, отсутствующие в раннеархейской протокоре, обедненной калием. Источником калия, так же как и интенсивных платобазальтовых излияний, является мантия Земли. Нами выделяются свойственные раннему докембрию платобазальтовый геотектонический режим древних платформ и режим региональной гранитизации [3].

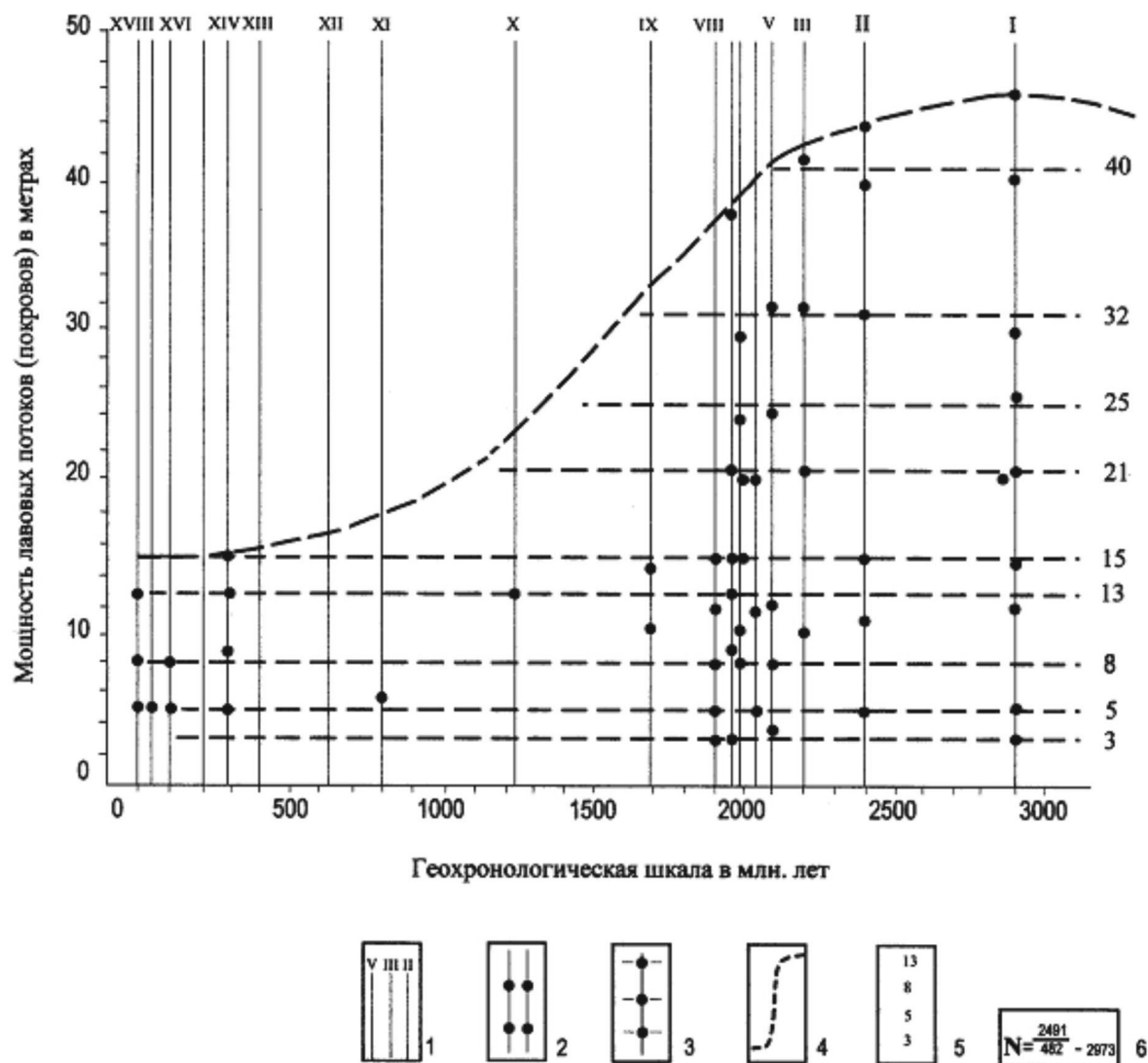


Рис. Поли-modalность средних мощностей потоков и покровов платобазальтов. Мощности лавовых потоков и покровов платобазальтовых излияний континентов от докембрия до современной эпохи:

1 - возрастные группы континентальных платобазальтов (I - лопийские толентовые базальты, коматититы, андезиты и андезитобазальты; II - сариолийские платобазальты; III - платобазальты раннего ятулия; IV - платобазальты среднего ятулия; V - платобазальты позднего ятулия; VI - людиковийские платобазальты; VII - ливвийская платобазальтовая вулcano-плутоническая ассоциация; VIII - калевийская ассоциация изверженных пород; IX - платобазальты вепся; X - платобазальты среднего рифея; XI - изверженные породы янисъярвинского комплекса; XII - платобазальты венда Русской плиты; XIII - лавы лавозерской свиты Кольского полуострова; XIV - траппы Сибирской платформы; XV - излившиеся породы Контозерской серии; XVI - третичные платобазальты, оливиновые базальты, трахибазальты Прибайкалья, базальты Колумбийского плато; XVII - олигоценные лавы алнейской серии Срединного хр. Камчатки; XVIII - четвертичные базальты Гавай, Камчатки, Армении, Витимского плато, Тункинская впадина; 2 - максимумы мощностей соответствующих гистограмм; 3 - частные максимумы мощностей потоков и покровов, общие для всех возрастных групп; 4 - огибающая кривая модальных значений мощностей потоков и покровов в истории платобазальтовых излияний Земли; 5 - общие статистические максимумы мощностей лавовых потоков и покровов докембрия и их величин; 6 - последовательность чисел ряда Фибоначчи

Поскольку синхронность платобазальтового вулcano-плутонизма совпадает с инверсией конседиментационного прогибания ложа седиментационного бассейна и началом регрессивного цикла осадконакопления, то он проявляется в условиях декомпрессии коры и ее некотором разуплотнении. С этим связана низкая эксплозивность эруптивных фаз и низкое содержание в исходных мантийных расплавах летучих компонентов, не превышающее их среднее содержание в верхней мантии. Плавление верхней мантии происходит в условиях спада давления. Содержащиеся в расплаве летучие компоненты при его низком общем давлении обеспечивают транзитное поступление больших объемов расплава на поверхность.

Мантийный источник калия (астеносфера) при первоначальном формировании земной коры континентального типа признается многими исследователями. Мантийный рассеянный флюидный поток, несущий в земную кору калий и сопутствующие литофильные редкие элементы, в завершающую часть перечисленных циклов способствует гранитизации осадочных пород и совместно с базальтовыми расплавами производит разноуровневое плавление земной коры и образование гранитов. Известные проявления щелочного магматизма как правило являются посттектоническими и не связаны с первоначальным формированием континентальной земной коры. Таким образом все наблюдаемые в современном эрозионном срезе магматические процессы так или иначе связаны с эволюцией мантийных процессов, приводящих к деплетированию примитивной верхней мантии.

Первые проявления щелочного магматизма в докембрии Карелии (кимберлиты, лампроиты, лампрофиры) установлены в головной части позднеархейского Калевальского и раннепротерозойского Салминского мантийных диапиров и объясняются последовательным углублением магматических источников при развитии диапиров от периферии к центру [2]. Резкий спад интенсивности платобазальтового вулканизма на границе докембрий – фанерозой и резкое увеличение количества массивов щелочных пород на этом рубеже, по-видимому, объясняется активным вовлечением в магматический процесс нижней мантии. Наиболее вероятно поднятие обогащенных щелочами флюидных потоков с границы ядро – нижняя мантия и метасоматическое обогащение щелочами мантии, предшествовавшее ее плавлению. В отличие от ареального характера платобазальтового магматизма, проявление щелочного магматизма локально.

Литература

1. Козарко Л.Н. Щелочной магматизм в ранней истории Земли. Петрология, 1998, том 6, № 3. С. 251–258.
2. Светов А.П., Свириденко Л.П., Шаров Н.В. Диапиризм и проблемы алмазности докембрия Карелии // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II. Материалы совещания. Москва, 2005. С. 181–184.
3. Светов А.П., Свириденко Л.П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск, 2005. 357 с.
4. Эволюция докембрийского магматизма (на примере Карелии) / Л.П.Свириденко, А.П.Светов и др. Л., 1985. 250 с.

Геохимическая типизации фанерозойских и архейских средне-кислых магматических серий из конвергентных обстановок

Светов С.А.

Институт геологии КНЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: ssvetov@krc.karelia.ru

Детальные геохимические исследования, проводимые в пределах мезоархейских зеленокаменных поясов Карельского кратона (с возрастом пород от 3.05 до 2.7-2.65 млрд.лет), позволили выделить комплексы приуроченные к контрастным геодинамическим обстановкам формирования [1]. Так в Центральном-Карельском террейне были выявлены породные ассоциации по сохранившимся фрагментам: 1) океанических плато (представлены коматиитами, высокомагнезиальными базальтами); 2) островодужных и вулканических поясов (представлены толеитовыми базальтами,

БАДР-АДР-сериями известково-щелочного ряда, адакитами, высоко-MgO андезитами, Nb-обогащенными базальтами и др.); 3) Pull-apart бассейнов (представленных молассоидными грубообломочными толщами, средне-кислыми вулканитами субщелочного и щелочного ряда) и малыми интрузиями.

Полученные результаты коррелируют с реконструкциями, проведенными в большинстве архейских гранит-зеленокаменных областей и поясов древних кратонов мира (таких как Супериор, Вайоминг, Илгарн и мн. др.), в составе которых установлены фрагменты аккретированных к континентальному основанию океанических плато, островодужных систем, задуговых бассейнов и окраинно-континентальных вулканических поясов [2,3].

В рамках данного исследования, основной акцент делается на изучение геохимической характеристики (REE, LIL, HFSE- классификация) архейских породных ассоциаций Центрально-Карельского террейна методом прецизионного (ICP-MS) анализа, с целью выявления сосуществующих геохимических серий и характеристики их отличий (или подобия) от фанерозойских аналогов. Решение этого вопроса может позволить более корректно дискутировать о геодинамических режимах ранней мезоархейской геологической истории Земли, а поскольку особое внимание в работе уделено островодужным и окраинно-континентальным магматическим системам, связанным с заложением и развитием субдукционных систем, это может стать ключом к реконструкции режимов архейской субдукции.

Своеобразными устойчивыми маркерами субдукционных процессов как в фанерозое, так и архее, могут являться следующие, часто сосуществующие породные серии: 1) Толеитовая, бонинитовая серии – формируемые на ранней стадии заложения субдукционных систем или в супрасубдукционных обстановках; 2) БАДР-АДР островодужная (окраинно-континентальная) дифференцированная серия, продукт плавления метасоматизированного мантийного клина; 3) адакитовая – формируемая при непосредственном плавлении субдуцируемой мафической плиты;

Кроме выше названных, возможно выделять «переходные» серии, отражающие в разной степени процессы взаимодействия первичных адакитовых расплавов с продуктами плавления перидотитов в области мантийного клина (эффект «прогрессивной гибридизации расплавов»), такие серии представлены: байяитовой серией – формируется в результате взаимодействия гетерогенных источников в области мантийного клина с адакитовыми выплавками, и высоко-Nb серией.

Большая часть выделяемых ранее в архее БАДР и АДР ассоциаций при прецизионном изучении породных литотипов распадается на составные части, что позволяет более детально описывать процесс эволюции конвергентной системы и смену условий магмогенерации в ней.

Анализируя весь накопленный материал по современным конвергентным системам, очевидно, что разнообразие петрогенетических серий в субдукционных системах объясняется сочетанием следующих факторов: тип заложения системы (океаническое или окраинно континентальное); возраст и температура субдуцируемой плиты; участие осадков в плавлении; скорость и углы субдукции; состав мантийного клина в системе; существование задугового бассейна или его отсутствие [4].

Методической основой в работе, для определения сериальной принадлежности породных комплексов, стали требования и рекомендации, сформулированные в публикациях: для адакитов [5-7], высоко-MgO андезитов «байяитов»[8], высоко-Nb базальтов и андезитов [3, 9-11]. Кроме этого, привлекались геохимические данные, полученные при изучении типовых фанерозойских объектов, в качестве которых выступали территории Западной Мексики [8], Центральной и Южной Америки (северная, центральная и южная вулканические зоны Анд [12], Алеутская дуга [13], Филиппины [14]. Сопоставление геохимических характеристик изучаемых серий проводилась так же с архейскими аналогами, в качестве которых рассматривались: островодужные серии провинции Сьюперior, Канада (возраст вулканитов 2.7 млрд.лет) [9, 10], островодужные комплексы района Вутай, Северо-Китайского кратона (возраст вулканитов 2.5 млрд.лет) [15].

Ниже приведем характеристику самых распространенных андезитовых ассоциаций, формирующихся в конвергентных системах фанерозоя в сравнении с архейскими аналогами.

Адакитовая серия / часто называемая в литературе «Al, Na-обогащенные риолиты» (по кремнекислотности содержит породы от андези-базальтов до риолитов). Данная серия является

важной частью островодужных и окраинно-континентальных зон, классическими районами проявления современных адакитов является Тихоокеанское вулканическое кольцо (включая территорию Чили, Эквадора, Мексики, Алеутов, Камчатки, Японии, Новой Гвинеи, Филиппин).

Породы характеризуются следующими концентрациями: $\text{SiO}_2 > 56 \text{ wt.}\%$, $3.5 < \text{Na}_2\text{O} < 7.5 \text{ wt.}\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.42$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 > 7 \text{ wt.}\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16-18 \text{ wt.}\%$ ($> 15 \text{ wt.}\%$ при SiO_2 около 70%), $\text{Mg}\# = 0.51$. По содержанию малых элементов: $\text{Ni} > 24$, $\text{Cr} > 36 \text{ ppm}$, $\text{Sr} > 400 \text{ ppm}$, $\text{Y} < 18 \text{ ppm}$ (чаще всего 6-15 ppm, при $\text{Sr}/\text{Y} > 40$), $\text{Nb} < 10 \text{ ppm}$, имеют отрицательные Nb и Ta аномалии, высокие концентрации La при очень низких ТРПЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{cn}} = 20-43$, $\text{Yb} < 1.9 \text{ ppm}$), что определяет фракционированный характер спектра R3Э. На спайдерграммах присутствуют аномалии по Nb, Ti, Sc, V. Отношения: $\text{Nb}/\text{Ta} = 13-18$ ($\text{Pm} = 16$), $\text{Zr}/\text{Hf} = 35-44$ ($\text{Pm} = 36$) [5-7, 9-11].

Чаще всего они интерпретируются как результат непосредственного плавления субдуцируемой мафической плиты (чаще в зонах пологой субдукции) на стадии заложения конвергентной системы [9-11].

По рекомендации [6] предлагается разделять адакиты на две группы основываясь на их кремнекислотности:

1) тип «HSA» $\text{SiO}_2 > 60 \text{ wt.}\%$, MgO от 0.5 до 4 wt.%, $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} < 11 \text{ wt.}\%$, $\text{Sr} < 1100 \text{ ppm}$, не имеют Sr аномалию, $\text{TiO}_2 < 0.9 \text{ wt.}\%$, $\text{Cr}/\text{Ni} = 0.5-4.5$;

2) тип «LSA» $\text{SiO}_2 < 60 \text{ wt.}\%$, MgO от 4 до 9 wt.%, $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} > 10 \text{ wt.}\%$, $\text{Sr} > 1000 \text{ ppm}$, содержание LREE выше чем в HSA, имеют позитивную Sr аномалию, обеднены Rb, $\text{TiO}_2 > 3 \text{ wt.}\%$, $\text{Cr}/\text{Ni} = 1-2.5$, $\text{Yb} = 4.4 \text{ ppm}$, однако в этом случае возникает большое сходство LSA-адакитов с байяитами. Во многих работах данные термины используются как синонимы. Однако на наш взгляд принципиальные геохимические различия между данными сериями проявлены в более деплетированном содержании ТРЗЭ в адакитовых магмах и сильно различаются содержания LIL и HFS элементов (детально рассматривается при характеристике байяитов), что говорит о разных параметрах их магмогенерации.

Следует отдельно обсудить геохимические отличия архейских адакитов Центральной Карелии от классификационных требований выработанных на основе изучения фанерозойских адакитовых серий. В пределах Центральной Карелии адакитовый магматизм проявлялся неоднократно. Наиболее древнее и широкое его проявление отмечено в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе, в пределах Хаутаварской зоны (Игноильская, Чалкинская вулканические структуры). Время формирования адакитов Игнойлы по данным цирконометрии (U-Pb) соответствует интервалу 3.0-2.95 млрд.лет (время формирования вулканических некков -2995 ± 20 млн.лет [16], заключительные лавовые излияния – 2947 ± 13 млн. лет [17]. Более поздние проявления адакитового магматизма соответствуют периоду 2.86 - 2.84 млрд.лет (Семченская и Койкарская структуры).

По геохимическому составу архейские адакиты соответствуют в большинстве случаев HSA-типу, доминируют составы, в которых SiO_2 варьирует на уровне 59-65% (однако часть проб попадает в граничную область между LSA и HSA типами).

Химическая характеристика архейских адакитов лишь немного отличаются от своих фанерозойских аналогов. Прежде всего по содержанию Al_2O_3 адакиты подобны БАДР-серии (для пород характерны повышенные концентрации глинозема на уровне 15-18 мас.%). Содержание Na_2O близко или немного ниже классификационных значений (3.5-7.5 мас.%), составляет 2.5-5.8 мас.%. Уровень Sr ниже, чем в фанерозойских адакитах, варьирует в пределах 230 - 680 ppm. При этом все мезоархейские (3.0 и 2.86 млрд.лет) адакиты Центральной Карелии показывают близкие вариации химического состава и полностью сопоставимы с адакитами Канадского щита, района Вава с возрастом 2.7 млрд.лет [9-10], адакитами Северо-Китайского кратона, пояс Вутай с возрастом 2.5 млрд.лет [15] и другими архейскими аналогами. Единственным исключением могут являться субвулканы адакитовой серии Игноильской вулканической постройки имеющие аномально высокие концентрации Sr (до 800 ppm) и Ni (до 430 ppm). В остальном, особенно в топологии распределения HFS и REE элементов, наблюдается полная идентичность адакитов архея и фанерозоя.

Байяитовая серия (Высоко-Mg андезибазальты, андезиты). Фанерозойская байяитовая серия района Байя, Мексика [8] является классическим примером магматической ассоциации формирующейся в субдукционной системе. Данный породный тип характеризуется кремнекислотностью на уровне $\text{SiO}_2 = 50-58 \text{ wt.}\%$ и высокими содержания MgO от 4.9 до 9 wt%, при магнезиальности

$Mg\# = 0.52-0.65$, отношением $FeO^*/MgO < 1$, $Rb/Sr < 0.01$, высоким содержанием Sr (до 3000 ppm) и Ba (> 1000 ppm).

Детально изучая мезоархейские островодужные ассоциации Центральной Карелии были выявлены породы (лавы и дайки) имеющую близкую к фанерозойским байяитам геохимическую характеристику в пределах Хаутаваарской структуры (Чалкинская паловулканическая постройка). Породы имеют кремнекислотность $SiO_2 = 56-64$ wt.% и характеризуются высокими содержаниями MgO от 4.5 до 7.2 wt.% ($Mg\# = 0.5-0.68$), Cr (100-500 ppm), Ni (20-200 ppm) и фракционированные спектры HREE элементов. Сопоставляя их с фанерозойскими аналогами отмечаются только пониженные концентрации Sr и Ba в мезоархейских вулканитах.

Основные отличия байяитов от адакитовой ассоциации проявлены в более высокой магнезиальности байяитов (как по абсолютным содержаниям MgO, так и по $Mg\#$), в менее деплетированном спектре распределения HREE элементов и более высоком содержании Cr, Ni, Co, Sc, Ta при более низких концентрациях Ba, Sr, Th, Hf, Tl.

Серия высоко-Nb базальтов и андезитов и Nb-обогащенных андезитов. Данные серии выделяются по аномально высоким концентрациям Nb в породах андезитового ряда (с содержанием SiO_2 на уровне 50-57 wt.%). Породы содержат MgO=3-6 wt% ($Mg\# 0.50-0.60$), при этом имеют повышенные содержания TiO_2 , Th, Zr (Zr/Hf)=36-44.

Для высоко-Nb базальтов и андезитов уровень содержания Nb превышает 20 ppm, для обогащенных Nb пород - находится в интервале 7-20 ppm. Это значительно выше концентрации Nb в интраокеанических островодужных системах, где оно не превышает 2 ppm [18]. Возможными критериями для отнесения пород к Nb-обогащенной серии могут служить и косвенные данные, такие как содержания $Ta > 0.4$ ppm и отношение $(Ta/Th)_{pm} + (Ta/La)_{pm} > 0.6$ [19].

Развитие данной породной ассоциации чаще всего идет в парагенезе с адакитами (+/- байяитами), характерными фанерозойскими примерами такого ансамбля, могут являться вулканические комплексы Панамы и Коста Рики – ассоциация адакитов и высоко-Nb андезитов [20]; плиоцен-плейстоценовая островодужная серия полуострова Замбоанга, Филиппины [21] и других островодужных систем.

В Центральной Карелии мезоархейские высоко-Nb базальты и андезибазальты выявлены пока только среди субвулканических пород в пределах Остерской палеовулканической постройки Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Данный тип характеризуется пониженными содержаниями $SiO_2 = 50-53$ мас.%, высокими концентрациями Nb > 20 ppm (20-45 ppm), LREE – La (10-26 ppm), содержания Cr- 100-200 ppm, Ni - 30-80 ppm, отношения равны: Zr/Y - 4.8-5.6, $(La/Yb)_{pm} = 4.9-6.2$, $Nb/Ta = 18-23$.

К Nb-обогащенной серии, самой распространенной в регионе, могут быть отнесены большая часть лав и туфов древней андезитовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Чалкинская, Игноильская, Няльмозерская, Остерская палеовулканические постройки). По содержанию кремнезема и щелочей породы принадлежат к андезибазальтам, андезитам, дацитам и реже, риодацитам с нормальной щелочностью. Соотношение щелочей K_2O/Na_2O варьирует от 0.3 до 0.5, что позволяет говорить о явно выраженной Na специфике ассоциации. Породы имеют повышенные содержания Nb (7-11 ppm), Al_2O_3 (до 16-18 мас.%), Cr (20-200 ppm), Ni (12-140 ppm) в первичных выплавках и обогащение Co, Zr, Y, Sr, Ba в поздних дифференциатах.

Андезиты толеитовой серии. Породы данного типа (IAT – островодужные толеиты) формируются в начальной стадии развития субдукционных систем и являются стандартной частью породного ансамбля современных конвергентных зон. В пределах мезоархейских андезитовых ансамблей, данный тип представлен локально в виде лавовой и дайковой фаций в пределах Чалкинской структуры. По содержанию $SiO_2 = 58-65$ мас.% породы отвечают андезитам, их магнезиальность варьирует в широких пределах $Mg\#$ от 35 до 53. В этой серии так же отмечаются повышенные концентрации Cr (270-800 ppm), Ni (100-300 ppm) при низких содержаниях Nb (< 4 ppm). Вулканиты имеют отношения Zr/Y - 5.0-7.5, $(La/Yb)_{pm} = 0.9-1.9$, $Nb/Ta = 12-26$. Основное отличие от вулканитов прочих серий связано с нефракционированным распределением РЗЭ, вместе с тем толеиты максимально близки фанерозойским аналогам.

Таким образом, рассмотрев геохимическую характеристику выявленных мезоархейских серий в сопоставлении с современными формациями можно сделать предварительные выводы:

- Заложение и развитие субдукционных систем, как в фанерозое так и архее, проходит по близкому сценарию и приводит к формированию устойчивого «маркерного» парагенеза магматических серий.

- Наблюдается очередность в генерации серии: первичными для конвергентной ситемы будут являться толеитовые базальты (IAT-типа) и/или бониниты, адакиты и байяиты. Высоко-Nb-базальты, андезиты и Nb-обогащенные андезиты представляют собой продукт прогрессивной гибридизации первичных расплавов (адакитовых) с веществом мантийного клина.

- Адакитовая серия может развиваться неоднократно в конвергентной обстановке, как на этапе заложения, так и на стадии закрытия субдукционной системы.

- Геохимическое сходство мезоархейских и фанерозойских породных ансамблей сформированных в конвергентном режиме свидетельствует о близких режимах магмогенерации и подобной «архитектуре» субдукционных систем.

Исследования в 2007г. проводились при финансовой поддержке «Фонда содействия отечественной науки».

Литература

1. Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2005. 230 с.
2. Kusky T.M., Polat A. Growth of granite-greenstone terranes at convergent margins and stabilization of Archaean cratons // *Tectonophysics*, v.305. 1999. P.43-73.
3. Kerrich R., Wyman D., Hollings P., Polat A. Variability of Nb/U and Th/La in 3.0 to 2.7 Ga Superior Province ocean plateau basalts: implications for the timing of continental growth and lithosphere recycling // *Earth and Plan. Sci.Letters* 168, 1999. P. 101–115.
4. Pears J.A., Kempton P.D., Nowel G.M., Noble R.S. Hf-Nd element and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in Western Pacific Arc-Basin system // *J.Petrol.* V. 40. 1999. P. 1579–1611.
5. Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos*, 1999. 46. P. 411–429.
6. Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos* 79. 2005. P. 1–24.
7. Smithies R.H. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite // *Earth and Planetary Science Letters* 182, 2000. P.115–125.
8. Calmus T., Aguillo'n-Robles A., Maury R.C, Bellon H., Benoit M., Cotton J., Bourgois J., Michaud F. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (“bajaites”) from Baja California, Mexico: the role of slab melts // *Lithos* 66, 2003. P.77– 105.
9. Polat A., Kerrich R. Magnesian andesites, Nb-enriched basalt-andesites, and adakites from late-archean 2.7 Ga Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: implications for late Archean subduction zone petrogenetic processes // *Contrib. Mineral. Petrol.* V.141. 2001. PP. 36–52.
10. Polat A., Kerrich R. Nd-isotope systematics of ~2.7 Ga adakites, magnesian andesites and arc basalts, Superior Province: evidence for shallow crustal recycling at Archean subduction zones // *Earth and Planet. Sci. Letters*, 2002, v.202. P.345–360.
11. Polat A., Kerrich R. Reading the geochemical fingerprints of archean hot subduction volcanic rocks: evidence for accretion and crustal recycling in a mobile tectonic regime // *Archean geodynamics and environments. Geophysical monograph series* 164. American geophysical union. 2006. P.189–213.
12. Reich M., Parada M.A., Palacios C., Dietrich A., Schultz F., Lehmann B. Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenic implications // *Mineralium Deposita*, 2003. 38. P.876–885
13. Kay R.W. Aleutian magnesian andesites : melts from subducted Pacific Ocean crust // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1978. 4. P.117–132.
14. Castillo P.R., Janney P.E., Solidum R.U. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting // *Contrib.Mineral.Petrol.* 134. 1999. P. 33–51.
15. Wang Z., Wilde S., Wang K., Yu L. A MORB-adakite association in the 2.5 Ga Wutai greenstone belt: late Archean magmatism and crustal growth in the North China Craton // *Precambrian research*, v.131. 2004. P.323–343.
16. Сергеев С.А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии // Автореф. дисс... канд. г.-м.н. 1989. 24с.
17. Светов С.А., Кудряшов Н.М., Ронкин Ю.Л., Хухма Х., Светова А.И., Назарова Т.Н. Мезоархейская островодужная ассоциация Центрально-Карельского террейна (Фенноскандинавский щит). Новые геохронологические данные // *Доклады РАН.* 2006. т.406. N:3. С. 370–374.

18. Taylor R.W., Nesbitt R.W. Isotopic characteristics of subduction fluid in an intra-oceanic setting, Izu-Bonin arc, Japan // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. v.164. P. 79–98.

19. Ujike O., Goodwin A. Origin of archean adakites and NEBA from the Upper Keewatin assemblage, the lake of the Woods greenstone belt, Western Wabigoon Subprovince, Superior Province // Golshmidt conference Abstracts, 2003. P.A503.

20. Defant M.J., Jackson T.E., Drummon M.S., De Boher J.Z., Bellon H., Feigenson M.D., Maury R.C., Steward R.H. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview // J. Geol. Soc. London. 1992. V.149. P. 569–579.

21. Sajona F.G., Maury R., Bellon H., Cotton J., Defant M. High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines) // J. Petrol. 1996. V. 37. P. 693–726.

Трещиноватость Валаамского силла

Свириденко Л.П., Белашев Б.З.

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: sv@krc.karelia.ru, belashev@krc.karelia.ru

Один из крупнейших силлов Фенноскандинавского щита среднерифейский Валаамский силл габбро-долеритов представляет Валаамско-Салминскую островную гряду Ладожского озера, протянувшуюся в широтном направлении от берега до берега на 120 км (рис.). Все ее острова, как части огромного (10000 км²) мощностью до 200 м пластового интрузивного тела, тектонически раздробленного на блоки, участвуют в строении горсто-грабеновой системы. Северо-западная ориентировка блоков поперечна простиранию гряды. Максимальная амплитуда их относительных смещений составляет 250–300 м. Особенности трещиноватости и блочности габбро-долеритов определяют тип береговой линии и морфологию береговых скальных уступов.

Цель исследования состоит в статистическом описании трещиноватости.

Трещиноватость Валаамского силла представлена двумя главными генетическими типами: контракционной трещиноватостью, связанной с кристаллизацией и остыванием интрузивного тела, и наложенной тектонической трещиноватостью. По результатам наблюдений выделяются следующие системы трещиноватости:

- контракционная трещиноватость в магматической камере
- трещиноватость рифейской складчатости
- трещиноватость грабенообразования
- трещиноватость сводовых поднятий и опусканий в палеозой-мезозой-кайнозойский этап
- трещиноватость в связи с гляциацией и дегляциацией последнего ледника Фенноскандии

Первичная отдельность образуется в результате внутреннего напряжения при контракционном сжатии в связи с кристаллизацией магматического расплава. Главными ее типами являются: пластовая (в том числе плитчатая), столбчато-призматическая и блоковая (прямоугольная до кубической, параллелепипедальная, ромбоидальная). Нередко имеет место переработка первичной отдельности наложенной трещиноватостью.

Распространенная по разрезу силла плитчатая отдельность – важный признак структурной ситуации. Тонкоплитчатая отдельность наблюдается в головной части столбчато-призматической отдельности при отсутствии блоковой или развивается в купольно-брахиформных структурах в условиях максимального литостатического разуплотнения и реализации горных напряжений при снятии их в ходе воздымания.

Столбчато-призматическая блоковая (параллелепипедальная) отдельность встречается по всему разрезу Валаамского силла, четко проявляясь в нижней части разреза. Первичная столбчатая отдельность, наиболее выраженная на глубине 160–90 м, формируется в активных средах при кристических значениях градиентов температур.

С помощью специальной компьютерной программы по азимутам направлений трещин были получены распределения их числа по углам в диапазоне 0°–90°, 270°–359°, представленные в виде полярных гистограмм (рис.). Их анализ позволил сделать следующие заключения.

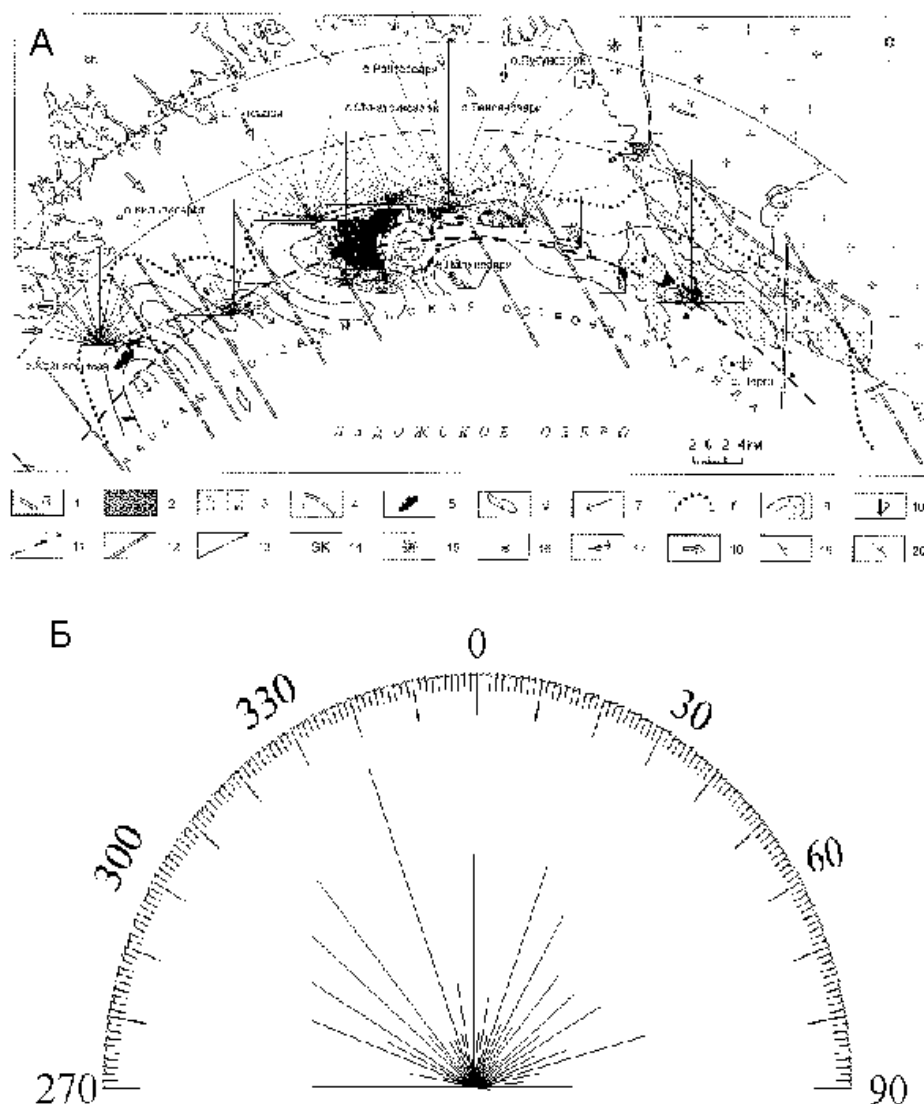


Рис. Структурное размещение габбро-долеритов Валаамского силла на Валаамско-Салминской островной гряде и распределение трещиноватости: А – контракционной; Б – наложенной:

1 - дайки среднерифейских долеритов; 2 - выходы красноцветных песчаников салминской свиты; 3 - базальтовые высокожелезистые лавы салминской свиты; 4 - западная граница Салминского массива гранитов рапакиви; 5 - изверженные породы Валаамского силла на дневной поверхности; 6 - площади предполагаемого распространения габбро-долеритов Валаамского силла; 7 - трахитоидность; 8 - предполагаемые границы нижнего контакта силла с породами салминской свиты; 9 - общая складчатая структура силла; 10 - горизонтальное залегание пород; 11 - ось Валаамско-Салминской островной гряды; 12 - система разломов Лadoжской горсто-грабеновой структуры; 13 - элементы кольцевой структуры Лadoжской неотектонической депрессии; 14 - области метаморфических образований свекокарелид; 15 - Хопунваарский нект габбро-долеритов; 16 - питающий канал силла; 17 - оси погружения складчатых структур; 18 - направления раскрытия зияющих трещин в прибрежной части озера; 19 - наклонное залегание пород и разломов; 20 - вертикальное падение разломов

Радиальное распределение трещиноватости отражает многообразие типов отдельности. Интенсивное проявление меридианальной отдельности, ориентированной перпендикулярно к простиранию силла, объяснено формированием отдельности не только в результате проседания интрузии, но и в режиме сдвиговых деформаций сжатия. Северо-восточные и северо-западные ортогональные соотношения максимумов трещиноватости дают основание связать их с радиальными движениями с одной стороны с осевой линией краевой флексуры Полканова, ограничивающей с юга Фенноскандинавский щит, а с другой – с началом блоковых движений по направлению с крутопадающей шовной зоной сочленения Карельского и Свекофеннского геоблоков. Статистический максимум наложенной неотектонической трещиноватости 340° соответствует простиранию Пашско-Лadoжской горсто-грабеновой системы.

Седиментогенез и фазовые превращения карбонатного породообразующего вещества нефтегазоконденсатных месторождений

Скибицкая Н.А., Яковлева О.П.

ИПНГ РАН, г. Москва, e-mail: nik@ipng.ru

Проблемы формирования нефти, газа и других видов полезных ископаемых, в частности в карбонатных продуктивных толщах, а также создания собственно месторождения как геологического объекта являются, как показывают результаты исследований, сложнейшим комплексным процессом, в котором суммируются (и которые должны быть учтены при создании гипотетических моделей) различные факторы: источник и свойства исходных веществ, их аккумуляция, формирование породообразующего вещества, условия и фазовые превращения его в геологическом времени, химизм этих превращений и др.

Масштабность, а также нефтегазо- и рудоносность месторождений углеводородов, сформированных в древних органогенных (рифогенных, биогермных) постройках, в том числе и на Северо-Западе России в Тимано-Печорском бассейне, трудно переоценить.

По существующим представлениям, рифогенные постройки являются ловушками, состоящими из карбоната кальция или доломита, имеющими определенное пустотное пространство (поры, трещины, каверны), в которое углеводороды поступают извне [1,2].

Мы занимаемся проблемой формирования комплексного ресурсного потенциала подобных месторождений, в частности Оренбургского нефтегазоконденсатного месторождения (ОНГКМ), а ранее Карачаганакского НГКМ, которые приурочены к палеозойским рифогенным (биогермным) постройкам, в течение многих лет. Весь комплекс полученных нами экспериментальных данных по изучению образцов карбонатных пород (карбонатного породообразующего вещества), насыщающих их углеводородных и неуглеводородных компонентов, а также анализ литературных источников позволяют утверждать, что рифогенные продуктивные постройки являются не только гигантскими аккумуляторами углеводородов и других полезных ископаемых, но и источниками их образования, обладающими изначально, с момента их роста и захоронения, высоким комплексным генерационным потенциалом. Решающая роль в формировании такового в первоначальном, исходном породообразующем карбонатном веществе принадлежит живому веществу в составе биогеоценоза рифовой полифациальной экосистемы. Вместе с тем, его высокая биологическая продуктивность вполне может быть связана и с подпиткой живущей рифовой экосистемы глубинными углеводородами любого генезиса и тепловыми потоками.

Сложнейшее по своему составу и строению породообразующее вещество залежей углеводородов является промежуточным звеном в эволюционном ряду «живое вещество – нефть». Оно формируется на стадиях седиментогенеза и раннего диагенеза и «живет» в геологическом времени в соответствии с неким внутренним генетическим кодом со скоростью, зависящей от внешних условий. Важнейшая роль в формировании начального состава и строения породообразующего вещества отводится стадиям седиментогенеза и раннего диагенеза, которые по сути являются стадиями сингенетического сопряженного комплексного ресурсообразования в рифогенных продуктивных постройках.

На стадии седиментогенеза происходит жизнь, рост и отмирание всех организмов, входящих в состав сложнейшего рифового биогеоценоза. В условиях общего устойчивого прогибания морского дна, отмечаемого многими исследователями, изучавшими рифогенные образования, происходит накопление гумусово-сапропелевых осадков, переработка входящих в их состав биополимерных молекул различными сначала аэробными бактериальными сообществами, их отмирание, с образованием уже анаэробными бактериями в относительно глубоководных восстановительных условиях в результате всех деструкционных процессов гумусово-концентратов, захоранивающих риф.

Именно на стадии седиментогенеза, в самом объемном теле (скелете, ядре) рифовой постройки за счет известных процессов биоминерализации (химического или физико-химического взаимо-

действия биомолекул с минералами –матричного синтеза) многочисленных известьвыделяющих организмов, в основном кораллов и водорослей, и, особенно, в осадочных иловых концентратах, происходит аккумуляция всех потоков первичных (исходных для формирования породообразующего вещества) химических соединений, поступающих в морскую воду в составе вещества космического, отмершего живого, недр литосферы и др. Затем происходит переработка первичных органических соединений (биополимеров и др.) живым веществом илов, в частности различными бактериальными сообществами, со всеми их известными концентрационными и трансформационными функциями [3–9].

Мы полагаем, что создание комплексного генерационного потенциала нефтегазоконденсатных месторождений происходит за счет накопления органической, вернее элементоорганической, составляющей в концентрированном виде во всем объеме рифогенного породообразующего вещества, формирующегося в процессе роста, захоронения рифа и его дальнейшей литификации. Химический состав и концентрации органической (элементоорганической) составляющей будут весьма неоднородными в различных фациях. В ядре (скелете) рифогенной постройки они создаются в результате процессов биоминерализации и зависят от состава и концентрации органических соединений, входящих в органическую матрицу, на которой происходит осаждение карбоната кальция. Основная же масса органики и ее состав определяются мощной массообразующей и длительной деятельностью бактериальных сообществ, живущих во всех фациях рифа, и, особенно, анаэробными бактериями в глубоководном иловом концентрате (мобилизате, если иметь в виду его подвижность), захоранивающим не только собственно рифогенную постройку, но и его пустотные объемы. Подробнее этот материал будет изложен в докладе.

Подобным образом в седиментогенезе и раннем диагенезе формируется на молекулярном уровне и затем литифицируется мощная карбонатная неоднородная по составу продуктивная толща – мозаично построенное, объемное, породообразующее геологическое тело – мощный природный реактор с высоким нефтегазоматеринским потенциалом за счет накопления элементоорганического вещества в концентрированном виде в составе карбонатного породообразующего вещества. Реализация нефтегазо- и рудного потенциала с рождением углеводородов и других видов полезных ископаемых происходит *in situ* в результате эволюционных преобразований породообразующего вещества.

Мы пришли к выводам относительно особого значения седиментационных процессов в формировании комплексного генерационного потенциала рифогенных продуктивных построек, а также последующих процессов его реализации на основании результатов многолетних исследований образцов карбонатных пород и насыщающих их углеводородных и неуглеводородных компонентов вышеназванных месторождений.

Как показывают результаты исследований образцов карбонатных пород в электронных микроскопах, не только исходное породообразующее вещество рифогенных полифациальных построек, но и вещество, находящееся сегодня в различных зонах и на разных стратиграфических уровнях нефтегазоконденсатных месторождений в достаточно преобразованном виде представляет собой не чистый карбонат кальция, что признавалось ранее только в результате его недостаточной изученности. Это вещество устроено много сложнее и является поликомпонентным минерально-органическим полимерным образованием.

В результате комплексных исследований образцов карбонатных пород из разных зон залежей были установлены неожиданные для многих, в том числе и для нас самих, новые свойства карбонатного породообразующего вещества. В частности, в растровом электронном микроскопе (РЭМ) высокого разрешения Хитачи S-800* было установлено, что карбонатное породообразующее вещество находится в отдельных зонах залежи в различных фазовых состояниях – от коллоидного до кристаллического, но во всех случаях на молекулярном уровне оно имеет для отдельных элементов глобулярные (иногда фибриллярные) надмолекулярные структуры (рис.1). Подобные структуры характерны для органических полимеров и битумов [10].

* Исследования в электронных микроскопах выполнены совместно с В.А.Кузьминым.

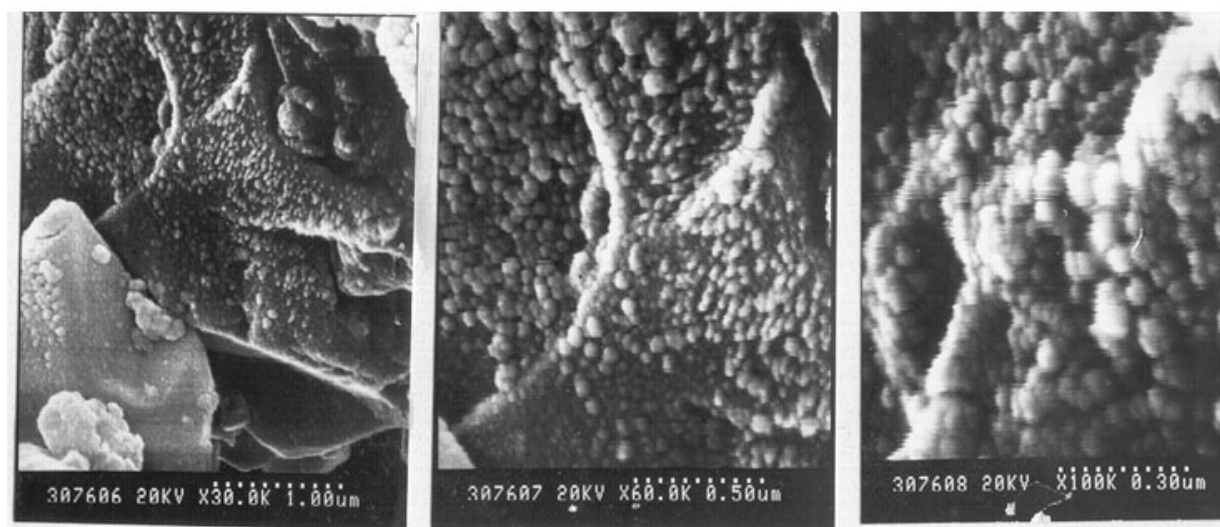


Рис. Макроглобулярная полимерная структура образца карбонатной породы. КНГКМ. Part. Увеличения в ряду от 30 тыс. до 100 тыс. раз

Действительно, его полимерная природа, а также возможное состояние в залежи в набухом коллоидном состоянии были подтверждены способностью набухать в углеводородах (дизельном топливе, гептане и др.) с увеличением объема зерен до 5–10 раз, что также характерно для сшитых в разной степени органических полимеров[11].

Кроме того, в результате изучения образцов пород на РЭМ высокого разрешения «LEO SUPRA 50 VP» с энергодисперсионным анализатором элементного состава установлено значительные превышения содержаний углерода и кислорода, а также значительное уменьшение содержания кальция в кристаллах породы, которые имеют визуальную кристаллографическую форму кальцита.

Эти кристаллы содержат в основном Ca, C и O, и их можно было бы принять за чистый карбонат кальция – CaCO_3 , в котором содержание углерода равно 12%. Однако в изучаемых образцах оно составляет 27–32%, содержание кислорода превышает теоретические 48% до 63,55%, а содержание Ca вместо 40% составляет в некоторых образцах менее 9% (Таблица 1).

Таблица. Результаты элементного анализа образцов карбонатной породы, имеющих кристаллографическую форму кальцита

Спектры	C	O	Na	Mg	Si	Ca
Спектр 1	24.82	61.58	0.00	0.25	0.00	13.35
Спектр 2	26.60	63.55	0.00	0.21	0.00	9.64
Спектр 3	18.56	51.86	0.00	0.38	0.06	29.14
Спектр 4	27.62	62.33	0.00	0.04	0.03	9.97
Спектр 5	23.08	61.90	0.70	0.22	0.00	14.10
Спектр 6	27.97	63.47	0.00	0.12	0.00	8.44
Спектр 7	14.70	50.90	0.06	0.20	0.59	33.54

**Все результаты в атомных %*

Полученные данные свидетельствуют не только о необычном полимерном строении карбонатного породобразующего вещества, которое аналогично строению органических полимеров и битумов, но и о том, что даже в образцах, имеющих кристаллографическую форму кальцита, содержится значительно больше углерода и кислорода, чем в чистом карбонате кальция. Из этих данных следует, что даже в визуальном кристаллическом образце карбонатной породы (карбонатного породобразующего МОП), имеющих высокую степень преобразования, присутствует органическая составляющая. Причем, она вряд ли просто примешана к минеральной составляющей. Поскольку в электронном микроскопе видно, что структура породобразующего полимерного вещества (его минерально-органическая матрица) имеет достаточно упорядоченное строение (см. рис.1), следует полагать, что минеральная и органическая составляющие связаны химически.

Можно также полагать, что упорядоченная минерально-органическая матрица породообразующего рифогенного полимера и ее исходный генерационный потенциал в виде органической составляющей изначально формируются в фациях рифовой постройки за счет различных природных механизмов самоорганизации: а) биоминерализации в процессе роста тела (ядра) коралла, а также других живущих в рифовой постройке карбонатфиксирующих организмов и б) самоорганизации в липидные бислои (геобиохимические мембраны) дифильных липидных компонентов (в основном кальциевых и магниевых солей известных карбоновых кислот, характерных для живого вещества) в составе глубоководного гумусово-сапропелевого илового концентрата, сформированного анаэробными бактериальными сообществами самого рифового биогеоценоза как в пустотных объемах рифовой постройки в составе глубоководного илового концентрата, мигрирующего в риф как в область разгрузки при уплотнении концентрата и являющегося питательным бульоном для живущих там бактерий-цементаторов, а также в самом иловом концентрате, захоранивающим тело рифа.

Нами экспериментально установлено, что в различных зонах месторождений в зависимости от стадии эволюционных преобразований карбонатного породообразующего минерально-органического полимера свойства карбонатной породы весьма широко варьируют в части пористости образцов, структуры порового пространства, проницаемости, характера газо-конденсато-нефтенасыщения, степени набухания в углеводородах, концентрации битумоидных высокомолекулярных компонентов (асфальтенов, смол, парафинов, масел) и их компонентного состава, а также состава концентрации металлов и др.

Масштабы этих зон и величины их остаточных потенциалов определяются в зависимости от внешних условий различными стадиями фазовых и физико-химических превращений исходных минерально-органических полимеров, сформированных в различных фациальных условиях в составе рифогенного изначально неоднородного продуктивного комплекса.

Складывается впечатление, что в рифогенном минерально-органическом реакторе, изначально имеющем достаточно упорядоченное строение, происходят мощные, по всей вероятности, низкотемпературные физико-химические процессы, в результате которых вещество из твердотельного переходит в результате набухания в состояние высокомолекулярного коллоидного раствора. Подобные фазовые переходы будут сопровождаться возникновением импульсов сверхвысокого давления. При этом меняется напряженно-деформированное состояние среды, ее прочностные, плотностные и другие физические характеристики.

Пластовые давления в таких природных системах, осмотически набухших в углеводородах, могут быть равны горному и даже превышать его. В процессе этих фазовых превращений может происходить возбуждение породообразующей среды, ее разуплотнение, могут наблюдаться эффекты дилатансии. Эти ослабленные зоны, являющиеся некими разломными образованиями («столбами дегазации»), могут являться зонами направленной сейсмической активности и сопровождаться механическими нарушениями, приводящими к ускоренным химическим реакциям, преобразующим рифогенное минерально-органическое полимерного вещества до углеводородов газового и нефтяного рядов.

Литература

1. *Багринцева К.И.* Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа // М.: 1999. 285 с.
2. *Кузнецов В.Г.* Геология рифов и их нефтегазоносность // М.: Недра, 1978. 304 с.
3. *Виноградов А.П.* Химический элементарный состав организмов моря. Ч. 1,2,3 // Труды Биогеохим.лаб. 1935. Т. 3. С. 64–278; 1937. Т. 4. С. 5–225; 1944. Т. 6. С. 5–173.
4. *Сорокин Ю.И.* Сообщества коралловых рифов.// Океанология. Биология океана. Т. 2. Биологическая продуктивность океана. М.: Наука, 1977. С. 133.
5. *Сорокин Ю.И.* Экосистема коралловых рифов.// Вест. АН СССР. 1978. № 11.С. 23–25.
6. *Химия морей и океанов* // Под ред. докт. г-м.н. О.К.Бордовского. М.: Наука. 1995. 415 с.
7. *Заварзин Г.А., Колотилова Н.Н.* Введение в природоведческую микробиологию. М.:Университет. Книжный дом.2001. 255 с.

8. Лоуэнстам Х. Процессы и продукты биоминерализации и эволюция биоминерализации. // Тезисы докладов 27-го Междун. Геол. конгресса. М. 1984. Т. 2. С. 51–56.
9. Голубев С.Н. Живые кристаллы // Природа. 1989. № 3. С. 13–21.
10. Пеньков В.Ф. Уран и углеводороды // М.: Недра, 1989. 144 с.
11. Тагер А.А. Физико-химия полимеров. М.: Химия. 1978.

Ультракремнистые породы в разрезе Печенгской структуры как продукт флюидизат-эксплозивных систем (Кольский полуостров)

Скуфьин П.К.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: skuf@geoksc.apatity.ru

В дифференцированных продуктах вулканизма раннепротерозойской Печенгской структуры отмечено появление высококремнистых вулканитов (кагуситов), наблюдающихся в виде покровов лав, палеоигнимбритов, а также формирующих эруптивные брекчии бимодального пикрит-кагуситового состава. Эти породы приурочены прежде всего к самой молодой матертской вулканогенной свите, перекрывающей осадки продуктивной свиты, вмещающие рудоносные интрузии габбро-верлитового состава с богатым Cu-Ni сульфидным оруденением. В целом разрез матертской свиты на 92% сформирован базальтами, на 6% – ферропикритами и на 2% – фельзическими лавами и туфами [5,8]. Монотонный разрез вулканитов свиты нарушается локальным проявлением высокодифференцированного вулканизма широкого спектра составов, что было обусловлено кратковременным импульсом сжатия на фоне перманентных условий рифтогенного растяжения земной коры в матертское время. Этот импульс обусловил эффективную разрядку напряжений вдоль Пильгуярвинского взбросо-сдвига в кровле продуктивной свиты и привел к внедрению по этой ослабленной зоне дифференциатов ферропикритовой и толеитовой магм, в том числе многочисленных базит- и базит-гипербазитовых интрузий единой подщелоченной ферропикрит-габбро-верлитовой вулcano-плутонической ассоциации. Характерным примером формирования эруптивных центров вулканизма этой стадии является район к югу от горы Райсо-айви, на контакте продуктивной и матертской свит (Рис. 1). Здесь были закартированы многочисленные дайки и сложной формы интрузивные тела эруптивных брекчий и лавобрекчий базальтового и ферропикритового состава. Базальты обломков и матрикса, в отличие от обычных матертских базальтов, представлены или субщелочными разновидностями с нормальной кремнекислотностью и с повышенным содержанием калия в балансе щелочей (Таблица 1) или же “примитивными” малокремнистыми и малощелочными ферробазальтами, обедненными крупноионными литофильными элементами (Rb, Sr, Ba), но обогащенными сидерофильными элементами –Ni, Cr, Co. Эти породы могут представлять собой наиболее примитивные мантийные разновидности базальтоидов. Характерно, что изучение особенностей фракционирования недифференцированных примитивных базальтовых комплексов выявили на диаграмме щелочность-кремнекислотность пересечение трендов в точке с координатами SiO_2 –42 вес.% и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 1.2%, что, видимо, соответствует содержанию этих компонентов в мантии [10]. Ферропикриты эруптивных брекчий отличаются от матертских ферропикритовых лав 2 повышенным содержанием алюминия, железа, магния и щелочей, в особенности калия. В интрузивных лавобрекчиях были отмечены округлые обломки ультракремнистых (кагуситов) размером 0.2–0.5 м в поперечнике. Кагуситы имеют криптофельзитовую структуру, обогащены тонкодисперсным и орбикулярным магнетитом. Содержание SiO_2 в них составляет 86.1%, суммарного Fe –4.93%; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0.1\%$. Свообразные эруптивные брекчии бимодального кагусит-базальтового состава были установлены на восточном фланге Печенгского рудного поля, в районе крупного Ждановского месторождения Cu-Ni руд. Дайковые тела эруптивных брекчий мощностью до 20–30 м вытянуты на сотни метров по простиранию и падению вмещающих углеродистых сланцев продуктивной свиты. Они секут пластовые тела ферродолеритов из разреза продуктивной свиты и в свою очередь секутся интрузиями габбро-верлитов (ферродолеритов из разреза продуктивной свиты и в свою очередь секутся интруз-

зиями габбро-верлитов. Макроскопически это плотные массивные лавокластиты, в которых хаотически распределенный обломочный материал погружен в матрикс, представленный витрокластической микролавобрекчией, имеющей состав субщелочного магнезиального базальта (Таблица 1, кол. 7). Обломки имеют угловатые или округло-оплавленные очертания и представлены железистыми ультракремнистыми лавами (кагуситами) – стекловатыми породами черного или светло-серого цвета, с характерным для кремнистых пород раковистым изломом. Разновидности черного цвета (малощелочные кагуситы) имеют микропорфировую структуру, количество порфировых вростков – от 3 до 8% объема породы, состав – кварц, реже альбит и анортит; основная ткань – изотропный агрегат зерен кварца и полевого шпата криптофельзитовой структуры. Содержание SiO_2 в них составляет 83.92%, суммарного Fe – 2.50%; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1.64\%$ (Таблица 1, кол. 8). Более светлые лейкократовые разновидности (бесщелочные кагуситы) имеют почти мономинеральный кварцевый состав. Содержание SiO_2 в них достигает 94.73%, суммарного Fe – 2.31%; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0.13\%$ (Таблица 1, кол. 9).

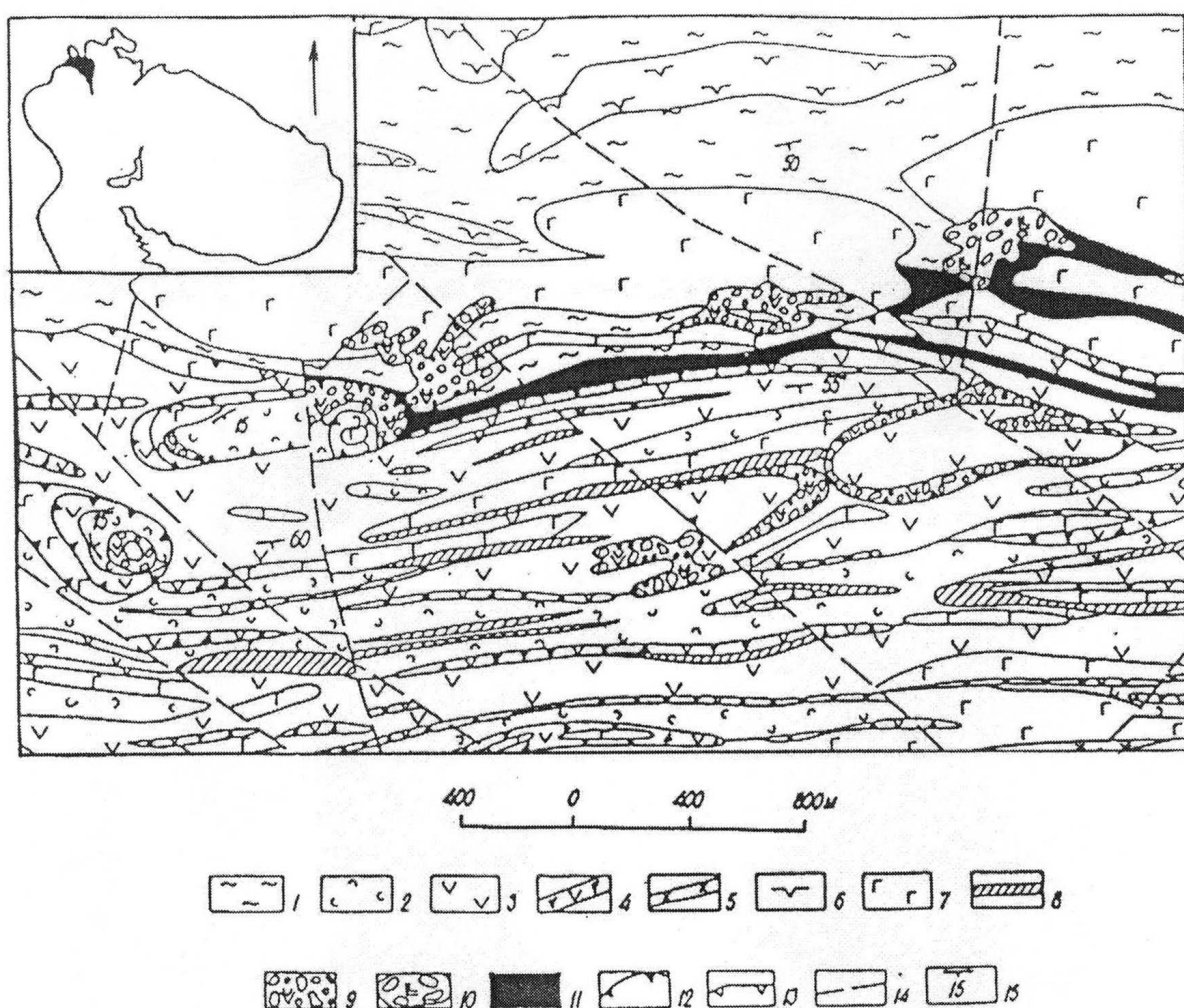


Рис. Схематическая геологическая карта участка распространения вулканитов матертской свиты к югу от г. Райсо-айви. На карте Кольского полуострова залитым контуром показано положение Печенгской структуры:

1 – осадки продуктивной свиты; 2–11 – вулканиты матертской свиты: 2 – базальтовые шаровые лавы; 3 – базальтовые массивные лавы; 4 – туфы базальтового состава; 5 – туфы фельзического состава; 6 – ультрабазиты габбро-верлитовой ассоциации; 7 – габброиды габбро-верлитовой ассоциации и габбро-долериты; 8 – лавы ферропикритового состава; 9 – эруптивные брекчии базальтового состава; 10 – эруптивные брекчии ферропикритового состава; 11 – эруптивные лавобрекчии базальтового состава; 12 – кольцевые разломы вулcano-тектонических структур; 13 – Пильгуярвинский взброс-сдвиг по границе продуктивной и матертской свит; 14 – разломы; 15 – залегание пород

Таблица. Химические составы дифференцированных пород (мас.%, ppm)

Компоненты	1 n = 39	2 n = 6	3 n = 3	4 n = 4	5 n = 4	6 n = 2	7 n = 2	8 n = 3	9 n = 3
SiO ₂	48.34	41.89	47.62	42.49	41.92	86.10	48.61	83.92	94.73
TiO ₂	1.85	2.08	1.51	1.78	2.18	0.51	1.61	0.27	0.00
Al ₂ O ₃	13.55	7.60	13.42	12.30	10.43	3.22	12.29	2.73	0.34
Fe ₂ O ₃	3.66	3.65	2.21	5.45	3.42	1.18	6.01	1.21	0.53
FeO	12.10	10.39	10.56	12.82	12.91	3.75	5.38	1.29	1.78
MnO	0.20	0.17	0.22	0.20	0.24	0.06	0.18	0.04	0.01
MgO	6.20	12.95	9.01	5.96	16.16	1.77	8.75	1.36	0.18
CaO	8.37	11.28	6.61	11.77	6.63	0.98	7.44	3.41	0.80
Na ₂ O	2.98	0.13	2.42	0.38	0.19	0.09	3.87	1.50	0.10
K ₂ O	0.25	0.06	1.69	0.16	0.23	0.01	0.92	0.14	0.03
H ₂ O ⁻	0.39	0.24	0.46	0.33	0.32	0.25	0.11	0.00	0.06
H ₂ O ⁺	1.85	5.17	4.01	5.05	4.89	2.05	3.42	1.66	0.35
P ₂ O ₅	0.15	0.18	0.11	0.12	0.20	0.00	0.12	0.19	0.00
CO ₂	0.11	4.32	0.10	0.65	0.30	0.26	0.25	2.13	0.59
S _{общ}	0.11	0.12	0.15	0.55	0.10	0.00	1.22	0.02	0.40
Сумма	100.11	100.23	100.10	100.01	100.12	100.23	100.18	99.87	99.90
Rb	20	4	30	4	24	2	10	5	1
Sr	230	150	130	90	190	40	118	71	30
Ba	200	40	100	80	60	80	140	40	80
Ni	150	800	200	200	950	100	400	100	100
Co	30	85	90	90	95	10	50	20	0
Cr	300	1200	400	500	1100	400	500	200	190

Примечание. 1,2 – соответственно базальт (1) и ферропикрит (2) матертской свиты; 3–6 –породы эруптивных лавобрекчий: 3 –субщелочной базальт магнезиальный, 4 – ферробазальт малощелочной, 5 – ферропикрит; 6 – бесщелочной кагусит; 7–9 – породы эруптивной брекчии бимодального кагусит-базальтового состава района Ждановского месторождения: 7 – магнезиальный субщелочной базальт; 8 – малощелочной кагусит; 9 – бесщелочной кагусит.

В целом можно констатировать, что мощный, однообразный по составу рифтогенный базальтовый вулканизм матертского времени на определенных этапах сопровождался образованием высокодифференцированных расплавов, когда формировались контрастные, иногда бимодальные высокожелезистые и титанистые, а также ультракремнистые ассоциации вулканитов и подщелоченных интрузивных пород габбро-верлитовой рудоносной ассоциации, с повышенным содержанием калия в балансе щелочей. Все эти экзотические породы также обогащены такими типичными элементами мантийных щелочных магм, как Ba, Nb, Zr, Ti, LREE, не говоря уже о железе и элементах группы железа –Cr, Ni, Co. Вулканизм этого периода характеризовался чрезвычайно высокотемпературными условиями проявления и интенсивным газовой-флюидным режимом, что приводило к образованию эруптивных брекчий, лавокластических субвулканических тел, мощных отложений палеогинимбритов и пирокластолитов. Представляется возможным связать все эти сложные тектоно-магматические и физико-химические процессы с новой моделью генерации тепла, сверхглубинных минерализованных флюидов и мантийных глубинных магм при стадийном формировании восходящих плюмов на границе внешнего ядра Земли. В принципе эти породы можно рассматривать как продукты плюмовых флюидизат-эксплозивных систем (ФЭС). В последние годы ФЭС привлекают пристальное внимание специалистов, в том числе по месторождениям благородных металлов и алмазов [2,4,6]. В этих публикациях показана тесная связь полезных ископаемых широкого спектра представительности с эксплозивными и эруптивными брекчиями, связанными с флюидными высокотермальными мантийными потоками. Изучение высокоуглеродистых тектонитов в зонах глубинных разломов Восточного Саяна [4], являющихся концентраторами значительных объемов Au, Ag и элементов ЭПГ, наряду с исследованием углеродистых пород с возрастом 2000 млн. лет из Карелии, с аномально высокими концентрациями благородных и редких металлов [1], однозначно указывают на факт транзитного переноса рудных элементов углерод-содержащими восстановленными глубинными флюидами и последующего отложения вместе с самородными формами углерода в приповерхностных зонах на стадии окисления. Для карельских рудоносных структур пульсационный прорыв плюмовых углеводородных флюидов в бассейны черносланцевой седиментации доказывается геофизическими данными, указывающими на стадийность проявлений термальных и гравитационных аномалий, связанных с воздымающимися флюидными колоннами [1].

Уникальность печенгских вулканитов-дифференциатов состоит в том, что они не только моделируют условия формирования рудоносных ассоциаций, связанных с мантийным субщелочным высокодифференцированным магматизмом, но позволяют приблизиться к решению проблем генезиса рудоносных кварцевых псевдоконгломератов-туффизитов раннедокембрийского возраста, в том числе золотоносных и ураноносных кварцевых "конгломератов" известных уникальных месторождений-гигантов. Дело в том, что проблема ФЭС затрагивает современную точку зрения на кварцевые конгломераты, в том числе установленные в основании раннепротерозойских разрезов Балтийского щита как на своеобразные "базальные псевдоконгломераты-пирокластиты" и "мономиктовые кварцевые пирокластиты" [3], в которых происходила активная обработка и округление поступающих на поверхность глубинных гранитоидных и кварцевых обломков термальным флюидным потоком. Аналогичные псевдоконгломераты (флюидизат-эксплозивные брекчии) были отмечены и в основании разреза пород Печенгской структуры [9], где состав обломочного материала –граниты, кварц, фрагменты лав пикрит-базальтов, а также своеобразные плагиоклаз-кварцевые породы, аналогов которым нет в современных классификациях гранитов. Налицо признаки высокотемпературных условий формирования этих пород –характерна пластичность фрагментов пикрит-базальтов, контуры которых деформируются окружающими обломками гранитоидов. Сами обломки гранитов центробежно "расползаются" в виде разуплотненной эруптивной брекчии, что типично для перегретых лавокластических пород, например, игнимбритовых отложений, но отмечалось также и в продуктах типичных ФЭС, например, в ордовикских алмазоносных флюидизатах-туффизитах Полярного Урала [2]. Для кварца из обломков печенгских псевдоконгломератов типичны очень низкие показатели преломления, вплоть до полной изотропизации и преобразования в стекло. Аналогичные явления изотропизации кварца описаны в ятулийских псевдоконгломератах Северного Онежского прогиба [3]. "Изотропизм" кварца, а также формирование кварцевых туфолав и игнимбритов отмечены и в алмазоносных туффизитах Ичетьинско-Умбинской "флюидизат-эксплозивной системы" Среднего Тимана [7]. На избирательное замещение кварца диаплектовым стеклом в алмазоносных породах псевдоастроблем типа Попигаевской, Пучеж-Катунской, Карской и др. указано также в работе [6], где формирование «астроблем» объясняется импульсным прорывом к поверхности литосферы плюмовых восстановленных флюидных потоков, источником которых были внешние сферы ядра Земли.

Таким образом, можно констатировать, что с плюмовыми восстановленными флюидно-минеральными системами, включающими в себя также и флюидизат-эксплозивные системы, связано образование эруптивных брекчий, разнообразных лавокластитов и "псевдоконгломератов" контрастного щелочно-ультрабазитового и базит-фельзического состава, включая и высококремнистые дифференциаты, а также формирование углеродистых осадочных формаций и высокоуглеродистых тектонитов-метасоматитов. Учитывая приуроченность к плюмовым магматическим, метасоматическим и флюидизат-эксплозивным системам широкого круга месторождений сульфидных и окисных руд, в том числе благородных металлов и ЭПГ, появление подобных эруптивных брекчий и пирокластолитов-туффизитов в тесной связи с базальт-пикритовыми породами материнской свиты, а также углеродистыми породами продуктивной толщи и никеленосными габбро-верлитовыми интрузиями в этой толще, вполне закономерно и объяснимо. Учитывая также полигенное, в том числе и флюидизат-эксплозивное происхождение базальных аркозовых и мономиктовых кварцевых конгломератов раннего протерозоя Карелии, что было частично доказано для Сегозерской, Кумсинской, Лехтинской и др. структур, следует иметь в виду, что с подобными "псевдоконгломератами" и "ксенотуффизитами" могут быть связаны и алмазоносные породы.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 08-05-00424).

Литература

1. Ахмедов А.М., Голубев А.И., Костоянов А.И. Мантийная природа аномалий благородных металлов в черносланцевых комплексах палеопротерозоя Балтийского щита // Мантийные плюмы и металлогения. Материалы Международного симпозиума. Петрозаводск: изд. КарНЦ РАН, 2002. С. 18–19.
2. Голубева И.И., Махлаев Л.В. Интрузивные пирокластиты севера Урала. Сыктывкар: изд. КомиНЦ УрО РАН, 1994. 81 с.

3. Казак А.П., Зайцев В.С. К проблеме полигенного происхождения базальных конгломератов раннего протерозоя севера Онежского прогиба // Материалы II Всерос. петрограф. совещания. Сыктывкар: изд. КомиНЦ РАН, 2000. С. 262–264.

4. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001, Т. 43, № 4. С. 291–307.

5. Маракушев А.А., Безмен Н.И., Скуфьин П.К., Смолькин В.Ф. Расслоенные никеленосные интрузивы и вулканические серии Печенги // Очерки физико-химической петрологии. Вып. 12. М.: Наука, 1984. С. 39–63.

6. Маракушев А.А. Геологическая позиция, геохимия и термодинамика алмазоносного импактогенеза // Вестник МГУ, серия 4, Геология. 1995, № 1. С. 3–27.

7. Рыбальченко Т.М. Геологическое строение Ичетьинско-Умбинской флюидизатно-эксплозивной системы (Средний Тиман) // Материалы II Всероссийского петрограф. совещания. Сыктывкар: изд. КомиНЦ РАН, 2000. С. 140–144.

8. Скуфьин П.К. Раннепротерозойские вулканогенные формации Печенгско-Варзугского пояса как индикаторы геодинамических режимов (Северо-Восток Балтийского щита). Автореф. дис. доктора геол.-минерал. наук. М., 1998. 66 с.

9. Скуфьин П.К., Баянова Т.Б. Базальные конгломераты раннепротерозойской Печенгской структуры (Кольский полуостров) – продукт флюидизат-эксплозивной системы. Материалы докладов VII международной конференции “Новые идеи в науках о Земле”. М.: изд. МГГРУ. Том 1. С. 295.

10. Фролова Т.И., Перчук Л.Л. Причины разнообразия базальтовых серий // Изв. АН СССР, сер. геол. 1979, № 8. С. 28–44.

Геохимия вулканитов Печенгской структуры как отражение плюм-тектонической активности в палеопротерозое Кольско-Карельского региона

Скуфьин П.К., Баянова Т.Б.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты e-mail: skuf@geoksc.apatity.ru

Печенгская структура относится к числу наиболее изученных палеопротерозойских структур мира, что обусловлено наличием связанных с этой структурой крупных месторождений Cu-Ni руд, четко стратифицированным разрезом, который рассматривается как стратотип нижнего протерозоя, а также заложением и проходкой Кольской сверхглубокой скважины, по-прежнему остающейся самой глубокой в мире (12262 м). Эта структура представляет собой асимметричный синклинорий, сложенный породами печенгского (время формирования 2500–1940 млн. лет) и южнопеченгского (1940–1700 млн. лет) комплексов [5]. Разрез пород печенгского комплекса представлен четырьмя надгоризонтами (снизу вверх) – сариолием (телевинская осадочная и маярвинская вулканогенная (андезибазальты, андезиты) свиты – соответственно I ОС и I ВС), нижним ятулием (кувернеринийокская осадочная и пирттиярвинская вулканогенная (трахибазальты, трахиандезиты) свиты – соответственно II ОС и II ВС), верхним ятулием (лучломпольская осадочная свита – III ОС) и людиковием, который охватывает базальты заполярнинской вулканогенной (III ВС) свиты, ждановскую (продуктивную) туфогенно-осадочную –IV ОС, и матертскую (IV ВС) вулканогенную (ферропикриты, базальты) свиты. Разрез пород южнопеченгского комплекса сложен вулканитами и осадками калевия. Породы комплекса локализованы в рамках протяженной, но сравнительно узкой (1–9 км) шовной структуры северо-западного простирания. Низы разреза представлены базальтами и туфогенными породами брагинской свиты; средняя часть разреза сложена вулканитами двух субизохронных мезельской (пикробазальты, пикриты) и каплинской (андезиты, дациты) свит. Верхняя часть представлена осадками кассэйокской свиты. С развитием методов исследования Sm-Nd системы появилась возможность детального изучения вулканогенных пород, имеющих мантийный или же коровый источник. Тем самым была создана база для изучения процессов изотопной эволюции мантии. Одна из наиболее известных моделей для Sm-Nd системы была предложена Де Паоло и Г. Вассербургом, согласно которой были выделены однородный хондритовый резервуар (CHUR), деплетированная мантия (DM) и кора (CRUST). В последние годы было получено большое количество Sm-Nd данных по докембрийским щитам, в том числе по Балтийскому щиту. Наши исследования позволя-

ют применить модель Де Паоло и Г. Вассербурга для вулканитов Печенгской структуры. Для всех исследованных пород величина $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.11-0.15) незначительно отличается от среднекоровой (0.12), что позволило использовать значения одностадийного модельного возраста $T(\text{DM})$, определенного, исходя из современных величин изотопных отношений для деплетированной мантии (DM): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$. При расчете величин $\epsilon\text{Nd}(T)$ использованы современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$. Для ятулия и людиковия Карелии и Кольского полуострова ранее было установлено 2 основных типа мантийных источников, один из которых соответствует деплетированной мантии и характеризует ятулийские базальты Карелии, коматииты пояса Карасйок ($T = 2085$ млн. лет при $\epsilon\text{Nd} = +4.1$) [10], а также офиолиты Йормуа и Оутокумпу ($T = 1970$ млн. лет, $\epsilon\text{Nd} = +3.1, +3.2$) [9]. Второй тип мантийного источника соответствует аномальной (частично обогащенной) мантии. Сюда ранее относились [7] породы габбро-верлитовой интрузивной формации Печенгской структуры и комагматичные им ферропикритовые вулканиты ($T = 1980\text{--}1956$ млн. лет при $\epsilon\text{Nd} = +1.5$). Проведенные нами исследования по всему разрезу печенгских вулканитов указывают на более сложные и неоднозначные условия формирования мантийных базит-гипербазитовых пород Печенгской структуры. Бонинитоподобные андезибазальты и андезиты самой древней маярвинской (I BC) свиты ($T = 2324 \pm 8$ млн. лет, $\epsilon\text{Nd} = -3.39; -4.19$), по нашим данным, имеют характеристики обогащенной мантии, в то время как субщелочные породы вышележащей пирттиярвинской (II BC) свиты ($T = 2214 \pm 54$ млн. лет, $\epsilon\text{Nd} = -1.56; -1.68; -2.69; -2.83$) имеют характеристики частично обогащенной мантии. Модельный возраст DM маярвинских пород варьирует в диапазоне 2844–2878 млн. лет, а пирттиярвинских – в диапазоне 2590–2789 млн. лет. Более молодые титанистые и железистые толеитовые базальты заполярнинской (III BC) свиты имеют характеристики деплетированной мантии ($T = 2114 \pm 52$ млн. лет, $\epsilon\text{Nd} = +1.99; +2.15; +2.18; +2.90$). Модельный возраст DM варьирует в диапазоне 2161–2273 млн. лет. Базальты и пикробазальты самой молодой матертской (IV BC) свиты имеют характеристики аномальной мантии ($T = 1980\text{--}1956$ млн. лет; первичные отношения ϵNd варьируют от +1.43 для толеитовых базальтов низов свиты до +0.04, –0.04 для толеитовых базальтов ее верхов, а в ферропикритах первичные отношения ϵNd варьируют в пределах от +1.20 до –0.48.). Причины отрицательных или положительных значений первичного отношения ϵNd для матертских толеитовых базальтов и ферропикритов неоднозначны. Вариации ϵNd могли быть обусловлены генерацией расплавов с различных глубин одного и того же мантийного источника, но могли отражать и особенности эволюции самого источника. Модельный возраст DM в базальтах и ферропикритах варьирует в диапазоне 2142–2470 млн. лет. Риолиты матертской свиты, генезис которых связан с дифференциацией ферропикритового расплава [5], имеют характеристики аномальной мантии ($\epsilon\text{Nd} = -1.37; -1.53; -1.83$, а модельный возраст DM варьирует в диапазоне 2362–2404 млн. лет). Аналогичные характеристики имеют исследованные нами базальты Заполярнинского вулкана центрального типа [6] геологически, петрохимически, геохимически и геохронологически близкие вулканитам матертской свиты ($T = 1918 \pm 3$ млн. лет, $\epsilon\text{Nd} = -1.17; -1.57; -2.56; -3.13$; модельный возраст DM варьирует в диапазоне 2448–2690 млн. лет). В молодом южнопеченгском комплексе пикриты менельской свиты имеют признаки аномальной (частично обогащенной) мантии ($\epsilon\text{Nd} = +0.18; +0.29; +0.31; +0.43; +0.62$; модельный возраст DM варьирует в диапазоне 2317–2762 млн. лет), в то время как андезиты и дациты каплинской свиты – типичные продукты обогащенной мантии ($\epsilon\text{Nd} = -3.32; -4.55; -5.48; -5.75; -6.07$; модельный возраст DM варьирует в диапазоне 2539–2574 млн. лет), как и граниты Шуонияврского купола из южного обрамления Печенгской структуры ($\epsilon\text{Nd} = -5.06$; модельный возраст DM равен 2519 млн. лет.). В субвулканических трахидацитах и Na-трахидацитах $\epsilon\text{Nd} = -1.13; -2.92; -4.55$; модельный возраст DM варьирует в диапазоне 2424–2470 млн. лет.

Учитывая эти изотопные характеристики пород, а также современные представления о стабильности плюмовой активности, можно предположить следующий сценарий эволюции плюмо-тектонических процессов в Печенгской структуре. В сумми, на ранней рифтогенной стадии плюмовой активности (раннекарельский суперплюм), последовало маломасштабное излияние толеитовых лав лишь на востоке Печенгско-Варзугского пояса, в Имандра-Варзугской структуре. В сариолии в

Печенгской структуре последовало мощное излияние сариолийских бонинитоподобных андезитов I BC с характеристиками обогащенной мантии. Ряд специалистов по магматизму Балтийского щита [8] предполагает, что излияние толеитовых базальтов, а также магнезиальных бонинитов сумия и сариолия в диапазоне 2500–2200 млн. лет связано с подъемом раннекарельского суперплюма, формировавшегося в мантии. Мощность вулканитов сариолия достигает в Печенгской структуре 1600 м. Это магнезиально-железистые и низкоглиноземистые “примитивные” разновидности андезитов, содержание MgO в них составляет 4–6%, FeO –9–12%, а TiO₂ –1–1.2%. Андезитоиды свиты обогащены легкими литофильными элементами (K, Rb, Ba, Th, Sr). В конце этого периода последовали значительные излияния субщелочных трахибазальт-трахиандезитовых лав пиртиярвинской свиты на Печенге с геохимическими признаками мантийных пород [5]. Мощность излившихся щелочных и субщелочных лав в Печенгской структуре достигает 2000 м. Эти породы характеризуются дефицитом Ca, Mg, Si при интенсивном обогащении Ti, Fe, LREE. Далее на фоне высокой проницаемости земной коры и максимального раскрытия Печенгско-Варзугского рифта последовал масштабный плюмовый (позднекарельский суперплюм) базит-гипербазитовый магматизм людиковия, сформировавший семикилометровую толщу толеитовых Fe-Ti базальтов и ферропикритов заполярнинской и матертской свит, а также родственную им интрузивную рудоносную формацию габбро-верлитов Печенги. Предполагается [8], что этот период (2200–1950 млн. лет) –арена деятельности позднекарельского суперплюма второго поколения, формировавшегося уже в слое D" на границе ядра и мантии. Для него характерны магмы, а также специфические флюиды, обогащенные Fe, Ti, щелочами, P, Ba, Zr, Nb, LREE. На Печенге этот существенно Fe-Ti магматизм, сопровождавшийся формированием крупных запасов Cu-Ni руд, с проявлением золоторудной минерализации, а также минералов PGE группы, сопровождался отложением мощных углеродистых осадков продуктивной свиты. Изучение высокоуглеродистых тектонитов в зонах глубинных разломов Восточного Саяна [4], являющихся концентраторами значительных объемов Au, Ag и элементов PGE, наряду с исследованием углеродистых пород людиковия Карелии с возрастом 2000 млн. лет [1], с аномально высокими концентрациями Cu-Ni руд, а также благородных и редких металлов, однозначно указывают на факт транзитного переноса рудных элементов углерод-содержащими восстановленными глубинными флюидами и последующего отложения вместе с самородными формами углерода в приповерхностных зонах. Базальты людиковия (заполярнинская и матертская свиты) представлены малощелочными умереннотитанистыми толеитами. Ферропикриты этого уровня обогащены титаном (более 2% TiO₂), а также суммарным железом (более 14% FeO). Они отличаются повышенными фоновыми содержаниями P, Zr и Nb, что типично для субщелочных магм. Породы матертской свиты на протяжении 2,0–1,9 млрд. лет участвовали в формировании вулcano-плутонической ферропикрит-габбро-верлитовой рудоносной ассоциации Печенгской структуры. Нами установлены U-Pb методом по аксессуарным цирконам и бадделеитам реперные возраста интрузивных пород этой ассоциации [6]. U-Pb возраст цирконов из габбро-пегматитов рудоносной Пильгуярвинской габбро-верлитовой интрузии составляет 1987 ± 5 млн. лет, а возраст бадделеита из ортоклазового габбро верхней части разреза этой интрузии равен 1980 ± 10 млн. лет. Кроме того, впервые получены U-Pb возраст циркона из перидотитов Аллареченского рудного поля в южном обрамлении Печенгской структуры, равный 1918 ± 29 млн. лет. Эти перидотиты ранее считались архейскими образованиями. Параллельно излиянию базальтов людиковия происходило отложение значительных по мощности (около 1 км) углеродистых осадков продуктивной свиты. Породы калевия характеризуют собой уже этап затухания плюм-тектонической активности, связанный с деятельностью позднекарельского суперплюма. Для вулканизма всего ПВП в этот период характерен бимодальный базальт (пикробазальт)-дацитовый (риодацитовый) характер. В южнопеченгском комплексе подобный вулканизм представлен прежде всего породами менельской и каплинской свит. Пикриты и пикробазальты менельской свиты умеренно обогащены титаном и железом; суммарное содержание щелочей в пикробазальтах возрастает до 3–5%, да и в пикритах обычно не опускается ниже 0.5–0.6%, что заметно выше, чем в пикритах Северной зоны. Андезиты, дациты и риолиты каплинской свиты относятся к разновидностям, обогащенным калием, иногда щелочными землями, но с дефицитом Al. Стадийные проявления плюмовой активности в ПВП происходили на фоне периодических пароксизмов сжатия, датированных с помощью цирконовой геохронологии, поскольку высокобарные мета-

морфиты являются реперами геодинамических режимов сжатия. Этапы высокобарного метаморфизма имеют возраст 2320, 2130, 2030, 1940–1900 и 1870 млн. лет. Верхняя мезопротерозойская часть южнопеченгского разреза вулканогенных пород представлена породами ассоциации субвулканических интрузий. Последние являются одними из самых молодых вулканогенных пород всей структуры и представляют собой породы этапа мезопротерозойской активизации. Это – контрастные по составу высокодифференцированные породы, интрузивные тела которых находятся между собой в тесных пространственно-временных соотношениях. Пространственно они приурочены к разрезу пикритов менельской свиты. Среди пород ассоциации можно выделить три группы: 1. Лампрофиры, 2. На-трахидациты, 3. Ультракремнистые феррориолиты (кагуситы). По составу лампрофиры (керсантиты) соответствуют калиевым субщелочным базальтам. Они обогащены CO_2 и P_2O_5 , при некотором обеднении щелочными землями и алюминием. Ранее нами был установлен U-Pb возраст лампрофиров ассоциации: 1710 ± 12 млн. лет.

Карело-Кольский регион считается одной из классических областей проявления плюм-тектоники в раннем докембрии, однако среди исследователей нет единого мнения по деталям этого процесса. Так, одни авторы [1] считают, что в палеопротерозое региона крупная провинция платобазальтов Карелии была сформирована единым ятулийско-людиковийским "мантийным плюмом". Другие [2] утверждают, что в восточной части Балтийского щита было не менее трех циклов активности "суперплюма": 2500–2450, 2200 и 2000–1800 млн. лет. Третьи [6] считают, что в палеопротерозое Карело-Кольского региона было два суперплюма, начальный из которых создал Карельскую и Кольскую провинции вулканитов и магматитов бонинитовой серии (2550–2300 млн. лет). Конечный суперплюм на рубеже 2000–1900 млн. лет создал Карельскую и Кольскую провинции толеитовых Fe-Ti базальтов и пикритов. Все перечисленные точки зрения показывают, что модель плюмового магматизма для Карело-Кольского региона еще далека от своего завершения.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 08-05-00424).

Литература

1. Ахмедов А.М., Голубев А.И., Костянов А.И. Мантийная природа аномалий благородных металлов в черносланцевых комплексах палеопротерозоя Балтийского щита // Мантийные плюмы и металлогения, Материалы Междуна. симпозиума. Петрозаводск: изд. КарНЦ РАН, 2002. С. 18–19.
2. Куликов В.С., Пухтель И.С., Куликова В.В. О людиковийском мантийном плюме палеопротерозоя на Фенноскандинавском щите // Мантийные плюмы и металлогения, Материалы Международного симпозиума. Петрозаводск: изд. КарНЦ РАН, 2002. С. 133–142.
3. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с.
4. Савельева В.Б., Звонкова Н.Г., Аникина Ю.В. Углеродистые тектониты Оспинско-Китойского гипербазитового массива // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 5. С. 598–610.
5. Скуфьин П.К. Раннепротерозойские вулканогенные формации Печенгско-Варзугского пояса как индикаторы геодинамических режимов (Северо-Восток Балтийского щита) // Автореферат диссертации на соискание уч. степ. доктора геол.-мин. наук. М., 1998. 66 с.
6. Скуфьин П.К., Баянова Т.Б. Раннепротерозойский вулкан центрального типа в Печенгской структуре и его связь с рудоносным габбро-верлитовым комплексом (Кольский полуостров) // Петрология. 2006. Т. 14, № 6. С. 649–669.
7. Смолькин В.Ф. Магматизм раннепротерозойской (2.5–1.7 млрд. лет) палеорифтогенной системы, Северо-Запад Балтийского щита // Петрология, 1997. Т. 5, № 4. С. 394–411.
8. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Суперплюмы в раннем палеопротерозое (на примере крупной изверженной провинции кремнеземистой высокомагнезиальной серии, Балтийский щит) // Мантийные плюмы и металлогения, Материалы Международного симпозиума. Петрозаводск: изд. КарНЦ РАН, 2002. С. 277–284.
9. Kontinen A. An Early Proterozoic ophiolite –the Jormua mafic-ultramafic complex, northeaster Finland // Precambrian Res. 1987. V. 35, p. 313–341.
10. Krill A.G., Bergh S., Lindahl I. et al. U-Pb and Sm-Nd isotopic datas from Precambrian rocks of Finnmark // Bull. Nor. Geol. Unders. 1985. V. 403, p. 37–54.

Геодинамика и металлогения архейских супракрустальных комплексов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита

Слабунов А.И., Кулешевич Л.В.

ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, slabunov@krc.karelia.ru, kuleshevich@krc.karelia.ru

Беломорская провинция (БП) Фенноскандинавского щита сложена главным образом неоднократно метаморфизованными в условиях фаций повышенных и высоких давлений и интенсивно деформированными неоархейскими гнейсогранитами, зеленокаменными и парагнейсовым комплексами [3, 5, 10]. Палеопротерозойские габброиды (друзиты), пегматиты также являются типоморфными для БП, но они составляют значительно меньший объем структуры. Наблюдаемая в настоящее время граница БП со смежными структурами окончательно сформировалась в палеопротерозое в интервале 2,0–1,7 млрд лет [2].

Металлогеническая и минерагеническая специализация БП определяется: 1) особенностями состава вулканогенных, осадочных и интрузивных (главным образом габброидных) образований, содержащих стратифицированные вкрапленно-прожилковые и регенерированные колчеданные руды, не богатую благороднометалльную (золото-сульфидную или палладиевую) минерализацию, 2) спецификой метаморфогенно-метасоматических преобразований пород, в результате которых формируются пегматиты (мусковитовые, редкометалльные, керамические), абразивные и технические минералы (гранат, кианит) [7, 15].

Зеленокаменные комплексы БП слагают в юго-западной и центральной частях БП Северо-Карельскую систему зеленокаменных поясов (СКСЗП) и Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс (ЦБЗП), в северной –зеленокаменные пояса Тулппио и Енский, время формирования вулканитов которых оценивается в 2,82–2,88 млрд лет и 2,8–2,76 млрд лет, а на границе с Центрально-Кольским блоком –Воче-Ламбинский зеленокаменный пояс, заложенный на гранитогнейсовом фундаменте вероятно около 2,7 млрд лет [10, 11, 16 и ссылки там]. Супракрустальные образования также слагают Чупинский парагнейсовый пояс, вытянутый вдоль осевой линии БП.

Ранняя стадия (2,88–2,83 млрд лет) развития БП маркируется вулканогенными и осадочными образованиями, входящими в состав зеленокаменных и парагнейсовых комплексов. Средне-кислые вулканиты Керетского зеленокаменного пояса, метаграувакки Чупинского парагнейсового пояса (ЧПП) и фрагменты океанической коры ЦБЗП с возрастом 2,88–2,83 млрд лет составляют латеральный ряд, маркирующий различные зоны субдукционной системы –керетьозерской конвергентной границы плит западнотихоокеанского типа [10].

Каждая из зон имеет свои металлогенические особенности [7]. В разрезе островодужных ассоциаций хаттомозерской стратотектонической ассоциации Керетской зеленокаменного пояса СКСЗП установлена рассеянная вкрапленно-прожилковая сульфидная минерализация преимущественно пирротинового, либо магнетитового состава (район Майозера, Желтозера, Магнетитовая Варакка, оз. Железное и др. объекты). Они, вероятно, являются парагенетичными с туфогенно-осадочными толщами, то есть относятся к типу стратифицированных. Эти рудные горизонты хорошо прослеживаются по магнитным аномалиям [13]. Вместе с тем на отдельных участках отмечается регенерация руд в ореоле гранитоидов и в зонах деформаций.

Метаграувакки ЧПП, маркирующие преддуговой бассейн [10], представлены гранат-биотитовыми, кианит-гранат-биотитовыми гнейсами с редкими прослоями амфиболитов и вкрапленно-прожилковой и рассеянной сульфидной минерализацией. Они обогащены рудогенными элементами, такими как Ni, Co, Cu, Cr, V и незначительно благородными металлами [8, 14]. В них наблюдается образование вкрапленной, прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации и кварц-сульфидных прожилков множества генераций.

С океаническими комплексами ЦБЗП связаны колчеданы так называемой восточной зоны [9] (рудопроявления Кив-губа, Рогомское, Кохозеро и др.). Эти руды имеют пирит-пирротинный и пирротинный состав с незначительной примесью халькопирита, сфалерита, пентландита, магнетита. Они обогащены Ni и Co. Следует предполагать, что океанические (офиолитоподобные) образования могут быть перспективны на никель и хром [1].

Развитие древних островодужных систем завершается примерно 2,83–2,8 млрд лет назад, когда происходит аккреция островодужных, троговых, океанических комплексов, формирование ранней генерации гранитоидов ТТГ ассоциации, метаморфические преобразования в условиях гранулитовой фации [2, 5]. Кроме того, на завершающей стадии развития северной конвергентной границы (зеленокаменный пояс Тулппио) образуются массивы сиенитов которые служат индикатором существования здесь развитой континентальной коры [10, 11, 16 и ссылки там].

Таким образом, в период 2,88–2,8 млрд лет в результате субдукционных и аккреционных процессов на конвергентных границах океанических литосферных плит образовались первые в данной системе фрагменты новой континентальной (или субконтинентальной) земной коры, содержащие колчеданные и магнетитовые рудные тела.

В период 2,8–2,74 млрд лет формируется несколько субдукционно-аккреционных систем. Супракрустальные образования этого периода известны в СКЗП (хизоваарский зеленокаменный комплекс), Енском и Пибозерском зеленокаменных поясах. Выделяется, по крайней мере, три островодужные системы, сформировавшиеся в этот период. Супрасубдукционный офиолитовый комплекс, фрагменты которого установлены в Ириногорской и Хизоваарской структурах, сформировался в основании юной островной дуги или в задуговом бассейне. Позднее образуется зрелая вулканическая островная дуга с известко-щелочными и адакитовыми вулканитами среднего и кислого составов [6, 11, 16 и ссылки там].

С островными комплексами этой генерации в Тикшезерском зеленокаменном поясе и Хизоваарской структуре Керетского связано образование колчеданных и магнетитовых руд, вкрапленно-прожилковой золотосодержащей полиметаллической и арсенипиритовой минерализации [7 и ссылки там]. Колчеданные руды приурочены к метавулканитам кислого-среднего состава и углеродсодержащим сланцам, содержат повышенные концентрации полиметаллов и представлены прожилково-вкрапленными пирротиновыми, либо пиритовыми рудами с содержанием сульфидов 10–70%. Спецификой рудной минерализации зеленокаменных комплексов этой генерации является появление арсенипирита и золотосодержащей Sb-As минерализации [6, 7 и ссылки там]. В значительном количестве арсенипирит выделяется в метасоматитах, связанных с последующим метаморфизмом.

Поздняя субдукционно-аккреционная (предколлизийная) стадия (2,73–2,71 млрд лет) развития литосферы БП фиксируется проявлениями гранулитового метаморфизма умеренных давлений и (габбро)-эндербит-чарнокитового магматизма (нотозерский комплекс) в западной части системы и формированием эклогитов [4] – в восточной. Метаморфические и магматические события в Западно-Беломорском гранулитовом поясе являются отражением процессов субдукции в надсубдукционной плите. Неоархейский (2,7–2,72 млрд лет) эклогитсодержащий гридинский меланж является индикатором зоны субдукции, вдоль которой породы океанической коры погружались на глубины около 60–65 км, а позднее ее небольшие фрагменты были эксгумированы. В это же время (2724 млн лет) в тыловой части системы образуется крупный диорит-плагиогранитный (санукитоидный) батолит [10, 11, 16 и ссылки там].

Начиная примерно с 2,72–2,71 млрд лет, Беломорская система вступает в коллизийную стадию развития, которая маркируется проявлениями покровно-складчатой и купольной тектоники, высокобарическим метаморфизмом, гранитообразованием (образуются поля мигматитов и массивы лейкогранитов с геохимическими характеристиками коллизийных S-гранитов). В этот период происходит наиболее существенное преобразование сформировавшихся ранее рудных тел: образуются регенерированные типы колчеданных руд и сульфидная минерализация метасоматитов, происходит переотложение вкрапленно-прожилковой сульфидной минерализации, новообразование прожилковой и гнездово-вкрапленной метасоматической золотосодержащей сульфидной и сурьмяно-мышьяковой минерализации [7].

Следствием коллизии является увеличение мощности коры и как результат – ее гравитационная неустойчивость и коллапс орогена. На этой же стадии образуются вулканиты, грубообломочные осадки и лейкогаббро [12], разнообразные гранитоиды, в том числе субщелочные.

Новый цикл развития литосферы БП начинается примерно 2,5 млрд лет назад с растяжения и внедрения в нее большого количества базитовых интрузий. Спецификой интрузивного магматизма этого возраста является ильменит-титаномагнетитовая с МПГ (преимущественно палладиево-арсенидная) минерализацией.

Таким образом, металлогеническая специализация архейских комплексов БП находит объяснение в рамках геодинамической модели, предусматривающей их формирование в условиях океанических, субдукционных, аккреционных, коллизионных обстановок.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 06-05-64876)

Литература

1. Березин А.В. Новые перспективы минерагенического районирования БПП // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Матер. научн. конф. и путеводитель экска. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. С.108–110.
2. Бибикина Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным уран-свинцового изотопного исследования сфенов // Геохимия. 1999. №8. С.842–857.
3. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 248 с.
4. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т.12. №6. С.609–631.
5. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Структура и метаморфизм Беломоро-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. №1. С.63–75.
6. Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2000. 223 с.
7. Кулешевич Л.В. Металлогения Беломорского складчатого пояса и Северо-Карельских зеленокаменных структур // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Матер. научн. конф. и путеводитель экска. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. С.207–211.
8. Ручьев А.М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты (Беломорский комплекс, Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. №5. 2002. С.47–58.
9. Рыбаков С.И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л. Наука. 1987. 269 с.
10. Слабунов А.И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Феноскандинавского щита. Автореф. докт. дисс. М.: ГИН РАН. 2005. 46 с.
11. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Балаганский В.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. №6. 2006. С.1-29
12. Слабунов А.И., Степанова А.В., Бибикина Е.В. и др. Неоархейские габброиды Беломорского подвижного подвижного пояса: U-Pb геохронология по цирконам и геодинамические следствия // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Матер. конф. М.: ГЕОС. 2006. С.286–290.
13. Слюсарев В.Д., Кулешевич Л.В., Гришин А.С. Металлогенические особенности района озер кереть – Верхнее Кумозеро // Геология и рудогенез докембрия Карелии. Петрозаводск, 1991. С. 33–38.
14. Степанов В.С., Слабунов А.И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука. 1989. 175 с.
15. Щитцов В.В. Особенности минерагенической специализации Западного Беломорья (оценка и доступность запасов и ресурсов) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Матер. научн. конф. и путеводитель экска. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. С.327-329
16. Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Sorjonen-Ward P. et al. The Archaean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // European Lithosphere Dynamics. 2006. Gee D.G. & Stephenson R.A. (eds) Memoirs, 32. London: Geological Society. P.627–644.

О формулах ассоциаций

Смирнова Н.Л.

Московский государственный университет, г. Москва, e-mail: snl194@mail.ru

Образование ассоциаций – явление универсальное и имеет место во всех системах. Синонимами и полусинонимами понятия ассоциация являются комплекс, парагенезис, совокупность, набор, кластер, агрегат и многие другие. Ассоциации представляют собой совокупности элементов (составляющих, модулей и т.д.), рассматриваемых в системе как целое. В частности элементами могут быть структурные единицы. Ассоциации имеют качественный состав из разных элементов и количественный, который представляется коэффициентами при элементах. Ассоциации могут быть простыми, если состоят из идентичных элементов и сложными, если элементы различны. Элементы

могут образовывать качественные последовательности с коэффициентами. Ассоциации могут быть представлены в виде совокупностей названий, цифр, букв, таблиц и рисунков в частности n -гонов (тайлов). Ассоциации химических элементов в природе изучают науки минералогия и геохимия, ассоциации минералов – парагенезисы изучает наука геология. Виды поверхностей кристаллов (простые формы и их ассоциации – внешние формы) изучает кристаллография. Согласно учению о системах организация элементов в ассоциациях определяется общими закономерностями. Закономерности, легко устанавливаемые в одних системах, можно использовать в других системах, где их сложно выявить.

Нами проводилось исследование закономерностей образования ассоциаций в разных системах: установлены наборы – формулы из s, f, d, p катионов и анионов, химических элементов, связей структурных единиц в кристаллических структурах минералов. Нами проводилось также изучение ассоциаций n -гонов в координационных сферах (коронах) вершин, граней кристаллов, полициклах органических молекул, поверхностей организмов, на гипсометрической карте тургайского прогиба из n -гонов, на поверхности мелкозернистого агрегата и т.д. [1]. Было установлено, что значение n лежит в пределах 30, причем в кристаллах n не превышает 18. В организмах значение n более 10 встречено только у пор. Наибольшая частота встречаемости в косной и живой природе у значения $n=5, 6$. В косной природе также широко распространены значения $n=3, 4$. В отличие от косной, в живой природе $n=3$ встречено нами крайне редко, а $n=4$ хотя и более часто, но несравнимо реже, чем в косной. Частота $n=7$ во всех системах невелика, но достаточно стабильна. Частота $n=8$ меньше, но все еще стабильно наблюдается почти у каждой поверхности или сечения организма, а частота $n=9$ и более встречаются от случая к случаю. Частота связности вершин (общая валентность, $ОВ=1-4$) в косной и (3, 4) в живой природе наиболее велика, $ОВ=5$ и более встречаются значительно реже. В состав ассоциаций входят 1-7 разных элементов, причем в короны вершин лишь 1-4. Ассоциации из 6, 7 разных элементов редки.

На рис. 1 (*а, б, в, з*) представлены поверхности 4 организмов. Форма n -гонов разная: с прямыми ребрами (1*а*), слегка искривленными (1*б*), дугообразными (1*в, з*). Значение n равны 3-6 (1*а*), 3-5 (1*б*), 3-9 (1*в*) и 3-10 (1*з*). Связность вершин $ОВ$ равна 3 (1*з*), 3-4 (1*а, в*), 3-10 (1*б*). Таким образом, все поверхности состоят из восьми разных видов n -гонов и восьми разных видов вершин. Нами были определены формулы координационных сфер-корон вершин (формула Vr последовательности n -гонов примыкающих к вершине и формула Vv последовательности вершин в координационной сфере вершины на рис. 1*б*), а также установлены формулы координационных сфер n -гонов (формула Gr последовательности n -гонов, примыкающих к ребрам n -гона и формула Gv последовательности вершин, примыкающих к n -гону, рис. 1*б*). В формулах в прямых скобках приводятся значения n ассоциаций, а также формулы ассоциаций букв, соответствующих n . В уголках находятся формулы ассоциаций коэффициентов. Например, ассоциации 555 соответствует формула $|a|, <3>|5|$, где $|5|$ означает 5-гон, $<3>$ - коэффициент, т.е. последовательность из трех 5-гонов, а буква $|a|$ отображение 5-гона буквой. Ассоциации букв соответствует последовательность n .

1*а* - **Vr** - $|a|, <3>|5|, <4>|4|, |ab|, <21>|45, 54, 56, 64, 65|, <31>|43, 45, 46, 54|, <22>|45|, |abc|, <111>|345, 356, 456|, <211>|456, 546|, |abab|, <1111>|4545|, |abac|, <1111>|4546|, |abcd|, <1111>|3546|, **Gr** - $|a|, <4>|4, 5|, |ab|<31>|45, 56|, <22>|45, 46|, <41>|43, 45|, <42>|54|, |abc|<211>|456|, <221>|456|, <411>|546|, |abab|, <2111>|4545|, |ababc|, <11111>|45456|, <21111>|45456, 54543|,$$

1*б* **Vv** $|a|, <3>|5|, |ab|, <21>|35, 56, 57, 65|, <41>|65|, <33>|65|, |abc|, <111>|345, 347, 567, 578|, <211>|567, 58.10, 756, 845|, <311>|468, 647|, |abac|, <1111>|585.10, 6768, 8485|, <1112>|5453, 6367, 8586|, <2111>|5858, 8485|, |abcd|, <2111>|3548, 6758, 7586, 8576|, <2121>|5863, 6568|, <3111>|6748, 7483|, <2211> |4573|, |ababc|<11111>|34347, 36364|, <12111>|56567|, <21111>|65657|, |abacd|, <11111>|4.10.4.3.8, 64635|, <21121>|56547|, <11221>|64657|, |abcde|, <11111>|3684.10|, |ababac|, <212111> |565658|, |abacad|, <111111>|565758|, |ababc|, <311111>|646545|, |abcade|, <111112>|674683|, |abacade|, <1111111>|5653547|, <1121111>|5658534|, |ababcde|, <1111111>|7675634|, **Vr** - $|a|, <4>|3|, <5>|3|, <6>|3|, <7>|3|, <8>|3|, |ab|, <21>|34, 43|, <31>|34|, <22>|34|, <41>|34, 43|, <32>|34|, <51>|34, 35|, <61>|34|, <71>|34|, |abc|, <111>|345|, <311>|345|, |abab|, <2111>|4343|, <2112>|4343|, |ababc|, <31111>|34345|, **Gv** - $|a|, <3>|6|, |ab|, <21>|48, 53, 56, 57, 58, 5.10, 65, 68, 73, 74, 75, 76, 85|, <31>|53|, <22>|34|, <32>|43|, |abc|, <111>|345, 348, 356, 357, 358, 367, 378, 456, 457, 458, 45.10, 467, 468, 48.10, 568|, <211>|356, 357, 635|, |abac|, <1111>|3437, 4647, 5356, 5456,$$$

6635, 8384], |abcd], <1111>|34.10.5, 3546, 3547, 3586, 3678], <2111>|3567], **Гр** |a], <3>|3, 4], <4>|3], |ab], <21>|34, 35, 43], <31>|34, 35], <22>|34], <32>|43], |abc], <111>|345], <211>|345], |abab], <1111>|3434], |abac], <1111>|4345],

1в, Br - |a], <3>|6], |ab], <21>|45, 54, 56, 57, 58, 5.10, 63, 64, 65, 67, 68, 6.10, 74, 75, 76], |abc], <111>|456, 457, 458, 45.10, 567, 568, 56.10, 678, 67.10], **Гр** - |a], <4>|6], <6>|6], |ab|<21>, |6.10], <31>, |57, 76], <42>, |67], |abc], <211>|756], <311>|658], <411>|657], <321>|647], |abab], <2111>|6565, 6767], |abac], <1111>|5458], <2111>|6568, 676.10], <3111>|5657, 6465], <2211>|5658], <3131>|5457], |abcd], <1111>|576.10], <2111>|5458, 74.10.5], <3111>|5678, 6354, 6385], <2211>|657.10], <3121>|5764], |ababc], <21111>|6565.10], |abacd], <11111>|5756.10], |ababcd], <111111>|57574], |abacbd], <111111>|747548], |abacad], <211111>|656467], |abacdc], <111112>|474686], |abacde], <112111>|585647], |abababc], <1111111>|5656564], |abacbade], <21112111>|65645637],

1г - Br - |a], <3>|4, 5, 6], |ab], <21>|45, 46, 47, 54, 56, 57, 56, 57,58, 63, 64, 65, 67, 68, 73, 74, 75, 76, 78, 87], <31>|45, 56], <22>|45, 47], |abc], <111>|357, 378, 379, 456, 457, 458, 459, 467, 468, 479, 567, 568, 578, 579, 678, 679], |abac], <1111>|4346, 5456], |abcd], <1111>|3457, 3467, 4567, 4657, 4697], **Гр** - |a], <4>|5], |ab], <21>|47, 79], <31>|46, 63, 76], <22>|67], <32>|57], |abc], <211>|567, 657, 758], <311>|457, 578, 658], <411>|456], |abc], <321>|548], |abac], <1111>|7576], <2111>|5658, 5754], <1124>|7875], |abcd], <1111>|+3546], <2111>|5647, 6457, 7546], <2121>|5468], |abacd], <11111>|45467, 65678, 68657], <21111>|54578], <11112>|57586, 74786, 79746], <12111>|76745], |abcde], <31111>|53647, 65739], |ababcd], <111121>|474786], <121111>|545464], |abacad], <111111>|646567], |ababc], <111111>|454656, 474676], |abcabd], <121112>|754756], |abcade], <121111>|457496, 865847], |abacade], <1111121>|7874756], |abcdef], <1111111>|7576834], |ababacade], <11111111>|767673745].

Все буквенные формулы, их коэффициенты, а также буквенные формулы с коэффициентами за исключением считанных единиц входят в установленные нами ранее списки. Лишь одна формула состоит из 6 разных букв, а остальные из 1-5, хотя число всех букв формулы достигает десяти. Максимальный коэффициент равен 8, но подавляющее большинство равно 1-4. Распределены разные вершины и n -гоны по поверхности неравномерно. Независимо от частоты встречаемости они могут быть изолированы, образовывать пары, тройки. При повышении частоты встречаемости идентичные вершины и n -гоны образуют небольшие скопления, ленты шириной в 2-3 n -гона, часто с ветвями.

При рассмотрении изоморфных примесей в минералах в таких случаях говорят о доменном (аномальном) изоморфизме. И возникает вопрос, а может ли быть не доменный изоморфизм? Могут ли зерна, вкрапления, прожилки в породах быть распределены статистически, и что под этим понимать? Совершенно очевиден ближний порядок, зависящий от концентрации.

Отдельные участки поверхностей соответствуют сеткам Кеплера-Шубникова из 4-гонов (рис. 1а), из 3-гонов (рис. 1б). Но если в кристаллах 3-гоны, 4-гоны и другие n -гоны имеют идентичные координационные сферы, в рассмотренных нами поверхностях природа допускает больше разнообразия. Конечно, оно возможно и в кристаллах, кристаллических структурах минералов, но там оно ограничено, и его можно просчитать [2]. Но можно ли найти принципы, которые позволили бы рассчитать нерегулярные поверхности?

Хотя размер ребер n -гонов не превышает некоторую величину, минимальная их величина может быть сколь угодно мала, т.е. вырождена, что недопустимо для межатомных расстояний. Когда общее ребро двух n -гонов мало, то возникает вопрос, не нужно ли рассматривать данное ребро, как вершину. В последнем случае значение n каждого из двух n -гонов уменьшается на единицу, а в противоположном случае увеличивается на единицу. Таким образом, 4-связная вершина преобразуется в две трехсвязные и наоборот. При 4-связной вершине возможно 2 варианта, так как в этой вершине сходятся две пары крест накрест расположенных n -гонов. Ребро может образоваться либо у первой, либо у второй пары. Образование двух пар приводит к образованию нового n -гона. Возникает возможность маневра. При уменьшении n -гонов вершины ребер сближаются, и возникает россыпь 5-гонов и 4-гонов. Проследить подобные явления в процессе представляет немалый интерес. Вершины с большой связностью, например, 8 (1б) фактически занимают некоторую область, в пределах которой разделены на части, а части слегка раздвинуты. Таким образом, создается система достаточно подвижных связей. Вместе с тем появляется проблема определения значения n , так как оно не всегда однозначно. Должен быть критерий, определяющий с какого момента считать ребро точкой, или точку ребром.

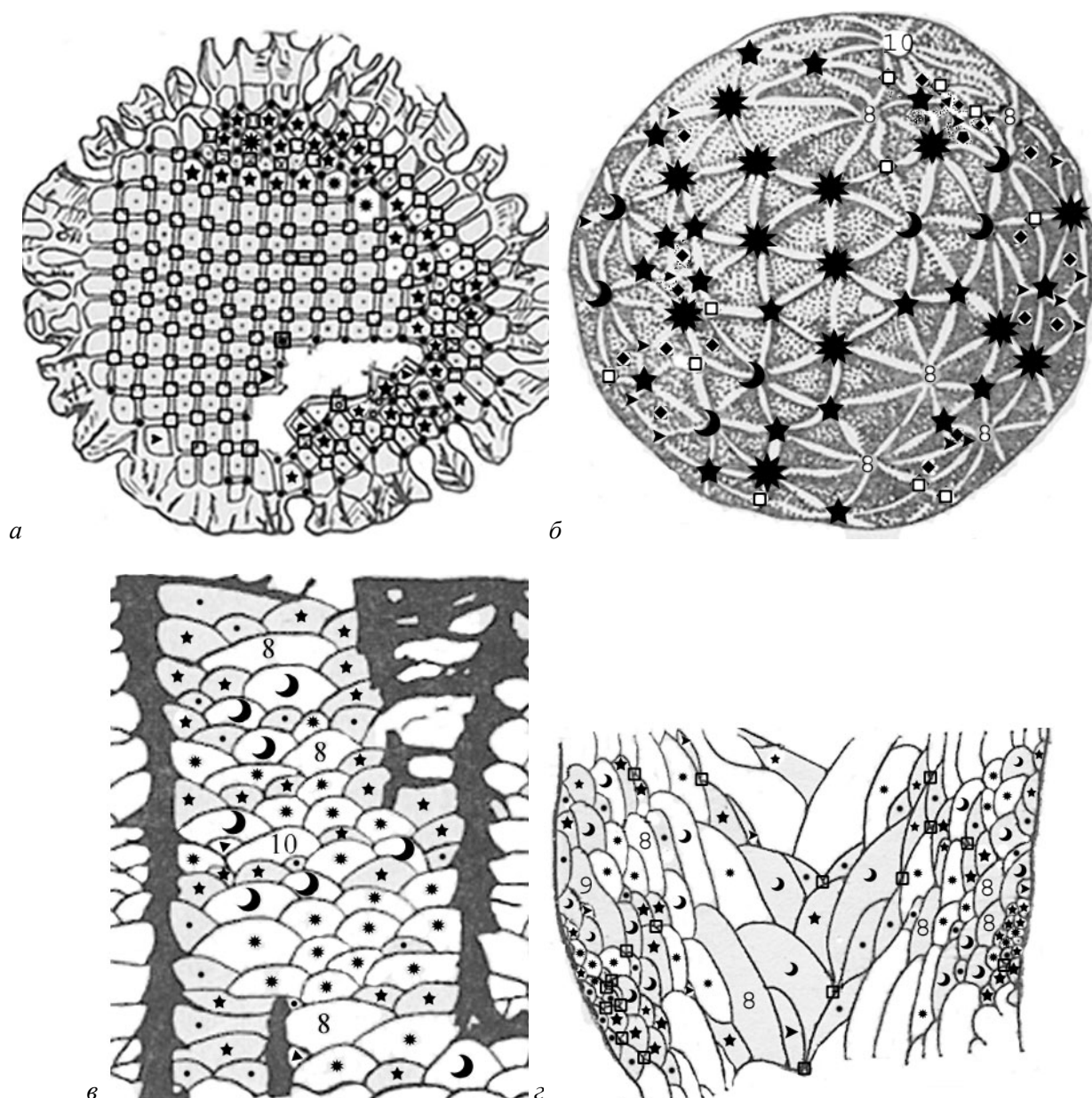


Рис. Поверхности организмов. Обозначения связностей n -гонов и вершин: Треугольник – 3, ромб (б), точка (а, в, г), квадрат – 4, звезда – 5, солнце – 6, месяц – 7, цифры – 8, 9, 10

Формулы корон составлены из ассоциаций фундаментальных модулей (выделены полужирно) и более сложных ассоциаций состоящих из фундаментальных модулей (в квадратных и других скобках): а, [ab], [**abab**], /[abab]c/, [abab]d, [abab]cd, /[abab][abc]/, /{ab}ac/, [**abac**], [abac]ad, [abac]bc, [abac]bd, [abac]dc, [abac]de, /[abac][ade]/, [abac]bde, [abac]def, [abac]b[ade], /{ab}ac}{ade}/, [**abc**], [abc]d, [abc]de, [abc]abd, [abc][ade],

Для сравнения буквенные формулы последовательностей слоев в цеолитах представляем в виде ассоциаций модулей. Звездочкой помечены модули и их ассоциации, установленные в формулах корон: [ab]*, [abac]*, [ababac]*, 8-[ababac]*ac, 10-[abac]*[abc]*[abc]*, 12-[ababac]*b[ababc]*, 14-[ababac]*bacac[abc]*, [ab]*[ababac]*d/[abab][abc]/*.

Определены формулы составов для всех установленных формул корон. Цифры размещены от большей к меньшей. Звездочкой помечены наборы, которых нет в списке формул коэффициентов букв последовательностей: |a|{3, 4, 5, 6, 7, 8}, |ab|{21, 31, 22, 41, 32, 51, 42, 33, 61, 71}, |abc|{111, 211,

311, 221, 411, 321, 222*, 421*, 611*, 521*, 431*, 422*, 331*}, |abcd|{1111, 2111, 3111, 4111*, 2211, 3211, 2221*, 3221*}, |abcde|{11111, 21111, 31111, 22111, 41111*, 32111, 42111, 43111}, |abcdef|{211111}. Приводим для сравнения составы буквенных формул цеолитов {11*, 211, 321, 422, 433*, 552*, 644*, 7621*}. Звездочкой помечены формулы составов, отсутствующие в списке формул составов корон. Список формул коэффициентов букв последовательностей (от большей цифры к меньшей), отличается от списка составов мало, но принципиально. В списке полужирно выделены суммы коэффициентов (общая валентность). Звездочкой помечены ассоциации отсутствующие в списке составов корон: **3** - <3, 21, 111>, **4** - <4, 31, 22, 211, 1111>, **5** - <5, 41, 32, 311, 221, 2111, 11111>, **6** - <6, 51, 42, 33, 411, 321, 3111, 2211, 21111, 111111*>, **7** - <7, 61, 3211, 31111, 22111, 211111, 1111111*>, **8** - <8, 71, 4211*, 3311*, 311111*, 221111*, 2111111*>, **9** - <111111111*>, **10** - <221111111*>. Коэффициенты последовательностей слоев цеолитов состоят из 2*, 4, 6, 8*, 10*, 12*, 14*, 16* единиц. Помеченные звездочкой последовательности отсутствуют в приведенном списке коэффициентов корон.

Итак, несмотря на многообразие определенных нами формул ассоциаций, все они закономерно вкладываются в ранее установленную систему формул. Это обусловлено тем, что возможности локальной координации жестко ограничены числом разных элементов координационной сферы, которое равно 1-5 и крайне редко 6, 7. Модель применима к последовательностям парагенезисов, слоев в колонках и других элементов.

Литература

1. Смирнова Н.Л. / Stable sequences in crystallography. // Система. Планета Земля. Матер. XIII научного семинара. М., РОО «Гармония в строении Земли и планет», 2005. С. 63–73.
2. Степенищikov Д.Г. Общий подход к исследованию реальных форм кристаллов на примере алмандины Западных Кейв. // Геология и минерагения Кольского региона. Труды Всероссийской научной конференции. Апатиты. 2007. С. 194–197.

Проблемы происхождения расслоенных интрузий палеопротерозоя по данным изотопных исследований

Смолькин В.Ф.¹, Тессалина С.П.²

¹ Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, vsmolkin@sgm.ru

² Laboratoire de Géochimie et Cosmochimie, IPG de Paris, France

1. Расслоенные интрузии Кольско-Лапландско-Карельской провинции Балтийского щита характеризуются высокой степенью геолого-геофизической изученности, в то же время многие вопросы их происхождения остаются нерешенными или дискуссионными. Это такие вопросы, как составы мантийного субстрата и первичных магм, процессы их взаимодействия с веществом мантии и коры, характер генетических взаимоотношений расслоенных интрузий с разновозрастными вулканидами и многие другие.

2. На основе обобщения геолого-петрологических данных, результатов U-Pb анализа циркона и Sm-Nd анализа пород и породообразующих минералов выделяются две группы расслоенных интрузий и комагматических им даек: более ранняя (2530–2470 млн. лет) Кольская, и более поздняя (2450–2430 млн. лет) Финско-Карельская. Синхронно со второй группой были сформированы бескорневые интрузии так называемого “друзитового комплекса” Западного Беломорья –2460–2434 млн. лет. Крупные массивы габбро-анортозитов, для которых изотопные данные предполагают генетическую связь с расслоенными интрузиями, также являются разновозрастными, сформированными в пределах 2505–2467 млн. лет (Главный хребет) и 2462–2444 млн. лет (Лапландско-Ковицкий гранулитовый пояс).

3. Формирование расслоенных интрузий можно связать с подъемом, как минимум, двух мантийных плюмов или суперплюмов, разделенных интервалом в 20–30 млн. лет. На сегодня отсутствуют прямые доказательства существования этих плюмов в пределах провинции в течение раннего палеопротерозоя на изотопном или геохимическом уровне, поэтому плюмовая модель остается до настоящего времени гипотезой.

тетической. В то же время она позволяет связать в единую модель формирование расслоенных интрузий, массивов габбро-анортозитов и пространственно сближенных с ними вулканитов основного и ультраосновного состава, а также заложение и последующее развитие палеорифтогенных систем в течение палеопротерозоя. С учетом площади распространения рассматриваемых интрузивных и вулканических комплексов масштаб развития плюмов был различен, более мощным представляется более поздний плюм. С последним может быть связано образование также вторичных очагов средне-кислой магмы.

4. По данным изучения Sm-Nd системы [1, 2, 3] в породах обеих групп расслоенных интрузий и габбро-анортозитов, и комагматических им дайках и вулканитах установлены отрицательные значения отношения $\epsilon_{Nd}(T)$, которые могут быть обусловлены аномальным составом мантийного субстрата в результате рециклинга архейской коры в верхнюю мантию, активным взаимодействием магм с веществом нижней и верхней коры, и другими причинами.

5. В вертикальных разрезах детально изученных расслоенных интрузий отношение $\epsilon_{Nd}(T)$ в породах и минералах существенно колеблется: в Мончеплутоне от -0.2 до -2.6 [4], в Бураковской от -0.9 до 2.1 , Кивакке от -0.6 до -1.5 [1], в Койтелайнен и Аканваара от -1.1 до -3.3 [2]. Близкие значения отношения $\epsilon_{Nd}(T)$ установлены и по разрезу структурной скважины М-1, пересекающей большую часть Мончетундровского массива: от -0.2 до -1.6 [3]. В верхних зонах гранофилов значения $\epsilon_{Nd}(T)$ уменьшаются до $(-4) - (-6)$. Сланцы и плагиогнейсы архейских комплексов, вмещающих Мончетундровский массив и интрузию Койтелайнен, характеризуются низкими и крайне низкими значениями отношения $\epsilon_{Nd}(T)$ от -3.5 до -18.1 . Вариации отношения $\epsilon_{Nd}(T)$ по разрезам расслоенных интрузий (Мончеплутон, Бураковская и др.) согласуются с проявлением мегацикличности и многократного поступления расплавов разного состава в магматические камеры, что осложняется локальным взаимодействием магм с вмещающими архейскими и протерозойскими породами.

6. Для реконструкции источников мантийных магм и их взаимодействия с веществом верхней мантии и коры более эффективным является Re-Os система. По данным анализа интрузивных пород и минералов (хромит, сульфиды) Мончеплутона и Мончетундровского массива содержание Os колеблется (ppb): от 0.1 до 1.7 в габброидах, ортопироксенитах и гарцбургитах, от 4.6 до 5.6 в дунитах Мончеплутона, от 3.2 до 17.2 в сульфидах, в хромитовых рудах оно закономерно повышается до $44.7-161.1$. Отношение Re/Os минимальное в хромитах $0.036-0.076$, промежуточное в породах и максимальное в сульфидах $4.6-14.7$. Точки анализов для обоих массивов располагаются на диаграммах Re/Os – Os (рис. 1) на тренде континентальная субконтинентальная литосферная мантия (SCLM) – деплетированная мантия (DM), первая из которых характеризуется глубинными ксенолитами, а вторая – офиолитами Йормуа Центральной Финляндии с U-Pb возрастом циркона 1970 млн. лет.

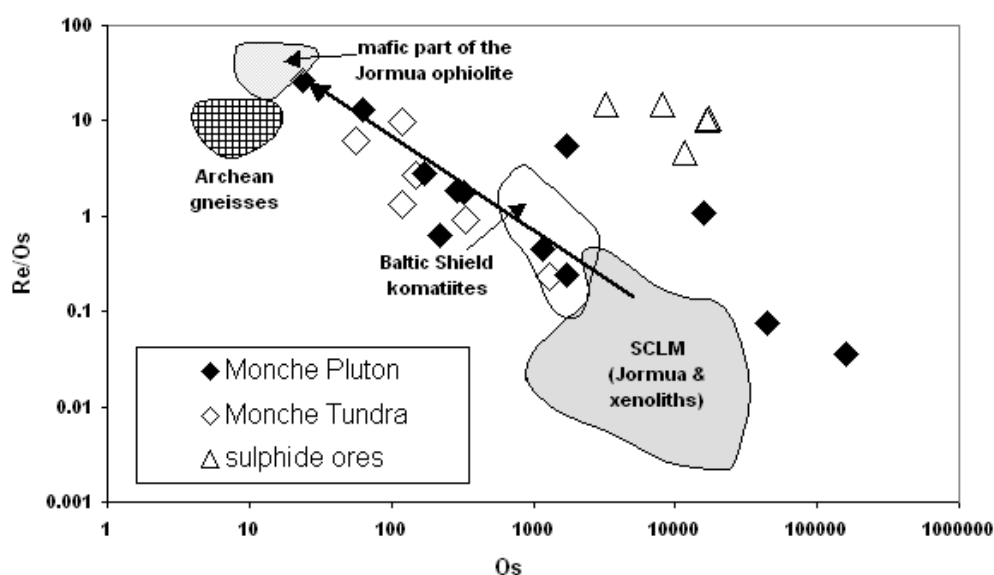


Рис. 1. Диаграмма Re/Os – Os для пород и сульфидных руд Мончеплутона и Мончетундровского массива с данными для глубинных ксенолитов, пород офиолитового комплекса Йормуа и архейских гнейсов

Установленные значения отношения γ_{Os} в хромитах Мончеплутона (–4.8, –6.4) значительно отличаются от аналогичного отношения в Бураковском плутоне (0), интрузий Аканваара (2.7–6.1) и Койтелайнен (2.3–5.1), и в вулканитах свиты ветреного пояса (–0.4) (Hanski et al., 2001; Puchtel et al., 2001), отражая разный состав источника и (или) разную степень контаминации вещества коры для магм, связанных с ранним и более поздним плюмами.

6. Для расчетов характера и степени взаимодействия первичных магм и вещества мантии и коры выполнен комбинированный анализ изотопных систем Re-Os, Sm-Nd и Rb-Sr в породах и рудах расслоенных интрузий в сопоставлении с различными источниками и веществом коры. На диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 2) породы расслоенных интрузий в значительной степени перекрываются с веществом субконтинентальной литосферной мантии. Отдельные анализы пород краевой серии Бураковского плутона сильно смещены в сторону архейской коры, подтверждая локальный характер взаимодействия между расплавом магматической камеры и вмещающими архейскими породами. Глубинные ксенолиты являются гетерогенными и распределяются на тренде расслоенных интрузий – архейская кора, при этом часть ксенолитов располагается в поле расслоенных интрузий, что позволяет использовать их для реконструкции изотопных источников.

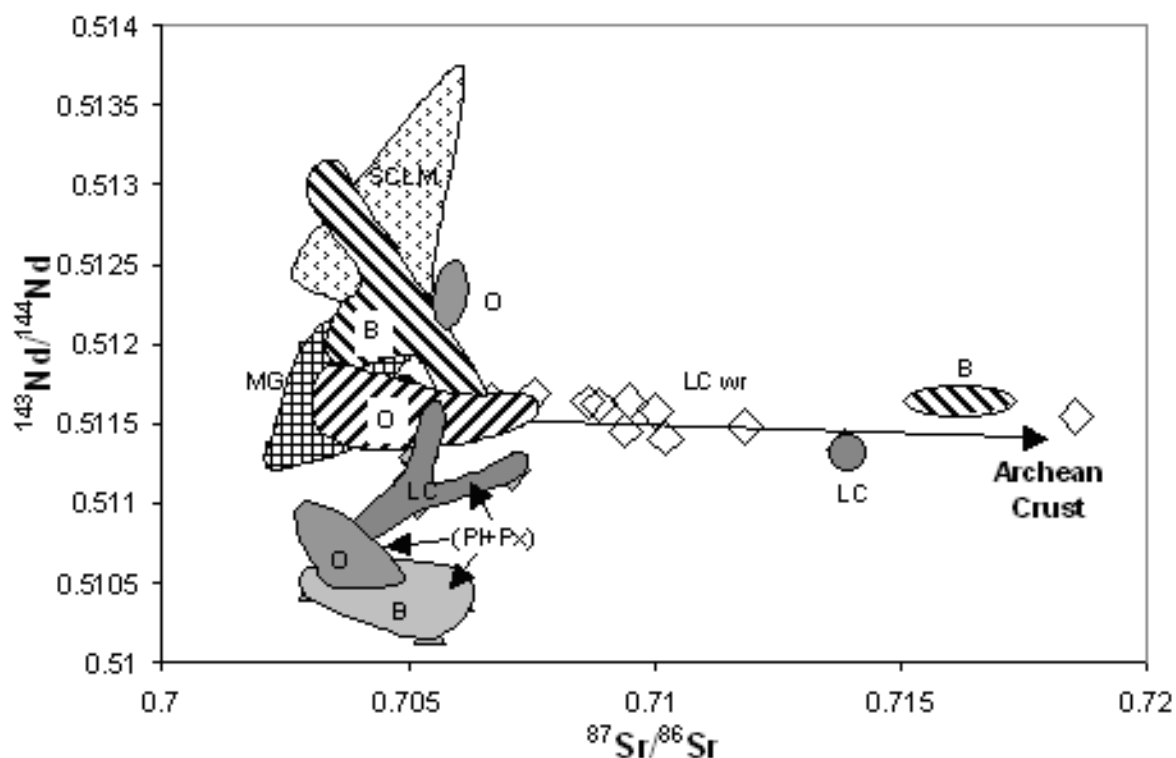


Рис. 2. Диаграмма $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для пород (штриховка) и кумулятов (залитые поля) расслоенных интрузий и глубинных ксенолитов (ромб). В – Бураковский и MG – Мончегорский плутоны, О – Олангская группа, LC – ксенолиты нижней коры, SCLM – субконтинентальная литосферная мантия, Archean Crust – архейская кора

На основе результатов анализа изотопных систем можно рассчитать степень взаимодействия магмы с веществом коры, для этого используем диаграммы с отношениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ – γ_{Os} (рис. 3).

На диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 3А) поля расслоенных интрузий в значительной степени перекрываются и располагаются между полями субконтинентальной литосферной мантии и нижней коры – неоархейской коры. При этом имеется неопределенность в отношении оценки долей нижней коры и неоархейской коры. Более четкая картина проявляется на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ – γ_{Os} (рис. 3В), на которой породы Мончеплутона наиболее близки к субконтинентальной литосферной мантии, а

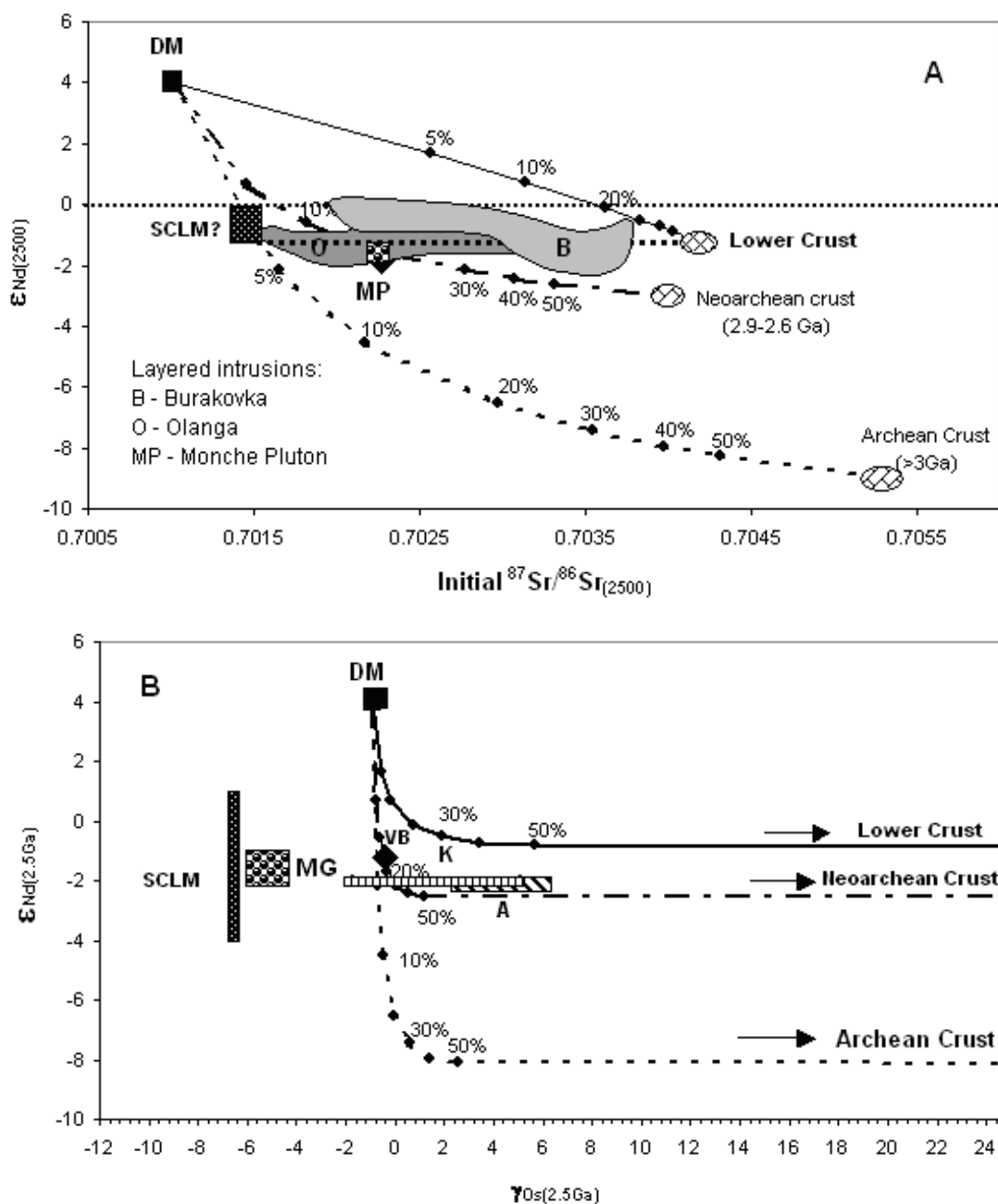


Рис. 3. Анализ взаимодействия между расслоенными интрузиями и веществом нижней коры, архейской и неархейской коры на диаграммах $\epsilon_{Nd}(T) - ^{87}Sr/^{86}Sr$ (A) и $\epsilon_{Nd}(T) - \gamma_{Os}$ (B). Расслоенные интрузии: В – Бураковский плутон, MP, MG – Мончеплутон, О – Олангская группа, К – Койтелайнен, А – Аканваара. VB – вулканыты свиты ветреного пояса. DM – деплетированная мантия, SCLM – субконтинентальная литосферная мантия. Lower Crust, Archean Crust, Neoproterozoic Crust – нижняя, архейская и неархейская кора. Степень контаминации – в%

для пород Койтелайнен и Аканваары следует предположить не менее 20% контаминации веществом неархейской коры. Исходя из этого, следует вывод о реальности процессов взаимодействия магм, первичных для расслоенных интрузий, с веществом коры, об увеличении масштаба этого взаимодействия в течение раннего этапа палеопротерозоя в результате, по-видимому, последовательного подъема и плавления мантийных плюмов. Одновременно увеличилась и степень плавления мантийного субстрата, о чем свидетельствует возрастающая роль ультраосновных вулканитов по отношению к основным вулканитам в разрезах палеопротерозойских структур.

Литература

1. Amelin Yu.V., Semenov V.S. Nd and Sr isotope geochemistry of mafic layered intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the evolution of Paleoproterozoic continental mafic magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 124. P. 255–272.
2. Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences. M. Vaasjoki (Ed.) *Geol. Surv. Finland*, 2001. Special Paper 33. 279 p.
3. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, изотопия, оруденение. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин (ред.). Апатиты: изд. Кольского НЦ РАН. 2004. Часть 2. 177 с.
4. Смолькин В.Ф. Петрология, изотопный возраст и оруденение расслоенных интрузий раннего протерозоя Балтийского щита // *Петрология магматических и метаморфических комплексов*. Вып. 5. М-лы Всероссийской петрографической конференции, 24–25 ноября 2005 г. Том II. Томск. 2005. С. 300–307.
5. Hanski E., Walker R.J., Huhma H., Suominen I. The Os and Nd isotopic systematics of c. 2.44 Ga Akanvaara and Koitelainen mafic layered intrusions in northern Finland // *Precambrian Res.* 2001, V. 109. P. 73–102.
6. Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofman A.W. et al. Os isotope systematics of komatiitic basalts from the Vetreny belt, Baltic Shield: evidence for a chondritic source of the 2.45 Ga plume // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 140. P. 588–599.

Магматизм архипелага Земля Франца-Иосифа

Столбов Н.М.

ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, e-mail: onaimo@centurion.vniio.nw.ru; nstolbov@yandex.ru

Архипелаг Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) приурочен к обособленному окраинно-шельфовому поднятию на севере Баренцево-Карской шельфовой плиты. Отложения складчатого фундамента (нагурская серия) интенсивно дислоцированы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Несмотря на широко распространенное мнение об их вендском возрасте [2] автор считает, что в настоящее время следует остановиться на ближе неопределенном неопротерозойском, скорее довендском, возрасте образований нагурской серии. Об этом свидетельствуют данные по детритовым цирконам из отложений серии, а также корреляция с аналогичными образованиями на сопредельных территориях. В исследованных образцах отсутствуют обрывки каких-либо растительных пленок или явных органических остатков, которые могли бы свидетельствовать о возможном присутствии в данных отложениях микрофитофоссилий [8]. Время метаморфизма датируется 610 млн. лет (Ar-Ar метод по серициту), что указывает на проявление на архипелаге байкальского тектогенеза. По геофизическим материалам [5] в фундаменте предполагается наличие кристаллических блоков карельской стабилизации. Вероятно, имеются террейны, испытавшие гренвилльскую тектоно-термальную переработку. Байкальские комплексы, в таком случае выступают в роли аккреционных образований, осуществляющих консолидацию блоков более ранней стабилизации в единый кратон. Чехол представлен палеозойскими (силур-нижняя пермь) карбонатно-терригенными и мезозойскими (триас-мел) терригенными отложениями морского, мелководно-морского и континентального генезиса, а также континентальными вулканогенными образованиями нижнего мела.

Поднятие ЗФИ сформировалось в мезозое-кайнозое. В поздней юре-раннем мелу здесь широко проявился деструктивный тектогенез, сопровождавшийся трапповым магматизмом (долерит-базальтовая формация). Траппы представлены покровами, потоками, силлами, дайками и жерловыми фациями вулканических аппаратов, в ряде случаев – небольшими штоками субвулканических образований. Преобладают порфиновые и гломеропорфиновые разности безоливиновых базальтоидов. Количество оливина в оливинсодержащих разностях не позволяет выделить их в самостоятельную группу. Плаггиоклаз и моноклинный пироксен представлены минеральными индивидами двух-трех поколений. Номер плаггиоклаза соответствует лабрадору-битовниту. Клинопироксен в подавляющем большинстве случаев представлен авгитом. Ортопироксен встречается спорадически. Всем породам в той или иной степени присуща вкрапленность рудного минерала, в них отмечаются толеитовая,

пойкилоофитовая, интерсертальная и долеритовая структуры. Обычны массивная и миндалекаменная текстуры. Субвулканические разности пород от эффузивных отличаются гораздо лучшей раскристаллизованностью основной массы.

На основании детального изучения магматических образований Земли Франца-Иосифа [7] предлагается выделить в их составе два конкретных магматических комплекса (рис.).

Грили-винер-нейштадтский вулканический комплекс субщелочных базальтов-андезитов (название от островов Грили и Винер-Нейштадт) наибольшим развитием пользуется на северо-востоке архипелага (о-ва Грили, Винер-Нейштадт, Джексона, Пайера и др.), где образует компактное поле. В состав комплекса входят лейкобазальты, умеренно-щелочные базальты и долериты, андезитобазальты, реже –трахиандезитобазальты и андезидациты, монцодиориты. На о.Винер-Нейштадт умеренно-щелочные базальтоиды встречены на мысах Васильева и Тироль и на ряде нунатаков. На о.Грили представители комплекса известны на мысах Анучина, Овчинникова, Городкова и др. На островах Джексона (мысы Норвегия, Олье и др.) и Пайера (мыс Рузвельта) распространена наиболее раскисленная породная группа комплекса.

Радиологическое датирование образцов типичных представителей покровной фации грили-винер-нейштадтского вулканического комплекса с о.Джексона дало следующие результаты: 115+/-4 и 131+/-6 млн. лет (К-Аг, вал).

Субвулканическую фацию комплекса составляют глубинные комагматы эффузивных пород, слагающие штоки, некки, силлы, реже дайки. Штоки и некки обычно хорошо отпрепарированы. Петротипом для выделения данного подразделения послужили умеренно-щелочные микродолериты скалы Рубини (о.Гукера): свежие породы с порфирированной структурой, где немногочисленные фенокристы плагиоклаза помещены в тонко и равномерно раскристаллизованную основную массу. Для пород штока (также, как и для мощных силлов) характерна столбчатая отдельность –параллельно-шестоватая и в виде вееро- и вихреобразно расходящихся пучков шести- и пятиугольных призм.

Умеренно-щелочным субвулканическим породам скалы Рубини аналогичны породы небольших штоков и даек, реже силлов на о-вах Королевского Общества, Бромидж, Гохштеттера, Шенау, Этеридж, Матильды, Брэди, Ньюкомба и др. К этой же породной группе условно можно отнести субщелочные породы штока о.Джефферсона, лакколита (?) о.Елизаветы, дайки с мыса Рогатого о.Ла-Ронсьер и, вероятно, пластовой интрузии (элювиальные развалы) с о.Гейдж. Последние, являются самыми «щелочными» в субщелочном ряду основных субвулканических пород, возможно, представляя разновидность оливинсодержащих базальтов.

Радиологический возраст субщелочных микродолеритов скалы Рубини варьирует в пределах: 158+/-60 млн. лет (Sm-Nd, изохронный метод), 145+/-7 млн. лет (К-Аг, плагиоклаз) и 103+/-5 млн. лет (К-Аг, вал). Для слагающих дайку гор Вюллерсторфа (о.Земля Вильчека) умеренно-щелочных базальтов при исследовании одного и того же образца двумя разными методами были получены практически совпадающие датировки: 129+/-20 млн. лет (Sm-Nd метод, изохрона по Pir, валу и P1, геохим. лаб. Канзасского ун-та, США) и 130+/-2 (Аг-Аг, вал, термохрон. лаб. Хьюстонского ун-та, США).

Луиджи-гукеровский вулканический комплекс толеитовых базальтов-долеритов (название от островов Луиджи и Гукера) на ЗФИ распространен практически повсеместно (за исключением мелких северо-восточных островов). Наиболее полно толеитовый комплекс изучен на о-вах Гукера, Луиджи, Земля Георга, Земля Александры (в скважине Нагурская), Чамп и др. Как правило, наряду с преобладающей покровной фацией, в состав единых пакетов толеитового комплекса входят силлы. Встречающиеся секущие интрузии представлены маломощными дайками, выполняющими роль подводных каналов. На о.Гукера среди покровных базальтов выделяются афировые, порфирированные и гломеропорфирированные разности. Другим типовым разрезом вулканического комплекса толеитовых базальтов-долеритов является разрез безымянного мыса в проливе Кука на юге о.Луиджи, где автором описаны семь покровов плагиофировых толеитовых базальтов мощностью от 7-8 до 18-20 метров. Представители толеитового комплекса широко развиты на о.Земля Георга (п-ов Армитидж, мысы Университетский, Иогансена, Нансена, Раздельный, Янченко, Стивенс, скалы Полосатые и др.). Покровные базальты островов Гукера, Земля Георга и Луиджи относятся к низкокальциевым толеитам ($K_2O < 0,4\%$). Содержание двуокиси титана в толеитах о.Луиджи и о.Гукера выше, чем в толеитах о.Земля Георга, базальты о.Гукера обладают относительно более низкой глиноземисто-

стью, а базиты о.Луиджи –наибольшей магнезиальностью при прочих вполне сопоставимых содержаниях петрогенных оксидов. Толеиты о.Гукера более меланократовые, нежели толеиты о.Земля Георга. Химические составы базитов островов Гукера, Земля Георга и Луиджи очень близки, что позволяет объединить их в единый вулканический комплекс. Имеется ряд оригинальных радиологических датировок для пород толеитового комплекса: базальты покровов о.Брайса –123+/-41 млн. лет (Sm-Nd, изохронный), о.Земля Георга –95+/-5 млн. лет (K-Ar, вал), о.Мак-Клинтон –108+/-6 млн. лет (K-Ar, вал); долериты силлов о.Винер-Нейштадт –121+/-6 млн. лет (K-Ar, вал), о.Земля Вильчека –147+/-17 млн. лет (Sm-Nd, изохронный), о.Гукера –113+/-5 млн. лет (K-Ar, вал). Пик тектоно-термальной переработки K-Ar изотопных систем долеритовых силлов из скважин приходится на 116+/-6 млн. лет (по результатам 14 датировок).

Несмотря на объективные трудности (85% территории ЗФИ покрыто ледниками), в ряде случаев в результате анализа фациальных взаимоотношений удалось произвести палеовулканические реконструкции. Шлаковый конус изучен в районе юго-восточного окончания скал Непрístupных (о.Солсбери). Еще одна постройка центрального типа была обнаружена на о.Галля в районе скал Заварицкого. Судя по набору характерных вулканических фаций на мысах Брайса и Побезимова о.Циглера, на мысе Диллон о.Мак-Клинтон, здесь также присутствуют остатки вулканических построек центрального типа, которые, таким образом, являются достаточно ординарной формой проявления вулканизма на ЗФИ.

На о-вах Галля (п-ов Литтров, мыс Франкфурт) и Бергхауз обнаружены своеобразные эксплозивные вулканические породы кирпично-красного цвета со шлаковой текстурой. Ранее Пирожниковым Л.П. [4] они были описаны как горелые осадочные породы («горельники»). Однако их структурно-текстурные характеристики, рекуррентная природа части пирокластике, присутствие бомбоидов свидетельствуют о вулканических образованиях взрывного характера (фреатомагматические трубки взрыва неглубокого заложения). Геофизические материалы подтверждают трубчатую природу изученных объектов, предполагая для них диаметр до 100 м и глубину канала в 500-600 м.

В районе скал Заварицкого палеовулканическая зона представлена пакетом тесно сближенных субпараллельных даек, внедрившихся в пирокластовую толщу. Между крутопадающими дайками наблюдаются скрины псаммитовых туфов. Пакет субпараллельных даек как бы выступает из-под плаща «покровных» образований, в состав которого, вероятно, входят и пластовые интрузии. Юго-восточное окончание континентально-спрединговой [1] зоны скал Заварицкого установлено на мысе Тегетгофф.

На северном побережье о.Хейса [6] выявлен пакет параллельных даек, состоящий из не менее чем десяти единичных внедрений магматического вещества мощностью от 0,5 до 1,5 м каждое. Пластины, слагающие пакет, представлены тонкозернистыми микродолеритами с незначительными колебаниями в химическом составе. Иногда в пластинах микродолеритов обнаруживается односторонняя закалка, однозначно свидетельствующая в пользу неоднократно подновлявшегося раскрытия ранее залеченной трещины и поступления туда новой порции магматического расплава.

Различия двух выделенных на Земле Франца-Иосифа вулканических комплексов (ассоциаций) четко выражены в химизме. Эти различия находятся в соответствии с особенностями минерального состава пород обеих ассоциаций. Плаггиофировые толеитовые базальты, долериты и габбро-долериты характеризуются повышенными содержаниями Al_2O_3 , CaO и MgO. Пироксен-плаггиофировые субщелочные базальты и андезибазальты, в свою очередь, обогащены TiO_2 , P_2O_5 и щелочами. В геохимическом отношении ассоциация субщелочных базальтов-андезибазальтов обогащена некогерентными, включая редкоземельные (РЗЭ), элементами, а также летучими. Ассоциация толеитовых базальтов характеризуется повышенными содержаниями Cu, Cr, Ni. Обе породные ассоциации базальтоидов ЗФИ характеризуются типичным для континентальных платобазальтов распределением редкоземельных элементов с существенным обогащением легкими РЗЭ. Величина отношений $(La/Sm)_N$ и $(La/Lu)_N$ уменьшается соответственно от 2,30 и 7,38 в обогащенных калием разновидностях базальтов до 1,51 и 2,68 в низкокальциевых толеитах, что может свидетельствовать об увеличении степени плавления материнского субстрата от первых ко вторым [9]. Для ассоциации субщелочных базальтов-андезибазальтов характерны значительно более высокие содержания и других некогерентных элементов –Rb, Sr, Ba, Nb, Zr, Y и др.

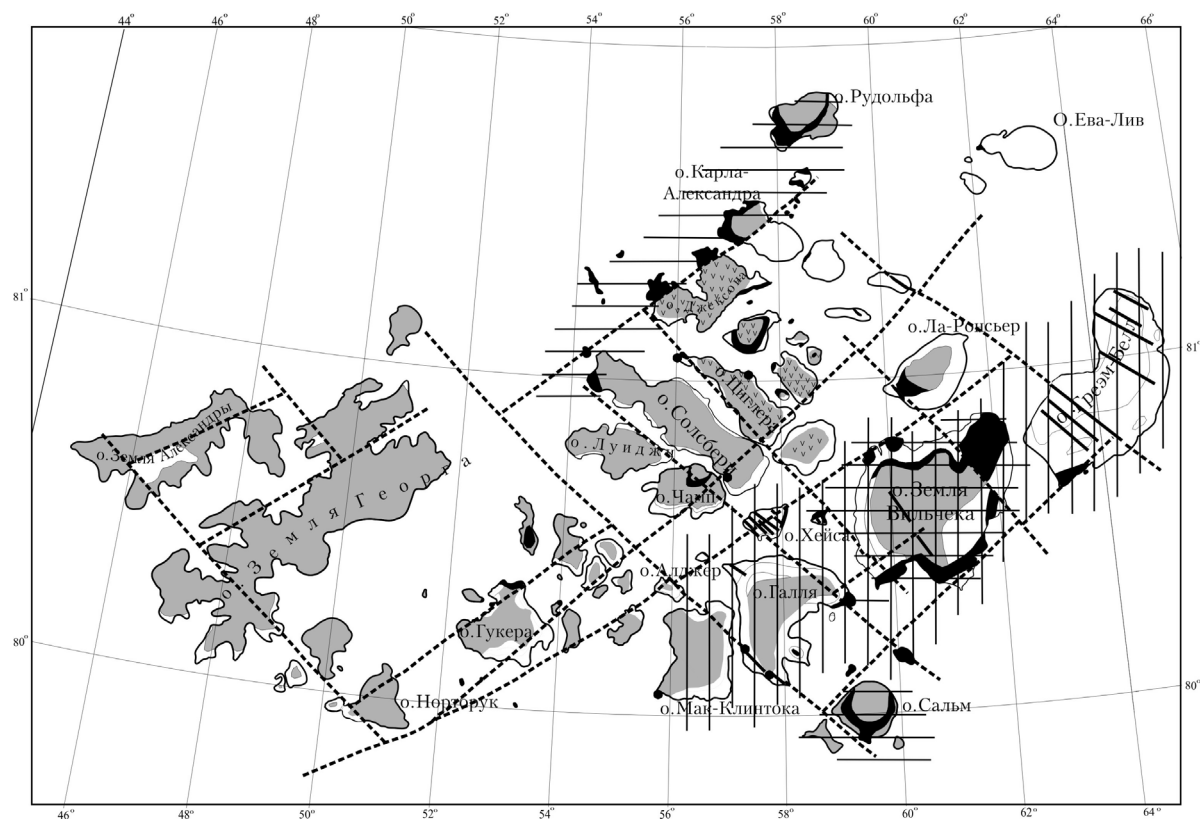


Рис. Схема магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа. Серым цветом закрашена покровная фация комплекса толеитовых базальтов, черным – интрузивные образования. Крапом показана покровная фация комплекса умеренно-щелочных базальтов-андезибазальтов, специальным знаком (звездочкой) – вулканические аппараты центрального типа, пунктиром – главные разрывные нарушения. Вертикальной штриховкой обозначена область распространения пакетов параллельных даек, горизонтальной – интрузий габброидов «подсиллового комплекса»

Полученные геохимические данные свидетельствуют о формировании обогащенных щелочами (прежде всего, калием) пород на относительно больших глубинах при низкой степени плавления вещества субстрата и о более обширном выплавлении низкокалиевых толеитов в условиях малых глубин. Вероятно, образование пород ассоциации субщелочных базальтов-андезибазальтов отвечало режиму растяжения, а пород ассоциации низкокалиевых базальтов-долеритов – режиму раскола литосферной плиты.

Для субщелочной ассоциации пород получены близкие к нулю значения ϵ_{Sr} , умеренно-положительные $-\epsilon_{\text{Nd}}$ (от 0,39 до 5,48), и сравнительно высокие $-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (от 18,84 до 19,26), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (от 15,55 до 15,60) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (от 38,68 до 39,13). Для представителей ассоциации толеитовых базальтов характерны положительные значения (от 1,56 до 6,80) ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} , а также менее радиогенный состав свинца [3]. На изотопных диаграммах фигуративные точки базальтоидов ЗФИ располагаются в пределах вариаций изотопных отношений для базитов океанических островов, тем самым подтверждая представления об общности их происхождения. По своим изотопно-геохимическим характеристикам базальтоиды ЗФИ являются производными разноглубинного магматизма, продуцируемого разными глубинными доменами. Для пород ассоциации субщелочных базальтов источником родоначальной магмы мог быть домен с характеристиками EM-II, для пород ассоциации толеитовых базальтов – деплетированная мантия с характеристиками N-MORB. В ряде случаев отмечаются признаки смешения первичных расплавов. Обе породные ассоциации несут отпечаток контаминированности коровым материалом. В конечном счете, именно результат взаимодействия на мантийном уровне различных по изотопно-геохимическому составу расплавов (смешение мантийных доменов) и неодинаковая контаминация их коровым материалом позволяют подразделить базиты ЗФИ на две различающиеся по изотопии и химизму вулканические ассоциации.

Литература

1. Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы // Труды ГИН РАН, вып. 542 / Отв.ред. М.Г.Леонов. М.: Наука, 2002. 461 с.
2. Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря / Ред. И.С. Грамберг, В.Л. Иванов, Ю.Е. Погребницкий. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004, 468 с.
3. Левский Л.К., Столбов Н.М., Богомолов Е.С. и др. Sr-Nd-Pb изотопные системы базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа // Геохимия. 2006. № 4. С. 365–376.
4. Пирожников Л.П. Горелые породы из морского нижнего волжского яруса о.Бергхауз (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // ДАН СССР. 1961. Т. 140. № 2. С. 448–450.
5. Старк А.Г., Шкатов Е.П., Кузнецова Л.А. Новые данные о геологическом строении северной окраины Баренцевоморского шельфа по сейсмическим исследованиям // Разведка и охрана недр. 1999. № 7–8. С. 21–24.
6. Столбов Н. М. Дискретность базитового магматизма архипелага ЗФИ // Актуальные проблемы региональной геологии Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши. Тез. докл. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 64–65.
7. Столбов Н.М. Архипелаг Земля Франца-Иосифа – геологический репер Баренцевоморской континентальной окраины // Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 2005. 19 с.
8. Столбов Н.М., Устинов Н.М., Голубкова Е.Ю. Какого возраста отложения складчатого фундамента архипелага Земля Франца-Иосифа? // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2006. Вып. 6. С. 145–148.
9. Чернышева Е.А., Харин Г.С., Столбов Н.М. Новые данные по геохимии базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 2. С. 238–241.

**Некоторые закономерности формирования полезных ископаемых
Беломорского региона при эксгумации метаморфических пород**

Терехов Е.Н.

Геологический институт РАН, г. Москва, tereh@ilran.ru

Проблема вывода глубокометаморфизованных пород к поверхности (эксгумация) долгое время умалчивалась по ряду причин и, прежде всего, ввиду отсутствия ясного структурного механизма реализации этого процесса. Если для молодых складчатых поясов эта проблема в последние 10–15 лет, стала активно развиваться под влиянием успехов фиш-трекового анализа, то в отношении докембрийских образований для которых эта методика не работает, всё остаётся по-прежнему. Большая часть исследователей продолжает верить, что длительная эрозия могла уничтожить верхнюю часть разреза и глубинные части наиболее активных блоков вышли к поверхности. Геологические данные противоречат этому. Так как, нет тех гигантских объемов осадочных пород, которые образовались бы при размыве 20–30 км разреза коры, например над Лапландско-Беломорским подвижным поясом (ЛБПП). Однако, всегда находятся исследователи, которые «раскидывают» эти объёмы по всей площади Восточно-Европейской платформы (ВЕП), а частично погружают их в зоны субдукции. Но главное то, что в период 1.9-1.8 млрд. лет назад породы ЛБПП находились в условиях P и T параметров (7–10 кбар и 600–800 град), которые отвечают глубинам 20–30 км, а к рубежу 1.8-1.7 млрд. лет они уже были в условиях хрупких деформаций или вообще на поверхности, так как секутся гигабиссальными постскладчатыми интрузиями этого возраста. То есть, за период менее чем 100 млн. лет глубинные породы вышли к поверхности. Максимальные скорости эрозии на Земле отмечены в Гималаях (до 3-4 км в 1 млн. лет). Поэтому и в отношении ЛБПП, можно при желании допускать подобные скорости, но основная проблема в захоронении осадочных пород не решаема, так как именно в этот период кроме сравнительно небольшой Петрозаводской мульды не было бассейнов осадконакопления. Авлакогены, в которые можно было бы погрузить осадочный материал от этой гигантской эрозии, появились на ВЕП только через 500 млн. лет. Поэтому необходим принципиально иной подход к решению данной проблемы.

Автор в последние 10 лет развивает модель тектонического вывода метаморфических пород ЛБПП к поверхности в обстановке растяжения [10]. Эксгумация происходит при эволюции пологих сбросов и сопряженных с ними валообразных структур напоминающих «комплекс метаморфических ядер» [8]. Подобные построения разрушают стереотипы о структурно-вещественной эволюции ЛБПП в частности и других подвижных поясов докембрия вообще, которые основаны на многократных этапах сжатия. На самом деле складчатость и даже надвигообразование, а также высокий метаморфизм не обязательно являются следствием режима сжатия, а такое понятие как карельская складчатость вообще не должно ассоциироваться со словом коллизия. В настоящее время, для многих минералов, формирование которых связывалось с аномально экстремальными условиями, показано, что они могут образовываться при низких давлениях. Так, для формирования алмаза не нужны сверхдавления и он может образовываться в любых и даже в приповерхностных обстановках, то же можно говорить и о его спутнике муассоните [3]. Оказалось, что большое количество минералов, такие как: гранат, кианит, сапфирин, корунд, силлиманит, шпинель, предпочтительнее образуются не на пике метаморфических преобразований, а на их спаде [12]. Всё это подрывает «устой» моделей сжатия в геодинамике. Поэтому настало время обсудить некоторые вопросы образования полезных ископаемых в связи с эксгумацией больших масс глубинных пород, происходящих в обстановке растяжения.

Пожалуй, наиболее эффективным примером связи эксгумации с формированием полезных ископаемых являются разнообразные пегматиты Памиро-Гималайского складчатого пояса. Именно, в связи с тектоническим подьёмом кристаллических пород этого пояса в неогеновое время произошло их массовое формирование. Причем пегматиты и другие метасоматиты образовывались не только в кристаллических породах, но в вышележащих комплексах. Следует отметить, что эксгумация метаморфических пород этого пояса, по мнению всё большего количества исследователей происходила в обстановке растяжения, причины которой во многом остаются не совсем ясные, а не сжатия как это ранее предполагалось в моделях коллизии. На Балтийском щите, пегматиты Беломорского и Ладожского поясов являются хорошим примером подобной модели. Ранее формирование этих пегматитов связывали с ультраметаморфизмом вмещающих пород, но в последствии была предложена модель их формирования в условиях диафтореза [6]. Модели постультаметаморфических преобразований всегда активно обсуждались отечественными исследователями докембрия [1], но тектоническая основа этих построений была весьма неопределенная, как правило, геосинклиальная. Идеи о тектонической эксгумации происходящей в обстановке растяжения, заставляют взглянуть на формирование множества видов полезных ископаемых с принципиально новых позиций и соответственно поисковые критерии должны измениться. Важнейшим аспектом эксгумации является декомпрессия, что приводит к массовому выбросу флюидов. Интересно, что множество искусственных драгоценных камней выращивается в условиях, когда горячий флюид вырывается под давлением и уже при низких давлениях на специальных затравках осаждает полезный компонент. С помощью подобной методики выращиваются алмазы, сапфиры и рубины, муассонит и другие минералы [3]. Другим важным аспектом эксгумации является изменение координационного числа многих минералообразующих химических элементов и, прежде всего алюминия и магния. Следствием этого является не только изменения объема пород, но и усиление миграционной активности того или иного элемента или их соединений. Для восточной части Балтийского щита известно много объектов, в которых по краям блоков сложенных высокометаморфизованными породами, развиты образования с гигантскими кристаллами кианита метасоматической природы [13]. В этих породах содержания глинозема достигают 30 и более процентов. Подобные проявления известны вдоль всех границ Беломорского пояса, а возраст кианитового метасоматоза – 1.8 млрд. лет [7], что соответствует времени эксгумации глубинных пород. Ранее эти породы рассматривались как метаморфизованные коры выветривания, что, на мой взгляд, являлось данью геологической моде, а именно направлению «Осадочная геология в докембрии». Аномальные концентрации глинозема в виде кианит-, гранат- и силлиманитсодержащих пород известны вдоль границ и других воздымающихся блоков глубинных пород. Это Кейвские месторождения кианита вдоль Мурманского блока, Малокейвское вдоль Пурначского массива, проявления: Три Брата, Вырнимское, Корватундровское, Карасйокское вокруг Лапландского пояса. Но и в самих блоках глубинных пород, при их эксгумации, в отдельных зонах

образовывались породы с аномально высокими содержаниями глинозема – корундиты, кианититы и гранатиты [12]. Поэтому можно утверждать о повышенной способности глинозема к миграции в этот период. Бокситы, так же часто формируются по краям блоков, сложенных кристаллическими породами, а их осадочные модели образования, во многом не безупречны. С традиционных позиций не объяснимы и постоянные находки в них корундов [9]. Можно предполагать, что и другие химические элементы становятся подвижными при эксгумации и декомпрессии глубинных пород. Так, для этого этапа эволюции ЛБПП зафиксирован вынос и перетолжение элементов платиновой группы (ЭПГ). В Карело-Кольском регионе повышенные содержания ЭПГ характерны для интрузивных пород сумия (2.5-2.45 млрд. лет). Это расслоенные интрузии и друзиты. Для тех и других кроме повышенных концентраций характерно преобладание палладия над платиной [4]. Подобное распределение с повышенной концентрацией благородных металлов получено и для корундсодержащих синэксгумационных метасоматитов, а источником ЭПГ вероятно служили друзиты в контакте с которыми развиты указанные метасоматиты. Комплексные уран-ванадиевые руды с ЭПГ специализацией известны в Заонежье, где они приурочены к альбит-карбонатно-слюдистым метасоматитам (с гранатом и турмалином). Метасоматиты локализованы в пределах линейных зон складчато-разрывных дислокаций центральной части Онежской мульды [2], которая в свою очередь является важным элементом Онежской кольцевой структуры. Последняя, по своему генезису тождественна таким кольцевым структурам как: Инари, Кандалакшская, Беломорская, которые образованы за счет вывода или поднятия глубинных масс по механизму образования комплекса метаморфических ядер. В отличие от указанных структур, в Онежской, глубинные породы за редким исключением не вышли к поверхности, но мобилизация многих элементов, в том числе и ЭПГ произошла и они вместе с декомпрессионными флюидами устремились вверх и в благоприятных условиях (толща шунгитов) осадилась в виде жил и зон метасоматоза. Поэтому и в этой структуре формирование метасоматитов и, следовательно, месторождений полезных ископаемых подчинено эксгумации глубинных комплексов. Концентрации ванадия и хрома во многих породах, также связаны с процессами эксгумации, причем закономерности их миграции, во многом, остаются не ясными. Так большая часть гранатитов в лапландском и беломорском комплексах истощены ванадием и хромом, тогда как по периферии ЛБПП развиты фукситовые сланцы обогащенные хромом, а ванадий был перемещен еще выше по разрезу, где образовывал жилы, подобные Онежским месторождениям. Косвенным доказательством наличия синэксгумационных флюидных потоков являются, на мой взгляд, кислые породы с положительной Eu аномалией, которые слагают позднекладчатые вертикальные жилы и метасоматические зоны в беломорском и лапландском комплексах. Эти, специфического состава породы, слагают бывшие зоны флюидного дренажа, который имел место на заключительных этапах формирования ЛБПП, то есть во время эксгумации. На глубинах 30-20- (10?) км флюид имел восстановленную природу и он выносил из породы все микроэлементы (исключая Eu) и переносил их к поверхности, где он окислялся и осаждал переносимые компоненты [11, 12].

С процессами эксгумации в той или иной форме связано и формирование такого важного типа как «месторождения несогласия». Это – крупные месторождения урана и золота приуроченные к подошве мульдообразных структур, сложенными протерозойскими осадками, полого лежащими на архейском фундаменте [5]. Ранее считалось, что чем больше перерыв в осадконакоплении между двумя комплексами, тем лучше были условия для образования месторождений и тем более перспективна площадь. Поэтому, общая идея формирования этих месторождений привязывалась к осадочному процессу: денудация, многократное перетолжение, захоронение и миграция полезных компонентов. Однако, в настоящее время появляется все больше сомнений в простой осадочной схеме. Так многие месторождения и проявления урана находятся не в самих породах мульды, а в фундаменте в сотнях метрах от контакта, а время формирования этих месторождений не отвечает одному временному рубежу, а растянуто на несколько этапов. Можно предполагать, что слабодислоцированные отложения подобных мульд играли роль экранов и осадителей, например конгломераты, для флюидов образовавшихся при эксгумации соседних блоков. Подобные проявления известны в северном обрамлении песчаников терской свиты на Кольском полуострове. Следует отметить, что процессы эксгумации связанные с формированием сбросов начались в

архее, а глубина проникновения сбросов все время росла, и соответственно к поверхности вывелись все более и более глубинные образования. Так, гранулиты появились на поверхности Балтийского щита только в протерозое. Соответственно менялся состав эксгумационных флюидов и набор тех элементов, которые они выносили. Например, золото в архее и уран в протерозое. Некоторые месторождения связаны с процессами эксгумации апосредственно. Исследования показывают, что образование девонских щелочных интрузий Карело-Кольского и Архангельского региона связано с наличием обогащенной мантии. Причем время этого обогащения, скорее всего метасоматического, произошло 1.9-1.8 млн. лет назад, то есть в период эксгумации глубинных пород ЛБПП, к которому и приурочено большинство этих интрузий. Можно предполагать, что метасоматические процессы, связанные с эксгумацией развивались не только в породах находившихся на глубинах 0-30 км, которые сейчас встречаются на ее поверхности, но и на глубинных уровнях, которые затем и стали источником щелочных магм.

Таким образом, эксгумация крупных масс средне-нижнекорковых образований приводит не только к выбросу декомпрессионных флюидов, что способствует повышению температуры в выше лежащих комплексах, но и усилению миграционной способности химических элементов, обусловленной изменением координационных чисел в связи с уменьшением давления. В тоже время в режиме растяжения формируются типичные структуры: лежащие складки, сбросы, локальные надвиги, купола и прогибы, которые в свою очередь контролируют формирование метасоматитов и связанных с ними проявлений полезных ископаемых. Всё это указывает на важность изучения процессов эксгумации для понимания закономерностей формирования многих типов полезных ископаемых.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН №14 и гранта № 06-05-64848.

Литература

1. Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука. 1983. 216 с.
2. Голубев А.И. Комплексные платинометалльные месторождения Карелии и перспективы их освоения // Тр. Кар.НЦ РАН, 2006. Вып. 9. С. 36–49.
3. Гулий В.Н. Поля стабильности алмаза и разработка критериев прогноза и поиска потенциальных алмазных месторождений Матер. 2-ой межд. конференц. «Прогнозирование и поиски коренных и россыпных алмазных месторождений. Киев УкрГГРИ, 2006. С.18–37.
4. Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Балабонин Н.Л. и др. Кольская платиноносная провинция. В кн.: Платина России. М., 1994. С. 66–77.
5. Молчанов А.В., Коваль С.Г., Ходжаев Д.К., Лазарев Ф.Д. Перспективы выявления высокорентабельных урановых и комплексных месторождений «типа несогласия» на Анабарском щите // Прикладная металлогения. 2006. С. 5–15.
6. Салье М.Е., Батузов С.С., Душейко С.И. и др. Геология и пегматитоносность беломорид. Л.: Наука, 1985. 251 с.
7. Сергеев С.А., Лобач-Жученко С.Б. Возраст фукситовых метасоматитов Хизоваары (Северная Карелия) по результатам U-Pb- датирования единичных зерен циркона ДАН. 1993. Т.333. № 1. С. 73–75.
8. Склярков Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГМ, 1997. 182 с.
9. Сульман А.М. Постдиагенетические изменения бокситов аркалыкского месторождения // Геология и геохимия бокситов, латеритов и генетически связанных с ними пород. Сб. статей. Свердловск, 1976. С. 93–107.
10. Терехов Е.Н. Геологическое строение Лапландско-Беломорского пояса и роль процессов растяжения в его эволюции. Автореферат дис. Докт. геол.-мин. наук М.: Изд-во «Пробел-2000», 2003. 49 с.
11. Терехов Е.Н. К проблеме происхождения кислых пород с положительной Eu-аномалией –индикаторов процессов растяжения (восточная часть Балтийского щита) // ДАН. 2004. Т. 397. №5. С. 675–679.
12. Терехов Е.Н. Особенности распределения РЗЭ в корундсодержащих и других метасоматитах периода подъёма к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 2007. № 4. С. 411– 428.
13. Щербакова Т.Ф., Терехов Е.Н. Геохимическая характеристика глиноземистых плагиогнейсов: к вопросу о происхождении кианитсодержащих пород Беломорского пояса // Геохимия. 2004. № 6. С. 611–631.

Золото-теллуридное проявление Райконкоски в протерозое Карелии

Торицын А.Н.¹, Иващенко В.И.², Сундблад К.³, Лавров О.Б.²

¹ООО «Карелприродресурс», г. Петрозаводск, e-mail: toritsin.geolog@rambler.ru

²Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, e-mail: ivashche@krc.karelia.ru

³Университет г. Турку, Финляндия, e-mail: krister.sundblad@utu.fi

Открытие в конце прошлого века в протерозойских структурах зарубежной части Фенноскандинавского щита ряда месторождений золота [7, 8] и среди них крупнейшего в Европе – Суурикуосикко (>110 т Au), относящихся к орогеническому мезотермальному типу, предопределило высокую вероятность потенциальных перспектив и протерозоя Карелии на промышленное золото, до этого преимущественно связывавшихся с зеленокаменными поясами архея [2, 4]. Одним из подтверждений этому служит выявление в Приладожье в области сочленения Карельского кратона (AR₂) и Свекофеннского складчатого пояса (PR₁) на продолжении Раахе-Ладожской металлогенической зоны нескольких золоторудных проявлений (Алатту, Пякюля, Янис), контролируемых мало-глубинным тоналитовым магматизмом и зонами сдвиговых дислокаций. Оруденение золото-теллуридного типа, к которому относится выявленное ООО «Карелприродресурс» (Торицын А.Н.) руд. Райконкоски, ранее в Приладожье не было известно [2].

Руд. Райконкоски находится в 2 км СЗ одноименного поселка в Суоярвском районе Республики Карелия вблизи контакта гранитогнейсов архея и вулканогенно-осадочных образований соанлахтинской свиты нижнего протерозоя. Первые признаки Cu-Pb рудной минерализации выявлены здесь в 2004 г. ООО «Карелприродресурс». Впоследствии исследованиями ИГ Кар.НЦ РАН (В.И.Иващенко, О.Б.Лавров) и Университета г.Турку в Финляндии (К.Сундблад) была установлена Au-Ag-Bi-Te-Se специализация оруденения (табл.). Рудопроявление представлено серией кварцевых и карбонат-кварцевых жил в метадолеритовом силле среди вулканогенно-осадочных толщ соанлахтинской свиты PR₁, имеющей на данном участке мощность более 1750 м и характеризующейся широким распространением сульфидизированных черных сланцев с аномально высокими содержаниями ряда редких, цветных и благородных металлов (Mo, V, Cu, Pb, Zn, Pt, Au, Ag).

Рудоносные жилы проявления Райконкоски имеют преимущественно северо-западное и субмеридиональное простирание с крутым падением на ЮЗ-З. Они приурочены к зонам сдвиговых дислокаций мощностью до 1-1,5 м и видимой протяженностью в плане до 70-100 м, в пределах которых долериты интенсивно рассланцованы и подвержены низкотемпературным метасоматическим преобразованиям (хлоритизация, карбонатизация, окварцевание, турмалинизация и др.), сопровождающимся тонкодисперсной сульфидной минерализацией. Рудная минерализация в жилах подразделяется на несколько минеральных ассоциаций: пиритовую, полисульфидную, галенит-висмутотеллуридную с минералами серебра и золота и самороднометалльную с интерметаллическими соединениями. Продуктивными среди них на золото и серебро являются две последние. Содержания главных рудных минералов перечисленных минеральных ассоциаций местами превышают 10%, что подтверждается высокими содержаниями соответствующих элементов (табл.).

Кроме вышеназванных в той или иной степени обогащенных Bi, Te, Se, Ag, Au минеральных ассоциаций, распространенных на руд. Райконкоски, здесь отмечается также ассоциация (магнетит, ильменит, рутил, пирит, пирротин, халькопирит), отражающая первичную геохимическую специфику вмещающих жил долеритов. Она приурочена к экзоконтактам карбонат-кварцевых жил, сложенных метасоматически измененными (хлоритизация, карбонатизация, окварцевание, местами турмалинизация) долеритами. Мощность зон этих изменений достигает 30–40 см. Рудная минерализация в них представлена преимущественно тонкозернистым пиритом (до 30–40%), пирротинном, магнетитом, ильменитом, рутилом, халькопиритом и более поздними – сфалеритом, борнитом, халькозином, анилитом, галенитом, тонкодисперсными (1–20 мкм) самородными цинкистой медью (Zn – до 35%), медью с примесью олова (Sn – 20–30%), медью с примесью никеля (Ni – 3%), железом, свинцом с примесью мышьяка (1,5%), серебром.

Таблица. Содержание рудных элементов в карбонат-кварцевых жилах руд. Райконкоски

№ проб	Au г/т	Ag г/т	Te г/т	Se г/т	Bi г/т	Pb мас. %	Cu мас. %	Zn мас. %	As г/т	Sb г/т
1		460			320	>1.0	0.68	0.015		
3		100			220	>1.0	0.032	0.10		
3a	1.84	64								
3b	4.47	67								
R1	0.03	41								
2		>1000			2200	>1.0	>1.0	0.032		
KS0543	0.01	78.6	61	178	189.4	4.42	1.11	0.03	<0.5	2.8
4		>1000			>10000	>1.0	>1.0	>1.0		
5		>1000			10000	>1.0	>1.0	>1.0		
R1a	0.09	230	120							
6	0.03	3.0								
7	0.03	1.0								
KS0556	1.04	88.3	171	140	332.7	0.13	2.56	0.04	4.0	0.3
KS0557B	0.01	2.1		5.7	5.2	0.01	0.05		0.9	0.1
KS0557	25.28	23.9	17	49.8	43.0	0.05	1.37	0.02	<5	0.1
KS0558	18.72	91.6	155	219	318.4	0.20	4.85	0.09	0.5	0.1
KS0559		7.7		32.1	0.3	0.01	0.02		5.0	0.1

Примечание. Анализы выполнены в ИГ Кар.НЦ РАН (атомно-абсорбционный, пробирный) и АСМЕ в Канаде (ICP).

Карбонат-кварцевые жилы состоят из кварца, кальцита, хлорита, альбита и серицита.. Рудные минералы в них большей частью приурочены к контактам кварцевой и карбонатной составляющих жил. Пирит выделялся до карбоната. Все остальные рудные минералы одновременно с ним и после. Характерны микропрожилки карбоната с халькопиритом.

Макроскопически рудная минерализация в жилах имеет крайне неравномерное распределение, но при детальном исследовании в них повсеместно устанавливается присутствие галенита, халькопирита, сфалерита, висмутотеллуридов и самородных меди и серебра. Пирит содержит микровключения халькопирита, пирротина, самородных свинца и серебра. Часто подвергается грануляции и рассеивается карбонатными микропрожилками.

Доминирующая на рудопоявлении полисульфидная минеральная ассоциация (халькопирит, сфалерит, галенит и др.) образует вкрапленность, прожилки, гнезда и сплошные массивные агрегаты. Халькопирит отмечается в совместных сростаниях с галенитом, сфалеритом, гесситом и висмутотеллуридами, часто содержит графические выделения кубанита, микровключения сфалерита звездчатой морфологии, галенита и реже пирротина – $(\text{Fe}_{0,75}\text{Co}_{0,15}\text{Ni}_{0,02}\text{Cu}_{0,07})_{0,99}\text{S}_{1,01}$. Рассеивается микропрожилками пирита, содержащего Cu (5,73%) и Ni (0,94%). Сфалерит маложелезистый с повышенным содержанием кадмия (2,34–4,35%). Кубанит содержит Ni –0,74–1,08%, Co –3,83–5,45%.

Галенит-висмутотеллуридная минеральная ассоциация по видовому разнообразию (>20 минералов) самая обширная на рудопоявлении. Состав галенита непрерывно меняется от собственно галенита (Se<1%) до клаусталита (Se>20%). Встречаются также фазы промежуточного состава между клаусталитом и алтаитом – $(\text{Pb}_{0,80}\text{Bi}_{0,23})_{1,03}(\text{Se}_{0,73}\text{Te}_{0,24})_{0,97}$, $\text{Pb}_{1,1}(\text{Se}_{0,80}\text{Te}_{0,10})_{0,90}$. Часто в нем отмечаются повышенные содержания Bi (до 6%) и Ag (до 0,5%). Висмутотеллуриды, иногда с примесью Se, Pb, Ag, Cu, представлены в полном объеме системы Bi-Te (хедлейит, пильзенит, цумоит, теллуровисмутит). Также диагностированы фазы близкие к составам Bi_3Te , Bi_3Te_2 , BiTe_4 , PbBiTe . Для висмутотеллуридов характерны графические сростания с галенитом и гесситом размером не более 1 мм. Иногда к этой триаде минералов добавляется волинскит – $\text{Ag}(\text{Bi}_{0,88}\text{Pb}_{0,22})\text{Te}_{1,48}\text{Se}_{0,39}$, $\text{AgBi}_{1,05}\text{Te}_{1,95}$ или он присутствует вместо галенита. Встречаются и более сложные симплектитовые агрегаты, состоящие из доминирующего теллурида висмута (пильзенит-цумоит), халькопирита, галенита, гессита и гринокита – $(\text{Cd}_{0,94}\text{Te}_{0,03}\text{Fe}_{0,03})_{1,00}(\text{S}_{0,99}\text{Se}_{0,01})_{1,00}$ (рис. с, d), образовавшиеся, вероятно, за счет разложения сульфосоли сложного состава. Гессит отмечается также в ассоциации с петцитом, электрумом, золотом и в виде самостоятельных выделений (до 1 мм) и микровключений в пирите и кварце. Вне зависимости от ассоциации его состав мало меняется, но иногда он содержит золото (до 3%). Значительно реже встречается другой теллурид серебра – штютцит $\text{Ag}_{4,35}\text{Te}_3$. Петцит ($\text{Au}_{1,18}\text{Ag}_{2,83}\text{Cu}_{0,10}\text{Te}_{1,88}$; $\text{Au}_{1,20}\text{Ag}_{2,88}\text{Te}_{1,92}$; $\text{Au}_{1,06}\text{Ag}_{2,96}\text{Te}_{1,97}$) обычно находится только в присутствии электрума или золота самородного, образуя зонку, отделяющую их от гессита (рис. а).

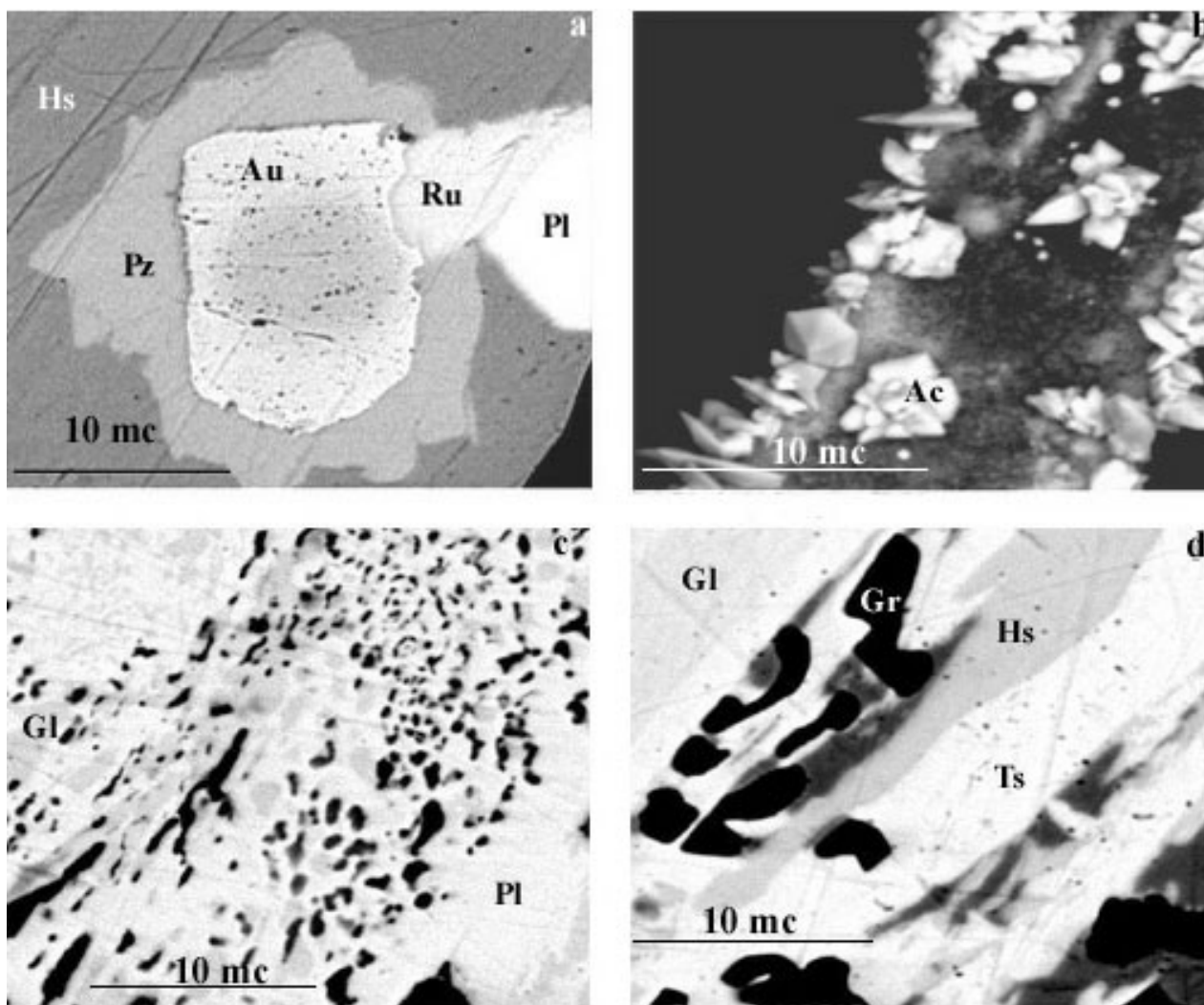


Рис. Электронные микрофотографии рудных минералов рудопроявления Райконкоски (VEGA-II LSH):

а) самородное золото (Au), петцит (Pz), раклиджит (Ru) и пильзенит (Pl) в гессите (Hs); б) акантит (Ac) в кальците; в) симплектитовые срастания пильзенита (Pl), галенита (Gl) и гринокита (черное); д) графические срастания цумоита (Ts), галенита (Gl), гессита (Hs) и гринокита (Gr)

Составы ряда минеральных фаз висмутотеллуридной ассоциации близки к составам раклиджита – $Pb_{0,91}Bi_{2,74}(Te_{2,82}Se_{0,53})_{3,35}$, жозита-Б – $Bi_{2,51}Cd_{0,05}Te_{1,44}Se_{0,37}S_{2,64}$, теллуристой разновидности лайтакарита – $(Bi_{2,51}Te_{1,44}Cd_{0,05})_{4,00}(Se_{0,36}S_{2,64})_{3,00}$, другие даже в грубом приближении не соответствуют ни одному из известных минералов рассматриваемой системы – $PbBi_{2,11}(Te_{1,72}Se_{0,34})$ (?), $AgBi_{2,36}Te_{2,91}Se_{0,79}$ (?).

Самороднометалльная минеральная ассоциация представлена самородными золотом, серебром, электрумом, висмутом, теллуrom, селеном, медью, свинцом, оловом, железом и акантитом. Размер выделений большинства из них не превышает 20 мкм. Самородное золото преимущественно пластинчатой морфологии встречается в жильном кварце, халькопирите и галените, ассоциируясь с висмутотеллуридами, петцитом и гесситом (рис. а). По составу оно варьирует незначительно – Au (64,16–81,79), Ag (18,21–35,84), иногда содержит Hg – 7,76%, Se – 0,94%, Te – 4,99%. Самородное серебро отмечается в виде дендритоподобных микровключений в большинстве рудных минералов и кварце. Акантит встречается в виде скелетных микровключений в кварце и карбонате, а также представлен многочисленными идиоморфными кристаллами в карбонатных микрожеодах (рис. б).

Углеродсодержащие сланцы, подстилающие долериты с рудными жилами, по данным бурения интенсивно брекчированы, пронизаны многочисленными кварцевыми прожилками, имеют повышенные содержания Mo –0,022–0,046%, Cu –0,05%, Pb –0,032%, Zn –0,05%, V –0,1–0,15%, Ag –1–3 г/т, Au и ЭПГ. Они содержат неравномерно распределенную рудную минерализацию – пирит, рутил, ильменит, молибденит, халькопирит, ковелин, галенит (Se – 5–20%), клаусталит, кобальтин, сфалерит, пирротин, осмиридий, самородные – медь, цинкистую медь (Zn ~35%), никель, железо, олово (Pb –5%), свинец (Sb – 7%, Sn – 5%), серебро. Клаусталит слагает скопления мелких (5–10 мкм) ксеноморфных зерен в графите. В такой же позиции отмечается осмиридий (Ir₃Os₂). Размер его выделений достигает 0,5 мм. Самородные металлы в черных сланцах представлены преимущественно мелкими (2–20 мкм) ксеноморфными зернами, наиболее распространенным среди них является цинкистая медь.

Рудная минерализация в черных сланцах и в кварцевых жилах имеет признаки генетического единства, представляя собой различные уровни рудной системы, контролировавшейся сдвиговыми дислокациями разного порядка, проявленными в зоне сочленения Карельского кратона (AR₂) и Свекофеннского складчатого пояса (PR₁). Она имеет несколько одинаковых редких минералов (Se-галенит, клаусталит, самородные цинкистая медь, олово, свинец, серебро), определяющих ее геохимическую специфику.

Процесс формирования рудной минерализации охватывал широкий температурный интервал –от 550°C (микровездочки сфалерита в халькопирите) до <170°C (акантит, гессит и др.) [6]. Золото-теллуридные ассоциации выделялись преимущественно в заключительные стадии процесса рудообразования. Хотя активность Se и Te в растворах была достаточно высокой и в условиях средних температур. Свидетельство этому практически полная смесимость галенит-клаусталит и галенит-алтаит, происходящая при температуре >300° [6]. Широкое распространение симплектитовых сростаний минералов системы Bi-Te-Ag-Se-Pb на руд. Райконски свидетельствует о высокоградиентных условиях их кристаллизации. Это в совокупности со значительным температурным интервалом (>400°C) эволюции рудного процесса и с видовым многообразием теллуридной (14 минералов) и самороднометальной (13 минералов) минерализации, своеобразным «скупиванием» разнотемпературных ассоциаций определяет вероятную принадлежность руд. Райконкоски к ксенотермальному типу месторождений [3, 5], объединяющему признаки эпитермального и мезотермального оруденения, контролируемого зонами сдвиговых дислокаций. В то же время данное рудопроявление имеет сходство с богатыми теллуром эпитермальными месторождениями "щелочного", золото-теллуридного или А-типа [1], характеризующегося тесной связью с магматизмом повышенной щелочности и своеобразными геохимической (Te-V-F) и минеральной (теллуриды золота, серебра и других металлов, флюорит, роскоэлит, ванадийсодержащие сульфиды) ассоциациями.

Помимо руд. Райконкоски в области сочленения Карельского кратона и Свекофеннского складчатого пояса (зона конвергентного взаимодействия океанической и континентальной плит), известен еще ряд геохимически сходных с ним рудопроявлений (Вуохенлампи, Ag –0,2%, Койтонъярви, Au –3,5 г/т, Сярка, Pb – >1%), что, вероятно, указывает на перспективность данной зоны в целом на благороднометальное оруденение.

Учитывая, что многие ксенотермальные и эпитермальные А-типа месторождения золота и серебра [1, 5] являются крупнейшими промышленными объектами, перспективы рудопроявления Райконкоски и области сочленения Карельского кратона и Свекофеннского складчатого пояса на благороднометальное оруденение представляются значительными.

Исследования проводились при финансовой поддержке программы ОНЗ-2 «Фундаментальные проблемы геологии, условия образования и принципы прогноза традиционных и новых типов крупномасштабных месторождений стратегических видов минерального сырья».

Литература

1. Коваленкер В.А. Основные типы комплексных поликомпонентных благороднометалльных месторождений эпитермального семейства // Геол., генез. и вопр. освоения комплексных месторождений благородных металлов. Матер. Всерос. Симпоз. М. 2002. С. 158–161.

2. Металлогения Карелии. Рыбаков С.И., Голубев А.И., Слюсарев В.Д. и др. Петрозаводск. Изд-во КНЦ РАН. 1999. 340 с.
3. Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А. Рудные месторождения. М. Мир. 1966. 546 с.
4. Проблемы золотоносности и алмазоносности севера европейской части России. Петрозаводск. Изд-во КНЦ РАН. 1997. 136 с.
5. Сидоров А.А. О ксенотермальных месторождениях благородных металлов // ДАН. 2003. Т. 389. № 6. С. 795–798.
6. Afifi M.A., Kelli W.C. and Essene E.J. Phase Relations among Tellurides, Sulfides, and Oxides: I. Thermochemical Data and Calculated Equilibria // *Econom. Geol.* 1988. V. 83, N 2, p. 377–394.
7. Eilu P. Fingold – a public database on gold deposits in Finland. Geological Survey of Finland. Report of Investigation 146. Espoo. 1999. 224 p.
8. Sundblad K. Metallogeny of gold in the Precambrian of Northern Europe // *Economic geology.* 2003. V. 98. P. 1271–1290.

Особенности деформаций и эклогитизации базитов в раннепротерозойских зонах сдвига Беломорского подвижного пояса

Травин В.В.¹, Козлова Н.Е.²

¹Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, travin@krc.karelia.ru

²Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, kozlova@afmgtu.apatity.ru

Раннепротерозойская эклогитизация базитов, связанная с локальными пластическими зонами сдвига, проявлена в полосе северо-западного простирания в центральной части Беломорского подвижного пояса. Первоначально она была установлена в районе села Гридино¹ [5], а ныне известна и к северо-западу от него, в районе Красной губы Белого моря [1]. Раннепротерозойский возраст процесса надежно устанавливается в случаях эклогитизации пород даек комплекса лерцолитов-габброноритов (около 2.45 млрд.лет [2]) и более молодого комплекса корнитовых габбро [3].

Помимо того, что эклогитизированные тела обоих комплексов – дайки и фрагменты даек – расположены в зонах сдвига, они имеют еще одно важное структурное сходство. Контакты даек с вмещающими гнейсогранитами – волнообразные (cusped-lobate folds), заостренные их формы повсеместно обращены к metabазитам, округлые – к гнейсогранитам (Рис. 1А,Б). Такая форма контактов является признаком деформаций, при которых породы даек проявляли незначительно большую вязкость, чем вмещающие гнейсограниты [6].

Малый контраст вязкости гранитоидов и базитов не характерен для деформаций в условиях высокотемпературного метаморфизма. Обычно резкое превышение вязкости базитов над вязкостью гранитоидов и связанное с этим будинирование плоских тел метаморфизируемых базитов. А волнообразные формы контактов встречаются редко.

Особенности деформаций, обусловивших образование волнообразных форм контактов даек и вмещающих гнейсогранитов и эклогитизацию пород даек, выявлены в одной из даек комплекса лерцолитов-габброноритов, распложенной в восточной части острова Избная Луда (район села Гридино).

Дайка метаморфизованных габброноритов имеет мощность до 20 м, меридиональное простирание, зоны закалки, апофизы. В северной, береговой, части восточного контакта она имеет секущее положение по отношению к полосчатости гнейсогранитов. Южнее дайка испытала интенсивные деформации, результатом которых стала резко выраженная волнообразная форма ее контактов и параллельная контактам гнейсовидность вмещающих пород.

¹ Вероятно, процессы эклогитизации даек базитов, выявленные еще ранее в южном Беломорье [4], отражают те же события.

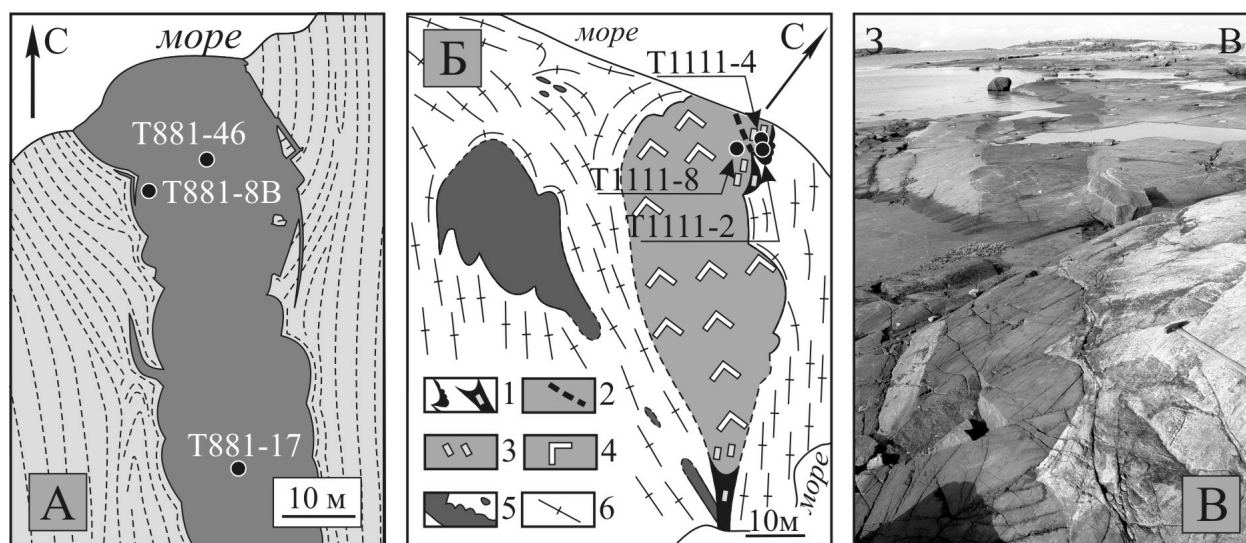


Рис. 1. Примеры волнообразной формы контактов даек базитов и гнейсогранитов (район села Гридино).

А – дайка габброноритов восточной части о-ва Избная Луда; Б – тело метаморфизованных оливиновых габброноритов близ восточной окраины села Гридино. 1–4 – тело оливиновых габброноритов: 1 – линейносланцеватые амфиболиты в краевой части тела, 2 – зона рассланцевания и амфиболитизации, 3 – линейносланцеватые эклогиты, 4 – оливиновые габбронориты с массивными текстурами; 5 – тела (Срх)-Grt амфиболитов; 6 – гнейсограниты. В – дайка комплекса коронитовых габбро, о-в Воротная Луда

Несмотря на интенсивные деформации, породы даек сохраняют массивную текстуру. Структуры пород апомагматические, по порфиоровым (в зонах закалки, Рис. 2А) и гидиоморфнозернистым (в центральной части дайки, Рис. 2Б). В северной –береговой –части острова они изменены в относительно слабо. Метаморфические изменения структур пород выразились в образовании реакционных кайм граната и клинопироксена (диопсида) на границах магматических зерен пироксенов. Клинопироксены кайм характеризуются повышенными содержаниями жадеитовой молекулы. В структурно наименее измененных породах (Рис. 2, А, Б) пироксены имеют до 9% Jd. В более измененных породах (Рис. 2В) отмечены зерна клинопироксена (омфацита) с содержанием Jd до 33%, что позволяет констатировать эклогитизацию пород. Составы гранатов не обнаруживают связи со степенью структурных преобразований. В центральной части дайки они содержат до 52% пироповой молекулы (рис. 2Б, В), в зоне эндоконтакта –до 44%.

Особенности структуры дайки (волнообразные контакты –признак интенсивных деформаций) в сочетании с массивными текстурами и апомагматическими структурами без признаков интенсивных деформаций свидетельствуют о том, что деформацию испытал вязкий расплав еще до полной его кристаллизации. После кристаллизации расплава произошли метаморфические преобразования с образованием реакционных кайм. Развитие реакционных кайм и высоконатрового клинопироксена (диопсида –омфацита) в них при сохранении массивных текстур пород указывают на высокобарические условия метаморфизма без интенсивных деформаций (они вызвали бы образование упорядоченных метаморфических структур и текстур) на стадии метаморфических преобразований твердых пород.

Более интенсивные деформации приводят к более глубокой эклогитизации. Это устанавливается, например, в крупном (70x30 м) теле метаморфизованных оливиновых габброноритов (будине дайки) комплекса лерцолитов-габброноритов у восточного окончания села Гридино. Тело также находится в зоне сдвига и характеризуется волнообразной формой контактов с гнейсогранитами. В центральной части тела породы имеют массивную текстуру и апомагматические структуры (рис. 2Г). Слабые деформации, нарушившие структуру некоторых зерен пироксенов, не стерли магматической структуры пород. Около интенсивно деформированных контактов породы имеют четкую деформационную линейность по минералам эклогитовых парагенезисов и их агрегатам (Орх-Grt-Omp во внутренних (рис. 2Д) и Grt-Amf-Omp (рис. 2Е) во внешних, приконтактных, частях тела).

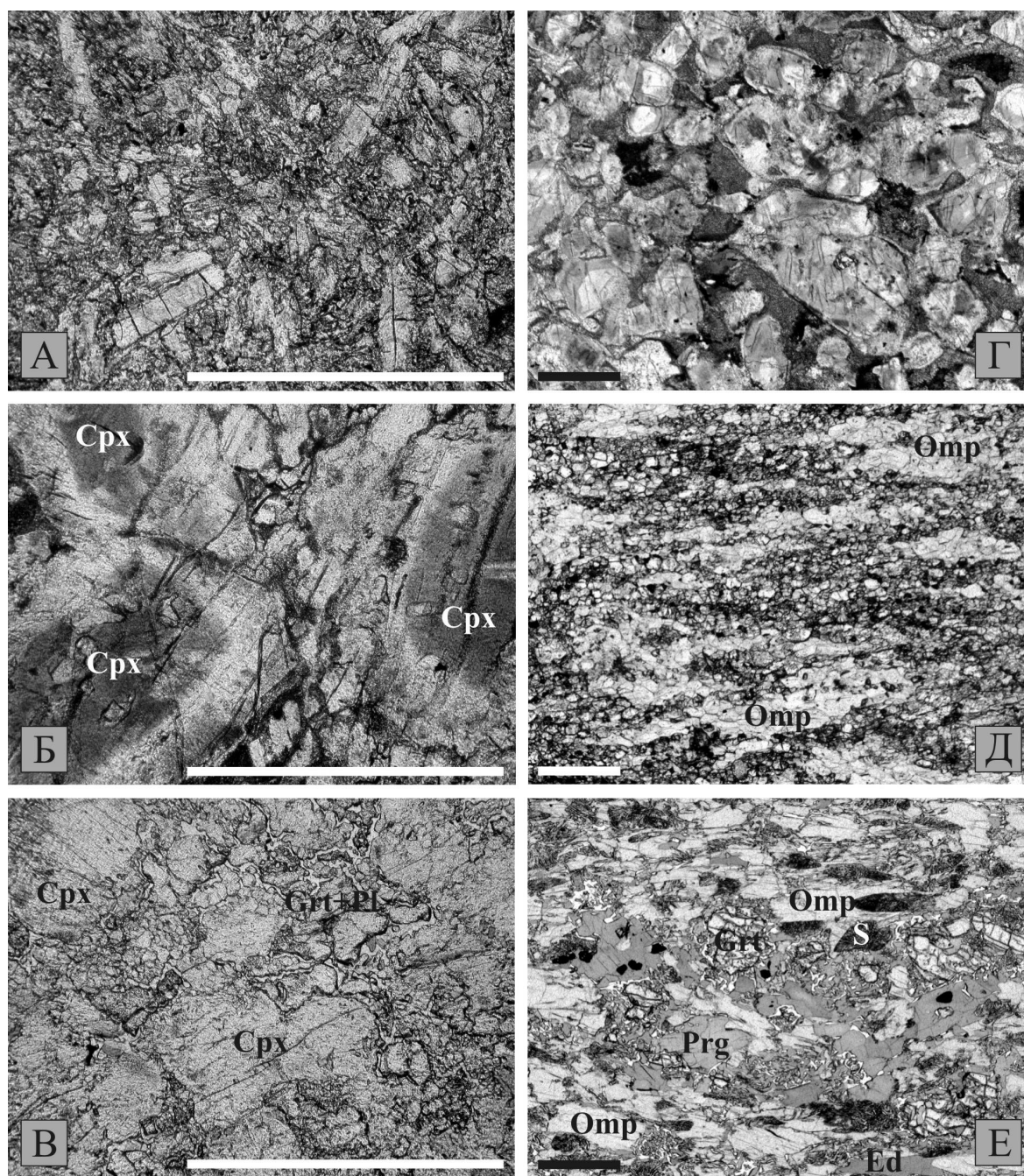


Рис. 2. Структуры пород тел комплекса лерцолитов-габброноритов, испытавших деформации разной интенсивности. А-В – структуры пород дайки габброноритов в восточной части острова Избная Луда:

А – порфировые вкрапленники ортопироксена в породе зоны закалки (обр. Т881-8В), Б – г ипидиоморфнозернистая, коронитовая структура породы из центральной части дайки (обр. Т881-46), В – г ипидиоморфнозернистая структура с более интенсивной перекристаллизацией магматических минералов (обр. Т881-17). Г-Е – Структуры пород тела метаморфизованных оливиновых габброноритов у восточного окончания села Гридино: Г – г ипидиоморфнозернистая, коронитовая структура породы, характерная для внутренней части тела (обр. Т1111-8), Д-Е – линейносланцеватые породы около интенсивно деформированного контакта тела (Д – Орх-Grt-Omp состава, обр. Т1111-4; Е – Grt-Amf-Omp состава (обр. Т1111-2)), амфибол представлен эденитом и паргаситом). Места взятия образцов показаны на рис. 1. Масштабные отрезки – 1 мм

Волнообразная форма контактов объединяет рассматриваемые (не уникальные!) примеры эклогитизации пород даек двух раннепротерозойских комплексов. По-видимому, процессы эклогитизации с сохранением магматических структур (начальной стадии доменного равновесия) и с полной

перестройкой структур с образованием равновесных парагенезисов (деформационной стадии эклогитизации) характеризуют разные этапы единого процесса преобразования пород. Дайки, внедрившиеся в зоны сдвига, испытали деформации еще до полной кристаллизации расплава; деформации, продолжавшиеся после кристаллизации расплавов, привели к эклогитизации пород. Чем интенсивнее были деформации – тем глубже прошла эклогитизация пород.

Породы комплекса коронитовых габбро в силу специфики их состава (железистости) преобразованы глубоко и равномерно, причем даже породам недеформированных даек свойственны равновесные метаморфические структуры. Поэтому они не столь информативны для расшифровки истории преобразований, как породы комплекса лерцолитов-габброноритов. Однако структурные особенности деформированных даек, указывающие на те же соотношения свойств базитов и вмещающих гнейсогранитов в ходе деформаций, что и для пород комплекса лерцолитов-габброноритов, свидетельствуют о той же истории их преобразований: до окончания кристаллизации пород внедрившихся даек произошла деформация не полностью раскристаллизованного расплава, затем его кристаллизация и эклогитизация.

Таким образом, эклогитизация базитов в зонах сдвига в центральной части Беломорского подвижного пояса проявилась, по-видимому, сразу же после внедрения даек обоих комплексов (лерцолитов-габброноритов и коронитовых габбро). Это свидетельствует либо о двух раннепротерозойских этапах эклогитизации, либо о длительном нахождении рассматриваемого фрагмента коры (на интервале, охватывающем время внедрения эклогитизированных даек обоих комплексов) в условиях, обеспечивших метаморфизм эклогитовой фации.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта НШ-1413.2006.5 и Госконтракта № 02.445.11.7403, а также грантов РФФИ № 05-05-64177, 07-05-00100.

Литература

1. Козловский В.М., Корпечков Д.И., Аранович Л.Я. Новые находки эклогитизированных базитов в Беломорском подвижном поясе и возможная интерпретация их генезиса // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XI Тектонического совещания. Том 1. М.: ГЕОС, 2007. С. 315–318.
2. Степанова А.В., Ларионов А.Н., Бибикина Е.В., Степанов В.С., Слабунов А.И. Раннепротерозойский (2.1 млрд. лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // ДАН. Т.390. №4. 2003. С. 528–532.
3. Степанова А.В., Степанов В.С. Коронитовые габбро Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.8. Петрозаводск: Кар НЦ РАН, 2005. С. 29–39.
4. Смирнова В.С., Бабошин В.А. Геологическое строение, метаморфизм и пегматитоносность архейских образований юго-западного Беломорья. М.: Недра, 1967. 247 с.
5. Травин В.В., Козлова Н.Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс) // ДАН. 2005, Т. 405, № 3. С. 376–380.
6. Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. V.2. Folds and fractures. 1987. London: Acad.Press. P. 309–700.

Геодинамическая позиция и минерагения Пудожгорского дифференцированного интрузива – нового рудно-формационного платиносодержащего титаномагнетитового типа

Трофимов Н.Н., Голубев А.И.

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск

Интрузив входит в состав Пудожгорского комплекса трапповой магматической формации, установленной на территории Карело-Кольского региона только в пределах бортов Онежской впадины. С ним известно еще два силита: Койкарско-Святнаволоцкий – в западном борту впадины, Габневский – в восточном. Для последнего Пудожгорский пластовый интрузив является подводным каналом (рис.1). Геологический возраст интрузивов –людиковийский, радиологический U-Pb по циркону идентичен: 1984±8 – Пудожгорского; 1983,4±6,5 – Койкарско-Святнаволоцкого. Связанное с

ними благороднометалльное Fe-Ti-V оруденение в других регионах не известно, что позволяет выделить новый рудно-формационный платиносодержащий титаномагнетитовый тип (или подтип), требующий углубленного исследования.

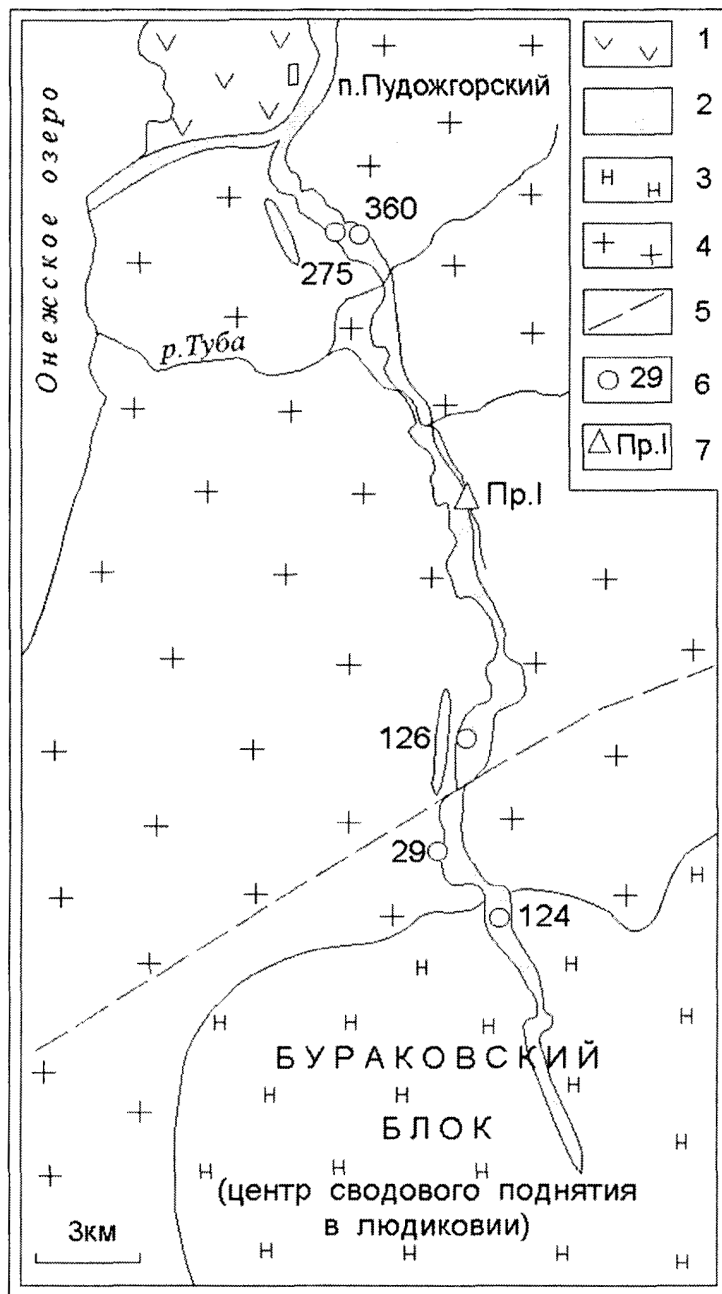


Рис. 1. Геологическая схема Пудожгорского пластового интрузива:

1 – вулканогенно-осадочные образования верхнего ятулия; 2 – Пудожгорский комплекс (интрузив и Габневский силл); 3 – Бураковский комплекс; 4 – граниты и гранито-гнейсы; 5 – тектонические нарушения; 6, 7 – №№ скважин и разрезов (пр. I) по которым изучался состав клинопироксона

Внедрение Пудожгорского интрузива обусловлено людиковийским этапом активизации трехлучевой Беломорско-Лапландской рифтогенной системы, на границе кратона и Русской плиты, и непосредственно связано с формированием сводового поднятия с центром – Бураковский блок Бураковского плутона и траповым толеит-базальтовым магматизмом [1].

Интрузив выполняет один из лучей радиальной системы трещин, образующихся при кругловом поднятии. Протяженность луча на СЗ от центра поднятия – 31 км. Морфология интрузива в плане иллюстрирует классический пример кулисообразного смыкания трещин отрыва, образующихся в условиях растяжения [2].

Интрузив контрастно дифференцирован (табл.). Средневзвешенный состав отвечает кварцевым монцодиоритам, что соответствует нижнему эндоконтакту. Мощность интрузива 120–140 м, залегание пологое –10–15°, простирание 320–340°, падение на ЮВ. Рудный горизонт приурочен к приподошвенной части и прослеживается на всем его протяжении.

Таблица. Погоризонтный разрез интрузива

Горизонт	Средняя мощность, м	Названия пород по [3]
Верхний эндоконтакт	3–5	Кварцевый монцодиорит
Такситовый	10	Кварцевый монцодиорит
Гранодиоритовый	35	Монцогранит-гранодиорит-кварцевый монцодиорит
Надрудный	10	Гранодиорит-кварцевый монцодолерит
Рудный	20–25	Титаномагнетитовые руды (tmt>30%). Фойдсодержащий и фойдмонцодолерит
Подрудный	25	Титаномагнетитовый (10-20%) кварцевый монцодолерит
Нижний эндоконтакт	3–5	Кварцевый монцодолерит

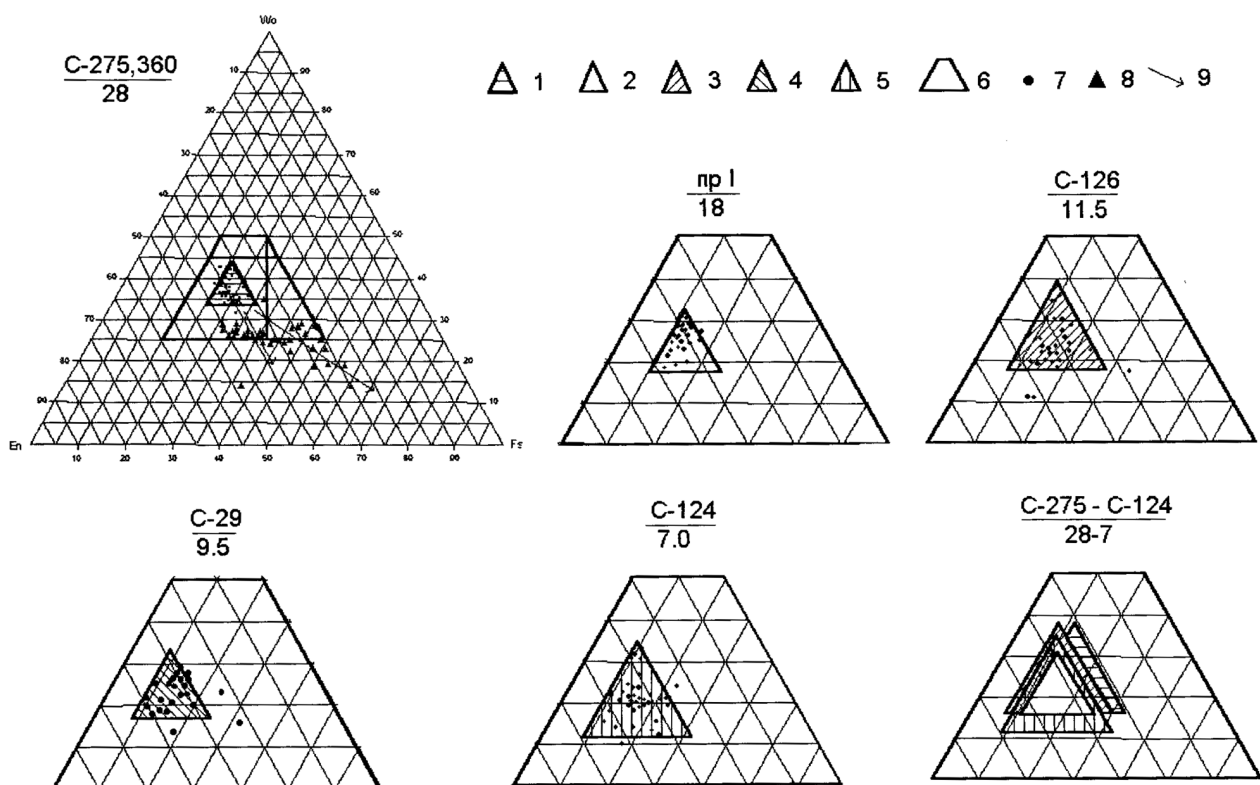


Рис. 2. Поля составов клинопироксена в разрезах габбровой зоны по простиранию Пудожгорского интрузива:

- 1 – C275,360; 2 – расчистки, профиль I; 3 – C126; 4 – C29; 4 – C124; 6 – положение врезок на диаграмме En-Wo-Fs.
 Состав клинопироксенов: 7 – свежих; 8 – слабо измененных – амфиболизированных; 9 – тренд изменения

Состав первичного парагенезиса главных породообразующих минералов долеритовых горизонтов простой и выдержанный в разрезе и по латерали: Pl_{50-73} , авгит и титаномагнетит. Состав авгита колеблется в узких пределах, с центром тяжести средневзвешенного состава $En_{40}Wo_{37}Fs_{23}$ (рис.2). Скрытая расслоенность по авгиту слабо проявлена и устанавливается только при детальном качественном исследовании. В разрезе интрузива отмечается уменьшение в авгитах энстатитового

минала от рудного горизонта к надрудному. Анализ клинопироксена по латерали на протяжении 21 км в 5 пересечениях (рис.1) установил тенденцию увеличения энстатитового компонента от края сводового поднятия к центру (рис.2). В пересечении, где вмещающие породы являются габброноритами (С-124), в составе авгита падает доля волластонитового минала. Состав авгита нижней и верхней эндоконтактных зон близок, но зависит от типа вмещающих пород (рис.3). Скрытая расслоенность по плагиоклазу в разрезе интрузива, четко проявлена. В такситовом и гранофировом горизонтах – альбит; в надрудном – альбит, олигоклаз, андезин, лабрадор № 50–57; в рудном и надрудном – лабрадор № 50–70 и в подчиненном количестве – андезин. Для такситового и гранофирового горизонтов характерно наличие натриевого и калиевого гранофира от 10 до 40%, клинопироксен отсутствует и кристаллизуются 2 генерации железистого амфибола – ферророговой обманки, ферроэдентита и ферроактинолита, с высоким содержанием хлора – до 2.5%.

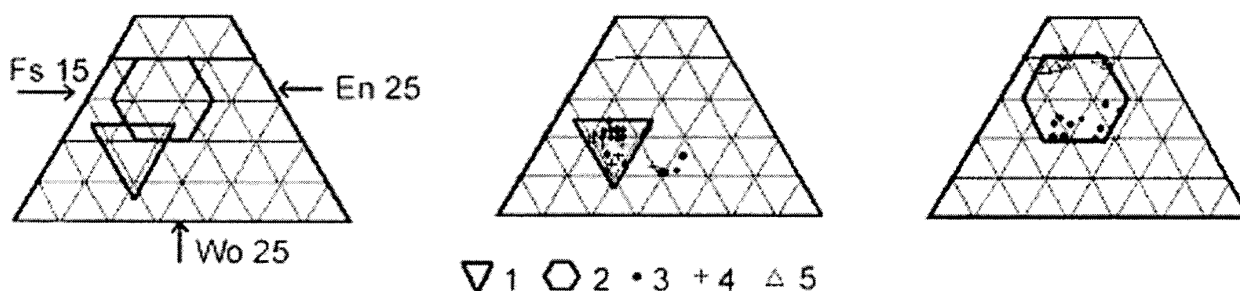


Рис. 3. Поля составов клинопироксена в эндоконтактах Пудожгорского интрузива:

1 – нижний; 2 – верхний; 3–5 – состав клинопироксена и тип вмещающих пород. Граниты: 3 – эндоконтакт; 4 – зона закалки. Габбронориты; 5 – эндоконтакт

Рудный горизонт имеет ликвационный генезис. Руды средне-, густовкрапленные, структура идиоморфнозернистая. Кристаллизация титаномагнетита происходила из переохлажденного расплава – структура распада ильменита в магнетитовой матрице субмикроскопического уровня и обнаруживается при увеличении 1000–5000х. По данным рентгеноспектрального анализа кристаллов титаномагнетитов, содержание в них TiO_2 – 17.3–21.6%, V_2O_5 1.3–1.87%. Титаномагнетиты верхнего эндоконтакта и такситового горизонта характеризуются более грубым распадом с обособлением тонких и весьма тонких пластин ильменита или укрупненных обособлений. В гранофировом горизонте присутствует только магнетит, а титаномагнетит псевдоморфно замещен силикатами или лейкоксенизирован.

Золото-платино-палладиевая минерализация размещается в рудном горизонте и контролируется сульфидным парагенезисом $sru+bo$, является автотектонической и ассоциирует с наиболее поздним парагенезисом – биотит + ферроактинолит ± хлорит в сочетании с ильменитом – 2, образующем с ними субграфические сростания. Суммарное содержание благородных элементов на всю мощность рудного горизонта не превышает 0,5 г/т, что с учетом ресурсов экономически рентабельно извлекаемых руд в 1 млрд. т, обеспечивает ресурсы БЭ в количестве 500 т, а масштаб рудного процесса, связанного с людиковийской активизацией на площади сводового поднятия, видимо на порядок выше. Это позволяет прогнозировать здесь наличие суперкрупного месторождения (группы крупных месторождений) комплексных благороднометалльных руд.

Литература

1. Голубев А.И., Трофимов Н.Н. Геодинамические условия формирования ультрамафит-мафитовых комплексов Карелии и перспективы их платиноносности // Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия. Материалы международной конференции. Улан-Удэ, 2005, с. 11–13.
2. Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Геодинамическая позиция и условия локализации дифференцированных базитовых и базит-гипербазитовых комплексов Карелии // Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере. Сыктывкар: Геопринт, 2005, с. 341–343.
3. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М.; Недра, 1997, 248 с.

Дайковый магматизм как индикатор раннепротерозойских рифтогенных процессов на северо-востоке Балтийского щита

Федотов Ж.А.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: fedotov@geoksc.apatity.ru

В архейском домене Балтийского щита широко проявился раннепротерозойский – карельский рифтогенез, сопровождаемый длительным эффузивным магматизмом и установлены разновозрастные рои даек. Полномасштабная корреляция вулканических формаций и роев базитовых даек возможна только в Кольском регионе. В финской части карельского кратона супракрустальные толщи сложены почти исключительно терригенными образованиями, а в Карелии вулканические породы раннего протерозоя имеют рассеянное распределение в пространстве. Полный набор вулканических формаций представлен в разрезе Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса карелид. Этому соответствует максимальное разнообразие даек в Кольском регионе. Печенгско-Варзугский раннепротерозойский пояс – самый крупный на Балтийском щите. Суммарная мощность слагающего его супракрустального комплекса 16–18 км. В стратиграфически выдержанном разрезе северной зоны зеленокаменного пояса установлено семь вулканических толщ, с которыми по составу пород хорошо коррелируются дайковые комплексы. К вулканическому поясу пространственно тяготеют проявления интрузивного мантийного магматизма.

По составу и относительному возрасту пород выделено 9 дайковых комплексов:

габброноритов с возрастом даек 2555 ± 65 , 2495 ± 13 и 2318 ± 130 млн. лет;

кварцевых долеритов с оценкой возраста дайки из Кировогорского карьера, полученной Sm-Nd методом П.А. Серовым, – 2041 ± 40 млн. лет;

прибрежный комплекс пикродолеритов с оценкой возраста 2217 ± 270 млн. лет, полученной Sm-Nd методом;

низкоглиноземистых микрогаббро;

высокотитанистых долеритов;

ферродолеритов;

ферропикритов с возрастом 1941 ± 3 млн. лет;

баренцевоморский дайко-силловый комплекс пойкилоофитовых долеритов возрастом 1908 ± 60 млн. лет;

лампрофиров с возрастом даек 1720 и 1760 млн. лет.

В регионе в целом доминируют раннепротерозойские дайки северо-восточного простирания. На юго-западной окраине Кольского стабильного блока располагается рой даек северо-западного простирания включающий дайки комплексов высокотитанистых долеритов, ферродолеритов и ферропикритов. По форме и характеру залегания тел выделяются два прибрежных комплекса, представленные силлоподобными пологозалегающими секущими телами и наклонными дайками, протягивающимися вдоль побережья Баренцева моря.

Корреляция разнофациальных проявлений магматизма. Рисунки 1 и 2 демонстрируют сходство состава пород разных фаций магматизма. Полностью совпадают фигуративные поля ферродолеритов и толеитовых базальтов. Дайковые габбронориты и кварцевые долериты близки вулканикам коматиит-базальтовой серии. Дайки комплекса ферропикритов близки пикробазальтам и родственным им интрузивным породам габбро-верлитовой формации. Менее определено сходство высокотитанистых долеритов и низкоглиноземистых микрогаббро субщелочным вулканикам нижнего ятулия. Корреляция лампроитов Порьей губы, дайковых и субвулканических лампрофиров основывается не только на близком возрасте и сильно обогащенности легкими РЗЭ, но и размещением их точек на рисунке 1 на одном тренде.

Корреляция по возрасту оказалась более сложной. Точно установлено, что образование даек нясюкского роя, относящихся к комплексу ферропикритов, запаздывает на 40 млн. лет относительно пикробазальтового и габбро-верлитового магматизма. Временной интервал образования даек габброноритов и кварцевых долеритов 2500–2040 млн. лет превосходит время образования расслоенных массивов и вул-

канитов коматиит-базальтовой серии. Однако новая оценка возраста вулканитов куэзьярвинской вулканической толщи 2060 ± 2 млн. лет [Melezhik et al. 2007] делает неопределенным время завершения коматиит-базальтового вулканизма. Молодой возраст даек ферропикритов в западной части региона установлен по пересечению ими даек кварцевых долеритов Пурначская и кукшинская толщи толеитовых базальтов начинают разрез супракрустального Печенгско-Варзугского комплекса, поэму можно ожидать присутствие в восточной части региона даек ферродолеритов возрастом больше 2400 млн. лет.

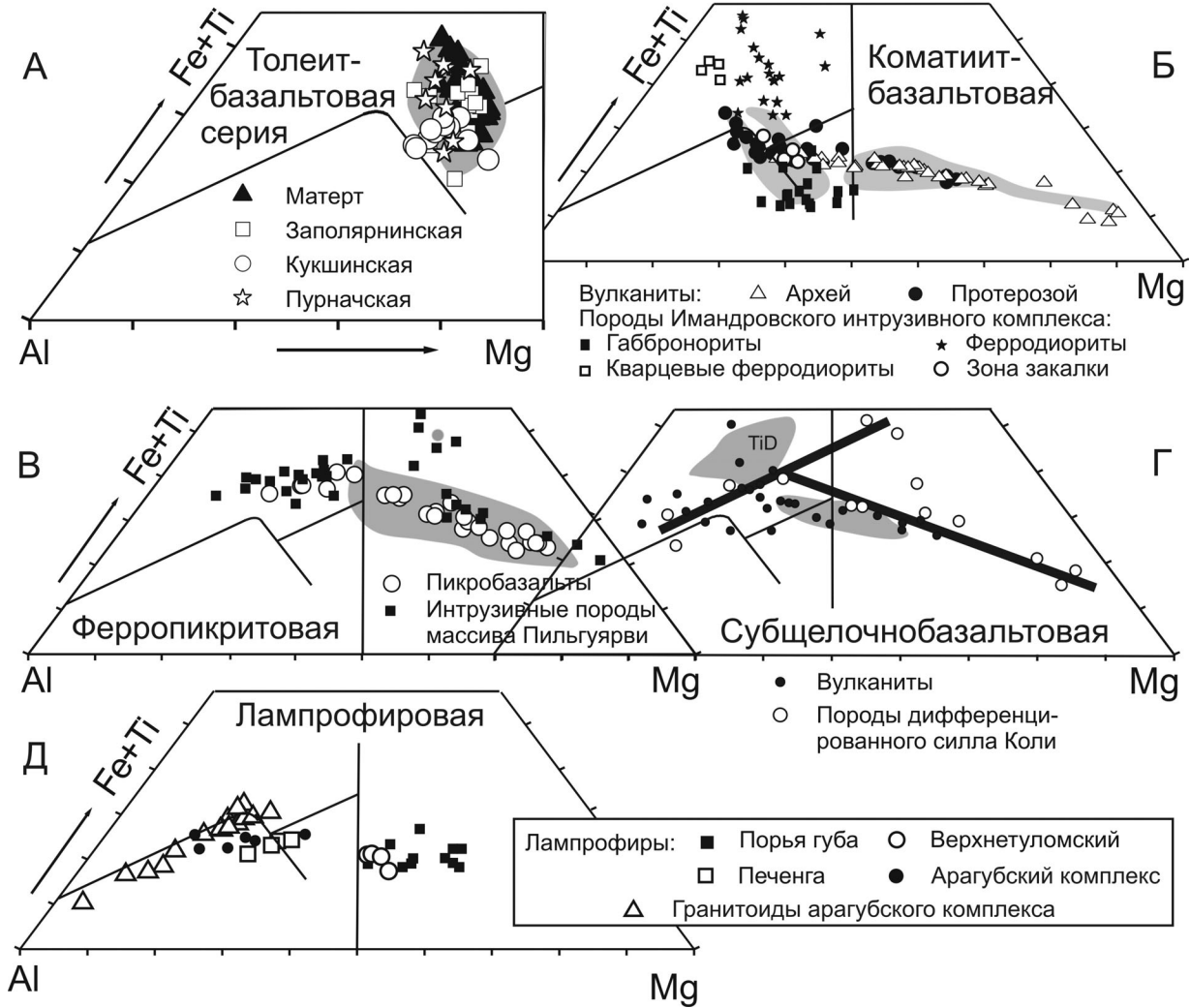


Рис. 1. Сопоставление вулканических и интрузивных формаций рифтогенного Печенгско-Варзугского комплекса с дайковыми комплексами раннего протерозоя Кольского региона по составу пород в координатах Mg-Fe+Ti-Al. Затененные поля – состав дайковых пород

Условия **раннепротерозойского мантийного магмогенеза**. Все разнообразие магматических пород укладывается в пять геохимически однородных серий: толеитбазальтовую, коматиитбазальтовую, субщелочнобазальтовую, ферропикритовую и лампрофировую. Породы толеитбазальтовой серии имеют наибольшую распространенность. Толеитовые базальты слагают четыре из семи вулканических толщ Печенгско-Варзугского рифтогенного пояса и составляют более половины объема всех вулканических пород. Дайки комплекса ферродолеритов, относящиеся к этой серии, представляют почти треть всех даек региона и широко распространены на остальной площади архейского ядра Балтийского щита. По составу они отвечают наиболее распространенным в природе базитовым магматитам – платобазальтам континентов. По времени проявления – являются проходными от архея до кайнозоя. Широкая распространенность и проходной характер даек ферродолеритов связаны с выплавлением их родоначальных магм из перидотитового субстрата на минимальных

глубинах. Согласно современным экспериментам снижение давления ведет к обогащению мантийных выплавов глиноземом и приближению их состава к базальтовому. Судя по характеру распределения РЗЭ в породах толеитбазальтовой серии, это происходит в литосферной мантии вблизи верхней границы зоны устойчивости граната на глубине около 90 км.

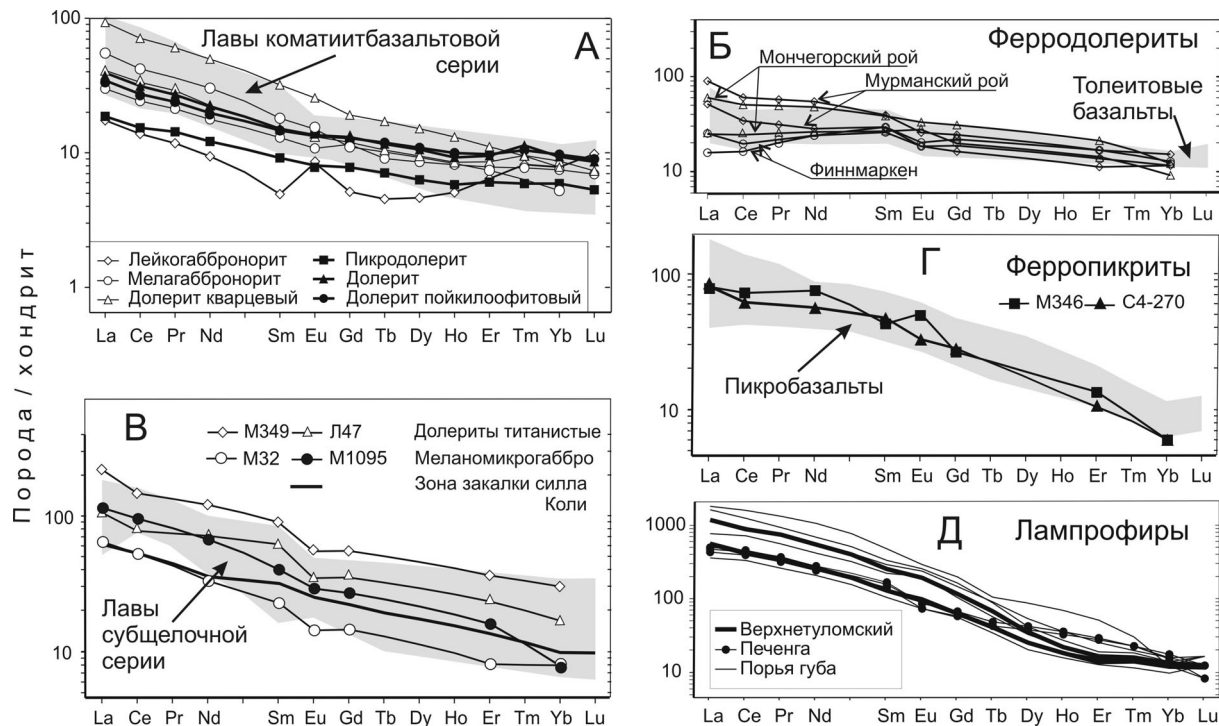


Рис. 2. Графики распределения нормированного по хондриту содержания редкоземельных элементов в породах раннепротерозойских даек

Второе место по распространенности занимают породы коматиитбазальтовой магматической серии. Вулканические породы представлены в трех вулканических толщах и составляют около 30% объема всех вулканитов Печенгско-Варзугского пояса. Дайки габброноритов и их аналоги, как и ферродолериты, распространены на всей площади архейского ядра Балтийского щита. В отличие от проходного характера дайковых комплексов толеитбазальтовой серии широкое развитие пород коматиитбазальтовой серии ограничивается в геологической истории ранним протерозоем. Такая эволюция магматизма отражает общее остывание планеты, ведущее к углублению зон магмогенерации и снижению степени плавления субстрата. Коматиитбазальтовый расплав отделялся от мантийного субстрата на большей глубине, чем родоначальный расплав толеитбазальтовой серии. Этим определяется большой наклон графиков распределения РЗЭ в его производных.

Дайковые комплексы титанистых долеритов и низкоглиноземистых микрогаббро являются наиболее вероятными комагматами дифференцированной серии субщелочных базальтоидов пиритиярвинской и умбинской свит Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса. Эти образования имеют ограниченное распространение. Образование родоначального расплава пород субщелочно-базальтовой серии отражает дальнейшее углубление зоны магмогенерации.

На большей глубине отделялся от субстрата ферропикритовый расплав, поэтому его производные на поверхности имеют еще меньшее распространение. Пикритобазальты составляют менее 1% в суммарном объеме вулканитов Печенгско-Варзугского комплекса, а дайки ферропикритов имеют ограниченное распространение, как по занимаемой площади, так и количественно.

Следует подчеркнуть, что ферропикритовый и толеитбазальтовый расплавы достигали земной поверхности одновременно и их извержения чередовались в маттертское время. Это свидетельствует о сосуществовании разноглубинных очагов магмогенерации и о возможном слоистом строении астеносферной зоны мантии.

Дайки лампрофиров завершают магматизм раннего протерозоя. Судя по фракционированности РЗЭ, родоначальный расплав лампрофиров зарождался при очень низкой степени плавления и отделялся от гранатсодержащего мантийного субстрата по механизму фильтрпрессинга. В противоположность этому родоначальные расплавы, рассмотренные выше, отделялись от субстрата при средней степени плавления и гравитационной сегрегации жидкости.

Эндеогенные режимы дайкового магматизма. Из общей эволюции магматизма по всем параметрам выпадают два прибрежных дайко-силловых комплекса – пикродолеритовый и пойкилоофитовых долеритов. Их породы не имеют синхронных аналогов среди вулканитов Печенгско-Варзугского пояса. Распространенность и форма тел дают основание полагать, что прибрежные комплексы образовались в особой геодинамической обстановке. Их приуроченность к баренцевоморскому побережью, вытянутость даек и силлоподобных тел вдоль береговой линии, сложное блоковое их строение и пологое залегание свидетельствуют о внедрении основной магмы в трещины отрыва, оперяющие систему разломов Карпинского, определяющей современное положение Баренцевоморского побережья Кольского полуострова. Установление их раннепротерозойского возраста может свидетельствовать о том, что северо-восточная окраина Балтийского щита является пассивной окраиной Восточно-Европейской плиты не меньше двух миллиардов лет. Дайки остальных раннепротерозойских комплексов имеют субвертикальное залегание, ориентированы преимущественно по нормали или параллельно простиранию рифтогенного Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса и хорошо коррелируются по возрасту и составу с вулканитами, то есть напрямую связаны с рифтогенезом. Своим геологическим положением выделяются дайки лампрофиров. Площадь их развития выходит за пределы ареала распространения остальных дайковых комплексов, достигая коллизионной границы Кольского и Беломорского архейских блоков. Отсутствие деформаций и слабый метаморфизм лампрофиров в этой зоне свидетельствуют об их посторогенной и постколлизионной природе.

Литература

Melezhik V.A., Huhma H., Condon A.E. et al. Temporal constraints on the Paleoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event // *Geology*. 2007. № 7. P. 655–658.

Биогенное породообразование в раннем протерозое Карелии

Филиппов М.М., Бискэ Н.С.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, e-mail: filippov@krc.karelia.ru

В раннем протерозое (2100–1800 млн. лет) на территории Карелии шло необычное по масштабам накопление органического вещества (ОВ). Основная его масса сосредоточена в породах занежской свиты людиковийского надгоризонта, стратотипический разрез которого расположен в Онежском прогибе. Разнообразие шунгитоносных пород свиты, представленных известняками, доломитами, силицитами (лидитами), алевролитами, туфоалевролитами, туфами и туфосланцами, обусловлено их формированием в мелководном бассейне глинисто-карбонатного осадконакопления с синхронным базальтовым вулканизмом. В составе свиты выделено девять горизонтов высокоуглеродистых пород, среди которых известны разнообразные по форме локальные залежи с исключительно высоким содержанием ОВ (30–80%). Согласно гипотезе, развиваемой в работе [1], купольные залежи формировались в течение трех этапов. Первый этап знаменовался накоплением сапропелевых илов, содержащих ОВ биогенного происхождения, водный кремнезем, глинистые минералы, в подчиненном количестве карбонатный, терригенный и пирокластический материал, при этом ОВ, водный кремнезем и глинистые минералы в диагенезе формировали органо-минеральные соединения. После литификации осадков и образования покровов из более плотных пород в пределах локальных участков возникали благоприятные условия для развития складок нагнетания (диапиров) по горизонтам с ОВ. В этом процессе наблюдается постепенное обогащение центральных и верхних частей структур ОВ за счет дифференциации осадочного материала по плотности. Третий

этап связан с обогащением верхних частей купольных структур миграционными углеводородами. В более позднее время породы с ОВ частично были размыты и терригенный материал с ОВ накопился уже в составе вулканогенно-осадочных пород кондопожской свиты.

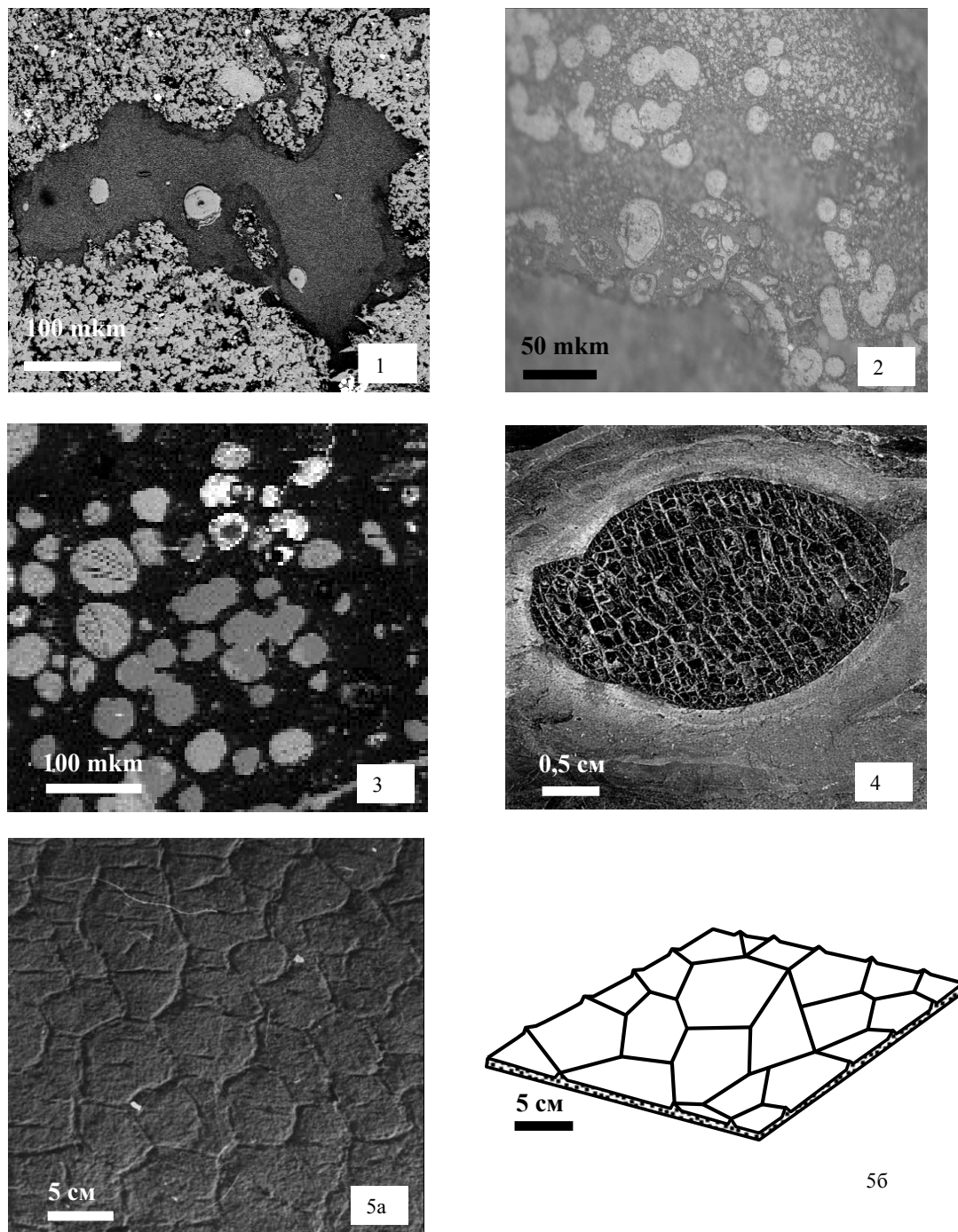


Рис. Образования проблемного генезиса в шунгитоносных породах:

1. Глобулярные образования в углеродисто-кремнистой жеоде. Месторождение Максово. 2. Глобулы антраколита в углеродисто-хлоритовом микропрожилке. Отраженный свет. 3. Миндалекаменная текстура в антраколите с заполнением пустот полевым шпатом, хлоритом, кварцем и оксидами железа на контакте с габбро-долеритами. 4. Антраколитовые включения в метаалевролите кондопожской свиты. Фото В. А. Мележика. 5. Диапировая структура в шунгитосодержащих терригенных породах кондопожской свиты (а); полигональная текстура песчаника образована гребешками нижележащего слоя алевролитов (б). Фото В. В. Макарихина. Фото 1 и 3 выполнены с использованием микроанализатора «INCA Energy 350»

Биогенная природа ОБ шунгитоносных пород заонежской свиты обоснована общегеологически, палеонтологическими, геохимическими (в том числе биогеохимическими) и физическими признаками [1]. В шунгитоносных толщах Онежской структуры к настоящему времени установлен полный набор палеонтологических объектов докембрия: в карбонатных породах – строматолиты и онколиты, в шунгитоносных пелитах и алевролитах – микрофоссилии, в кремнистых породах – стириолиты и микрофоссилии; в высокоуглеродистых породах найдены следы цианобактериальных матов, биогенным является остаточное ОБ и хемофоссилии (биомаркеры). Процессы регионального метаморфизма зеленосланцевой фации и низкотемпературного гидротермального метаморфизма, проявленные в Онежской структуре, вызвали перекристаллизацию органических остатков. Часть выделенных ранее форм впоследствии была подвергнута критическому пересмотру. Ошибки в палеонтологическом определении могли возникнуть и возникали также из-за неправильной или неполной оценки геологического положения того или иного органического (?) остатка. Поскольку подобные ошибки (просчеты) подвергают сомнению биогенную гипотезу в целом, авторы предлагают обсудить альтернативные способы трактовки происхождения ряда образований, описанных в литературе как органические остатки.

1. Кремнистые микрофоссилии, описанные А. Г. Вологдиным [2] в лидитах пос. Шуньга, предположительно являются хемогенными глобулярными образованиями. Лидиты «лидит-доломит-шунгитового» комплекса имеют гидротермальную природу и секущие контакты с осадочными породами. Метаколлоидными образованиями, скорее всего, являются и «округлые онколитоподобные» формы, выявленные В. И. Горловым в высокоуглеродистых породах Зажогинского месторождения [3]. Глобулярные образования углеродисто-кремнистого, кремнисто-углеродистого и углеродистого состава неоднократно наблюдались нами в многочисленных жеодах и в прожилках, секущих высокоуглеродистые шунгитоносные породы (рис. 1, 2).

2. В экзоконтактах базитов нами обнаружены антраколиты с пузыристой (пенопластовой) структурой, характерной для битумов, образованных при участии газообразных углеводородов, или прошедших в ускоренном режиме катагенетические изменения. В большинстве случаев поры заполнены минеральным веществом более поздних гидротермальных поступлений (рис. 3). Подобные структуры ранее рассматривались как растительные пленки [3].

3. В шуньгских антраколитах, заполняющих субпластовую жилу, оптическими методами были обнаружены и описаны структурные элементы «схожие со строением древесины» [4], которые, по-видимому, обусловлены мезофазным состоянием углефицированного природного битума.

4. За органические остатки «водоросли, близкие к классу багряных, обитавших в мелких теплых бассейнах» [5] принимались также антраколитовые включения в породах кондопожской свиты (рис. 4). По представлениям З. А. Мишуниной [6], подтвержденным нашими исследованиями, они рассматриваются как сгустки тяжелой нефти, ранее плававшие на поверхности бассейна, а затем окисленные до мальты и погрузившиеся на дно.

5. Проблематичные стромалитоподобные образования *Syathotes nigoserica* Mac. [7], описанные в породах кондопожской свиты, возможно, сформированы в результате дегидратации первично-глинистого осадка под действием давления вышележащих псаммитовых отложений. При быстром перекрытии относительно тонких обводненных осадков грубым песчаным материалом турбидитных отложений создаются условия гравитационной неустойчивости, и повышается давление в нижнем слое. В результате вещество из него выдавливается через перекрывающий слой, образуя характерный рисунок на поверхности напластования (рис. 5).

Литература

- Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск. 2002. 280 с.
Вологдин А. Г. Остатки организмов из шунгитов докембрия Карелии // ДАН СССР. Т. 193. № 5. 1970. С. 1163–1166.
Горлов В. И. Онежские шунгиты (геология, генезис, прогнозная оценка) / Дис. канд. г.-м. наук. Петрозаводск, 1984. 226 с.
Волкова И. Б., Богданова М. В. Шунгиты Карелии // Сов. Геология. № 10. 1985. С. 93–100.
Яковлева В. В. О находках проблематических отпечатков водорослей в сланцах среднего протерозоя Карелии // Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск. 1966. С. 19–25.

Мишунина З. А. Литогенез органического вещества и первичная миграция нефти в карбонатных формациях Л. 1978. 152 с.

Макарихин В. В., Кононова Г. М. Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л., 1983. С. 67, 136–138.

Седиментационные проявления антраксолитов в отложениях нижнего протерозоя Онежской структуры

Филиппов М. М.¹, Мележик В. А.², Рычанчик Д. В.¹

¹Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, e-mail: filippov@krc.karelia.ru

²Геологическая служба Норвегии, г. Трондхейм, e-mail: victor.melezhik@ngu.no

В 1956 г. В. В. Яковлевой [1] в туфосланцах кондопожской свиты калевийского надгоризонта впервые были обнаружены специфические по форме проявления высших антраксолитов. Эти находки интерпретировались тогда как «проблематичные органические остатки».

В строении свиты принимают участие конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и аргиллиты, которые, переслаиваясь, образуют ритмы различной мощности: от первых сантиметров до десяти метров. Обычно наблюдаются следы размыва в верхней части ритмов, гиероглифы, воднооползневые складки и мелкие внутрислоевые смещения. Антраксолиты – включения, линзовидные в разрезе и округлые или вытянутые в плане (фото), диаметром до 10 см, толщиной не более 5 см, разбиты сетью трещин синерезиса, заполненных кальцитом, хлоритом, окислами железа. Для всех обособлений характерна параллелепипедальная отдельность. Состав: С – 86,02%, Н – 0,13%, S – 10,44%, N+O – 3,81%; влага – 2,14%, зола – 11,83% (на сухое вещество); сера пиритная – 0,18%; летучие, в расчете на органическое вещество, – 9,22%. Плотность – до 2,1 г/см³. $\delta^{13}\text{C}$ от –32,9 до –39,1‰.

В опорном разрезе свиты антраксолитсодержащий горизонт мощностью около 80 м уверенно фиксируется визуально и по данным каротажа. Он имеет широкое площадное распространение и может рассматриваться в качестве надежного стратиграфического репера.

Для докембрия проявления нигозерских битумов являются уникальными. Их изучение углубляет общее представление о явлении, которое теперь называется как «феномен «Шуньга»». Это эпоха массового накопления органического вещества в палеопротерозое Земли, которая наиболее отчетливо проявилась на территории Онежской структуры. Без тщательного исследования кондопожского периода эпигенеза органического вещества феномен «Шуньга» в полной мере не будет понятен. Большинство исследователей рассматривают их как результат высачивания углеводородов из ловушек, сформированных в породах суйсарской и заонежской свит, и последующего отложения в бассейне кондопожского времени.

Проявления антраксолита З. А. Мишуниной [2] впервые интерпретированы как своеобразные антраксолитовые стяжения, «вторичные включения», образованные после углефикации «плавающих на поверхности вод суйсарского бассейна сгустков тяжелой нефти». В более поздних работах других авторов было показано, что в их составе много окатанного материала вмещающих пород, захваченного битумом при его захоронении в условиях мелководной, волноприбойной зоны, то есть, подтвержден переотложенный генезис битумов.

Примеры аналогичных проявлений природных битумов нередки: в глине нижнего кембрия и в ордовикском кукерсите Прибалтики описаны обособления битумов, «лепешки», которые отождествляются с асфальтитами по закированной нефти. При этом во вмещающей породе следы миграции углеводородов отсутствуют; подобные находки, похожие на гальку, известны и в известняках нижнего силура Ленинградской области. Большинство исследователей связывают происхождение асфальтовых «лепешек» с процессом переотложения размывших древних, по отношению к вмещающим породам, асфальтовых жил. Современным генетическим аналогом нигозерских проявлений высших антраксолитов могут быть также известные плавающие блоки асфальта Мертвого моря [3]. Источником асфальта являются вязкие углеводороды, высачивающиеся по трещинам и разломам. Блоки встречаются самых разных размеров, некоторые из которых весят более 100 тонн, описаны

также блоки в виде островов, на которых одновременно могли размещаться до 70 человек. Удельный вес асфальта $1,115 \text{ г/см}^3$, он плавает, поскольку плотность воды Мертвого моря $1,230 \text{ г/см}^3$. Происхождение углеводородов связывают с органическим веществом горючих сланцев верхнего мела. Аналогичные проявления плавающего асфальта известны в оз. Танганьика и в Великом Соленом Озере, США, штат Юта. Месторождения асфальтитов Сан Рафаэль (штат Юта, США) представлено включениями в юрских конгломератах и песчаниках; известны также находки галек альбертита в конгломератах (Новый Брауншвейг).

В шунгитоносных породах людиковия и калевия $\delta^{13}\text{C}$ шунгитового вещества колеблется от $-17,4$ до $-44,4\%$, при этом среднее значение для верхней части разреза заонежской свиты, второй пачки, составляет $-31,7\%$, для третьей $-33,4\%$, а для нигозеритов месторождения Нигозеро $-33,1\%$. Такая близость значений $\delta^{13}\text{C}$ может служить дополнительным признаком переотложенного генезиса шунгитового вещества калевийских пород: очевидно, что источником терригенного шунгитоносного материала в первую очередь служили верхние горизонты заонежской свиты.

Действительно, данные по изотопному составу углерода шунгитового вещества пород заонежской свиты и антраксолитов, полученные в лабораториях Германии, США и Англии [4,5,6], свидетельствуют, во-первых, о том, что при движении вверх по разрезу $\delta^{13}\text{C}$ существенно меняется (от $-26,4$ до $-39,5\%$ – для разреза Максовского месторождения) и, во-вторых, что не все антраксолиты по $\delta^{13}\text{C}$ контрастно отличаются от потенциальных материнских пород (шунгиты и антраксолиты Шуньгского месторождения имеют практически одинаковые значения $\delta^{13}\text{C}$, соответственно $-37,07$ и $-37,36\%$). Очевидно, что доля миграционного органического вещества (углеводородов) в шунгитоносных породах верхних частей разреза заонежской свиты очень большая, причем оно первоначально было частично газообразным. Без этого предположения трудно объяснить очень легкий изотопный состав углерода пород и антраксолитов Нигозерского месторождения.

Косвенным признаком огромных объемов генерации углеводородов в заонежских образованиях, может служить легкий изотопный состав углерода карбонатных пород калевия ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ до $-17,6\%$). Минимум значений $\delta^{13}\text{C}$ совпадает с максимальными концентрациями антраксолитовых включений в отложениях кондопожской свиты. Отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, достигающие до $-11,8\%$, становятся устойчивыми уже к верхней части заонежской свиты, что объясняется существованием мощного источника органического углерода, имеющего низкие значения $\delta^{13}\text{C}$. Последствие заонежского резервуара проявляется в составе и суйсарских, и кондопожских карбонатных пород. Для суйсарских карбонатных конкреций $\delta^{13}\text{C}$ достигает $-12,4\%$, в нижней части кондопожской свиты карбонатные породы имеют $-18,1$, а в верхней $-14,9\%$. Нормальный изотопный состав карбонатных пород ($\delta^{13}\text{C}$ близкое к нулю) становится лишь к верхам вашозерской свиты. Поскольку ни суйсарские, ни кондопожские отложения не имеют значимых количеств сингенетического органического вещества, то аномалии можно объяснить лишь длительным влиянием эпохи его массового накопления в заонежское время. В процессе катагенеза и метаморфизма оно длительное время продуцировало жидкие и газообразные углеводороды и CO_2 , которые частично и были ассимилированы карбонатными породами.

Аналогичная закономерность известна для отложений нижнего протерозоя КМА: отрицательная аномалия изотопного состава углерода карбонатных пород наблюдается не во время накопления органического вещества (рыльская свита), а в последующий период (в тимской свите). Известно также, что карбонатные породы и бикарбонаты пластовых вод над нефтяными залежами обычно имеют легкий изотопный состав углерода. Поскольку максимум выхода газовой компоненты приходится на этап мезокатагенеза, а ее общее количество в этот период достигает 30% от исходного органического вещества, то можно предполагать, что временное распределение количества катагенетических углеводородов коррелирует с распределением изотопного состава свободного и карбонатного углерода более молодых отложений.

В нигозерском антраксолите присутствуют силикаты состава Al-Si-Mg-Fe-K-V с высоким содержанием железа (от $2,5$ до $22,9$ вес.%), кварц, хлорит, кальцит и плагиоклаз. Это мелкие окатанные частицы, характерные и для вмещающих пород. Сульфидные включения в антраксолите не обнаружены.

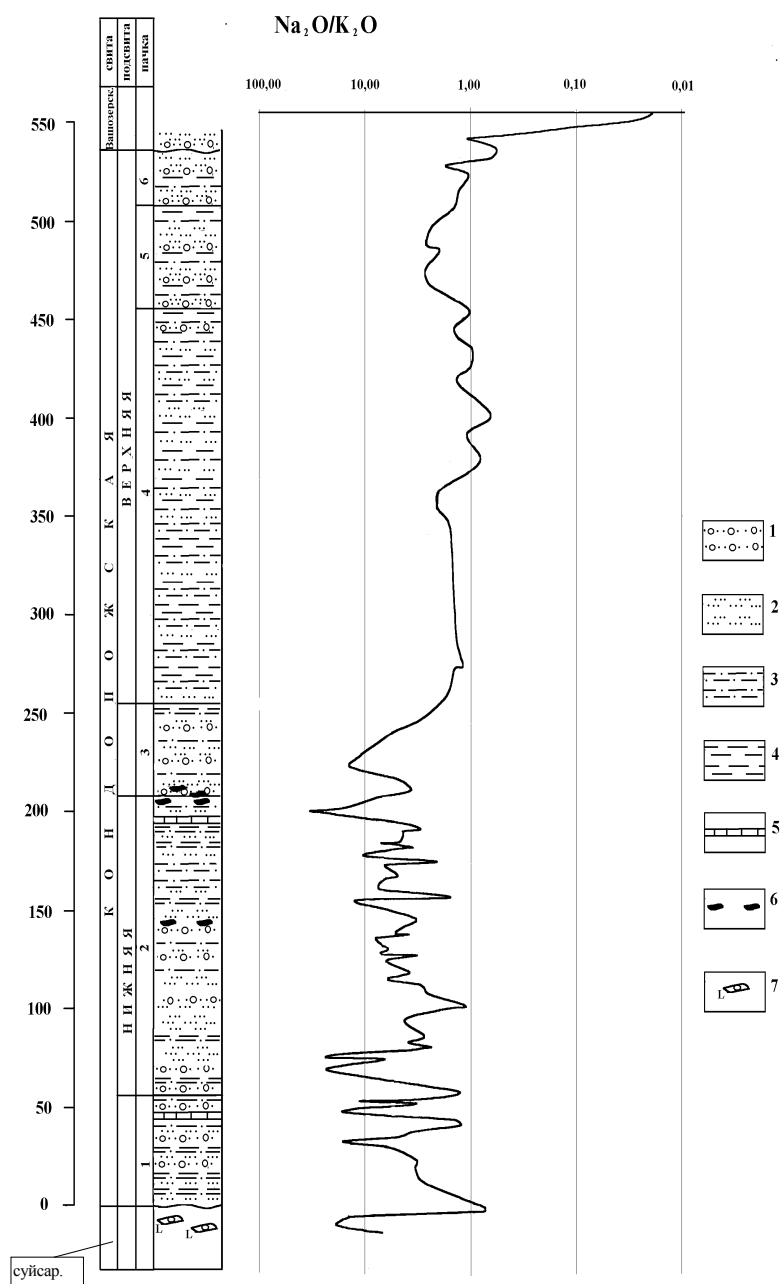


Рис. 1. Литостратиграфическая колонка кондопожской свиты и значение калиевого модуля ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$) по разрезу (составил Б. С. Лавров и Д. В. Рычанчик, 1999 г., [7]):

1 – мелкогалечниковые конгломераты, гравелиты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – прослой карбонатных пород и пород с повышенной карбонатностью.; 6 – шунгитовые (антраксолитовые) стяжения – «лепешки»; 7 – вулканиты суйсарской свиты

В первые годы разработки Нигозерского месторождения антраксолитовый слой был вскрыт карьером и в настоящее время его можно наблюдать на большой площади (фото). Таким образом, антраксолитовый слой имеет широкое площадное распространение и может рассматриваться в качестве надежного репера, по крайней мере, для северной и центральной части Кондопожской (Вашозерской) структуры. Следовательно, в калевии существовал длительный, период разрушения коллекторов углеводородов, сформированных в верхних горизонтах заонежской свиты, переноса и перезахоронения миграционного органического вещества в осадках прибрежных фаций.

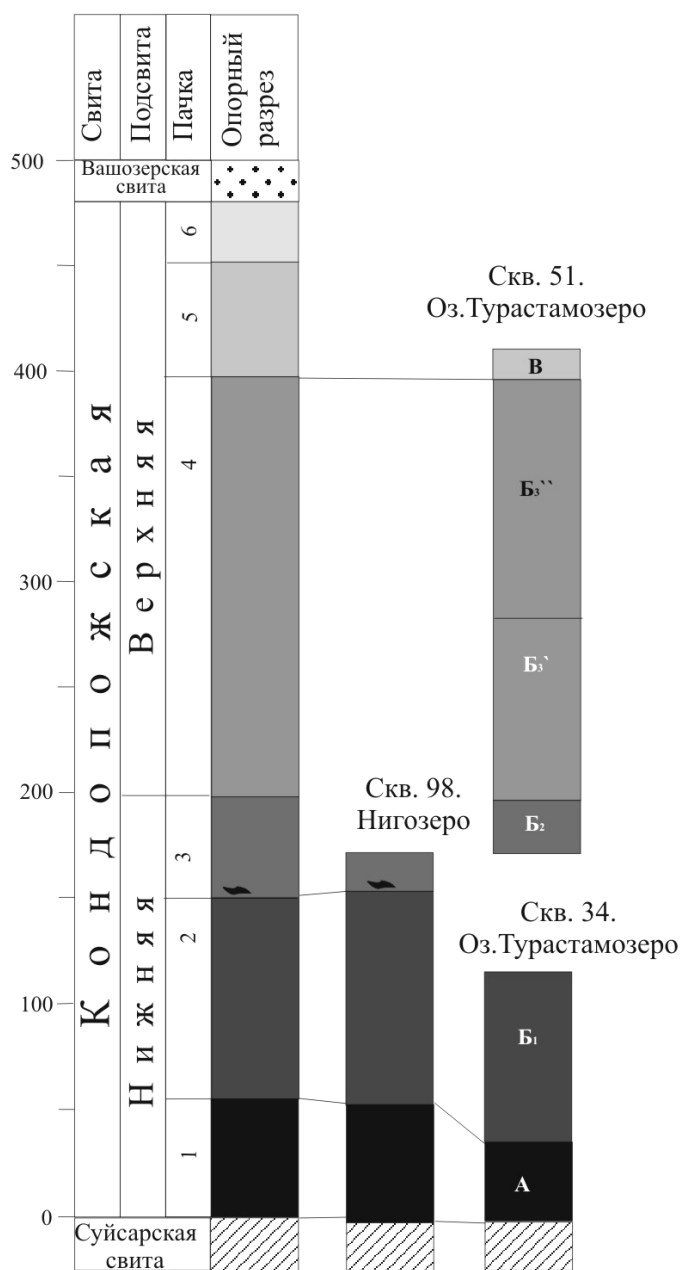


Рис. 2. Корреляция разрезов кондопожской свиты Вашозерской и Мунозерской структур

При изучении Мягрозерского месторождения антракослитовый горизонт не был зафиксирован (рис. 2). Не исключено, что в Мунозерской структуре отсутствует маркирующий слой из-за вероятного локального расположения древних ловушек углеводородов (отличие областей питания осадочным материалом для различных структур). Однако более вероятно то, что разрезы опорных скважин (51 и 34) не перекрывается, как это интерпретировалось ранее. Особенности химического состава пород кондопожской свиты можно использовать в качестве реперов для корреляции разрезов. В целом, породы свиты обогащены натрием по сравнению с калием. Самые высокие значения содержаний Na_2O отмечаются в тех частях разреза, где увеличивается доля вулканомиктового материала и наблюдается наименьшая степень его переработки. Содержание калия в отложениях свиты увеличивается там, где появляется тонкий, хорошо разложенный первично-глинистый материал. Довольно отчетливое это увеличение заметно при переходе от нижней подсвиты к верхней. Еще более отчетливые различия между подсвитами наблюдаются при анализе значений $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (рис. 1).

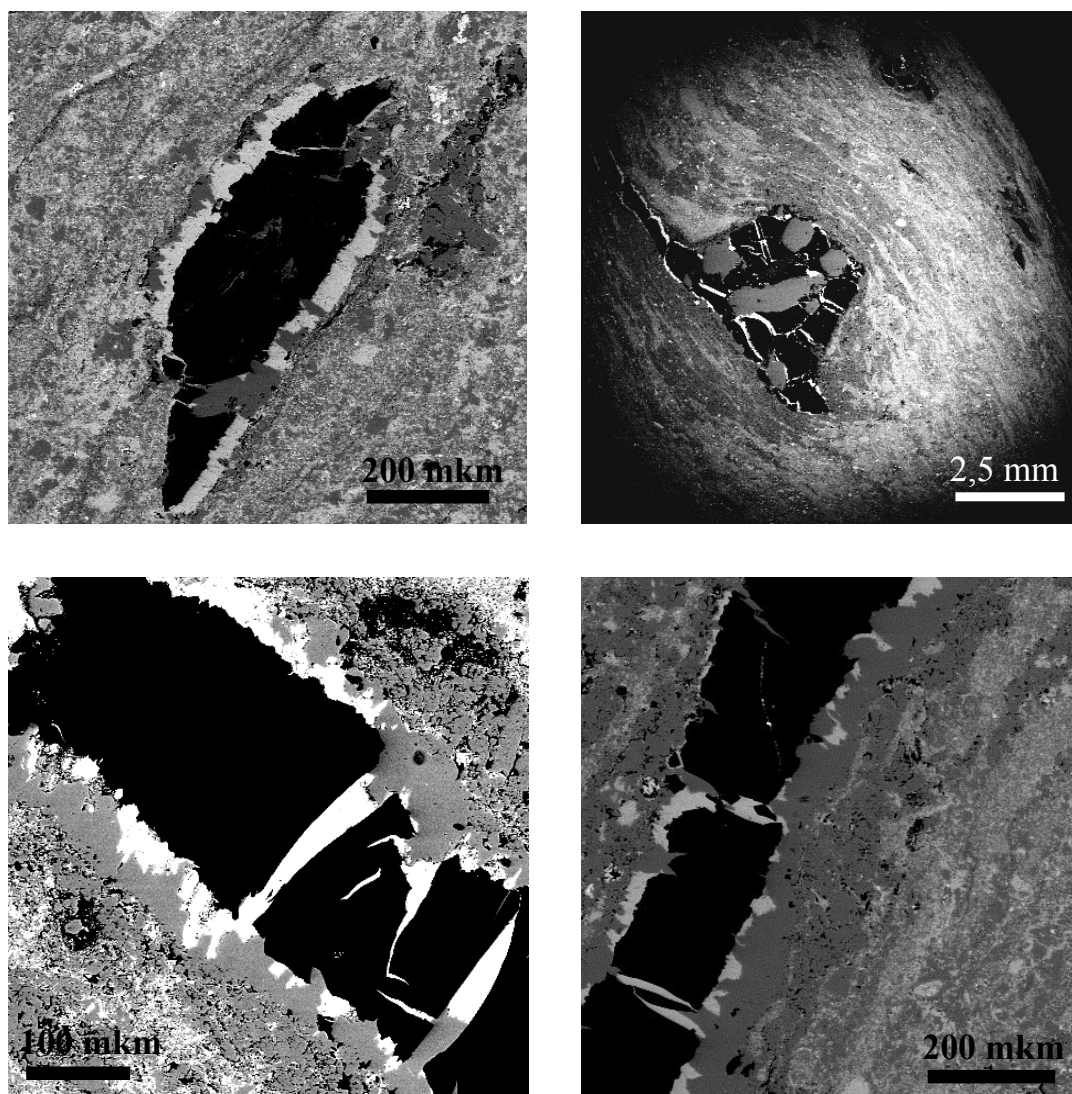


Рис. 3. Антраколит (черное) в метабазальтах Нигозерского месторождения

Литература

- Яковлева В. В. О находках проблематических отпечатков водорослей в сланцах среднего протерозоя Карелии // Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск. 1966. С. 19–25.
- Мишунина З. А. Литогенез органического вещества и первичная миграция нефти в карбонатных формациях Л. 1978. 152 с.
- Nissenbaum A., Aizenshtat Z., Goldberg M. The floating asphalt blocks of the Dead Sea // Physics and chemistry of the earth. 1980. V. 12. P. 157–161.
- Melezhik V. A., Fallick A. E., Filippov M. M., et al. Karelian shungite –an indication of 2.0-Ga-old metamorphosed oil-shale and generation of petroleum: geology, litology and geochemistry // Earth–Science Reviews. 1999. V. 47. P. 1–40.
- Buseck P. R., Galdobina L.P., Kovalevski V.V. et al. Shungite: The C-rich rocks of Karelia, Russia// Canadian Mineralogist. 1997/ V/ 35? Part 6/ H/ 1363–1378.
- Галдобина Л. П., Шидловски М., Соколов В.А. и др. Исследования шунгитов нижнего протерозоя Карелии методом углеродных изотопов // 27-й Междунар. геол. конгр.: Тез. докл. М., 1984. Т. 2. С. 292.
- Лавров Б. С., Рычанчик Д. В., Филиппов М. М. и др. Отчет о результатах работ по составлению опорных стратиграфических разрезов нижнепротерозойских образований в пределах Онежской структуры, проведенных в 1989–1999 гг. Ч. 1.ТФГИ по РК. Инв. № 523-1.

Особенности гранитизации метагаббро-норитов (Кандалакшский залив, о. Горелый)

Ходоревская Л.И.

Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка Московской обл., e-mail: lilia@iem.ac.ru

При изучении [1] гранитизации метагаббро-норитов (друзитов) из беломорской серии в контакте с *Bt-Hbl-Kfs-Pl-Qtz* гнейсогранитами (о. Горелый, Беломорье) выделены четыре зоны: I – слабо амфиболизированные метагаббро-нориты; II – апогаббровые *Hbl-Pl±Scp±Qtz* плагиоамфиболиты с каймами *Hbl, Bt, Ath, Olg* и *Scp* вокруг магматических и коронарных минералов; III – калишпатизированные *Hbl-Bt-Pl-Kfs±Scp-Qtz* апогаббровые амфиболиты; IV – *Bt±Hbl-Kfs-Pl-Qtz* гнейсограниты со скиалитами осветленных *Bt-Hbl-Pl-Kfs±Scp-Qtz* амфиболитов. Зональное преобразование метагабброидов было вызвано воздействием фильтрующихся кремнещелочных $H_2O-Cl-CO_2$ рассолов [2], ассоциирующих и генетически связанных с гнейсогранитами. Привнос растворами щелочей и кремнезема способствовал трансформации метагаббро-норитов в более лейкократовые породы в тыловой зоне IV, в которой появлялись межгранулярные новообразования кислого плагиоклаза, Kfs и Qtz. Высокая соленость флюидной фазы ($X_{NaCl}^{флюид} \approx 0.20-0.35$) [2] способствовала растворению мафических минералов [3], т.е. одновременно с привносом K, Na, Si происходил вынос Mg, Fe, Ca из тыловой зоны колонки. Следствием подобного перераспределения элементов, связанного с привносом-выносом, и является амфиболизация, дебазификация, ощелачивание и окварцевание метагаббро, фрагментация породы на отдельные скиалиты, осветление, и, наконец, – окончательное растворение в контактирующей гнейсогранитой магме (или мигме). Подобные преобразования основных пород типичны для процессов гранитизации в условиях амфиболитовой фации [4].

В представленной работе на основе распределения элементов-примесей по зонам I-IV показаны особенности фильтрующегося флюида, вызвавшего зональное преобразование метагабброидов.

На основании химических составов биотитов из обменной реакции:

$(OH)_2-Bt + 2HCl = (Cl)_2-Bt + 2H_2O$, [5] было определено соотношение $f_{H_2O} - f_{HCl}$, во флюиде, которое менялось вдоль направления фильтрации растворов от гнейсогранита к метагаббро-нориту. В зоне IV величина $\lg f_{H_2O}/f_{HCl} \approx 1.2$, т.е. поступающие растворы, содержащие щелочи и кремнезем, обладали относительно пониженной фугитивностью HCl. В этой зоне формировались кислые плагиооклазы, Kfs, Qtz, происходили перекристаллизация, укрупнение *Bt* и *Hbl*, количество которых резко убывает (до 3-4% в гнейсограните). Далее по разрезу (зоны III-II) соотношение $\lg f_{H_2O}/f_{HCl}$ понижалось. Это связано с тем, что состав флюида обеднялся Na, K, Si, OH⁻ комплексами, в растворах повышалась a_{Cl} , a_{CO_2} , – происходило нарастающее увеличение кислотности растворов. Минимальные значения $\lg f_{H_2O}/f_{HCl} \approx 0.8$, свидетельствующие о максимальных значениях f_{HCl} , получены для зоны II, именно поэтому в этой зоне отмечена наиболее высокая примесь Cl в амфиболах (до 0.44 мас.%) и биотитах (до 0.38 мас.%) [1].

По мере дальнейшей фильтрации растворов и удаления их от гнейсогранита (зона II → зона I) величина $\lg f_{H_2O}/f_{HCl}$ вновь возрастает, однако метасоматические изменения пород, связанные с образованием кварца, полевого шпата, кислого плагиоклаза, прекращаются.

Особенности распределения элементов-примесей в разрезе гнейсогранит-метагаббро-норит

Rb, Cs, Sr, Ba, обладающие щелочными свойствами, легко образуют комплексы с Cl⁻, поэтому их распределение по профилю от гнейсогранита до метагаббро-норита (зоны IV-I) будет контролироваться изменением f_{HCl} : при относительно низкой f_{HCl} ($\lg f_{H_2O}/f_{HCl} \approx 1.2$), в зоне IV происходит осаждение рассматриваемых элементов. В этой зоне содержания Ba и Rb приблизительно в два раза выше, чем в метагаббро-норитах [6], т.е., можно полагать, что гранитизация метагаббро-норитов в этой зоне происходила с привносом Ba и Rb растворами. Содержания Cs и Sr приблизительно одинаковы как в зоне I, так и в зоне IV, видимо эти элементы растворами не привносились, осуществлялось лишь их перераспределение вдоль разреза.

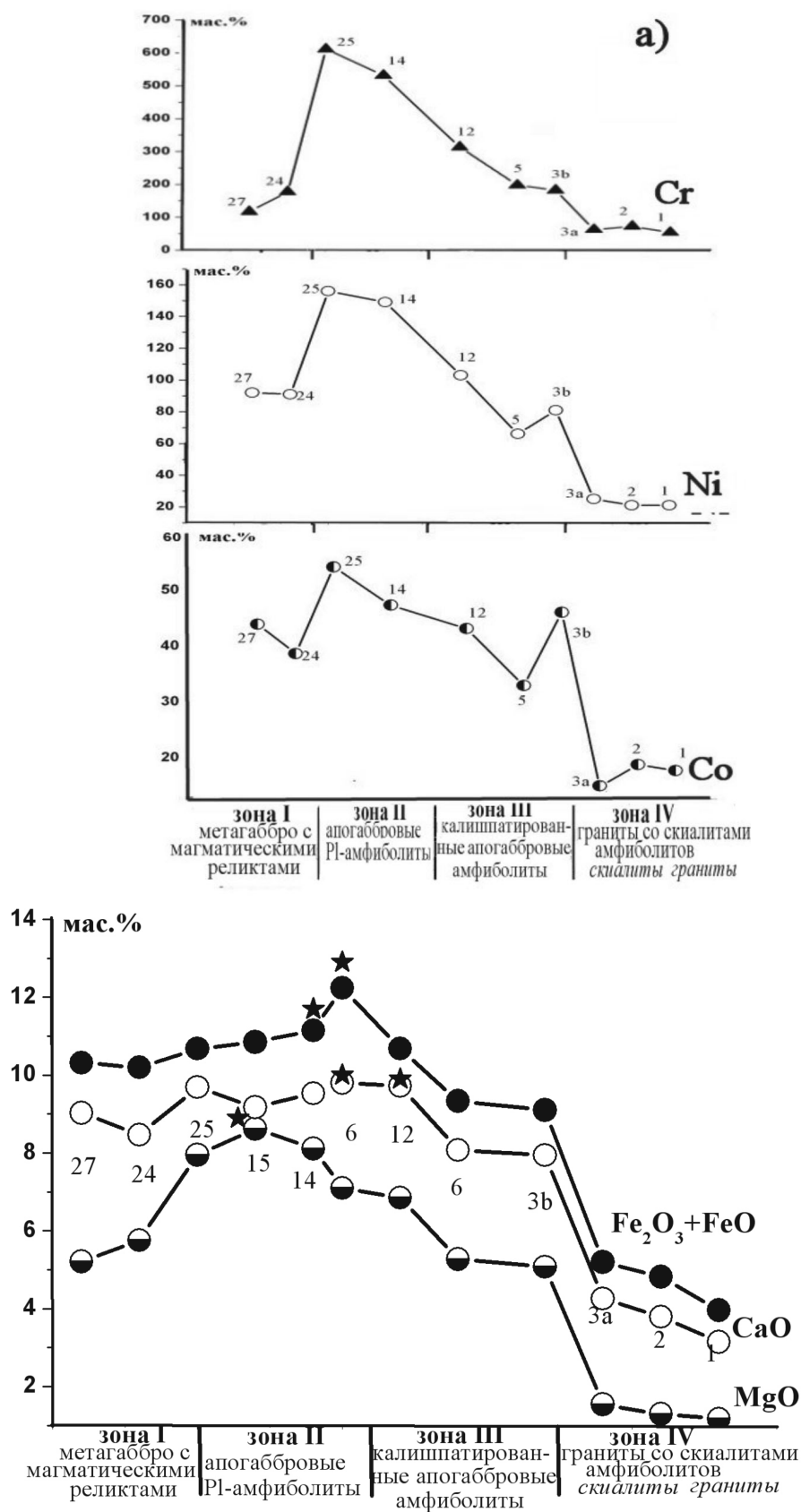


Рис. 1 а-б. Распределение Cr, Ni, Co (г/т) (а) и Ca, Mg, Fe (мас. %) (б) в разрезе метагаббро-норит-гнейсогранит (зоны I-IV)

При увеличении f_{HCl} (вплоть до значений $\lg f_{H_2O}/f_{HCl} \approx 0.8$, зоны III-II) происходит образование хлоридных комплексов Ba, Rb, Cs, Sr и их вынос растворами, поэтому содержание Rb, Sr, Ba и Cs в породах зон фельдшпатизации и амфиболизации минимально. При дальнейшей фильтрации растворов по направлению к метагаббро-нориту вновь происходит некоторое уменьшение f_{HCl} ($\lg f_{H_2O}/f_{HCl} \approx 1$, зона II → зона I) вследствие нейтрализации растворов, вызванной растворением оснований Ca, Mg, Fe. Содержания Ba, Rb, Sr, Cs в породах вновь начинают увеличиваться до значений, характерных для неизменных метагаббро-норитов.

Халькофильные элементы. Содержания Cu в зоне IV значительно превышают средние значения в кислых породах [6]. Высокие концентрации меди в гранитоидах являются наследуемыми, медь не выносилась растворами при гранитизации вмещающих пород, а осаждалась в виде сульфидов Cu и Fe. Далее по разрезу по направлению к неизменному метагаббро-нориту Cu из пород выносятся и переотлагается на фронте метасоматических изменений до значений, превышающих средние содержания в сходных мафит-ультрамафитовых (друзитовых) комплексах Беломорья [7].

Наименьшие содержания Zn ≈ 30 г/т, фиксируются в зоне IV. По направлению к зонам фельдшпатизации (III-II) количество Zn в породе постепенно увеличивается до значений 103 г/т, близких к средним [7] в базитах, т.е. фильтрующиеся растворы выносили Zn из зоны IV и переотлагали его по пути следования в неизменные габбро-нориты.

Концентрации свинца во всех зонах разреза составляют около 60 г/т, что приблизительно в 3 раза превышает его средние значения в гранитоидах, и в 50-60 раз больше, чем в друзитах этого района [7], т.е. Pb явно привносился в породы.

Элементы Cr, Co, V, Ni представляют группу сидерофилов, их распределение в колонке гранитизации определяется прежде всего составом исходного метагаббро-норита. Фильтрующиеся флюиды не привносили эти элементы, происходило лишь их перераспределение вдоль разреза: вынос из IV зоны и переотложение на фронте метасоматических изменений (рис. 1а).

Ca, Mg, Fe, формирующие темноцветные минералы, также как и Cr, Co, V, Ni, выносятся из зоны IV и переотлагаются в зонах амфиболизации. Как видно из рис.1б, начало переотложения в породе этих элементов не совпадает: первым из растворов осаждается Ca, затем, почти сразу же, Fe, последним переотлагается Mg, как наиболее подвижный элемент (начало максимального содержания в породе каждого компонента показано звездочкой на рис.1б). В результате выноса и переотложения Ca, Mg, Fe, а также Cr, Co, V, Ni в передовой зоне инфильтрационной колонки (зона II) образуются более меланократовые породы по сравнению с исходными метагаббро-норитами.

Особенности процессов гранитизации, связанные с малым объемом флюидной фазы

Растворение, перенос и переотложение вещества зависит от объема флюида, просачивающегося через породу, интенсивность которого возможно оценить. Согласно [8] значение флюидного потока, фильтрующегося через единицу площади, интегрированного по времени, определяется, как:

$$q_{Ti} = (LV_f M_i) / \Delta X_i + L\phi, \text{ [см}^3 \text{ (флюида) / см}^2 \text{ (породы)],}$$

где M_i - количество молей компонента i , удаленного флюидной фазой из единицы объема породы или привнесенного в нее (моль/см³); ΔX_i - разность мольных долей компонента i в проникающем в породу и равновесном флюиде; ϕ - пористость породы; V_f - молярный объем H₂O при T-P параметрах процесса (см³/моль); L - расстояние, на котором изменяется содержание компонента i в породе (см).

В общем случае кремнещелочной метасоматоз, биотитизация, окварцевание, пегматитизация может осуществляться при интенсивности флюидного потока q_{Ti} , интегрированного по времени, меняющегося от 10² до 10⁸ см³/см² [9].

Согласно [8] региональный метасоматоз на расстоянии 1 – 10 км вызывают флюидные потоки, интегрированные по времени, выше значений $q_{Ti} = 10^4$ см³(флюида)/см²(породы). По предложению [10] системы, в которых $q_{Ti} > 10^4$ см³/см² являются открытыми, при $q_{Ti} < 10^4$ см³/см² – закрытыми.

По нашим оценкам объем флюидов, вызвавших преобразование метагаббро-норитов на о. Горелый, $q \approx 8 \times 10^3 - 1.4 \times 10^4$ см³/см².

Последовательные преобразования краевой части метагаббро-норитов на о-ве Горелый в Pl-амфиболиты, Kfs-Qtz амфиболиты и теньевые мигматиты вызваны инфильтрацией глубинного флюида, несущего щелочи, кремнезем, хлор, что определяет несомненную открытость системы по отношению к ряду компонентов. Однако, полученные значения объема флюида $q \approx 8 \times 10^3 - 1.4 \times 10^4 \text{ см}^3/\text{см}^2$, вызвавшего преобразования базитов краевой части метагаббро на о-ве Горелый, отвечают минимальным объемам, характерным для открытых систем. Именно малым объемом флюида, профильтровавшимся через породу, объясняется малая мощность зоны преобразования метагаббро-норита, составляющая всего 15–20 м. В малом объеме флюида происходили заметные изменения соотношений элементов – щелочи и кварц затрачивались на образование полевых шпатов и кварца, до 10% H₂O уходило на формирование биотита и роговой обманки, Cl и CO₂ – на образование скаполита и кальцита, S осаждалась в виде сульфидов меди и железа. Такие элементы как Ca, Mg, Fe, Ni, Co, Cr растворялись, и их большая часть удалялась за пределы зоны взаимодействия вместе с остаточным флюидом. Однако, как видно из рис. 1а-б, часть этих элементов осаждалась в минералы метагаббро-норита на фронте метасоматических изменений, формируя более меланократовые, с большим содержанием Ni, Cr, Co относительно исходных, породы. Вынос из зоны IV и последовательное переотложение сначала Ca, затем Fe и, наконец, Mg, наблюдаемые в разрезе (рис. 1а-б), аналогичны наиболее часто встречающейся внутренней зональности базификатных жил, центральная часть которых представлена Орх, а зальбанды состоят из Grt, Grt+Hbl, Grt+Pl [13, 14]. Таким образом, повышенная меланократовость пород в зоне II и последовательное распределение Ca-Fe-Mg фактически свидетельствуют о начальной стадии образования базификатов [11, 12].

В классических примерах [15, 4 и др.] гранитизация, включающая кремнещелочной метасоматоз, биотитизацию, окварцевание, пегматитизацию, осуществляется на огромной площади, что соответствует $q_{пл} > 10^4 \text{ см}^3/\text{см}^2$. Именно вследствие больших объемов флюидной фазы, фильтрующейся через породу, большая часть выносимых растворами основных компонентов, таких как Ca, Mg, Fe и др. удаляется за пределы участков гранитообразования и мигматизации и рассеивается, не образуя фронта базификации впереди зон гранитизации.

Исследования были проведены при финансовой поддержке РФФИ, грант № 06-05-64645.

Литература

1. Кориковский С.П., Ходоревская Л.И. Гранитизация палеопротерозойских высокобарических метагаббро-норитов в беломорской серии Балтийского щита (район Кандалакшского залива, о. Горелый) // Петрология. 2006. № 5. С. 453–480.
2. Ходоревская Л.И. Экспериментальное исследование гранитообразования по породам основного состава // Автореф. дис...докт. геол.-мин.наук. М.: МГУ. 2006. 42 с.
3. Shmulovich K.I., Graham G., Yardley B.W.D. Quartz, albite and diopside solubilities in H₂O-NaCl and H₂O-CO₂ fluids at 0.5 - 0.9 GPa // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. V. 141. P. 95–108.
4. Щербак Т.Ф. Амфиболиты беломорского комплекса и их гранитизация. М.: Наука. 1988. 149 с.
5. Munoz J.L. F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal deposits // Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy. 1984. V.13. P. 460–544.
6. Щербак Ю.Г. Геохимические свойства и распределение элементов в породах // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 2. С. 80–91.
7. Шарков Е.В., Красивская И.С., Чистяков А.В. Диспергированный мафит-ультрамафитовый интрузивный магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примере друзитового (коронитового) комплекса Беломорья // Петрология. 2004. Т.12. № 6. С. 632–655.
8. Ague J.J. Simple models of coupled fluid infiltration and redox reactions in the crust // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V.132. P. 180–197.
9. Zack T., John T. An evaluation of reactive fluid flow and trace element mobility in subducting slabs // Chem. Geol. (2007), doi: 10.1016/j.chemgeo. 2006.10.020.
10. Oliver N.H.S. Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism // J. of Metamorphic Geol., 1996. V.14. P.477–492.
11. Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ. 1964. 550 с.

12. Рудник В.А., Жданов В.В., Дядькина И.Я., Беляев Г.М. Проблемы рудообразования в связи с магнетиально-железо-кальциевым метасоматизмом // Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука. 1980. С. 5–13.

13. Беляев Г.М., Рудник В.А. О типах магнетиально-железо-кальциевого метасоматизма в связи с гранитообразованием (на примере Алданского щита) // Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука. 1980. С. 13–29.

14. Ходоревская Л.И., Кориковский С.П. Метасоматические гранат-клинопироксен-ортопироксен-роговообманковые жилы в метаанортозитах Колвицкого массива, Кольский полуостров: минеральный состав и связь с сингранулитовой гранитизацией // Докл. РАН. 2007. Т. 412. № 3.

15. Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических остворов и процессы гранитизации // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука. 1972. С. 144–153.

Тоналиты Карелии: к проблеме происхождения архейской коры

Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Коваленко А.В.

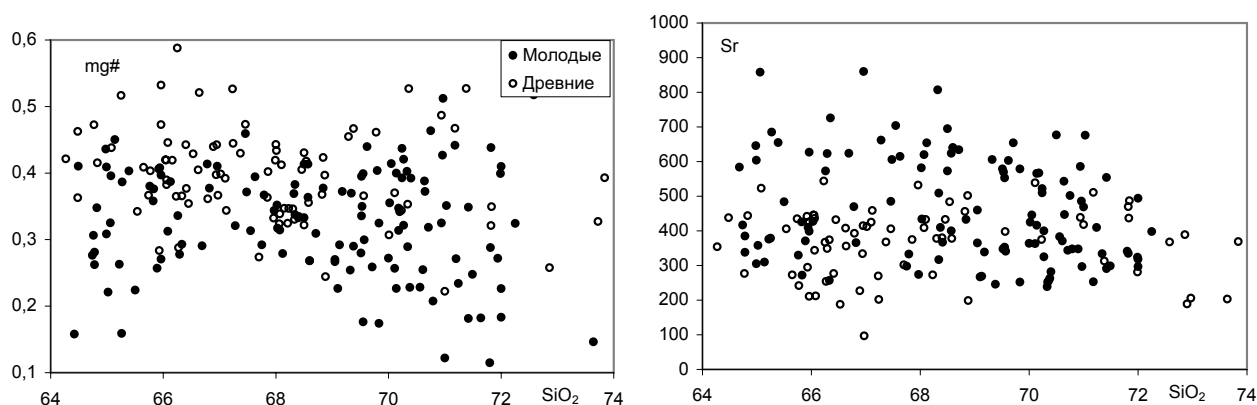
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail: vpchekulaev@mail.ru

Архейские тоналит-трондьемит-гранодиоритовые (ТТГ) серии слагают более половины объема коры древних щитов [1]. В связи с этим причины и механизмы их образования имеют важнейшее значение для понимания происхождения континентальной коры. Экспериментальные работы свидетельствуют о возможности образования расплавов состава ТТГ путем частичного плавления основных пород. В настоящее время имеют место две интерпретации механизма их возникновения: плавление базальтов нижней коры [2] и плавление базальтов в зонах субдукции [3, 4 и ссылки в ней]. Для достоверного решения этих вопросов необходимы конкретные данные о составе ТТГ, вариациях составов во времени и в пространстве, геологической и петрологической связи с другими породами. Карельский кратон на современном эрозионном срезе более чем на 80% сложен породами тоналит-трондьемитового (ТТ) состава, которые могут быть разделены на две группы: (1) тоналит-трондьемиты, имеющие ареальное развитие и формировавшиеся до или одновременно с зеленокаменными поясами на протяжении длительного интервала времени – от 3.2 до 2.7 млрд лет и (2) небольшие интрузии, дайки и жилы, прорывающие, как правило, уже метаморфизованные и деформированные породы зеленокаменных поясов и более ранние ТТ-серии. Породы этой группы имеют ограниченное распространение и в данном сообщении не рассматриваются. Для характеристики состава ТТГ – пород Карелии использовано более 950 анализов. Вопрос эволюции составов тоналитов решался сравнением наиболее древних (3.2-3.1 млрд лет, около 100 анализов) и наиболее молодых (2.8-2.7 млрд лет, около 150 анализов) пород, имеющих ареальное распространение.

Установлено, что древние тоналиты Карелии по сравнению с молодыми характеризуются большими величинами $mg\#$ (рис.) и отношения Ca/Al (при равном содержании Al_2O_3) и меньшими содержаниями Sr (рис.); первое обстоятельство находится в противоречии с трендом изменения значений $mg\#$, установленным Х.Мартеном [3, 4], что объясняется уменьшением во времени теплового потока и, соответственно, взаимодействием с мантийным клином.

Вариации составов ТТГ в пространстве незначительны для молодой группы, но отчетливы для древней. Так, породы района р.Выг существенно обогащены K , Ba , Rb , Th , отвечая по составу гранодиоритам. Кроме того, породы района р.Выг являются более меланократовыми, т.е. продуктом более высокой степени плавления источника по сравнению с породами Лайручья. Они обогащены Y и $HREE$, что указывает на незначительную роль или отсутствие граната в рестите. Эти различия свидетельствуют о различиях в источнике и условиях образования разновозрастных тоналитов. Изучение включений в цирконах (Е.В.Толмачева, А.Антонов) указывают на сложный состав источника Выгозерских тоналитов [5].

Систематизация данных об изотопном составе Nd разновозрастных тоналитов показывает, что плавление многих, в первую очередь древних тоналитов, оторвано во времени от времени отделения их источника от мантии.



Таким образом, изотопные и геохимические характеристики тоналитов, наряду с учетом объемов ТТ-пород, позволяют предполагать иной, нежели субдукционный, механизм их формирования.

Литература

1. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust in: Treaties on geochemistry.: Holland H.D. and Turekian K.K. (Eds.). Elsevier Ltd. 2003. P. 1–56.
2. Petford N., Gallagher K. Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma // Earth Planet. Sci. Lett., 2001. V.93. № 3-4. P. 483-499.
3. Martin H. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411–429.
4. Martin H., Smith R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1–24.
5. Сергеев С.А., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А. и др. // Геохимия (в печати).

«Статичные» атмосферные минимумы как индикатор активности тектонических структур

Чистова З.Б., Кутинов Ю.Г.,

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, e-mail: zchistova@yandex.ru

Перенос основного объема геолого-геофизических работ на платформенные территории и необходимость решения геоэкологических задач геофизическими методами поставили ряд проблем нуждающихся в практическом решении. Изучение тектонических структур (в первую очередь дизъюнктивных) в осадочном чехле, не имеет пока однозначного решения. Это связано как с природными факторами, так и с пробелами в методологических и методических разработках. Основная проблема заключается в оценке интенсивности проявлений тектонических структур [5]. При этом наиболее неясным является вопрос: активна ли структура на настоящий момент? Обычно признаком активности считается наличие подвижек или миграция очагов землетрясений. Не ясно как оценивать глубинную дегазацию, возникновение наведенных магнитотеллурических токов, акустические явления и многое другое, связанное с функционированием дизъюнктивных структур. Возникает и еще ряд вопросов: какие подвижки считать существенными, а какие нет. Ведь от ответа зависит детальность исследований. Какой временной интервал принимать за основу? Считается, что большинству платформенных тектонических структур присущ колебательный характер, и в геологическом масштабе времени вектор направленных подвижек будет практически равен нулю [5]. Иначе выглядит картина, если оперировать с другими временными интервалами, т.к. при анализе возможных экологических опасностей миллионов (и даже тысяч) лет в запасе уже нет. В этом случае вектор направленного движения уже не равен нулю, т.к. мы имеем дело не с осредненной кривой, а с одним из отрезков последней.

Таким образом, назрела необходимость пересмотра подходов, принятых в «классической» геофизике, их модернизации и/или создания новых методов. Особенно это касается выделения малоамплитудных тектонических нарушений достаточно широко распространенных на платформенных территориях [4]. Так результаты детальных работ на рудных месторождениях показывают наличие подвижек по тектоническим структурам в осадочном чехле с амплитудой в первые метры (рис. 1).

Исследованиями 2000–2006 гг. были установлены участки «дефицита» атмосферного давления над тектоническими узлами, выделенными по авторской методике [7]. Строение этих минимумов в параметрах атмосферного давления напоминает мини-ураганы с областью восходящих потоков по периферии и нисходящих потоков в центре. Подобные участки получили рабочее название «статичных атмосферных минимумов». Ранее нами рассматривались [3, 8, 9] теоретические предпосылки наличия связи между солнечной активностью, характером магнитных вариаций и атмосферным давлением и резкое увеличение амплитудно-частотных характеристик короткопериодических колебаний магнитного поля в момент магнитных бурь в узлах тектонических нарушений.

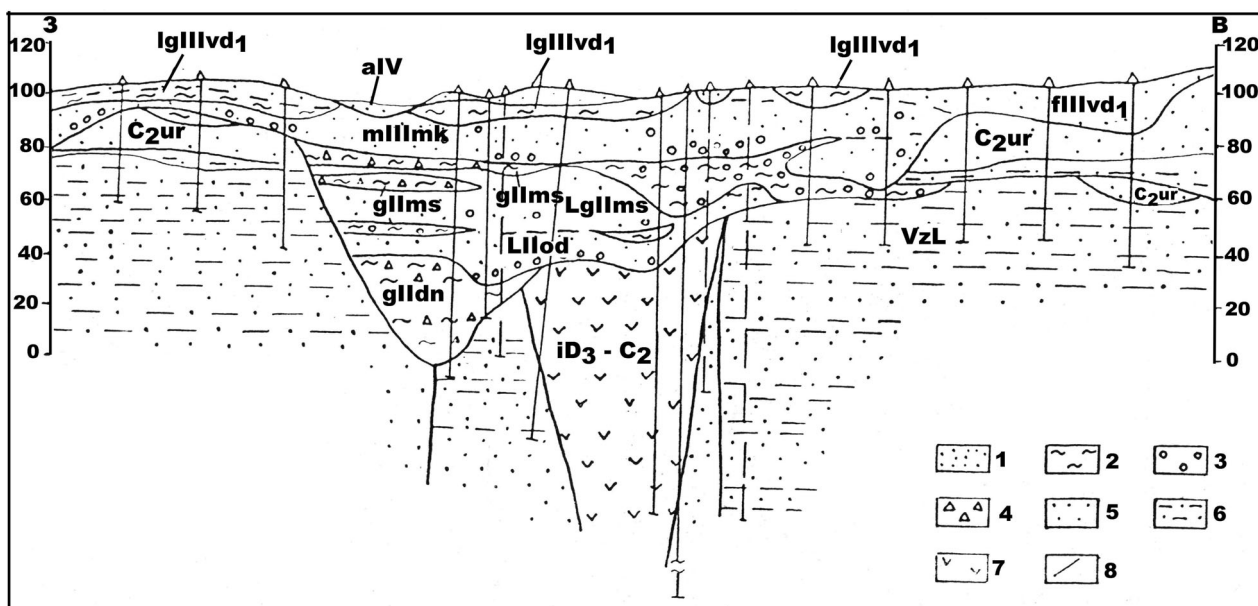


Рис. 1. Геологический разрез через трубку взрыва:

aIV – современное звено. Аллювиальные отложения; Нижневалдайский горизонт: IgIIIvd₁ – ледниково-озерные отложения; fIIIvd₁ – флювиогляциальные отложения; mIIImk – микулинский горизонт, морские отложения; московский горизонт: gIIms – ледниковые отложения; IgIIms – озерно-ледниковые отложения; IgIIod – одинцовский горизонт, озерные отложения; gIIodn – днепровский горизонт, ледниковые отложения; C_{2ur} – средний карбон, урзугская свита; VzL – венд, падунская свита, золотицкие слои; iD₃-C₂ – трубка взрыва

1 – песок; 2 – суглинок; 3 – галечник; 4 – щебень; 5 – песчаник; 6 – алевролит; 7 – кимберлит; 8 – тектонические нарушения

По результатам исследования атмосферного давления вдоль региональных профилей Архангельск – Вологда – Москва – Вологда – Архангельск; Архангельск – Череповец – Рыбинск – Москва – Рыбинск – Череповец – Архангельск; Архангельск – Котлас – Сыктывкар – Архангельск и Архангельск – Нянда – с. Климовское – Архангельск и др. выделены региональные минимумы на территории Севера Русской плиты, пространственно совпадающие с узлами пересечения разломов. Наиболее отчетливо выделяются статичные минимумы атмосферного давления между г. Вельск Архангельской области и г. Сокол Вологодской области (вдоль федеральной дороги М8 Архангельск–Москва) и ст. Плесецкая и ст. Коноша (вдоль ж/д Архангельск – Москва). Учитывая, что в районе Вельск–Сокол было зафиксировано землетрясение – можно говорить о современной активности структуры. Минимумы имеют аналогичное вышеописанным участкам строение с перепадом давления до 25 mb. Пространственно они совпадают с поясом низкого давления, расположенным на

границе полярной циркуляции атмосферного воздуха и камеры Феррела [6]. В то же время, по данным метеоисследований в Северном полушарии этот пояс теряется, и на смену ему приходят мигрирующие области высокого и низкого давления. Неоднократные измерения, проведенные авторами, показывают, что выделенные минимумы являются статичные и не претерпевают сезонных изменений.



Рис. 2. Графики высотных отметок и атмосферного давления вдоль федеральной трассы М8 (Архангельск – Москва)

Обращает на себя внимание и пространственное совпадение пояса пониженного давления с геодинамической границей Арктической окраинно-континентальной зоны, т.е. со сменой напряженно-деформированного состояния земной коры [1] и границей между Московской и Мезенской синеклизами, проходящей по Сухонской седловине (рис. 2).

Сопоставление данных с магнитным полем региона показало пространственное совпадение минимумов атмосферного давления (на рис. 3 показаны «жирными» точками) с границами смены характера магнитного поля (цифра 1), локальными магнитными аномалиями (цифра 2) и региональными магнитными аномалиями (цифра 3). Наиболее ярко это проявлено на профиле Архангельск – пос. Светлый, где на границе региональной магнитной аномалии дефицит атмосферного давления достигает 22 mb (рис. 3, цифра 1). Пространственно – это граница Зимнебережного кимберлитового района [2].

При сопоставлении минимумов атмосферного давления с полем силы тяжести также выделяются участки с изменением морфологии поля, выраженные правда достаточно слабо по сравнению с градиентными зонами северо-западного простирания, картирующими рифейские грабены. Скорее всего, это малоамплитудные глубинные дислокации. Анализ пространственного размещения геохимических аномалий, соответствующих кимберлитовым полям показал, что они пространственно совпадают с выделенными атмосферными минимумами. Таким образом, минимумы атмосферного давления пространственно совпадают с узлами пересечения и сочленения тектонических нарушений и могут служить индикаторами тектонических нарушений.



Рис. 3. Схема сопоставления минимумов атмосферного давления и характера магнитного поля

Изолинии магнитного поля: а – отрицательные; б – положительные; в – нулевая. Связь минимумов атмосферного давления: 1 – с границами смены характера магнитного поля; 2 – с локальной магнитной аномалией; 3 – с региональной магнитной аномалией

Суммируя вышеизложенное, хотелось бы особо отметить необходимость перехода к междисциплинарному изучению тектонических структур платформенных территорий и к переосмыслению сложившихся методических подходов и терминологии, напрямую перенесенной из геологии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 05-05-64430 и 05-05-97512.

Литература

1. Кутинов Ю. Г. Экогеодинамика Арктического сегмента земной коры. Екатеринбург: изд-во УрО РАН, 2005. 388 с.
2. Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ОАО «ИПП «Правда Севера», 2004. 283 с.
3. Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Особенности структуры барического поля в узлах тектонических нарушений // Геофизика XXI столетия: 2006 год. Сборник трудов Восьмых геофизических чтений им. В. В. Федынского. Тверь: ООО «Издательство ГЕРС», 2007. С. 125–132.
4. Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Разломно-блоковая тектоника и ее роль в эволюции литосферы // Литосфера и гидросфера европейского Севера России. Геоэкологические проблемы. Под ред. Ф.Н. Юдахина. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. С. 68–113.
5. Макаров В.И. Современная геодинамика платформенных территорий и проблема активных разломов и трещиноватости в связи с решением инженерно-геологических и геоэкологических задач // Сергеевские чтения. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2000. С. 157–163.
6. Погода и климат. М.: ТЕРРА-Книжный клуб, 1998. 152 с.
7. Чистова З.Б., Кутинов Ю.Г., Афанасова Т.Б. Возмущенные вариации магнитного поля высоких широт: геоэкологические аспекты // Геофизический вестник, 2000, № 8. С. 4–15.
8. Чистова З.Б. Выявление геофизических признаков рудного поля, куста и трубки взрыва с целью совершенствования методики поисков коренных источников алмазов на Европейском Севере // Геология и полезные ископаемые севера Европейской части СССР. Архангельск, 1991. С. 161–171.
9. Чистова З.Б., Кутинов Ю. Г. Использование метеопараметров для изучения тектонических узлов // Геофизика XXI столетия: 2005. Сборник трудов Седьмых геофизических чтений им. В. В. Федынского. М.: Научный мир, 2006 С. 430–435.

Проблема возраста и геодинамическое значение приповерхностных разломов Карело-Кольского региона

Чувардинский В.Г.

Кольский филиал Петрозаводского государственного университета, г. Апатиты, e-mail: costina@arcticsu.ru

В данных тезисах рассматриваются разрывные нарушения верхней части земной коры, которые можно картировать с помощью дистанционных материалов и маршрутных геолого-геоморфологических исследований. Обозначены некоторые новейшие геодинамические явления.

При аэро- и космогеологических исследованиях восточной части Балтийского щита основная масса разрывных нарушений картировалась посредством дешифрирования аэро- и космоснимков, с частичной заверкой разломов на местности. При геолого-съёмочных работах основное внимание уделялось наземным исследованиям, но для нанесения на геологические карты докембрийских разломов опять-таки широко использовались аэроснимки. Но за весь период изучения разломной тектоники щита так и не был дан ответ на вопрос, а можно ли выделять докембрийские разломы и докембрийские региональные трещины по аэро- и космфотоматериалам и по геоморфологическим данным. Разломы и крупные трещины отчетливо читаются на аэро- и космоснимках именно потому, что они хорошо выражены в рельефе, а следовательно их формирование вызвано последним циклом тектонической активизации и они не связаны с возрастом пород, которые разрывают.

У некоторых геологов определенная настроенность в отношении возможности картирования древних разломов дистанционными методами была, но она не нашла поддержки. Этот важнейший для разломной тектоники вопрос обычно решался по упрощенной схеме: архейские и протеро-

зойские разломы подновлены и унаследованы неотектоническими движениями, поэтому они хорошо выражены в рельефе и на аэро- и космоснимках. Эти утверждения не сопровождались даже минимумом доказательств и по существу принимались на веру в течение нескольких десятилетий.

Становление и упрочение данной системы взглядов произошло после опубликования капитальной коллективной монографии "Тектоника восточной части Балтийского щита" [1]. Кредо концепции сформулировано следующим образом: "Системы докембрийских разрывов на щите сохранились в связи с явлениями более поздней кинематики земной коры. Будучи омоложенными, они повсеместно... подчеркиваются расположением речных долин, крупных впадин, оконтуренных разрывами и занятых водоемами и другими морфоэлементами. Эти элементы достаточно отчетливо устанавливаются при дешифрировании аэроснимков". И далее: "В мезозой-кайнозойское время на щите широко проявились движения, при которых омолаживались все ранее существовавшие системы разрывных нарушений" [1, с.236, 237].

Из 288 страниц книги только 2 неполные страницы посвящены обоснованию, да и то декларативному, этого кардинального вопроса.

Каких-либо дополнительных доказательств о неотектоническом подновлении докембрийских разломов во всей обширной монографии не приводится. Тем не менее, эта концепция получила широкое развитие и признание в связи с развертыванием работ по аэро- и космофотогеологическому картированию, одной из задач которого стояло выделение докембрийских разломов, коррелятных архей-протерозойским породам, дистанционными методами. Рассматриваемая концепция до сих пор не получила обоснования и крайне противоречива.

Утверждения об унаследованности движений по разломам с архея и протерозоя до плейстоцена, о подновлении архейских и даже катархейских разломов в новейший этап, о сохранении плана взаимопересекающейся сети разрывов с докембрия до наших дней находятся в явном противоречии с теорией тектоники плит. Но даже придерживаясь позиций фиксизма, трудно ожидать неизменности положения разломных зон и неизменности вектора тектонических напряжений с архея и протерозоя до наших дней в пределах щита, испытавшего воздействие нескольких эпох орогенеза.

Крупнейший отечественный тектонист Н.И. Николаев [2] писал: «В развитии Земли и ее рельефа приоритетное значение имел неотектонический этап ее развития. За это время появились новые тектонические режимы, изменилась геофизическое строение земной коры..., изменился характер глобальных тектонических напряжений..., стали преобладать блоково-глыбовые и сводово-глыбовые движения». Эти выводы Н.И. Николаева надо учитывать всем геологам.

Для обоснования точки зрения о невозможности сохранения и унаследования архейских (и докембрийских) разломов и трещин следует упомянуть о таких процессах, как региональный метаморфизм, гранитизация и мигматизация. Породы кристаллического основания восточной части щита испытали несколько циклов регионального метаморфизма (гранулитового, эклогитового, амфиболитового, зеленосланцевого). Эти процессы преобразовывали исходные породы, превращали их в другие геологические формации. Колоссальные давления и высокие температуры, вызывавшие метаморфическую и метасоматическую перекристаллизацию пород, приводили к залечиванию архей-протерозойских трещин и разломов, заполнению их бластомилонитами, катаклазитами, мигматитами, аплитами, жильными гидротермальными образованиями, а также интрузивными телами, в том числе дайками и силлами.

В этом отношении несомненный интерес представляет возрастная классификация разломов Балтийского щита, разработанная группой исследователей во главе с А.В.Савицким [3]. По А.В.Савицкому с соавторами, разломы архейского времени выполнены агматитами, мигматитами, породами амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, группой интрузивных пород (гранитами, габброидами, гипербазитами, пегматитами).

Протерозойские разломы выполнены телами интрузивных пород (габбро-нориты, граниты, гипербазиты, габбро-диабазы, долериты) и тектонитами-мигматитами, бластомилонитами, катаклазитами, породами зеленосланцевой фации метаморфизма.

Разломы палеозойского времени залечены щелочно-ультраосновными породами, нефелиновыми сиенитами, брекчиями, катаклазитами, различного рода гидротермально-метасоматическими породами.

Приведенные материалы показывают, что разломы архей-протерозойского и даже палеозойского времени должны выявляться не по дешифрированию геоморфологических элементов, а по реальным геологическим телам, выполняющим древние разломы – будь то интрузии, гидротермальные образования или тектониты, преобразованные в породы соответствующих фаций метаморфизма. В этой связи структурно-вещественный подход к выделению докембрийских разломов и разломных зон представляется более правильным. Как пример успешного применения данного принципа для изучения тектоники карелид Балтийского щита можно привести монографию В.Г.Загородного и А.Т.Радченко [4]. Конечно, такой анализ гораздо сложнее дистанционного картирования "архейских" разрывов, но достоверное выделение даже небольшого количества докембрийских разломов может принести существенную пользу для геолого-поисковых работ.

Неотектонический (в целом кайнозойский) возраст разрывных нарушений в докембрийских породах Балтийского щита определяется следующими критериями.

1. Хорошая выраженность разломов в рельефе и на аэро- и космоснимках в виде линейных депрессий, ущелий, линейно вытянутых или крестообразных озерных котловин, фиордов и т.д.
2. Наличие многочисленных тектонических зеркал скольжения со штриховкой и полировкой на стенках разломов. Эти зеркала недолговечны как геологическое образование и быстро ветриваются.

Автором [5,6] было установлено, что «экзарационные» типы рельефа четвертичного времени (фиорды, шхеры, озерные котловины в коренных породах, друмлины) своим формированием обязаны разрывным дислокациям разного ранга и порядка. Они занимают свое нормальное место в ансамбле парагенетических структур, которые сопровождают разломообразование. Детальное изучение систем разломов, особенно сдвигов и зон их динамического влияния, показало парагенетическую связь наиболее ярких «экзарационных» типов рельефа (бараньих лбов, курчавых скал, полировки пород, систем штрихов и борозд) с такими структурами, как надвиги, взбросы, сбросы и сдвиги. Массовое развитие перечисленных форм рельефа наблюдается на окончаниях крупных сдвигов и они по существу представляют собой сместители и зеркала скольжения перечисленных приповерхностных разрывных структур, висячие крылья которых большей частью разрушены на глыбово-валунную составляющую.

Разломно-тектонический генезис бараньих лбов и курчавых скал подтверждается следующими данными:

а) в контуре крупных обнажений прослеживается погружение отполированных и изборожденных склонов бараньих лбов и курчавых скал под висячие крылья надвигов, взбросов и пологих сбросов;

б) в интрузивных массивах при гравитационном сползании блоков пород обнажаются отполированные «лысины» типичных бараньих лбов внутриблочного происхождения;

в) тектонический тип поверхности рельефа бараньих лбов и курчавых скал, представляющих собой структурные волны, характерные для надвиговых структур. Зеркальная поверхность «лбов» покрыта пленкой милонитизированных пород, а системы борозд и штрихов имеют параллельное и субпараллельное расположение, типичное для тектонических структур.

Перечисленный широкий спектр морфоструктур и тектоглифов зеркал скольжения включается в арсенал последствий и признаков тектонических дислокаций, что имеет существенное значение для геодинамических исследований.

Что касается происхождения валунно-глыбового материала, то вопреки широко распространенному мнению, вовсе не ледник разрушал кристаллические породы, выламывая блоки и глыбы. Напротив, основная масса этого материала имеет разломно-тектонический генезис, и это тоже признак позднекайнозойского возраста разломообразования. Неотектонические процессы хрупкого разломно-трещинного разрушения верхней части кристаллического фундамента явились первопричиной образования огромных масс валунно-глыбового материала и вдоль разломного дислоцирования части его – с формированием тектонической «морены» – брекчий трения, включающих динамически обработанные, утюгообразные валуны со штриховкой и бороздами.

Обозначенные геодинамические процессы являются важными для поисковой геологии, так как часть крупнообломочного материала на участках сжатия сдвигов выводится на поверхность с

глубин до первых сотен метров. При пересечении такими разломами рудоносных тел, имеющих «слепое» залегание, рудные обломки могут быть выведены на дневную поверхность. С учетом этих природных явлений автором разработан новый метод валунных поисков рудных месторождений [7,8], приобретающей теперь не только поверхностную, но и глубинную составляющую.

Другая часть крупнообломочных масс поступала за счет разрушения крутых склонов неотектонически поднятых горстов, также широко развитых на Балтийском щите. В последующем глыбы и щебень окатывались в руслах рек, на побережьях морей и озер.

Литература

1. Тектоника восточной части Балтийского щита (Перевозчикова В.А., Беляев К.Д., Булин Н.К. и др.). Л.: Недра, 1974. 288 с.
2. Николаев Н.И. Роль неотектоники в эволюции Земли // Геоморфология. 2001. №3. С. 5–18.
3. Савицкий А.В., Афанасьев Е.Н., Гукасян Г.О., Петрова Ю.В. Разрывные нарушения северо-запада Русской платформы и их металлогеническое значение // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л.: Наука, 1986. С. 39–52.
4. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 110 с.
5. Чувардинский В.Г. Неотектоника восточной части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 2000. 287 с.
6. Чувардинский В.Г. Букварь неотектоники. Новый взгляд на ледниковый период. Апатиты: КНЦ РАН, 2006. 85 с.
7. Чувардинский В.Г. Методология валунных поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1992. 138 с.
8. Чувардинский В.Г. Разрывная неотектоника и новые поисковые методики. Апатиты: КНЦ РАН, 2001. 100 с.

О геолого-геохимической эволюции гранитоидного магматизма Уфалейского антиклинория (Средний-Южный Урал)

Шардакова Г.Ю.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, e-mail: shardakova@igg.uran.ru

Уфалейский антиклинорий (УА) является составной частью Уфалейского-Уралтаусского мегантиклинория (система Центрально-Уральского поднятия), и протягивается параллельно общепараллельно уральским структурам с севера на юг на расстояние около 150 км. На севере он граничит с Кваркушко-Синегорским, на юге – с Башкирским антиклинориями, расположенными в Западно-Уральской структурно-формационной зоне, которая в R_2 -V представляла собой систему рифтогенных структур западной периферии Восточно-Европейской платформы.

Анализ литературного и фондового материала показывает, что описываемая структура изучена крайне неравномерно. К тому же увязка информации по петрологии, геохимии и изотопно-возрастным характеристикам разных частей УА не производилась. Задача наших исследований – продвинуться в этом направлении, дополнить представления об эволюции гранитоидного магматизма УА и сопоставить с расположенными севернее и южнее структурами. Данная работа – это только «первые шаги».

Истории геологического развития северной части УА посвящена новая публикация московских исследователей [2]. Их данные показывают, что в позднем докембрии развитие территории шло от субплатформенного режима осадконакопления через рифтогенный магматизм (R_2) к накоплению мощных осадочно-вулканогенных толщ с контрастными вулканитами (R_3). Здесь распространены метабазалты и метариолиты указарской свиты, которую принято параллелизовать с щеголовитской свитой басегской серии Кваркушко-Синегорского антиклинория (верхний рифей) [11]. Определения Pb-Pb возраста [2] дают цифры 1100 и 600 млн. лет. Из интрузивных гранитоидов в северной части УА развиты гранито-гнейсы чувовского (V_1 , по [2]) и битимского (559 млн. лет)

комплексов. Авторы считают, что здесь имела место орогенная стадия развития, формирование вендских гранитоидных серий происходило в условиях сжатия.

Уфалейский блок (УБ) пространственно входит в одноименный антиклинорий, он отделен от северной части УА субширотным разломом. Многими исследователями принято рассматривать блок в качестве самостоятельной структуры ввиду крайней сложности строения; некоторые из них [6, 9] склоняются к тому, что собственно Уфалейским блоком (террейном) следует считать лишь центральную, клиноподобную часть, расположенную напротив Уфимского выступа и сложенную амфиболитами и гнейсами различной основности и, в меньшей степени, гранитоидами. По мнению А.И. Русина [9], совокупность геологических признаков не позволяет прямо сопоставлять УБ с какой-либо из уральских структур; и процедура эта невозможна без корректных изотопных данных. Проблемам геологии и генезиса УБ посвящены работы Г.А.Кейльмана [4], Т.И. Глушковой [1983ф], А.И. Белковского [1 и др.] и ряда других исследователей [12-14].

Для ясности автор придерживается схемы, согласно которой в строении УБ принято выделять две зоны – Западно- и Восточно-Уфалейскую [4, 3]. Первая из них, по-видимому, является краем фундамента Русской платформы, вторая – глубинным срезом палеосубдукционной зоны Урала с реликтами океанических образований. Кроме того, в работе [1] отмечается, что Западно-Уфалейская зона имеет двучленное строение (указарская и егустинская пластины), которые принципиально отличаются между собой и от восточной части по предполагаемому составу протолита, в результате эволюции и переработки которого сформировались все типы пород указанных сегментов. В любом случае никем не оспаривается, что УБ – структура сложная, сформирована в результате комплекса геотектонических процессов, на фоне которых проявлены магматические серии, имеющие различный состав, геохимические и изотопно-возрастные характеристики.

Автором (с коллегами) подробно изучена центральная часть УБ (Западно-Уфалейская зона), сложенная гранито-гнейсами и ассоциированными с ними амфиболитами и прорывающими их гранитоидами (Н-Уфалейский массив). Показано, что первые 2 типа пород по петрогеохимическим и возрастным характеристикам близки к среднерифейским metabазальтоидам и метариолитам кувашской и машакской свит и их интрузивным аналогам – габброидам и гранитоидам (Рябиновский и Губенский массивы) Кусинско-Копанской интрузии, а то есть являются вещественным выражением процесса континентального рифтогенеза в этой области. Гранитоиды Н-Уфалейского массива, датированные Rb-Sr и Sm-Nd методами [12] (317 млн. лет), принципиально отличаются от древних гранито-гнейсов по петрогеохимическим параметрам и формально близки к породам надсубдукционных серий, эталоном которых для Урала является верхисетская. Гранитоиды имеют низкие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70428) и высокие ϵ_{Nd} (около +4), что указывает на значительную роль мантийного (океанического?) материала в субстрате для их выплавления. Модельные Nd-возраста (655-541 млн. лет) пород Нижнеуфалейского массива не подтверждают А-PR₁ возраст субстрата, как считалось ранее [4, 6], и позволяют предполагать, что гнейсы и амфиболиты «рамы» не являются источником для выплавления нижеуфалейских гранитоидов. Расчеты, наряду с ярко выраженными геохимическими различиями, не позволяют согласиться и с представлениями о том, что единым протолитом для гранитов Н-Уфалейского массива явились среднерифейские габбро-нориты «кусинского» типа, как утверждается в работе [1].

По всей видимости, тому, что источник для интрузивных гранитоидов Н-Уфалейского массива был «смешанный», способствовала аккреция, сопровождавшая коллизионный процесс на границе Восточно-Европейского и Казахстанского континентов. Поскольку доля океанической компоненты в нем существенна, гранитоиды УБ, а также ряда пограничных с Восточно-Европейской платформой сегментов (Киалимский и Уржумский массивы, север зоны Уралтау) приобрели геохимические параметры, близкие к таковым для надсубдукционных образований [12, 13].

Полученные в последнее время изотопные датировки офиолитов и базитов из разных зон Урала [7, 8 и др.] –670-540 млн. лет, относящиеся к кадомскому циклу, фиксирующему переход от рифтогенно-платформенного этапа к этапу раскрытия Палеоуральского океана, позволяют предполагать присутствие в центральной части УБ нескрытых (ксеногенных?) «океанических» пород R₃-V, которые играли существенную роль в субстрате гранитоидов Н-Уфалейского массива. Таковыми могли являться, например, фрагменты докембрийской офиолитовой ассоциации типа тиманид [8].

По минеральному составу, возрасту и геохимическим характеристикам к гранитам Н-Уфалейского массива очень близки породы В-Уфалейского (Суховязовского) массива, расположенного на границе УБ с зоной Главного Уральского разлома, описанные ранее в работах [14 и авторов].

Кроме того, в фондовых материалах приводятся К-Аг возраста тоналитов (образующих небольшие тела среди гранитов Н-Уфалейского массива), составляющие около 430 млн. лет; декларируется, что эти породы имеют реоморфическое происхождение [Глушкова, 1983ф]. Несомненно, эти цифры нуждаются в подтверждении более современными методами.

Южная и восточная части УА изучены подробно, но несколько фрагментарно; геохимии и металогении представленных здесь пород (гранитоидов и метасоматитов) посвящены работы Е.П. Мельникова [5], В.Н. Сазонова и др. [10]. Важными являются приводимые ими возрастные датировки гранитов, секущих гнейсы и амфиболиты куртинской свиты (р-н пос. Слюдорудник) –245 млн. лет (К-Аг метод, по слюдам), что, учитывая вторичные изменения гранитов, может отражать и время наложенных на них преобразований.

Возрастные и геохимические параметры гранитоидов УА представлены в таблице. Туда не включены данные, приводимые в обстоятельной работе А.И. Белковского, Я.А. Белковской [1], поскольку их трактовка несколько неоднозначна, поэтому просто отсылаю всех интересующихся к данной работе.

Таблица. Обобщенные геолого-геохимические параметры гранитоидов Уфалейского антиклинория

Объект параметр, по [2]	Указарская свита	Чусовской комплекс, южный ареал	Чусовской комплекс, чусовской ареал	Битимский комплекс, южн. ареал	Битимский комплекс, чусов. ареал
Позиция	Северная часть УА				
Состав серии	метариолиты, гранито-гнейсы	гнейсо-граниты	гранодиориты, адалеллиты, граниты	гнейсо-граниты, лейкограниты	граниты, гнейсо-граниты
Гл. фаза	гранито-гнейсы	гнейсо-граниты	граниты	гнейсо-граниты	гнейсо-граниты
Rb, Sr (г/т)	13-111, 29-160	4-40, 15-40	200-230, 670-870	81-122, 13-27	52, 385
Возраст, млн. лет	1100, 600 (Pb-Pb)	V ₁ (?)	V ₁ (?)	559 (Pb-Pb)	V ₁ (?)
Σ PЗЭ, (г/т)	49-115	41-160	96-108	121-258	182
La _n /Yb _n	2,2-5,8	2-12	13-14	11-21	21
Аномалии распр. PЭ	–	–	Nb (+), Ti (–), Sr (+), Ba (–)	Nb (0), Ti (–), Sr (–)	–
Eu/Eu*	<1, около 1	<1	<1	<1	<<1
Режим формирования	континент. рифтогенез	рифтогенез+орогенез	рифтогенез+орогенез	орогенез	орогенез
Механизм генерации	дифференциация+метаморфизм	дифференциация+метаморфизм	анатексис	анатексис	анатексис

Объект параметр	Уфалейский комплекс	Ранне-н.уфалейский комплекс	Суховязовский массив [12]	Н-Уфалейский массив	пос.Слюдорудник [8]
Позиция	Уфалейский блок, центр УА	УБ, центр УА	Граница ГУР и УБ, восток УА	УБ, центр УА	УБ, Ю-З часть УА
Состав серии	гранодиориты-гранито-гнейсы	гранодиориты-граниты	габбро-адалеллиты	гранодиориты-граниты	граниты
Гл. фаза	гранито-гнейсы	гранодиориты	адалеллиты	граниты	граниты
Rb, Sr (г/т)	25-80, 79-200	–	30–60, 600–980	47–100, 400–900	–
Возраст, млн. лет	1100–900 (U-Pb)	433 (K-Ar)	317 (U-Pb)	317 (Rb-Sr, Sm-Nd)	245 (K-Ar)
Σ PЗЭ, г/т	100–300	–	50–100	40–100	26–36
La _n /Yb _n	6–9	–	10–25	10–30	2,3–2,7
Аномалии распр. PЭ	Ti (–), Sr (–), Ba (–)	–	Nb (–), Ti (–), Sr (+)	Nb (–), Ti (–), Sr (+)	–
Eu/Eu*	<1	–	около 1	около 1	<1
Режим формирования	континент. рифтогенез	островодужная стадия (?)	субдукция (на границе зон)	коллизия+аккреция	коллизия
Механизм генерации	дифф.+метаморфизм	анатексис (?)	дифф.+анатексис	дифф.+анатексис+метаморфизм	анатексис

Сопоставление результатов новых анализов, выполненных в ходе геологосъемочных работ в 2006-07 гг., с составами гранитоидными серий известных геодинамических обстановок, геохимических типов и возрастных рядов показывает, что в пределах УА наблюдается еще большее разнообразие гранитоидов, чем показано в таблице; процесс гранитообразования в данной структуре был многоэтапным, и механизм формирования серий не был однотипным.

Что касается субстрата для выплавления гранитоидов УА, для установления его природы во всех объектах данных, конечно, не достаточно. Остановимся лишь на конкретных примерах. В северной части УА присутствуют вулканиты с возрастными 1100 и 600 млн. лет, развивающиеся, по мнению авторов [2], на коре переходного типа. Первые, по нашим данным, близки к амфиболитам УБ, расположенного южнее, а вторые могли бы входить как составная часть в субстрат для выплавления гранитоидов Нижнеуфалейского массива. В северной части УА присутствуют также гранитоиды (450 и 559 млн. лет), соответствующие внутриплитным образованиям и являющиеся результатом «поздневендских орогенно-коллизийных процессов» [там же]; по геохимическим параметрам некоторые из них сходны с соответствующими породами изученной нами центральной части УБ. Авторы работы [2] склонны рассматривать северный сегмент УА в качестве периферической части байкалит (тиманид) Полярного и Северного Урала, тектонически сближенной с субплатформенным обрамлением (Западно-Уральская мегазона). Если это так, то не исключено и присутствие скрытых фрагментов пород с океаническими характеристиками; это также может являться одним из аргументов в пользу изложенного нами выше предположения о субстрате для выплавления гранитоидов Н-Уфалейского массива.

В целом, полученные нами возрастные и изотопные данные в сочетании с имеющимися опубликованными сведениями свидетельствуют о гетерогенности состава и строения Уфалейского антиклинария и значительной части западного сектора Центрально-Уральского поднятия.

Литература

1. *Белковский А.И., Белковская Я.А.* Биотиты и вермикулиты Уфалейского метаморфического блока (Средний Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 130 с.
2. *Гаврилова С.П., Градовский И.Ф., Караулов В.Б и др.* Позднепротерозойский магматизм Уфалейского антиклинария // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2007. № 1. С. 11–21.
3. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд. лет) и строения Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.
4. *Кейльман Г.А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 199 с.
5. *Мельников Е.П.* Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца. М.: Недра, 1988. 215 с.
6. *Нечехин В.М., Краснобаев А.А., Соколов В.Б.* В сб: Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты: КНЦ РАН, 2000. С. 201–203.
7. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 144 с.
8. *Пучков В.Н.* Проблема докембрийских офиолитов на Урале // XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 121–129.
9. *Русин А.И.* Метаморфические комплексы Урала и проблема эволюции метаморфизма в полном цикле развития литосферы подвижных поясов. Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 28 с.
10. *Сазонов В.Н., Викентьева О.В., Огородников В.Н. и др.* РЗЭ в колонках пропилитизации, альбитизации, эйситизации и березитизации-лиственнитизации пород различной кремнекислотности: эволюция распределения, причины и практическое значение // Литосфера. 2006. № 3. С. 108–124.
11. *Шалагинов В.В. и др.* Схема стратиграфии докембрийских отложений Урала // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала. Докембрий, палеозой. Екатеринбург, 1994. С. 9–20.
12. *Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С., Ронкин Ю.Л. и др.* Rb-Sr возраст и геохимия интрузивных гранитоидов Уфалейской зоны (Ю.Урал) // ДАН. 2005. Т. 405. № 6. С. 799–803.
13. *Шардакова Г. Ю., Шагалов Е. С., Середа М. С.* Геохимические различия гранитоидов Таганайско-Иремельского антиклинария (Центрально-Уральская мегазона) // ДАН. 2007. Вып. 413. № 4. С. 545–549.
14. *Hetzl R., Romer R.L.* U-Pb dating of the Verkhniy Ufaley intrusion, middle Urals, Russia: a minimum age for subduction and amphibolite facies, overprint of the East European continental margin // Geol. Mag. 1999. V. 136. № 5. P. 593–597.

Тектономагматическое развитие Земли

Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, г. Москва,
e-mail: sharkov@igem.ru

Всегда ли на Земле существовала тектоника плит, а если нет, то как далеко в историю нашей планеты может быть пролонгирован этот современный тип тектономагматической активности? Одни исследователи, на основании геохимических данных, полагают, что характер тектономагматических процессов практически не менялся начиная с эоархея и может быть описан в терминах современной плейт-тектоники. Другие специалисты, принимая во внимание не только геохимические, но и геологические данные, настаивают на специфике развития Земли в раннем докембрии, не имеющей аналогов в ее дальнейшей истории. В таком случае когда и как происходил переход от плюм-тектоники раннего докембрия к плейт-тектонике неогея?

1. Проблема первичной земной коры

Состав первичной земной коры давно является предметом дискуссии, где преобладают две точки зрения:

(1) традиционная, заложенная еще со времен господства представлений о геосинклиналях, предполагает, что эта кора имела базитовый состав, а сиалическая кора появилась позже в результате геосинклинального процесса или, в современных терминах - тектонических процессов на конвергентных границах плит. Соответственно, при эволюции Земли происходит постепенное наращивание континентальной коры за счет океанической.

(2) первичная кора была сиалической, с чем согласуется преимущественно гранитоидный состав архейской земной коры и последние изотопные и геохимические данные по сформировавшимся из гранитоидных расплавов детритовым цирконам из Джек-Хиллс (Австралия) с возрастом 4.4. млрд. лет, (Т. Харрисон и др.). И только начиная с середины палеопротерозоя, в связи с появлением тектоники плит и систем дуга-задуговое море, где в процессы субдукции вовлекается древняя сиалическая кора; по-видимому, началась ее крупномасштабная замена на мафитовую (океаническую), продолжающаяся и поныне.

С точки зрения петрологии и физической химии, принципиальных различий между этими двумя точками зрения нет: и та, и другая модель требует глобального расплавления первичного хондритового вещества, чтобы образовать первичную земную кору. В этом случае конечный результат должен зависеть только от степени дифференциации расплава при затвердевании глобального магматического океана, возникновение которого могло быть связано с выделением энергии уплотнения вещества, существованием короткоживущих изотопов, массовой метеоритной бомбардировкой и т.д.

Как показал еще Г. Джеффрис, из-за различий в величинах адиабатического градиента и градиента точки плавления в колонне расплава, их затвердевание должно было происходить направленно, снизу вверх. В результате направленной кристаллизации поверхности затвердевших планет (их первичные коры) должны были быть сложены наиболее низкотемпературными фракционатами, а состав последних напрямую зависел от мощности этих океанов – чем она была больше, тем большее количество низкотемпературных компонентов должно было накопиться к моменту достижения ими поверхности тела.

Геологические данные (резкое преобладание гранитоидов в архейской коре, не имеющее аналогов в более поздние периоды, а также результаты изучения древнейших цирконов, скорее свидетельствуют в пользу первично-сиалической земной коры. Из-за практического отсутствия в хондриках калия можно ожидать, что это будут преимущественно плагиограниты. С этим полностью согласуются данные по архейской земной коре, особенно ранней, где доминируют гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии. Вероятно, разной мощностью глобальных магматических океанов на Земле и на Луне и объясняется разница в составе их первичных кор.

Эта сиалическая кора впоследствии была многократно интенсивно переработана в процессах дальнейшего тектономагматического развития Земли. Такая переработка, очевидно, включала переплавление сиалического материала над внутрикоровыми очагами высокотемпературных мантийных

магм, что должно было приводить к «обнулению» его изотопных систем., и, соответственно, к понижению изотопного возраста пород. Очевидно, с формированием такой коры в процессе направленного затвердевания магматического океана связано и первичное истощение вещества верхней мантии, фиксируемое уже в вулканитах древнейшего из известных к настоящему времени зеленокаменного пояса Исуа с возрастом ~3.8 млрд. лет (Р. Фрей и др.). Комплементарность составов деплетированной мантии и континентальной коры уже сравнительно давно рассматривается рядом геохимиков как свидетельство отделения последней от примитивной мантии на ранних стадиях формирования Земли.

2. Тектономагматические процессы в архее и в раннем палеопротерозое

Главными тектоническими структурами архея и раннего палеопротерозоя, в отличие от фанерозоя, являются гранит-зеленокаменные области (ГЗО) и разделяющие их гранулитовые пояса умеренных давлений. При этом ГЗО представляли собой области растяжения, воздымания и сноса, а гранулитовые пояса –преобладающего сжатия и погружения. Характерно наличие структурно-метаморфической зональности при переходе от одной области к другой, выражающейся в усилении степени деформаций от ГЗО к гранулитовым поясам и степени метаморфизма от зеленосланцевой фации до гранулитовой практически в изобарических условиях (5-7 кбар). Поскольку переходы между метаморфическими фациями связаны, главным образом, с повышением температуры, а не давления, то повышение температуры из-за слабой эффективности кондуктивной теплопроводности, было связано главным образом с выделением тепла в процессе деформаций наиболее интенсивных в пределах гранулитовых поясов.

ГЗО в основном образованы гнейсо-гранитами и мигматитами ТТГ-серии, а зеленокаменные пояса составляют не более 10–20% их площадей. Обычно это обрывки удлиненных структур, образующих неправильную сеть в ТТГ-матрице. Они выполнены преимущественно образованиями коматит-базальтовой серии и вулканитами, близкими по составу к фанерозойским островодужным комплексам – это андезиты, бонинитоподобные породы и др., а также осадочными породами –преимущественно туфами, метаграувакками, хемогенными осадками, железистыми кварцитами, грубообломочными и вулканокластическими турбидитными отложениями. В то же время для гранулитовых поясов характерны более зрелые осадки – метапелиты, парасланцы, кварциты, мрамора и т.д., указывающие на их формирование в крупных седиментационных бассейнах (С.Р. Тейлор и С.М. Мак-Леннан). Синкинематический магматизм здесь представлен коровыми эндербитами и чарнокитами.

Из всего этого следует, что ГЗО и гранулитовые пояса представляли собой принципиально разные тектонические структуры, и все рассуждения о тектонике плит касаются только ГЗО, где и встречены близкие по химизму к фанерозойским островодужным комплексам породы; при этом ситуация в целом никак не похожа на современную тектонику литосферных плит.

К протерозою земная кора, вследствие общего охлаждения Земли, стала жесткой, о чем можно судить по появлению рифтогенных структур, огромных роев даек и крупных мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузивов. Характер же тектоно-магматической активности в раннем палеопротерозое, изменился мало: место ГЗО заняли кратоны, разделенные гранулитовыми поясами. Как и в архее, между кратонами и гранулитовыми поясами, развивались промежуточные подвижные зоны пологого течения корового материала в сторону от кратонов к гранулитовым поясам.

Преобладающим типом магматизма стали образования кремнеземистой высоко-Mg (бонинитоподобной) серии (КВМС), слагающие крупные изверженные провинции в пределах кратонов. По формальным геохимическим признакам (высокие содержания кремнезема, Al, Mg и Cr, повышенные концентрации Ni, Co, Cu, V и элементов платиновой группы (ЭПГ), а также некогерентных элементов, включая LPЗЭ, при дефиците Fe, Ti, Nb и щелочей) породы КВМС близки к островодужным породам фанерозоя. От последних они отличаются отрицательной величиной ϵNd , свидетельствующей о крупномасштабной ассимиляции пород архейской коры. И если в мезо- и неорхее подобные расплавы играли в целом подчиненную роль, в раннем палеопротерозое они доминировали.

Каково было происхождение этих пород, да и, по-видимому, большинства метабонинитов архея? По-видимому, решающую роль здесь играло то обстоятельство, что достигнув уровня своей плавучести, глубинные высокотемпературные мантийные ультрамафические расплавы (возможно, те же коматиты) растекались, формируя магматические очаги и далее перемещались уже по меха-

низму зонной плавки, т.е. путем проплавления кровли и кристаллизации у дна, что и обеспечивало крупномасштабную ассимиляцию вещества деплетированной верхней мантии и нижней коры.

Появление крупных изверженных провинций предполагает существование под ними мантийных суперплюмов, которые, в отличие от фанерозойских, судя по составу расплавов, были сложены материалом деплетированной мантии. Растекание их головных частей, по-видимому, и приводило к появлению ГЗО и компенсационных структур сжатия (гранулитовых поясов) – главных тектонических структур раннего докембрия.

3. Геологическая катастрофа

Рубеж 2.3-2.2 млрд. лет назад охарактеризовался массовым появлением на всех докембрийских щитах геохимически-обогащенных Fe-Ti пикритов и базальтов, аналогичных развитым в фанерозойских внутриплитных ситуациях. В отличие от предыдущих расплавов, согласно геохимическим и изотопным данным, они произошли из обогащенного мантийного материала. Подобные расплавы в небольшом количестве устанавливаются и в архее, но на этот раз становятся главным типом магматической активности, приводя к исчезновению КВМС.

Важно, что характер тектонической активности при этом не менялся – новые расплавы наращивали разрезы в тех же рифтогенных структурах, формировались рои даек и крупны расслоенные интрузивы, уже титаноносные, типа Гремяхи-Вырмес на Кольском п-ве и Елетьозера в Карелии. Иными словами, на смену одной изверженной провинции пришла другая, уже современного типа, причем изменение состава магм вначале не сопровождалось изменением тектонических процессов. Только через 200-300 млн. лет, когда на рубеже 2 млрд. лет назад появились первые складчатые пояса фанерозойского типа, с офиолитовыми комплексами в понимании Пенроузской конференции, островными дугами, задуговыми бассейнами, батолитами и т.д., которые при закрытии океанов преобразовались в орогены. На Балтийском щите это Свекофеннский ороген, на Канадском – Уормей, Транс-Гудзонский, Унгава и др. и т.д.

После стабилизации этих орогенов около 1.8 млрд. лет назад на их месте образовалась мощная (до 70–80 км) сиалическая кора, и последующий внутриплитный магматизм здесь был преимущественно фельзитическим, поскольку основная часть базальтовых расплавов оставалась в толще земной коры, инициируя крупномасштабное плавление сиалического материала. Такие пояса с возрастом 1.7–1.5 млрд. лет формировались на всех докембрийских щитах. Их промежуточными очагами, по-видимому, являлись массивы анортозитов-рапакиви, типичные для мезопротерозоя Восточно-Европейского кратона, Канадского, Индийского и др. щитов.

Таким образом, на рубеже около 2 млрд. лет назад геодинамические процессы и вещественный состав мантийных расплавов испытали скачкообразное изменение практически одновременно в масштабе всей Земли (его признаки устанавливаются на всех докембрийских щитах), т.е. произошла крупнейшая в истории Земли геологическая катастрофа. Именно с того времени воцарилась тектоника плит, существующая и поныне.

Аналогичная катастрофа имела место и Луне, где до рубежа 3.9 млрд. лет назад магматизм был близок к образованиям земной КВМС, а после этого формировались лунные моря с характеристиками геохимически-обогащенного магматизма

4. Причины геологической катастрофы

Из приведенных материалов следует, что спустя примерно 2.5 млрд. лет после образования Земли, на смену мантийным расплавам архея и раннего палеопротерозоя, происшедшим за счет истощенных источников верхних геосфер, на рубеже 2.2-2.3 млрд. лет назад в тектоно-магматические процессы стало вовлекаться новое, геохимически-обогащенное вещество, ранее практически в них не участвовавшее. Вначале это никак не сказалось на тектонических процессах, однако через 200–300 млн. лет это привело к их кардинальным изменениям, к появлению плейт-тектоники, действующей и поныне. Где хранилось это вещество, каким образом оно было активировано и почему это привело к таким последствиям?

К этому могла привести только комбинация двух независимых факторов: (1) Земля изначально была гетерогенной и (2) ее разогрев происходил сверху вниз, от поверхности к ядру, сопровождаясь охлаждением внешних оболочек. Гетерогенная аккреция Земли предполагает, что вначале об-

разовалось железное ядро, а уже потом на него напал силикатный хондритовый материал. По-видимому, после завершения аккреции началось раскручивание новообразованной планеты, что и привело к возникновению центростремительного потока энергии. В результате волна разогрева достигла ядра в последнюю очередь, благодаря чему его вещество, обеспечивающее до настоящего времени существование суперплюмов современного типа, поступило в оборот последним. По-видимому, после того, как ядро полностью расплавилось (согласно палеомагнитным данным максимальная магнитуда магнитного поля была достигнута около 2.2-2.0 млрд. лет назад и с тех пор постепенно уменьшается) ситуация стабилизировалась, и этом режиме, очевидно, существует до сих пор.

Из этого следует, что на рубеже 2.2-2.0 млрд. лет назад могло начаться массовое поступление из жидкого ядра флюидов, обогащенных Fe, Ti, щелочами и другими несовместимыми элементами, инициирующими подъем суперплюмов второго поколения. Их вещество, благодаря наличию флюидов, имело меньшую плотность и могло достичь более умеренных глубин, где растекание головных частей этих суперплюмов уже могло приводить к активному взаимодействию с древней жесткой литосферой: ее разрывам с формированию океанической коры, возникновению и перемещению плит и т.д., т.е. к появлению плейт-тектоники.

Обращает на себя внимание, что таким же образом развивалась и Луна, только по сокращенному сценарию и значительно быстрее. Для магматизма ранних этапов ее эволюции были характерны деплетированные расплавы типа земных KBMC, а после 3.9 млрд. – морские базальты внутриплитного типа, в том числе высоко-Ti с повышенным содержанием несовместимых элементов. Возможно, так развивались и другие твердые планеты земной группы, особенно Марс и Венера, где наблюдаются фрагменты древней коры среди огромных пространств, залитых базальтами

Работа поддержана грантом РФФИ 07-05-00496.

Выводы

1. Характер тектономагматической активности в раннем докембрии (архей, ранний палеопротерозой) резко отличался от фанерозойского – главными тектоническими структурами тогда были гранит-зеленокаменные области и разделяющие их гранулитовые пояса, а мантийные расплавы поступали из деплетированного источника.

2. На рубеже 2.2-2.0 млрд. лет произошла кардинальная перестройка – появились геохимически-обогащенные расплавы, устанавливаются офиолиты в понимании Пенроузской конференции, орогены фанерозойского типа, т.е. ситуация уже может быть описана в терминах современной тектоники плит.

3. Предполагается, что такое развитие событий могло быть обусловлено только комбинацией 2-х факторов: (1) Земля изначально была гетерогенной, и (2) ее разогрев происходил сверху вниз, от поверхности к ядру, сопровождаясь охлаждением внешних оболочек. Благодаря этому материал первичного ядра долгое время сохранялся практически нетронутым и включился в глобальные тектономагматические процессы только около 2 млрд. лет назад.

4. Поскольку по этому же сценарию, хотя и сокращенному, развивалась и Луна, можно думать, что такое развитие событий имело место и на других планетах земной группы.

Основные новые положения Петрографического кодекса II издания (эндогенные образования)

Шарпенюк Л.Н., Жданов В.В., Кухаренко Е.А., Костин А.Е.

ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, e-mail: lyudmila_sharpenok@vsegei.ru

Анализ замечаний и предложений к Петрографическому кодексу 1995 г., а также анализ практики его применения выявили основные направления в отношении магматогенных, метаморфических, метасоматических и мигматитовых образований, требующие дополнений или изменений.

I. Среди направлений, касающихся магматогенных образований следует, в первую очередь, отметить следующие:

- 1) совершенствование химической классификации (TAS-диаграммы) вулканических пород;
- 2) уточнение диагностических таблиц для различных семейств магматических пород;
- 3) совершенствование классификации и номенклатуры вулканических обломочных (вулканокластических) горных пород;

5) уточнение и разработка положений о петрографических подразделениях различных иерархических уровней, в том числе об укрупненных подразделениях, необходимых при составлении Серийных легенд и Госгеолкарт 1000/3;

4) разработка таксономии подразделений для осадочно-вулканогенных образований в качестве самостоятельных объектов картирования и картографирования.

– С целью усовершенствования TAS-диаграммы, рекомендованной Подкомиссией по систематике магматических пород МСГН, одной из рабочих групп по подготовке Петрографического кодекса II редакции (ПК-II) разработаны предложения, касающиеся главным образом кислых вулкаников, поля которых были на этой диаграмме крайне загроблены. Для обоснования этих предложений была создана база данных для этих пород, содержащая более 4000 химических анализов из опубликованных работ по различным регионам Мира. При создании базы данных соблюдались все принципы и правила, определенные Подкомиссией, а при статистическом анализе данных и выделении полей классификационной диаграммы использовалась программа GRAPHER. При этом для каждой группы пород строились гистограммы частоты распределения, оконтуривались области максимумов и затем проводились границы полей.

В результате проделанной работы вместо трех полей (дацитов, трахидацитов-трахитов, риолитов), существовавших ранее на TAS-диаграмме в области кремнекислых пород, четко обособились тринадцать. Новые очертания получили поля всех кремнекислых пород (от низкощелочных через нормально–и умереннощелочные до щелочных), а также трахитов и щелочных трахитов. При этом для кремнекислых магматитов отчетливо проявилось отклонение границ их полей от вертикального положения (для низко- и нормальнощелочных) к оси суммы щелочей по мере роста щелочности пород. Эта тенденция была выявлена работами Подкомиссии по систематике магматических пород МСГН для вулкаников среднего и основного состава и подтверждена нами для кремнекислых пород. В дальнейшем будет целесообразно видоизменить поле трахиандезитов, подразделив его с учетом существования этих пород в составе разных петрохимических ассоциаций – дифференциатов риолитоидной или базальтоидной магм. Представляется важным выделение полей низкощелочных пород в кислой части диаграммы, поскольку, несмотря на сравнительно небольшой объем этих пород, они являются индикаторными для определенных тектонических режимов. Следует также отметить, что в соответствии с усовершенствованием TAS-диаграммы, а также с привлечением дополнительного материала по химическому составу магматитов уточнены диагностические таблицы для различных семейств этих пород; кроме того, в приложениях к Кодексу приведены также классификация и номенклатура пород лампроитовой и кимберлитовой серий и лампрофиров.

– Геологам-вулканологам хорошо известно, что для вулканогенных обломочных (вулканокластических) пород существует много классификаций, по ряду положений сходных, но часто противоречивых. Критический анализ всех этих классификаций, а также обобщение многочисленных опубликованных материалов по этим породам позволил рабочей группе разработать усовершенствованный вариант этой классификации. В соответствии с этим вулканокластические породы по ряду признаков отделены от других пород, содержащих вулканогенный материал, и в свою очередь подразделены по генезису, а также по размерности обломочного материала. По сравнению с прежними вариантами в классификации, принятой в ПК-II, уточнены классификационные признаки, упорядочена терминология, касающаяся вулканокластитов, больше внимания уделено продуктам подводных извержений, которые убедительно диагностируются многими вулканологами. В соответствии с этим в классификацию впервые введены гидроэксплозивные породы, широко выделяющиеся в ряде регионов, особенно в областях проявления современного вулканизма.

– С целью решения задач геологических исследований различных масштабов, в том числе составления Госгеолкарты 1000/3, ПК-II предусмотрена таксономия (иерархическая система) подразделений магматических образований: 1) «магматический комплекс» – базовая (основная) таксономическая единица; 2) «фаза», «фация» магматических комплексов – элементарные, вспомогательные единицы низшего ранга; 3) закономерные ассоциации магматических комплексов как укрупненные подразделения: фациальный ряд – «вулcano-плутоническая ассоциация»; «временной ряд (серия)», «латеральный ряд»; 4) «группа» – пространственно-временная ассоциация комплексов.

Для всех разноранговых петрографических подразделений магматических образований определены их признаки: вещественного состава пород, пространственной и временной их близости, геологического и конституционного строения, соотношения с вмещающей средой. Время образования и распространенность подразделений ограничены определенными событийными рамками и геологическим пространством, соответствующими рангу подразделения. Выделение разноранговых подразделений составляет сущность расчленения природных ассоциаций магматических образований при геологическом картировании и картографировании различных масштабов и призвано обеспечить единообразный подход к корреляции этих образований при составлении Серийных легенд и унифицированных схем магматизма в пределах изучаемых территорий.

– Для совершенствования картирования и картографирования толщ, объединяющих в своем составе как вулканогенные, так и осадочные породы, Петрографическим кодексом II редакции подготовлен новый самостоятельный раздел, предусматривающий возможность выделения разноранговых подразделений вулканогенно-осадочных и осадочно-вулканогенных образований. В качестве базовых подразделений приняты комплексы (вулканогенно-осадочные и осадочно-вулканогенные) и предусмотрены вспомогательные и укрупненные подразделения. Для всех этих подразделений, как и в случае с магматическими и, определены их приобразованиямзнаки – вещественный состав, конституционное строение и динамика формирования, геологическое строение, а также событийные и пространственные рамки их проявления и соотношение с вмещающей средой. Полагаем, что введение в практику работ этих подразделений в значительной мере упростит составление карт различных масштабов и обеспечит взаимопонимание между их составителями.

– Помимо изменений для магматических образований по перечисленным основным направлениям в ПК-II уточнены или разработаны и другие положения, в том числе:

– требования валидности различных петрографических подразделений и положения об использовании условно валидных, вспомогательных и невалидных подразделений;

– правила наименования петрографических подразделений различных иерархических уровней и правила наименования временных и латеральных рядов комплексов;

– требования к петротипам комплексов и их рядов, конкретизированы правила их описания, а также правила и формы корреляции магматических и метаморфических образований.

II. В первом издании Петрографического кодекса метаморфические, метасоматические и гранитизированные породы объединялись в один генетический тип пород, образованных в процессе минерального и структурно-текстурного преобразования протолита без нарушения его твердого состояния. В кодексе отмечалось несовершенство классификация этого типа пород, что ведет к неоднозначности их выделения и картографирования, однако проблема классификации была отложена на будущее.

1. В новом Петрографическом кодексе метаморфические и метасоматические породы рассматриваются как отдельные самостоятельные генетические типы, а мигматиты выделены как промежуточный тип между метасоматическими и магматическими породами. Предпринята классификация каждого типа пород с попыткой введения единого классификационного принципа для всех кристаллических, в том числе магматических, пород. Выделяется три группы таксонов: а) нижнего уровня – признаки непосредственно наблюдаемые (минеральный состав и структурно-текстурные особенности); б) среднего уровня – признаки, полученные аналитическим путем (кислотность, щелочность, глиноземистость); в) высшего уровня – признаки «по умозаключению» (условия образования и побудительные причины петрогенеза).

2. В типе метаморфических пород выделяется 7 таксонов (от высших к низшим). Класс – по условиям образования: термально или контактово-метаморфические, динамотермальные или регио-

нально-метаморфические, дислокационно или инамометаморфические. Надотряд – по содержанию SiO_2 или кремнекислотности: некремнеземистые, ультраосновные, основные, средние, кремнекислые, ультракремнекислые. Отряд – по степени насыщенности глиноземом: пересыщенные, умереннонасыщенные, недосыщенные. Подотряд – по степени насыщенности щелочами: низкощелочные, нормальнощелочные, умереннощелочные, щелочные. Семейство – по минеральному составу (минеральной фации): гранулитовая, амфиболитовая, эпидот-амфиболитовая, зеленосланцевая (для регионально-метаморфических); слюдяных, амфиболовых и пироксеновых роговиков (для контактово-метаморфических), эклогитовая, глаукофансланцевая (для динамометаморфических). Род – по структурным признакам: гранофельз, гнейс и сланец или брекчии, милониты, филониты и др. Вид – по модальному минеральному составу.

3. Для расчленения метаморфических пород на геологические тела предусмотрены подразделения разного ранга. Метаморфический комплекс – базовое петрографическое подразделение, выделяемое в пределах одной структурно-вещественной зоны и ограниченное едиными временными рубежами. Это продукт одного или нескольких метаморфических эпизодов преобразования разнородного (в частности, однородного) протолита. В соответствии с внутренним строением комплекса и положением в нем изоград метаморфизма выделяются ареальные (монофациальные) или зональные (полифациальные) комплексы. Метаморфический подкомплекс – крупная часть метаморфического комплекса, особенности которого зависят от состава протолита. Металитон (метаморфическая толща) – часть метаморфического комплекса, тело с явно выраженными границами, индивидуальным сложением и составом. Временной ряд – ассоциация последовательно сменяющих друг друга во времени метаморфических комплексов. Латеральный ряд – ассоциация метаморфических комплексов, одновременно проявленных в смежных структурно-формационных зонах. Метаморфические подразделения на геологических картах показываются как единое целое (например, зональная метаморфическая структура) и дополнительно, по возможности, каким либо способом, отражается состав протолита. Выделение самостоятельных метаморфических и метаморфизованных комплексов не целесообразно.

4. В типе метасоматических пород выделяется 6 таксонов (от высшего к низшему) Подтип – по побудительным причинам метасоматоза: контактово-метасоматические, регионально-метасоматические, гипергенно-метасоматические. Класс – по температуре образования: высоко, средне и низкотемпературные (гипергенные только низкотемпературные). Отряд – по кислотно-щелочным свойствам флюида: щелочные, кислотные, основные. Подотряд – по накоплению определенных катионов. Семейство – по минеральному парагенезу (фации). Вид – по модальному минеральному составу.

5. В связи с задачами картирования и картографирования метасоматических пород в различных масштабах также предусмотрены подразделения разного ранга. Метасоматический комплекс – ассоциация продуктов сопряженной зональной метасоматической триады щелочных, кислотных и основных пород единого цикла развития метасоматической системы одной структурно-формационной зоны. Метасоматический подкомплекс или метасоматическая колонка – зональное геологическое тело, принадлежащее к определенному отряду (кислотному, щелочному, основному). Метасоматическая зона или зона метасоматической колонки – геологическое тело, сложенное горной породой с определенным минеральным парагенезом, отражающим уровень приближения этого парагенеза к равновесию с фильтрующимся флюидом. Временной ряд метасоматических комплексов – ассоциация горных пород последовательно вовлеченных в два или более циклов метасоматоза. Латеральный ряд метасоматических комплексов – ассоциация метасоматических комплексов одного и того же цикла метасоматоза, но проявленная в разных структурно-формационных зонах. Обычно метасоматические подразделения представляют собой поле максимальной концентрации определенных метасоматических пород. Поэтому в мелком масштабе оно картируется как ареал распространения метасоматитов определенного ранга, и только в крупном масштабе отображаются отдельные тела.

6. Для типа мигматитов предусмотрено 5 таксонов. Класс – по условиям образования: метасоматические, метаморфические, инъекционно-магматические. Отряд – по типу щелочности: калиевые и натриевые. Семейство – по температуре образования: высоко и среднетемпературные. Род – по текстурному признаку: ветвисто-жилковатые, слоистые, очковые, небулитовые.

7. Для целей картирования и картографирования мигматитов предусмотрен ряд петрографических подразделений. Мигматитовый комплекс – совокупность органично связанных друг с другом горных пород разнородных генетических типов. В комплекс объединяются все продукты одного цикла метасоматоза и селективного плавления, независимо от состава протолита. Мигматитовый подкомплекс – часть комплекса, сформированная по одному протолиту или по одному метаморфическому подкомплексу. Временной ряд мигматитовых комплексов – два или более комплексов мигматитов, последовательно развивающихся в пределах одной структурно-формационной зоны.

8. Унификация классификации метаморфических, метасоматических пород и мигматитов, а так же выделение их подразделений различного уровня позволит более четко и единообразно оценивать горные породы этого типа и стандартизировать понятийную базу при создании корреляционных схем и геологических карт различного масштаба.

Все обновленные или вновь разработанные составителями и рабочими группами специалистов–петрографов положения ПК-II обсуждались и корректировались в Региональных петрографических советах МПК, апробировались на X Всероссийском петрографическом совещании (2005 г.) и III Всероссийском симпозиуме по вулканологии и палеовулканологии (2006 г.), рассматривались на заседаниях Секции МПК по региональной петрографии, классификации и терминологии кристаллических пород и получили положительный отзыв бюро МПК.

Тепловое состояние литосферы зимнебережного алмазносного района

Шварцман Ю.Г.

¹Поморский государственный университет, Институт экологических проблем Севера АНЦ УрО РАН, Архангельск, e-mail: felix@dvina.ru.

Зимнебережный алмазносный район расположен в западной части Беломорско-Кулойского плато, представляющего собой неотектонический свод с высотами рельефа до 217 м. По данным фото и спектрозональных съемок из космоса свод выделяется как кольцевая структура диаметром до 150 км, в которую вложены малые кольцевые структуры и которая разбита глубинными разломами разного простирания. По данным В.Н. Широбокова [1] кольцевая структура свода имеет плутоногенное происхождение. При этом в западной ее части преобладают вулкано-тектонические образования с алмазносными диатремами (трубками взрыва), а в восточной – магматогенные эффузивные породы верхнедевонско-среднекарбонového возраста.

Этот неотектонический свод развивается на месте Зимнегорского авлакогена, являющегося юго-восточной ветвью Кандалакшско-Двинского рифейского палеорифта. Авлакоген имеет северо-западное простирание и ограничен с запада Архангельским выступом фундамента, а с востока – Кулойским. Границы эти проходят по Керецкому и Чубальскому глубинным разломам соответственно. Внутри авлакогена выделяются с запада на восток Керецкий грабен, Товский выступ фундамента и Чубальский прогиб (Падунский грабен). Глубины до поверхности фундамента за пределами авлакогена 0,5-0,8 км, а в его грабенах до 4 и более км. На Товском выступе они, как правило, менее 1 км [2].

Исходя из результатов обобщения данных по тепловому потоку современных континентальных рифтовых зон, следует, что и в палеорифтах в период их развития значения теплового потока были повышенные до 100–250 мВт/м² и более в рифтовых впадинах и зонах рифтогенных разломов [3]. Осязаемыми свидетельствами повышенного теплового режима в палеорифтах являются значительные термальнометаморфические преобразования пород, развитие метасоматитов, а также широкого спектра магматических образований [4].

Следующим по времени наиболее достоверным периодом, когда на рассматриваемой территории тепловой поток был безусловно повышенным, является девонско-карбонový (досреднекарбонový). В это время в восточной части Кандалакшско-Двинского палеорифта на участках пересечения северо-западных и поперечных (северо-восточных) разломов проявился щелочно-ультрама-

фитовый магматизм, известный, в основном, в зонах активного рифтогенеза с активной предшествовавшей историей. Именно он сформировал Зимнебережный алмазоносный район с кимберлитовыми алмазоносными трубками, дайками и силлами в центральной части, пикритовыми и базальтовыми по периферии [2,4].

Очевидно, следовало бы ожидать на площади Беломорско-Кулойского неотектонического свода высокой плотности теплового потока и в настоящее время. Однако по имеющимся данным ситуация оказывается более сложной и неоднозначной.

Начало исследования теплового поля Зимнебережного алмазоносного района было положено учеными Института геологии Кольского научного центра РАН Л.А. Цыбулей и В.Г. Левашкевичем [5]. С помощью терморезисторного температурного датчика ММТ ими были проведены геотермические исследования скважин, пробуренных в трубках взрыва Пионерской, Карпинского 1 и 2, Ломоносовской и Снегурочка, а также за их пределами на Золотицком алмазоносном поле. Измерения температур проведены более чем в 50 скважинах до глубин, в основном, не более 250 м. Только в отдельных скважинах за пределами трубок взрыва глубины измерений достигали 400 м. Измеренные температуры не превышают 6°C , а геотермические градиенты, в основном, до $1,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, и только в отдельных скважинах, пробуренных в теле трубок, они достигают $1,2\text{--}1,4^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Значения коэффициента теплопроводности кимберлитов по 20 образцам керна измерены в диапазонах от 1,2 до 2,3 Вт/(м·К) для сухих образцов и от 1,6 до 2,5 Вт/(м·К) для влагонасыщенных.

При расчетах значений плотности теплового потока (ТП) по формуле Фурье для кимберлитов принимались средние значения теплопроводности 2,1 Вт/(м·К). Теплопроводность вмещающих трубки осадочных пород в пределах 2,3–2,5 Вт/(м·К). При этом не учитывалось влияние активного движения подземных вод в интервалах глубин, на которых велись измерения, и не вводились поправки за влияние палеоклимата, хотя район подвергся плейстоценовому оледенению. Средние значения плотности ТП для Золотицкого поля определены в 27–28 мВт/м² [5,6]. При этом отмечено, что она более высокая в пределах трубок и растет с глубиной.

Проводимые в последние годы поисково-разведочные работы на Верхотинском алмазоносном поле Зимнебережного района завершились открытием месторождения алмазов имени В.Гриба. Здесь пробурено большое количество скважин, глубины которых достигают 1000 м. В некоторых из них (скважины 9Ц, 60, 62) ЗАО Архангельскгеолразведка провела термометрические исследования с помощью скважинных электротермометров до глубин 500–900 м. Материалы измерений и образцы керна этих скважин любезно предоставлены Е.М. Веричевым для анализа и обобщения.

Максимальные температуры на глубинах до 900 м на Верхотинском поле не превышает 7°C . Геотермические градиенты по стволам скважин определены в диапазоне $0,4\text{--}1,1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. На глубинах 500–600 м преобладают значения градиентов $1,0\text{--}1,1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Из скважин 9 Ц и 60 отобраны образцы керна кимберлитов для определения теплофизических свойств. Они измерялись в Московском государственном геологоразведочном университете на водонасыщенных и сухих образцах керна при помощи полевой автоматизированной системы оптического сканирования, разработанной коллективом Научно-исследовательской лаборатории проблем геотермии в 2001 году [7]. Измерения проведены на 10 образцах керна скважины 60, взятых с глубин от 165 до 900 м, и на 15 образцах из скважины 9 Ц с глубин от 350 до 1025 м.

Теплопроводность сухих кимберлитов меняется в диапазоне от 0,93 до 2,64 Вт/(м·К), а водонасыщенных от 1,84 до 2,87 Вт/(м·К). Эти диапазоны значений несколько шире, чем в [5] как в сторону меньших, так и больших величин. Для определения значений теплового потока принимались средние значения теплопроводности водонасыщенных пород для тех интервалов скважин, где достоверно были определены геотермические градиенты. Для скважины 9 Ц значения геотермического градиента и, соответственно, теплового потока определены в интервале глубин 400–500 м. Средняя теплопроводность здесь равна 2,6 Вт/(м·К) при градиенте $1,1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Для скважины 60 значения градиента в интервале 500–700 м равны $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, а средняя теплопроводность 2,5 Вт/(м·К). По скважине 62 теплопроводность образцов не определялась и принята по аналогии с соседними 9 Ц и 60 в 2,5 Вт/(м·К) для интервала глубин 500–600 м, где градиент равен $1,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Таким образом,

для определений ТП приняты более высокие значения теплопроводности (2,5-2,6 против 2,1 Вт/(м·К)), чем в [5]. Однако это мало повлияло на определенные значения ТП без внесения необходимых поправок.

Значения ТП, определенные для глубин 400–700 м, невелики и составляют: по скв. 9 Ц – 28,6 мВт/м², по скв. 60 – 12,5 мВт/м², по скв. 62 – 25,0 мВт/м², т.е. близки к определенным в [5,6]. Очевидно, что определения на глубинах до 700 м, по сравнению с глубинами 200–400 м, не вносят существенных изменений в значения ТП даже при несколько больших значениях теплопроводности. Представляется совершенно необходимым введение поправки к геотермическому градиенту за палеоклимат. По данным Ю.А. Попова, такая поправка значительна для определений на глубинах до 2 км, а наиболее велика для глубин до 1 км. Для нашего случая она равна +33–39% в зависимости от конкретных глубин измерений. Это дает увеличение значений ТП по скв. 9 Ц до 39,7 мВт/м², скв. 60 до 16,7 мВт/м² и скв. 62 до 35 мВт/м². Скважина 60 пробурена в приконтактной части трубки им. В. Гриба и вскрывает на разных глубинах перемежающиеся породы разных типов. Очевидно, низкие значения ТП по ее стволу связаны с этими неоднородностями, требующими более детального изучения.

По нашим данным, представительными следует считать значения кодуктивного ТП для Верхотинского поля 35,0–39,7 мВт/м². Введение поправки за палеоклимат к значениям ТП Золотницкой площади по данным [5,6] дает близкие величины 37,5–38,9 мВт/м². Такая плотность ТП является типичной для древних платформ при проведении геотермических измерений на глубинах до 2,5 км.

Рассмотрим особенности глубинного строения Зимнебережного алмазоносного района, которые влияют, а часто определяют плотность глубинного теплового потока. Мощность земной коры здесь близка к 40 км [8], т.е. достаточно велика для платформенных территорий. Глубины до поверхности фундамента на его выступах, к которым приурочены трубки взрыва, в пределах 0,5–1,2 км [2]. Соответственно мощность консолидированной коры около 39 км. Скорость продольных волн в верхней мантии по данным [8] составляет 7,8–8,0 км/с, что свидетельствует о наличии выступа астеносферы под Зимнебережным районом и возможном частичном плавлении пород ниже поверхности Мохоровичича. Результаты магнитотеллурических зондирований МТЗ показывают [1], что под выступами фундамента в верхней мантии и даже в нижних горизонтах земной коры имеются блоки пород с низкими значениями кажущегося сопротивления около 100 Ом·м. Причем эти блоки прослеживаются до глубин 300 км. В соседних с выступами грабенах кажущееся сопротивление пород еще ниже, до 10 Ом·м.

По данным [9] электрические сопротивления мантийных ультраосновных пород в диапазоне 100–200 Ом·м свидетельствуют о приближении состояния этих пород к солидусу, а значения 10 Ом·м – соответствуют их частичному плавлению с долей расплава до 15%. Этому состоянию отвечает аномалия скоростей в мантии 0,40–0,45 км/с. Близкие к этим значения и определены для Зимнебережного района на фоне нормальных для верхней мантии 8,1–8,3 км/с и более высоких до 8,4 км/с в восточной части плато. Малой степени плавления пород мантии соответствует по [10] и небольшая высота неотектонического поднятия плато чуть более 200 м, обусловленного разуплотнением мантии. Для земной коры мощностью 40 км и аномальной мантии с температурой солидуса 1000–1200°С в первые несколько миллионов лет изменения (рост) температуры происходят, главным образом, в нижней части коры, а в верхней она остается практически прежней. По [10] только примерно через 15 млн. лет после подхода аномальной мантии к коре в ней достигается режим, близкий к стационарному.

Судя по всему, приведенные данные свидетельствуют о возобновлении рифтового процесса в зоне Кандалакшко-Двинского (Кандалакшко-Архангельского) рифта в новейшее время. Кроме вышеуказанных геофизических данных по глубинному строению это показывает и структура современного рельефа Беломорско-Кулойского плато. В средней своей части оно разделено долиной рек Мегры и Котуги, в плане соответствующей более древней палеодолине, по которой проходит Мегра-Кепинская зона глубинных разломов субмеридионального простирания. Эта долина представляет собой значительное понижение рельефа с отметками 50–110 м на фоне 130–210 м, характерных для повышенных частей плато [11]. Ширина долины составляет до 50 км на севере плато и 30–40 км на юге. В средней части долина сужена до 15 км. Мощность четвертичных отложений в долине превышает 100 м, хотя на приле-

гающей территории она не более 20–40 м. Именно к этой зоне приурочено сокращение мощности земной коры от 40 км на западе до 32–36 км на востоке и здесь отмечена наименьшая скорость продольных волн в верхней мантии 7,8–8,0 км/с [8]. При региональном сжатии, доминирующем на Европейском Севере России в результате спрединга в рифтовой долине срединно-океанического хребта Гаккеля-Нансена, на самом Беломорско-Кулойском плато определены преобладающие неотектонические напряжения, обуславливающие условия растяжения в литосфере в направлении запад-восток [12].

Таким образом, можно считать, что на неотектоническом своде Беломорско-Кулойского плато в настоящее время уже развивается рифтовая долина и процесс активизации литосферы и распада свода продолжается. Казалось бы этим данным противоречат низкие значения теплового потока, определенные в западной части свода на месторождениях алмазов. Однако по данным [3] на «плечах» современных континентальных рифтов, как правило, отмечаются значения ТП, не превышающие 40 мВт/м². Высокая плотность ТП характерна для рифтовых долин и впадин, зон глубинных разломов. К сожалению, в предполагаемой рифтовой долине Беломорско-Кулойского плато измерения ТП пока не выполнялись. Следовательно, необходимо продолжение исследований для подтверждения высказанной гипотезы.

Литература

1. Широбоков В.Н. Некоторые особенности глубинного строения Зимнебережного алмазоносного района // Разведка и охрана недр. 1997. № 5. С. 21–25.
2. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). Под ред. О.А. Богатикова. М.: Изд-во МГУ, 1999. 524 с.
3. Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. 200 с.
4. Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А., Колбанцев Л.Р., Орлова М.П., Смолькин В.Ф. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб.: Недра, 1993. 244 с.
5. Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1992. 115 с.
6. Левашкевич В.Г. Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно-Европейской платформы (Баренцевоморский и Белорусско-Прибалтийский регионы). М.: Автореф. докторской дисс., 2005. 44 с.
7. Popov Yu., Korobkov D., Miklashevskiy D. Thermal diffusivity measurements: new experimental and theoretical background and results // Proceedings of the international conference «The Earth's thermal field and related research methods», М.: 2002. P. 214–218.
8. Костюченко С.Л. Глубинные модели севера Восточно-Европейской платформы и прилегающих районов // Строение литосферы российской части Баренц-региона. Ред. Н.В. Шаров и др. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2005. С. 80–96.
9. Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Кулик С.Н., Логвинов И.М., Шуман В.Н. Геофизическая модель тектоносферы Европы. Киев: Наукова думка, 1987. 184 с.
10. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
11. Малов А.И. Экологические функции подземных вод. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 166 с.
12. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.

Золотоносность вендских отложений и подстилающих их метасоматитов структурной зоны Ветренный пояс

Шевченко С.С.¹, Ахмедов А.М.¹, Крупеник В.А.¹, Свешникова К.Ю.¹,
Стехин А.И.², Олешкевич О.И.²

¹ ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, e-mail: Anver_Ahmedov@vsegei.ru

² ОАО «ГМК «Норникель»»

В западной, Карельской, части структурной зоны Ветренный пояс главной составляющей раннепротерозойского рифтогенного прогиба являются метавулканы основного – ультраосновного

состава свиты Ветреный пояс, слагающие водораздельный кряж. Его северный и южный склоны обрамляются чехлом отложений венда, развитых в виде двух полос, увеличивающихся по простиранию к юго-востоку по мощности и ширине распространения (Рис. 1). В этой структуре сводный разрез венда разделяется на редкинский горизонт (40–50 м), залегающий с размывом на вулканитах и котлинский горизонт (до 100 м) (Якобсон, Никулин, 1985). Образования венда изучались на двух участках – на северном склоне кряжа детально, с буровыми работами (участок «Шапочка») и на южном – (участок «Среднеюхчинский») по материалам ОАО «Карельская экспедиция».

На участке «Шапочка» отложения венда были вскрыты несколькими буровыми профилями, что позволило не только изучить их фациальную зональность, но и проследить особенности распределения золота в вертикальном и латеральном разрезах (Рис. 2). По данным бурения отложения редкинского (нижнего) горизонта с размывом и структурным несогласием располагаются на расланцованных, падающих субвертикально метабазах Ветреного пояса. В его нижней части залегают пачка конглобрекций, конгломератов, сложенных, в основном, обломками расланцованных метадиабазов и метапикрито-базальтов.

По субмеридиональному профилю с юга на север наблюдается постепенный рост содержаний золота, которые возрастают в горизонте конгломератов – отложений потоковых фаций, а максимальные его значения фиксируются уже в конгломератах прибрежных (пляжевых) фаций. Золото в горизонте конгломератов распространено равномерно, и по всей мощности горизонта (5 м) его содержание колеблется в пределах 0,3–1,96 г/т, а средневзвешенное значение составляет 1,24 г/т. В отдельных штучных пробах из конгломератов отмечаются ураганные концентрации золота (до 3,35 г/т), которые фиксируются также и в другом субширотном буровом профиле.

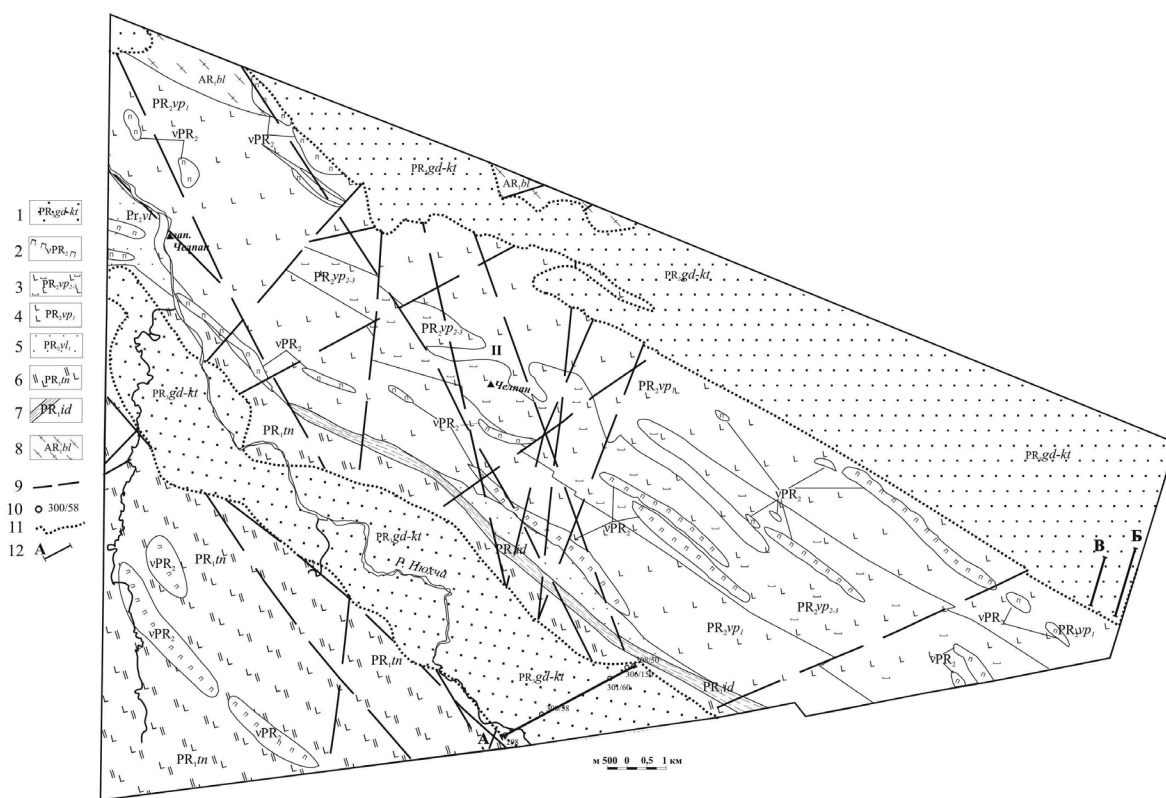


Рис. 1. Отложения венда, развитые вдоль северного и южного склонов кряжа Ветреный пояс (северо-западная часть):

1 – отложения венда (гдовский, котлинский горизонты), 2 – перидотиты и габбро-пироксениты, 3 – коматииты свиты Ветреный пояс, 4 – базальты свиты Ветреный пояс, 5 – туфы и туффиты виленгской свиты, 6 – кварцевые порфиры и кератофиры тунгудской свиты, 7 – двуслюдяные, серицитовые сланцы идельской свиты, 8 – гранито-гнейсы беломорского комплекса, 9 – разрывные нарушения, 10 – скважины, 11 – предполагаемые границы венда, 12 – буровые профили: А – Карельская экспедиция (1978 г.), Б – ОАО «ГМК «Норильский никель» (2005 г.)

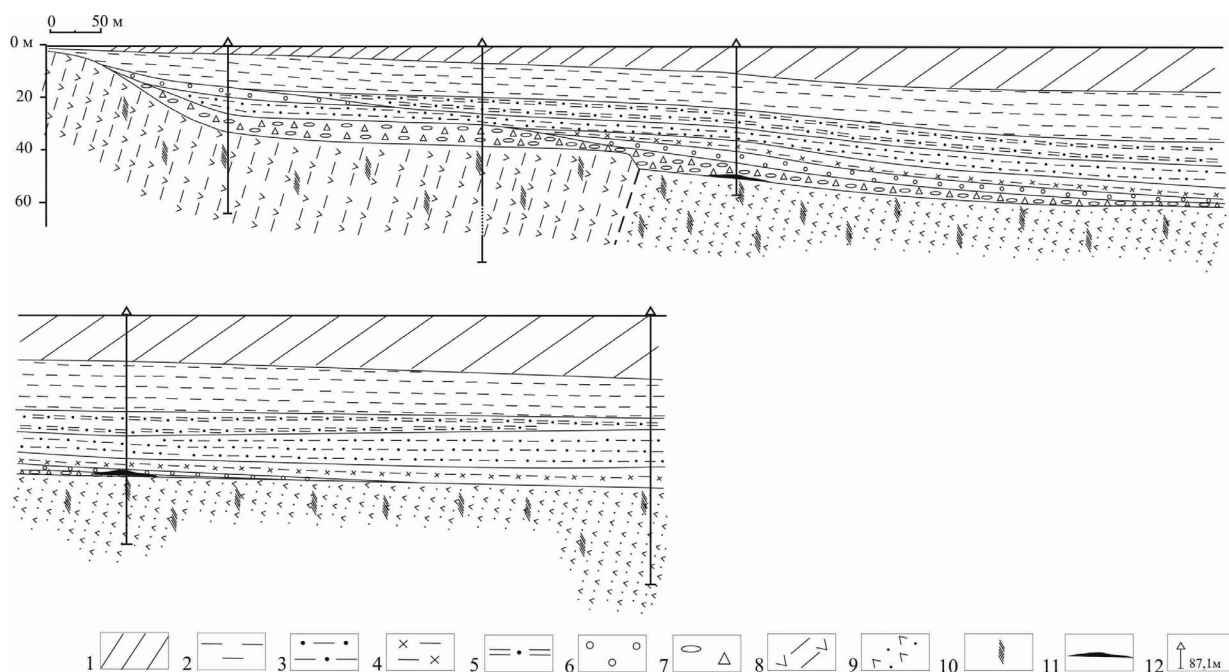


Рис. 2. Субмеридианальный буровой профиль (см.рис.1, профиль Б), вскрывающий золотосынные палеороссыпи венда и подстилающие их золотосодержащие метасоматиты:

1 – четвертичные отложения, 2 – серые аргиллиты, 3 – серые алевролиты с конкрециями пирита, 4 – коричневые алевролиты, обогащенные пылевидным рудным веществом, 5 – серые горизонтально слоистые алевролиты, 6 – гравелитовый горизонт, обогащенный рудным веществом, 7 – конгломераты и конглобрекции, 8 – рассланцованные метадиабазы, 9 – пикритовые туфы и сланцы по ним, 10 – золотосодержащие гематит-карбонат-эпидотовые, кварц-карбонатные метасоматиты, 11 – золотосынные палеороссыпи, 12 – скважины

Золотосынные конгломераты с наиболее высокими содержаниями металла располагаются на золотосодержащих метасоматитах, развитых по подстилающим рассланцованным вулканитам. Концентрация золота в метасоматитах настолько значима, что они могут выступать в качестве самостоятельного золоторудного объекта. В отличие от золотосодержащих палеороссыпей венда, где золото распространено неравномерно, его распределение в метасоматитах более выдержанное. В субширотном буровом профиле установлены золотосодержащие метасоматиты с отдельными очень высокими концентрациями золота (до 251 г/т), которые прослеживаются далее в субширотном и в субмеридиональном направлениях.

Имеющиеся данные позволяют заключить, что вулканиты свиты Ветреный пояс в зонах милонитизации превращены в зеленые сланцы, положение которых контролируется разрывными зонами субширотного простирания. Сланцы имеют хлорит-эпидотовый (хлорит-клиноцоизит-эпидотовый) состав и включают многочисленные прожилки и линзы кварц-карбонатного и гематит-карбонат-эпидотового состава, простирание которых согласно со сланцеватостью. Среди метасоматически измененных пород, располагающихся под отложениями венда, по составу можно выделить два главных типа метасоматитов: кварц-карбонатные (кварц-кальцитовые) и гематит-карбонат-эпидотовые. Первые распространены по всей площади участка «Шапочка» и связаны с карбонизацией сланцев, приуроченной к продольным (субширотным) зонам рассланцевания и окварцевания, а также развитием карбонат-кварцевых прожилков, в которых фиксируется повышенное содержание золота. Метасоматиты второго типа также образуют прожилки, но они развиты более локально. Вскрытая мощность зон метасоматического прожилкования достигает 30 м. Отдельные прожилки, сложенные порфиробластическим эпидотом и кальцитом, образуют сеть, совпадающую со сланцеватостью пород. В таком карбонат-эпидотовом агрегате присутствует рассеянная вкрапленность кристаллического гематита, в которой отмечаются тонкие (3-5 мкм) выделения высокопробного золота (Рис. 3). Кроме золота в гематит-карбонат-эпидотовых метасоматитах присутствуют мелкие (3-4 мкм) кристаллы уранинита.

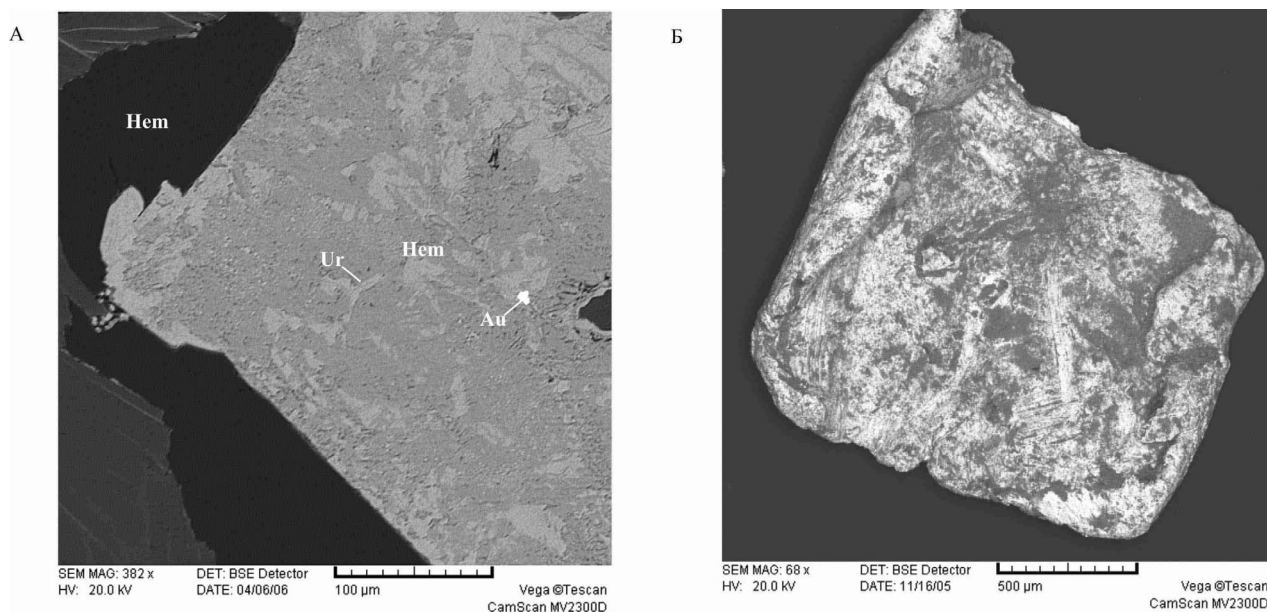


Рис. 3. Характер золотой минерализации в отложениях венда и подстилающих их метасоматитах, развитых по метавулканитам свиты Ветреный пояс:

А – тонкое золото в гематите из метасоматитов, развитых по вулканитам свиты Ветреный пояс,

Б – окатанное зерно медистого золота из тяжелой фракции конгломератов венда

В субширотном латеральном профиле наблюдается постепенное увеличение мощности золотоносных конгломератов в направлении с северо-запада на юго-восток. Из имеющихся данных можно сделать вывод о пространственной связи между золотоносными метасоматитами, которые размывались в вендское время, и накоплением золота в прибрежных палеороссыпях. В связи с тем, что распределение золота в палеороссыпи или в метасоматических зонах неравномерное, можно полагать, что подобные высокие содержания металла связаны с присутствием в пробах отдельных золотинок, которые и создают неравномерную картину распределения. Этот вывод подтверждается данными минералогического анализа тяжелой фракции конгломератов, где встречаются отдельные крупные золотины, представленные медистым золотом – купроауридом. В них содержание золота колеблется от 50 до 63%, а серебра до 8%. Золотины представлены чешуйчатыми часто развальцованными очень тонкими и мелкими выделениями (0,005–0,01 мм), однако среди них отмечаются единичные крупные знаки (до 500 и более микрон) (см. Рис. 3). Вместе с тем, следует подчеркнуть две главные особенности в распределении золота: 1 – золотины, извлеченные из терригенных отложений венда, имеют значительно более крупные размеры, чем выделения золота, установленные в подстилающих метасоматитах; 2 – наличие вполне определенной пространственной связи между присутствием и количеством золота в метасоматитах и его содержанием в перекрывающих палеороссыпях венда. Подобная связь прослеживается не только для золота, но и других рудных минералов. Так, в метасоматитах тонкое высокопробное золото ассоциирует с медистыми минералами: халькозином, борнитом, а также уранинитом. В палеороссыпях преобладает медистое золото, ассоциирующее с самородной медью, железистым палладием и с окатанным уранинитом. Существует, кроме того, определенная закономерность в распределении единичных знаков золота и железистого палладия по латеральному профилю. В конгломератах нижнего горизонта более всего присутствуют знаки медистого золота, причем количество их постепенно растет по профилю с юга на север в сторону погружения палеобассейна. Знаки золота распределены неравномерно и связаны, по-видимому, с отдельными «струями» или «карманами», приуроченными к плотиковым частям горизонта конгломератов. В горизонте высокодифференцированных гравелитов (отложения прибрежно-пляжевых фаций) знаки золота и платиноидов по латеральному профилю распределяются более равномерно, и здесь преобладают единичные знаки железистой и палладистой платины, причем содержание палладия в породе может достигать сравнительно высоких значений (до 2,8 г/т).

Отложения венда, залегающие на сульфидизированных метасоматитах вдоль южного склона кряжа Ветреный пояс, были вскрыты тремя картировочными скважинами (Химка и др., 1978ф). Они также содержат конглобрекции, конгломераты и гравелиты мощностью до 40 м, в которых присутствует интенсивная пиритизация с примесью халькопирита и борнита. Минеральный состав и металлогенические особенности конгломератов и гравелитов венда и подстилающих метасоматитов не изучались, однако, вполне вероятно, что в них может быть выявлена золотая минерализация, сходная с минерализацией участка «Шапочка».

Состав и условия формирования диатомовых комплексов поверхностных донных отложений Онежского озера

Шелехова Т.С.

Институт геологии, Карельский научный центр РАН, г. Петрозаводск, e-mail: Shelekh@krc.karelia.ru

В 2004 году лабораторией гидрогеологии Института водных проблем Севера в разных точках Онежского озера были пробурены три скважины (рис.). Из 20 см поверхностного слоя без перерывов, каждые 2 см взято 30 проб донных отложений, отбор которых проводился в соответствии с Гост 17.1.5.01-80 [1]. Для этого использовалась поршневая трубка собственной конструкции (модифицированный вариант стратометра Алексона) [2]. Из трубки пробоотборника отбиралась надильная вода. В двух скважинах, С24 и Малое Онего (L2) в составе диатомовых комплексов преобладают планктонные формы, а в Повенецком заливе (W2) на гл. 20–6 см значительное место занимают литоральные и донные виды и только ближе к поверхности (0–4 см) численность планктонных увеличивается до 60–80%.

Скв. С-24 (107м; 35°09'00"с.ш., 61°37'37" в.д.) пробурена ближе к центральному Онего (рис.). По составу диатомового комплекса накопление сапропелей можно разделить на два этапа: гл. 18–20 – 8–10см и 6–8–0–2см. Во всем 20см слое доминирует планктонный холодолюбивый вид –типичный для Онежского озера *Aulacoseira islandica* с разновидностью *ssp. helvetica* (O.Mull.). На отрезке **18–20 см** структура диатомового комплекса несколько отличается от состава флоры в вышележащих осадках. Здесь планктонные формы составляют более 95%, из них *Aulacoseira islandica et v.v.* – около 60%, значительно меньше участие *Aulacoseira distans* (Ehr.) Kutz. – 20%, *A. italica* (Ehr.) Kutz. – 5%, до 2% составляют *Cyclotella comta* (Ehr.) Kutz, *Cyclotella kuetzingiana* Thwait., *Stephanodiscus* Ehr., *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kutz. Среди эпифитов и донных, представленных единичными створками, необходимо отметить *Tabellaria flocculosa* (Roth.)Kutz., *Cocconeis* (Ehr.), *Eucocconeis onegensis* Wisl. et Kolbe. Внизу колонки наблюдаются отличия и в структуре комплекса по галобности, рН-спектру и биогеографии видов: господствуют индифференты (более 95%), арктоальпийские и бореальные, очень немногочисленны космопо-

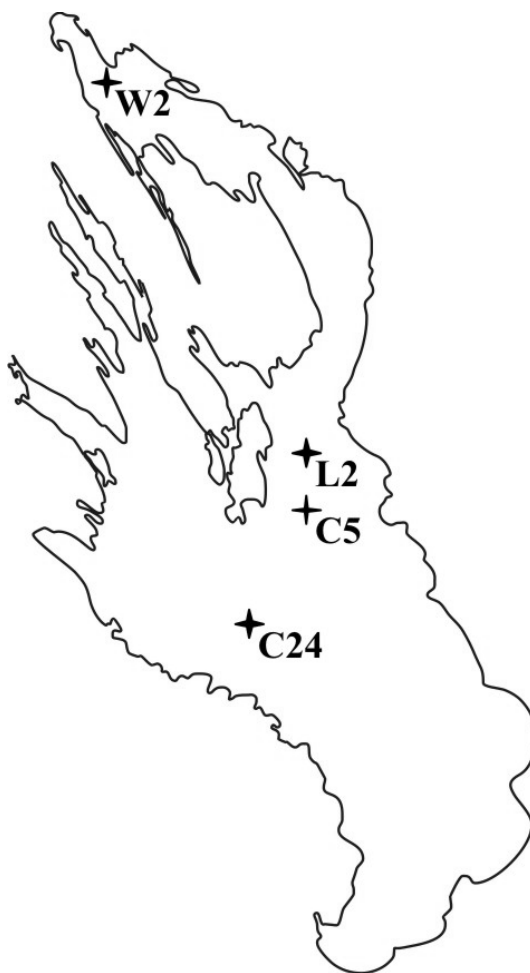


Рис. Пункты отбора колонок поверхностных донных отложений в Онежском озере

литы (около 5%), участие галофилов и галофобов составляет менее 2%, а рН среды слабо кислая (6,2). С гл.18 см в составе планктонного сообщества происходит серьезная перестройка: значительно снижается доля *Aulacoseira islandica*+*ssp.helvetic* с 60 до 35%, за счет повышения роли *Aulacoseira italica* (Ehr.) Kutz. с разновидностями (с 5 до 22%). Почти в два раза возрастает содержание *Cyclotella comta* (Ehr.) Kutz., *Cyclotella kuetzingiana* Thwait, *Stephanodiscus sp.* Ehr., *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kutz., а особенно *Tabellaria flocculosa* (Ehr.) Sim. (с 2 до 10%). Это, возможно, указывает на поступление в данную точку Онеги эвтрофированных вод, содержащих различные химические элементы. В этом интервале растет доля галофилов *Cyclotella kuetzingiana* et v. v. Thwait (особенно на отрезке 8–4 см), галофобов *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kutz. и бореальных за счет космополитов с 10 до 18%. Заметно уменьшается число арктоальпийских форм с 82 до 58% и снижаются значения рН с 6.3 до 6.0. На отрезке 12–14 и 2–4 см появляется *Asterionella formosa* Hass., а в 0–2 см слое *Aulacoseira granulata* (Ehr.) Sim. (до 5%). Появление данных алкалифилов всех вышеназванных форм свидетельствует об усилении притока с поверхностным и речным стоком различных солей и кислых болотных вод, увлажнении и общем потеплении климата.

Скв. L2. Малое Онего (36 м; 35°32'02" с.ш., 61°55'50" в.д.). В диатомовом комплексе насчитывается 139 таксонов. В отличие от скв. С24, где доля планктона постепенно снижалась и возросла лишь у поверхности, здесь происходит постепенное его увеличение с 78 до ~ 90%, в том числе основного доминанта *Aulacoseira islandica* O.Mull. с 30 до 56%. При этом сокращается участие *Aulacoseira distans* (Ehr.)Kutz. и *Stephanodiscus* Ehr., довольно стабильно присутствие видов рода *Cyclotella* Kutz. Единичные створки *Aulacoseira granulata* (Ehr.) Sim. на отрезке 14–6см указывают на приток эвтрофных вод. Численность эпифитов меняется незначительно, с гл.20 до 6 см они составляют около 20%; среди них преобладают *Tabellaria flocculosa* (Ehr.) Sim., *Achnanthes Bory*, *Cocconeis* Ehr. Виды *Eucocconeis* Cl., *Gomphonema* Ag., *Synedra* Ehr. встречаются единично по все-му 20 см слою. На гл. 6–8см обнаружены единичные створки *Asterionella ralfsii* W.Smith., которые могут указывать на некоторую эвтрофикацию воды. Практически все выявленные в разрезе донные формы также единичны, только на гл. 10–12 см более 2% составляют *Amphora* Ehr. и *Navicula Bory* (20 видов). На отрезке 20–18см – 8–6 см наиболее заметно присутствие галофилов (5 – 10%), среди которых основными доминантами являются *Cyclotella kuetzingiana* et v. v. Thwait. Относительно стабильно участие индифферентов, в пределах 10–25% колеблется количество галофобов, достигающих максимальных значений на отрезке 2–4 см. Вверх по колонке число арктоальпийских и бореальных видов возрастает с 80% до 90%. Экологические характеристики: галобность, биогеография видов и рН-спектр не отражают резких изменений в составе диатомового комплекса в этой точке Онеги. РН меняется в пределах 6,2–6,5. В целом необходимо отметить, что за время накопления поверхностного 20см слоя сапропелей не произошло значительных изменений в составе комплекса, а увеличение роли основного доминанта *Aulacoseira islandica* O.Mull. свидетельствует об улучшении качества воды; изменение рН синхронны с увлажнением климата.

Наиболее яркую экологическую обстановку отражает комплекс диатомовой флоры из поверхностных сапропелей **скв.W2, пробуренной в Повенецком заливе (100м; 34°37'40"с.ш., 62°47'32"в.д.).** В осадках выявлено 220 таксонов диатомовой флоры, что свидетельствует о большем видовом разнообразии по сравнению с другими разрезами (Табл.). Доля планктонного сообщества также возрастает вверх по разрезу с 45% до 80% за счет основного доминанта Онеги *Aulacoseira islandica* O.Mull. и видов *Aulacoseira distans* (Ehr.) Kutz., *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kutz. Постоянно присутствуют и практически стабильны *Cyclotella comta* (Ehr.) Kutz (5–8%), *Cyclotella kuetzingiana* Thwait. (5–12%). Среди эпифитов преобладает *Tabellaria flocculosa* (Ehr.) Sim., но к поверхности ее участие снижается вдвое (с 30 до 15%), что свидетельствует об эвтрофикации вод в заливе. Наличие в составе флоры кальцифилов *Cocconeis placentula* Ehr. и *Eucocconeis* Cl., довольно разнообразных *Navicula Bory*, постоянное присутствие от единичных экземпляров до 2–4% видов из родов *Amphora* Ehr., *Anomoeoneis* Pfitz., *Diploneis* Ehr., *Nitzschia* Hass., *Surirella* Turp. и др. указывают на более высокую степень эвтрофированности воды в Повенецком заливе по сравнению с Малым Онего. На протяжении времени накопления 20-см слоя

осадков рН-среды меняется незначительно (6,2–6,4), зато в спектре галобности (в отличие от первых двух разрезов) присутствуют мезогалобы, представленные *Mastogloia Smithi* var. *lacustris* Grun., *Navicula peregrina* (Ehr.)Kutz., *Navicula salinarum* Grun., *Synedra pulchella* (Ralfs.)Kutz., растет участие галофилов (18% на гл. 8–10 см). В заливе гораздо выше содержание галофобов (30–35%), намного меньше арктоальпийских видов (25%), к поверхности дна возрастающих до 45%, а бореальных снижающихся с 55% до 40. Доля космополитов колеблется в пределах 10–20%. Таким образом, богатая и разнообразная диатомовая флора Повенецкого залива и ее эколого-географические характеристики не отражают существенных ухудшений состояния воды. Основные изменения в структуре комплексов показаны в таблице.

Таблица. Экологическая структура диатомовых комплексов Онежского озера

	Повенецкий з-в (W2)	Малое Онего (L2)	С-24
Кол-во видов	220	139	84
рН	6,2–6,4	6,2–6,5	6,0–6,3
галофилы	8–18 (%)	3–9	2–12
индифференты	50–70	60–80	62–90
галофобы	20–40	10–25	3–30
арктоальпийские	22–50	45–68	42–82
бореальные	40–62	20–35	8–38
космополиты	10–20	10–20	7–20

Литература

1. Гост 17.1.5.01-80. Охрана природы. Гидросфера. Общие требования к отбору проб донных отложений водных объектов для анализа на загрязненность.
2. Hakanson, L. & Jansson, M. 1983. Principles of lake sedimentology. Springer-Verlang, Berlin-Heidelberg, 316pp.

Новая геодинамическая модель эволюции северного сегмента Норвежско-Гренландского бассейна: от асимметричного спрединга к вторичному

Шипилов Э.В.

Мурманский морской и биологический институт КНЦ РАН, г. Мурманск, e-mail: ship@polarcom.ru

Рассматриваемый сегмент включает самое молодое звено спрединговой системы Северной Атлантики – хребет Книповича и спрединговый центр Моллой, разделяющие эту область Норвежско-Гренландского бассейна на две резко несимметричные части: впадину Бореальную и периокеанический прогиб Поморский (скрытый под осадочным чехлом). Молодой возраст функционирования спредингового центра хребта Книповича, по сравнению с хребтом Мона, подчеркивается его дискордантным (наложенным) расположением по отношению к линейным магнитным аномалиям океанического фундамента. Короткие отрезки этих аномалий отчетливо сохраняют простирания свойственные магнитным линеаментам в Гренландской и Лофотенской впадинах, сопровождавших аккрецию океанической коры в осевом спрединговом центре хребта Мона на протяжении всего кайнозоя. Контрастно выраженная асимметрия бассейнов относительно спредингового центра хребта Книповича, явный диссонанс последнего с рисунком магнитных аномалий и вместе с тем отчетливое отображение в рельефе дна и приуроченность к нему полосы эпицентров землетрясений, – все эти и другие обстоятельства породили непрерывающуюся дискуссию по поводу геодинамики формирования этой части Норвежско-Гренландского бассейна. Следует заметить, что изначально одним из самых неясных моментов, вызывающих разногласия, являлось, и до сих пор остается, интерпретационное толкование здесь возраста непротяженных отрезков линейных магнитных аномалий, закартированных от зон трансформных разломов Гренландская и Сенья на юге до трансформы

Моллой на севере. При этом поле развития отрезков этих аномалий, имеющих преимущественно ясную северо-восточную ориентировку, осложнено, помимо второстепенных трансформ, вмешательством просматривающихся элементов субмеридиональных румбов, согласованных с хребтом Книповича. Таким образом, можно полагать, что спрединговый центр хребта Книповича и сопровождающие его молодые линейные магнитные аномалии наложены на более древний структурный план полосовых магнитных аномалий имеющих северо-восточные простирания. И надо сказать, что указанная особенность находит подтверждение и при рассмотрении карты аномалий гравитационного поля [11,12].

В представленной работе предложена новая геодинамическая модель, обосновывающая становление современного тектонического облика рассматриваемого сегмента Норвежско-Гренландского бассейна.

Исследования последних лет [4,5] показывают, что спрединговый центр хребта Книповича начал функционировать после 13 хрона. С восточной цепочкой наиболее высоких гребневых вершин хребта Книповича связана аномалия 3 (4 млн. лет), хотя скважиной 344 вскрыта интрузия базальтов с возрастом по K-Ar 3 млн. лет [13]. А последней из линейных магнитных аномалий, идентифицированных к востоку от хребта, является 9 аномалия (около 29 млн. лет). И пока недостаточно фактов, что бы детализировать этот вопрос. Вместе с тем остается проблемой и объяснение здесь механизма резко выраженного асимметричного спрединга. Одна из наиболее популярных моделей, обсуждающей развитие этой части Норвежско-Гренландского бассейна, рассматривает механизм мелкоячеистой и косо сегментации осевой зоны спрединга хребта Книповича, позволяющей, в определенной мере, устранить противоречие между генеральным (практически меридиональным) простиранием хребта и северо-восточной ориентировкой линейных магнитных аномалий. На данный момент эта модель выглядит наиболее предпочтительной, объясняя заложение нового звена спрединга (хребта Книповича) сменой геометрии раскрытия бассейна в результате изменения траектории перемещения Гренландии относительно Баренцевоморского выступа Евразийской плиты. Но все же обоснование механизма асимметричного спрединга, а положение хребта Книповича и его аномальная приближенность к Шпицбергенской окраине – около 80 км, указывает именно на это, не является достаточно убедительным по целому ряду позиций указанным выше и обсуждаемым далее. Слишком велика разница в площадях, генерированной спредингом океанической коры по западную и восточную стороны от хребта Книповича. Отклонения от модели идеального симметричного спрединга в Атлантике отмечаются повсеместно (также как и в Евразийском бассейне), но такая «амплитуда» аномальности в целом для этого океана нехарактерна.

Исходя из постулатов тектоники плит создавшаяся ситуация могла бы быть объяснена поглощением части океанической коры под Западно-Баренцевскую континентальную окраину. Можно согласиться с В.Е. Хаиным [3], что, по существу, формальные условия для этого имеются. В пределах относительно узкой полосы Поморского прогиба, зажатой между Западно-Баренцевской континентальной окраиной и хребтом Книповича, океанический фундамент резко изгибается и погружается на глубины 10-11 км. Характер его сочленения здесь с утоняющейся континентальной корой не ясен. Скорей всего, по всем признакам, учитывая, хотя и медленную, скорость аккреции океанической коры данную ситуацию можно объяснить наличием условий сжатия на более глубинном уровне. По существующим представлениям погружение океанической коры может быть объяснено ее утяжелением по мере остывания в процессе удаления от спредингового центра и термоупругого сжатия коры. По расчетам это может происходить в течение 80 млн. лет с момента ее генерации и со временем скорость погружения падает. В поле развития спредингового центра хребта Книповича океаническая кора моложе 30 млн. лет. В Поморском прогибе скорость ее опускания была «стремительной», а осадконакопление носило лавинный характер. Очевидно, что несмотря на низкую скорость спрединга, весь процесс (от начала погружения океанической коры до его окончания и перекомпенсации осадками) здесь проходил гораздо скоротечнее.

Вместе с тем и зоны субдукции вдоль Западно-Баренцевской окраины не устанавливаются. Следует отметить, однако, что в одной из опубликованной недавно работ [6], на основе интерпретационного анализа данных аэрогеофизической съемки, весьма кратковременный эпизод субдукцион-

ного эффекта предполагается на крайнем западе Евразийского бассейна, на начальном этапе его раскрытия. Однако геологического подтверждения этому также нет. Но наряду с этим результатом существовавшей обстановки тектонического сжатия явилось формирование, объединенных до 13 хрона, Эуриканского и Западно-Шпицбергенского поясов деформаций, в условиях перемещения Гренландской плиты к северу. Представляется, что близкая, если не аналогичная, ситуация была создана в позднем эоцене, в другом регионе Земли, когда сопоставимая по размерам с Гренландией Индостанская плита столкнулась с Евразией положив, тем самым, начало созданию грандиознейшего горно-складчатого сооружения.

Обращает на себя внимание и то, что по западную сторону от хребта Книповича у континентального подножья Северо-Восточной Гренландии ясно выраженных периокеанических прогибов, тем более близких по гипсометрии фундамента и мощности осадочного чехла Поморскому прогибу, не закартировано. Это еще один из показателей характеризующих специфику в развитии северной части Норвежско-Гренландского бассейна, обусловленную, помимо всего, как представляется, фазами более активного воздымания Западно-Баренцевоморской окраины по сравнению северо-востоком Гренландской. Первая из них служила поставщиком огромного количества обломочного материала, сносимого в Поморский прогиб скоростью осадконакопления в котором во второй половине кайнозоя возросла настолько, что превосходила темпы его прогибания. В итоге этот бассейн в раннем миоцене (около 22 млн. лет назад) уже был нивелирован осадками, а в дальнейшем и перекомпенсирован. Прогиб перестал быть седиментационной ловушкой, и обвальное-оползневые массы и турбидитовые потоки вещества, сформировавшие в самом конце кайнозоя многочисленные клиноформы и лопасти конусов выноса, перехлестывали через северную часть развивающегося спредингового хребта Книповича. По этой причине Поморский прогиб никак не отражен в рельефе дна [4]. Можно констатировать, что чередование факторов неустойчивого ультрамедленного спрединга в хребте Книповича и воздымания Баренцевоморской окраины, это те геодинамические обстановки которые в совокупности привели к аномально быстрому тектоническому опусканию и формированию здесь глубокого периокеанического прогиба. На эти особенности возникновения впадин в целом для Атлантики обратил внимание Ю.М. Пушаровский [2]. В результате восточный борт Поморского прогиба подстилается континентальной корой переходного типа, западный – океанического, а его депоцентр маркирует границу между этими типами коры.

Анализ материалов позволяет считать, что до 13 хрона (35-33 млн. лет назад) блок хребта Ховгард входил в состав Западно-Баренцевской окраины и располагался в полосе нижней части континентального склона, чем и объясняется мощность его земной коры, достигающей 12–14 км [7], что, в общем, характерно для ряда асейсмичных хребтов. Возможно, что до отделения от окраины, это был выступ фундамента, в тылу которого располагался грабенообразный прогиб аналогичный или близкий по параметрам строения грабену Форландсунн (между Западным Шпицбергенем и Землей Принца Карла). Известные примеры формирования ряда асейсмичных хребтов (микроконтинентов) показывают неперемное существование первичных океанических бассейнов, в сторону которых мигрируют, при отрыве от континентальных окраин их отторженцы. В рассматриваемом случае к западу от Баренцевоморской окраины, до начала функционирования спредингового центра Книповича также уже существовал океанический бассейн, ассоциируемый с Бореальной впадиной. Анализ геодинамической ситуации приводит к выводу, что его спрединговый центр развивался синхронно с хребтом Мона, но в целом по размерам этот бассейн значительно уступал суммарной площади впадин Гренландской и Лофотенской. Отмирание этого спредингового центра, располагавшегося в Бореальной впадине, произошло практически одновременно с хребтом Эгир. Функционирование обоих этих срединно-океанических хребтов, начиная от хрона 24в, продолжалось не более 25-30 млн. лет, как и отмечалось ранее [4].

Дальнейший сценарий развития рассматриваемого сегмента предполагает перескок спрединга к востоку в связи с чем, после 13 хрона, в конце олигоцена, вдоль Западно-Баренцевской окраины происходило сначала заложение зоны растяжения, а затем вторичного спредингового центра, т.е. будущего хребта Книповича. Его развитие и отодвигание от окраины привело к формированию По-

морского прогиба и отрыву блокового сегмента континентальной коры Ховгард. Синрифтовые комплексы отложений позднеолигоцен-раннемиоценового возраста едва не вскрыты скважиной 986 [9] в Поморском бассейне, а в тылу хребта Ховгард, в пределах так называемого Гренландско-Шпицбергенского порога, – скважиной 909 [10]. Отложения позднего олигоцена вскрыты скважиной 908 [10] и на хребте Ховгард, в поперечной ложбине, однако миоценовый интервал разреза (доплиоценовый) здесь отсутствует. Вероятное объяснение этому факту следующее. Исходя из предложенной геодинамической модели развития, в конце олигоцена блок хребта Ховгард еще входил в состав окраины, а в миоценовое время, после его отделения, формирующийся спрединговый хребет Книповича служил естественной дамбой перекрывающей поступление материала с источника размыва на востоке. Это подтверждается сейсмическими данными о строении и развитии Шпицбергенской окраины и самого хребта Книповича [1,5].

Таким образом, асимметрия северной части Норвежско-Гренландского бассейна, в отличие от существующих воззрений, обосновывается двухэтапной историей развития этого сегмента Атлантики, обусловленной становлением первичного и вторичного центров спрединга. Положение асейсмичного хребта Ховгард к западу от хребта Книповича свидетельствует о существовании первичного океанического бассейна на месте Бореальной впадины, спрединг в которой завершился до 13 хрона. Вторичный спрединговый центр – хребет Книповича начал формироваться около рубежа позднего олигоцена – раннего миоцена. Он привел к отколу от Баренцевоморской окраины блока континентальной коры поднятия Ховгард. В ходе аккреции полосы новой океанической коры этот асейсмичный хребет мигрировал на запад до современного положения в пределах Бореальной океанической впадины.

Литература

1. Батурин Д.Г. Структура осадочного чехла и развитие Шпицбергенской континентальной окраины. В кн.: Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы (тектоника и сейсмостратиграфия). Ред. Е.Ф. Безматерных, Б.В. Сенин, Э.В. Шипилов. Мурманск: Север. 1993. С. 35–47.
2. Пуцаровский Ю.М. Движущиеся континенты // Геотектоника. 2004. № 3. С. 3–12.
3. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научн. мир, 2000. 606 с.
4. Шипилов Э.В. Генерации, стадии и специфика геодинамической эволюции молодого океанообразования в Арктике // ДАН. 2005. Т. 402. № 3. С. 375–379.
5. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Разницын Ю.Н. Неотектоника северной части Норвежско-Гренландского бассейна (особенности строения и развития хребта Книповича и Поморского периокеанического прогиба) // ДАН. 2006. Т. 410. № 4. С. 506–511.
6. Brozena J.M., Childers V.A., Lawver L.M., Galagan L.M., Forsberg R., Faleide J.I., Eldholm O. New aerogeophysical study of the Eurasia Basin and Lomonosov Ridge: Implications for basin development // *Geology*. 2003. Vol. 31. № 9. P. 825–828.
7. Czuba W., Ritzmann O., Nishimura Y., Grad M., Mjelde R., Guterch A., Jokat W. Crustal structure of continent-ocean transition zone along two deep seismic transects in north-western Spitsbergen // *Polish Polar Research*. 2004. Vol. 25. № 3–4. P. 2005–221.
8. Faleide J.I., Tsikalas F., Eldholm O. Arctic geology, hydrocarbon resources and environmental challenges. Ed. M. Smelror, T. Bugge // *Norsk Geologisk Forening (NGF)*. 2004. № 2. P. 45–46.
9. Forsberg C.F., Solheim A., Elverhoi A. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1999. Vol. 162. Ocean Drilling Program, College Station, TX. P. 233–246.
10. Myhre A.M., Thide J., Firth J.V. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. 1995. Vol. 151. Ocean Drilling Program, College Station, TX. 926 p.
11. Olesen O.G., Gellein J., Habrekke H., Kihle O., Skilbrey J.R., Smethurst M.A. Magnetic anomaly map Norway and adjacent ocean areas. Scale 1:3000000. Geological Survey of Norway, N-7002. Trondheim. 1997.
12. Skilbrey J.R., Kihle O., Olessen O.G., Gellein J., Sindre A., Solheim D., Nyland B. Gravity anomaly map Norway and adjacent ocean areas. Scale 1:3000000. Geological Survey of Norway, N-7491. Trondheim. 2000.
13. Talwani M., Udintsev G. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1976. Vol. 38. Washington (U.S. Government Printing Office). 1256 p.
14. Tessensohn F., Piepjohn K. Eocene compressive deformation in the Arctic Canada, North Greenland and Svalbard and its plate tectonic causes // *Polarforschung*. 2000. 68. P. 121–124.
15. Zigler P.A. Evolution of the Arctic-North Atlantic and Western Tethys. AAPG. Memoir 43. Tulsa, Oklahoma, USA: Shell. Intern. Mij. B.V., 1987. 198 p.+ 14 plate.

Юрско-меловой базальтоидный магматизм Баренцево-Карской континентальной окраины в контексте геодинамической эволюции Арктического океана

Шипилов Э.В.

Мурманский морской и биологический институт КНЦ РАН, г. Мурманск, e-mail: ship@polarcom.ru

Юрско-меловой этап в геологической эволюции Баренцевоморского региона отличается контрастной сменой тектоно-геодинамических условий и палеофациальных обстановок, приведших, соответственно, к существенным трансформациям земной коры и аккумуляции изменчивых по мощности и литологическому составу комплексов отложений осадочного чехла.

В чем причины того, что, практически, синхронно с экспансией морских трансгрессий в средней юре и последующим наступлениям в волжское время спокойных (как считается), застойных условий седиментации в бескислородной среде, – в пределах региона проявился и обильный базальтоидный магматизм? Какова геосторическая последовательность и взаимосвязь событий в Арктике, повлекших, казалось бы, столь разноплановые тенденции в развитии Баренцевской окраины?

В представленной работе, на основе морских и островных геологических и геофизических данных [3,4,7,9-13], акцентируется внимание на геологических событиях и тектоно-геодинамических процессах, которые происходили в пределах Баренцевоморского региона в юрско-меловое время в сопоставлении с развитием Американо-Азиатского бассейна.

Геодинамическая эволюция бассейна остается предметом дискуссий, однако большинство исследователей не отрицают мезозойского (позднемезозойского) возраста этой геоструктуры и стартовой деструктивно-рифтогенной активизации, приведшей к первой генерации молодого океанообразования – заложению Канадской впадины и формированию Американо-Азиатского бассейна. В подтверждение этому свидетельствуют различные материалы [6], указывающие на то, что по меньшей мере в юрское время (когда северная часть Центральной Атлантики уже существовала) все трансгрессии в район современных Северного моря и Западно-Арктической окраины происходили с севера, где, по всей видимости, и располагался обширный глубоководный океаноподобного типа бассейн.

Наличие в Арктике такого океана в течение мезозоя (начиная с триаса) предполагается и по устойчивому существованию в это время специфической морской биоты высокого таксономического разнообразия [2].

Различные палеотектонические реконструкции сходятся в том, что показывают в мезозое продольное положение спрединговой оси в Американо-Азиатском бассейне [16]. Отмершая зона спрединга была выявлена в структуре аномального магнитного поля Канадской котловины [14,16].

Известен целый ряд моделей, объясняющих с различных сторон образование рассматриваемой области [16]. Однако, наиболее обоснованным, подтвержденным геолого-геофизическими данными, а также палеогеодинамическими реконструкциями, является ротационный механизм генезиса Американо-Азиатского бассейна [9,14,16]. История развития по этой модели характеризуется следующими основными событиями и их особенностями.

Становление Американо-Азиатского бассейна происходило в две фазы.

Начальная фаза тектонической активизации связывается с “неудавшимся” (или незавершенным) рифтогенным событием на временном отрезке аален-бат-титон и знаменуется развитием расширенных полуграбенных вдоль арктической окраины Аляски. Это подтверждается детальным стратиграфическим и структурным анализом отложений, а также результатами бурения континентальной окраины Аляски и сопредельных областей [16].

В Баренцевоморском регионе эта фаза началась с погружения территории и трансгрессии с севера в ее пределы морского бассейна, достигшего в конце батского века Печорской равнины [1].

Озерно-аллювиальные условия седиментации сменились здесь прибрежно-морскими и морскими, и песчаные толщи, столь характерные для ранней и средней юры, начиная с келловоя замещаются песчано-глинистыми образованиями, а последние в поздней юре – преимущественно глинистыми.

В области Южно-Баренцевского бассейна, еще не обособленного с севера Лудловской перемычкой, рассматриваемый период обозначился гораздо более контрастными переменами. В среднеюрское время происходит обновление структурного облика бассейна за счет возникновения возвышенностей или тектонических уступов преимущественно в бортовых зонах. Это фиксируется появлением в разрезах скважин, расположенных по периметру впадины, пластов гравелитов и конгломератов. Судя по тому, что указанные образования встречены от верхов нижней юры до кровли средней, – процесс дифференциации был растянут по времени, как и возникновение источников сноса. Менялись тракты поступления обломочного материала и в ряде районов средняя юра отделена от верхней несогласием, видимо, углового типа, связанного с изменением наклона участка палеодна. Важно отметить, что в разрезе депоцентра подобных особенностей не отмечается: в скважине Арктическая песчаники в верхней юре сменяются глинистыми отложениями.

На п-ове Канин, по нашим наблюдениям (лето 2002г), имеются гравелиты, судя по всему, среднеюрского возраста и многочисленная фауна аммонитов, белемнитов и двустворчатых моллюсков, скорее всего предпоздне – и позднеюрского облика, аналогичная встреченным скважинами на подводном продолжении Печорской плиты. Морская трансгрессия и углубление бассейна в рассматриваемую фазу сопровождалось и эндогенной активностью в виде интрузий основного состава. Возраст вскрытых скважиной в районе Лудловского поднятия (разделяющего Южно- и Северо-Баренцевские впадины) пластовых базальтов по К-Аг составляет 159 млн. лет [3,13], а в скважине Нагурской (архипелаг Земля Франца Иосифа). – 151 ± 11 млн. лет [7]. Близкий возраст базальтов (145 млн. лет) устанавливается на Шпицбергене и на его восточном шельфе [17], а также в Свердрупском бассейне (152 ± 6 млн. лет) [15]. Указанные изотопные датировки укладываются преимущественно в позднеюрский (волжский) отрезок геологической шкалы, когда в пределах Баренцевоморского региона и, особенно, в Восточно-Баренцевском мегабассейне, обозначились условия максимальной трансгрессии и накопления депрессивной черносланцевой фации киммеридж-волжского глинистого комплекса [9]. Материалы сейсморазведки и бурения показывают широкое распространение этих образований сменяющихся диахронно по латерали и вертикали клиноформными склоновыми глинисто-песчаными фациями неокома. Оба сейсмокомплекса однозначно опознаются на большинстве временных разрезов от Печорского моря на юге до впадины Св. Анны на севере.

Вторая фаза развития Американо-Баренцевского бассейна, связанная с рифтогенезом, переросшим в спрединг, устанавливается во временном диапазоне от готерива-баррема-раннего апта до раннего сеномана. В этот период Канадский Арктический архипелаг (с одной стороны) и Аляска с Чукоткой (с другой) начали удаляться друг от друга, испытывая вращение относительно точки, расположенной в районе дельты р.Маккензи. При этом вдоль Баренцево-Карской палеоокраины, с входящим в ее состав блоком будущего хребта Ломоносова, получила развитие трансформная зона разломов (Свердрупско-Новосибирская) с левосторонней кинематикой.

Формирующийся срединно-океанический спрединговый центр воздействовал на Баренцево-Карскую палеоокраину через отмеченную трансформу. Следует отметить, что последняя по своим характеристикам аналогична “демаркационным” (по Ю.М. Пушаровскому) или “магистральным” (по В.Е. Хаину) зонам, описанным в работе [5] и, в частности, Шпицбергенско-Северогренландской, а также выделенной недавно Хатангско-Ломоносовской [9,10]. Их роль заключается в том, что они разделяют сегменты океана, отличающиеся по структуре, возрасту и геодинамическим особенностям развития, а также разграничивают континентальные и океанические области. Вместе с тем на континентальных окраинах вдоль указанных трансформ концентрируются ареалы базальтоидного магматизма, фиксирующие фазы наиболее активного развития глубоководных бассейнов.

В пределах Баренцевоморского региона переход ко второй, главной, фазе становления Американо-Баренцевского бассейна ознаменовался сменой глинистых сланцев (“баженитов”) грубозернистыми регрессивными “вельдскими” фациями раннего мела, которая происходила с миграцией во времени и пространстве, практически, повсеместно на континентальных окраинах. Активизация тектоно-геодинамических процессов с проявлением мощных регрессивных событий в раннемеловое время

была обусловлена глобальными причинами – распадом Пангеи-II и [8] с резким падением уровня Мирового океана. Это привело к размыву поднятий, окружающих Восточно-Баренцевскую троговую систему, в преднеокомское время, а также в раннеаптскую регрессию. В результате на сводах были денудированы не только позднеюрские глинистые отложения, но и неокомские породы. В присдвиговой зоне, располагавшейся между Южно- и Северо-Баренцевскими депоцентрами осадконакопления, сформировалась Лудловская перемычка. Здесь одноименной скважиной подсечена пластовая интрузия габбро-диабазов, расположенная выше уже упомянутой, с возрастом по K-Ar – 131-139 млн. лет [3,13], связанная с поднимающимся мантийным диапиром. Это свидетельствует о том, что рифтогенный режим в Восточно-Баренцевском мегабассейне в меловое время носил достаточно отчетливый характер. На палеоокраине реактивировалась сеть диагональных разломов и нарушений северо-восточного и северо-западного простираний сбросового и сбросо-сдвигового типов. Она определила ориентировки трендов большинства развивающихся структур региона, которые хорошо просматриваются и в рельефе дна моря.

Синхронно этим событиям активным базальтоидным магматизмом были охвачены Земля Франца Иосифа (вплоть до сеномана, в скв. Нагурская возраст базальтов по K-Ar составляет 103 ± 7 млн. лет [7]), трог Св. Анны, восточный шельф Шпицбергена (верхний предел – 105 млн. лет [17]). Сейсмические материалы указывают на широкое присутствие разновозрастных силлов в осадочном чехле севера Баренцевской окраины и особенно в Восточно-Баренцевской мегадепрессии.

В Свердрупском бассейне, по большинству изотопных определений [15], интервал рифтогенной магматической активизации ограничивается 131-100 млн. лет, а биостратиграфические его привязки поднимаются до значений 92 млн. лет. В диапазоне от готерива до альба находится возраст трапповых базальтов островов Де Лонга и магматитов поднятия Альфа [16].

Изложенное приводит к выводу о том, что описанные базальтовые силлы, дайки и покровы раннего мела (готерив-альб, местами до сеномана) являются индикационными признаками раскрытия Амеразийского бассейна.

Если попытаться проследить последовательность развития океанических бассейнов в Аркто-Атлантическом сегменте Земли, то вырисовывается следующий сценарий событий.

Центральная Атлантика начала раскрываться в начале средней юры (около 170 млн. лет назад) [5] и с этим процессом синхронизируется фаза континентального рифтинга в Арктике (“неудачная” попытка раскрытия Амеразийского бассейна, начиная с аалена-бата). Затем, наступила очередь Южно-Атлантической области – около 150 млн. лет назад и с этим временем совпадает проявление юрского магматизма в Баренцевоморском регионе, морская трансгрессия с севера, углубление его бассейнов и накопление депрессивной черносланцевой фации кимеридж-волжского глинистого комплекса. В конце раннемеловой эпохи стартует основная фаза раскрытия Амеразийского бассейна (продолжавшаяся с готерива до альба-сеномана). Рифтогенные процессы с сопутствующим магматизмом нарастают в Баренцевом море, Свердрупском бассейне в интервале – 135–130 до 95–92 млн. лет. С некоторым запаздыванием развивается Северо-Атлантическая область, где начало спрединга датируется альбом-сеноманом (100–80 млн. лет назад), и, когда, по-существу, в Амеразийском бассейне спрединговый центр уже отмирает (95–80 млн. лет).

Подводя итог изложенному, необходимо отметить, что юрско-меловая генерация океанообразования в Арктике, связанная с заложением и развитием Амеразийского бассейна, как видно, нашла вполне очевидное отражение в тектоно-геодинамических преобразованиях и палеофациальных условиях осадконакопления Баренцевоморской окраины. Представляется, что разломно-деструктивное продолжение осевой зоны спрединга Амеразийского бассейна по простиранию (ЮЗ-СВ) было связано с полосой рассеянного рифтинга представленной рифтогенными структурами Земли Франца Иосифа и прогибов Св. Анны, Северо-Баренцевского, частично Южно-Баренцевского, Нордкапского, Хаммерфест, Медвежинского, Ольги и т.д., устремившись, в попытке объединения, навстречу раскрывающейся Северной Атлантике.

Литература

1. Дедеев В.А., Молин В.А., Розанов В.И. Юрская песчаная толща европейского Севера России. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 1997. 80 с.
2. Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин М.И. и др. Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // Геология и геофизика, 2002, Т.43. №2. С. 155–181.
3. Комарницкий В.М., Шипилов Э.В. Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // ДАН, 1991, т.320, № 5. С. 1203–1206.
4. Столбов Н. М. К вопросу о возрасте траппового магматизма архипелага Земля Фраца-Иосифа по радиологическим данным // В сб.: Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб, ВНИИОкеангеология, вып. 4. С. 199–202.
5. Пуцаровский Ю.М. Тектонические феномены океанов. В сб.: Фундаментальные проблемы общей тектоники. Ред. Ю.М. Пуцаровский. М.: Научный мир, 2001. С. 174–230.
6. Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. Мурман. кн. Изд-во, 1989. 176 с.
7. Тараховский А.Н., Фишман М.В., Школа И.В. и др. Возраст траппов Земли Франца-Иосифа. В сб.: Прогнозирование и оценка никеленосности новых рудных районов на Севере Сибирской платформы. Л.: 1983. С. 100–108.
8. Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: Недра, 1993. 451 с.
9. Шипилов Э.В. К тетано-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника, 2004, №5. С. 26–52.
10. Шипилов Э.В., Матишов Г.Г., Хасанкаев В.Б. Амеразийская генерация океанообразования в Арктике и ее влияние на эволюцию Баренцевоморской континентальной окраины // ДАН, 2003, Т. 390, № 5. С. 85–88.
11. Шипилов Э.В., Моссур А.П. Об аномальных сейсмических горизонтах в осадочном чехле Баренцева моря // Геотектоника, 1990, №1. С. 90–97.
12. Шипилов Э.В., Моссур А.П. Глубинная структура осадочного чехла Арктического региона // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1990. №10. С. 112–122.
13. Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. О генезисе антиклинальных структур месторождений углеводородов восточной части Баренцева моря // ДАН, 1995, Т.342, №1. С. 87–88.
14. Embry A.F. Geological and geophysical evidence in support of the hypothesis of anticlockwise rotation of northern Alaska // Marine geology. 1990. №93. P. 317–329.
15. Jansa L., F., Pe-Piper G. Middle Jurassic to Early Cretaceous igneous rocks along Eastern North American continental margin // The Amer. Assoc. of Petroleum Geologists Bullet. 1988. V. 72. № 72. № 3. P. 347–366.
16. The Arctic Ocean Region. Vol. L. Geology of North America. Geol. Soc. Amer. Boulder Co, Ed. A. Grantz, L. Johnson, I.F. Sweney. Colorado, 1990. 644 p.
17. Worsly D., Ada O.J., Dalland A., et al. The Geology History of Svalbard. Stavanger: Statoil, 1986. 121p.

Этапы активизации тектонических процессов Баренцево-Карского региона в фанерозое и нефтегазоносность

Шипилов Э.В.¹, Волож Ю.А.², Антипов М.П.²

¹ Мурманский морской и биологический институт КНЦ РАН, г. Мурманск, e-mail: ship@polarcom.ru

² Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: antipov@ginras

Накопленные к настоящему времени геолого-геофизические данные о глубинном строении и нефтегазоносности Евразийско-Арктической континентальной окраины (моря Печорское, Баренцево, Карское) [2,4-11], позволяют высказать обоснованные суждения о связях между особенностями тектонического развития региона (обусловленных сменой геодинамического режима) и характером размещения в его пределах месторождений нефти и газа.

Формирование современной структуры осадочного чехла и консолидированной коры региона происходило в течение последних 700-800 млн. лет. История становления структуры земной коры региона, с определенной долей условности, может быть подразделена на три основных этапа. Первый наиболее длительный этап, охватывает конец неопротерозоя и весь палеозой. Он соответствует

отрезку времени в течение, которого завершился распад Родинии и проходило становление последней Пангеи. Второй этап позднепермско-раннеюрский, отвечает времени существования Пангеи в качестве единого суперконтинента ограниченного со всех сторон зонами субдукции. На этом отрезке времени подавляющая часть территории Пангеи развивалась в тектоническом режиме сводово-глыбового орогенеза, обусловленного геодинамическими процессами, проходящими на уровне литосферы (изостатическое выравнивание) и нижней мантии (плюм-тектоника). Третий этап юрско-кайнозойский, распадается на два подэтапа: юрско-меловой предшествующих распаду Пангеи и поздний мел-кайнозой – это время ее распада и формирования молодых океанов [1,5].

В течение первого этапа под воздействием геодинамических процессов на окраинах литосферных плит формируются аккреционные, коллизионные и аккреционно-коллизионные складчатые сооружения, которые в настоящее время слагают полихронный комплекс консолидированной коры региона. Так докембрийские структурно-тектонические комплексы (кадомиды) консолидированной коры Тимано-Печорской и Северо-Карской плит, это результат аккреционных процессов на активной окраине суперконтинента Родинии. Додевонские комплексы (каледониды) основания Свальбардской плиты сформированы под воздействием коллизионных процессов в зоне столкновения Восточно-Европейского и Северо-Американского палеозойских континентов. Палеозойские (каледонско-герцинские) комплексы в основании чехла Карско-Хатангской плиты – это итог длительных аккреционных процессов проходивших на окраинах Казахстанского континента обращенных к Обь-Зайсанскому океану и коллизионных процессов при соединении Сибири с Лаврентией. Одновременно с наращиванием новых объемов консолидированной коры вдоль границ литосферных плит и в швах их столкновения, по периферии этих областей (коллизионно- либо аккреционно-складчатых сооружений), в осадочных бассейнах, идет накопление платформенных комплексов палеозоя, которые слагают нижние части разреза осадочного чехла Свальбардской (эпикаледонской), Северо-Карской и Тимано-Печорской (эпибайкальских), и Карско-Хатангской (эпипалеозойской) плиты.

Второй этап в развитии региона (конец перми, триас и начало юры) это время становления в его пределах новой генерации эпиконтинентальных бассейнов различного типа: внутриконтинентальных глубоководных морей, межгорных впадин и предгорных прогибов. В этот период времени, рассматриваемый регион располагался в пределах северной пассивной окраины последней Пангеи в области сочленения Урало-Монгольского внутриконтинентального пояса сводово-глыбовых поднятий с Анюйским океаном. Осадочные бассейны новой генерации и группируются в два пространственно разобщенных ареала. К юго-востоку от Урала, Пайхоя, Новой Земли и Таймыра, в пределах Урало-Монгольской области сводово-глыбовых поднятий, в конце триаса закладывается Карско-Хатангский бассейн типа межгорных впадин наложенный на структуры предшествующего этапа. На западе, вдоль границы области сводово-глыбовых поднятий и эпибайкальской платформы формируется система предгорных бассейнов (Косью-Роговский и Коротайхинский), наследующая предшествующие им передовые прогибы (foredeep). На востоке севере, вдоль границы эпикаледонской платформы со структурами Анюйского океана, формируется Восточно-Баренцевоморский бассейн типа внутренних континентальных морей, который наследует предшествующий ему палеозойский переконтинентальный бассейн.

Третий, заключительный этап (юра, мел и кайнозой) – это период развития Баренцево-Карского региона в режиме пассивной континентальной окраины, которая протягивалась далеко на запад, включая Гренландию и Северо-Канадский шельф. Важно отметить, что эта окраина постоянно подвергалась деструкции, вначале под воздействием спрединговых центров продвигавшихся со стороны Пацифики (ранний мел), а затем (начиная с позднего мела) со стороны Атлантики. [9]. В этот период времени в пределах региона, формируется система бассейнов кратогенного типа, которые образуют два ареала прогибания: западный – Баренцевоморско – Тимано-Печорский и восточный – Карско-Западносибирский, разделенных Уральским, Пайхой-Новоземельским и Таймырским кряжами.

Таким образом, в рассматриваемом регионе платформенный режим развития установился в различное время: на территории Северо-Карской плиты и вероятно в Восточно-Баренцевской мегавпадины – в позднем венде; Тимано-Печорской плиты – в ордовике; Свальбардской плиты – в

верхнем девоне; Карско-Хатангской плиты – в конце ранней юры. Этот режим неоднократно нарушался фазами активизации тектонических движений, которые для каждой из перечисленных плитных структур молодой Северо-Евразийской платформы также были разновременными. В общей сложности, для всего региона и его близлежащего обрамления в фанерозое, выделяется несколько пиков активизации тектонических движений. Одни из них, совпадающие по времени с периодами общего растяжения литосферной плиты, сопровождались утонением земной коры, усилением погружения, формированием рифтовых структур и проявлениями базальтоидного магматизма (позднесилурийско-раннедевонский, позднедевонско-раннекарбонный, позднепермско-раннетриасовый, позднеюрско-раннемеловой). Другие фазы совпали с периодами общего сжатия – с формированием внутриплитных дислокаций, общим подъемом территории и размывом верхних горизонтов коры (предфранский, предюрский, палеогеновый и неоген-четвертичный).

К наиболее значимым нефтегазоносным бассейнам (НГБ) запада Арктической континентальной окраины относятся: Восточно-Баренцевский (состоящий из Южно- и Северо-Баренцевской и других впадин), Карско-Хатангский (состоящий из Южно-Карской впадины и Енисей-Хатангского прогиба) и Тимано-Печорский НГБ.

Разрез осадочного чехла Тимано-Печорского НГБ начинают отложения раннего ордовика. Предфранской поверхностью структурно-эрозионного несогласия осадочный чехол разделен на два структурно-тектонических комплекса (СТК): доплитный (O-D₂), и плитный (D₃-Kz). Внутри плитного СТК выделяется три сейсмогеологических этажа (СГЭ) – среднеюрско-кайнозойский, верхнепермско-триасовый и верхнедевонско-артинский; а внутри доплитного СТК два – нижне-среднедевонский и ордовикско-силурийский. Обогащенные РОВ породы присутствуют во всех горизонтах палеозоя, но нефтематеринскими породами считаются, главным образом, франские битуминозные отложения (доманик). Региональными флюидоупорами в НГБ служат саргаевско-симилукские, кунгурские и верхнеюрские глинистые отложения. С учетом зональных флюидоупоров в разрезе осадочного чехла Тимано-Печорского НГБ выделяют шесть нефтегазоносных комплексов: ордовикско-силурийский – карбонатный, среднедевонско-нижнефранский – терригенный, верхнедевонско-турнейский – карбонатный, визейско-нижнеперский – терригенно-карбонатный, верхнепермско-триасовый – терригенный. На шельфе Печорского моря продуктивность установлена в трех верхних комплексах.

Стратиграфический объем разреза осадочного чехла Восточно-Баренцевского НГБ не установлен. Большинство исследователей предполагает, что он начинается отложениями венда, хотя не исключен и более молодой, ордовикский возраст нижних горизонтов. По сейсмическим данным вся колонна осадочных пород Восточно-Баренцевского НГБ образует единый плитный СТК, внутри которого обособливается три этажа: палеозойский, пермско-юрский и верхнеюрско-кайнозойский. По данным бурения региональным флюидоупором служат глинистые толщи верхней юры, на основании чего в разрезе чехла выделяют два нефтегазоносных комплекса. Нефтематеринскими породами служат отложения пермо-триаса. Продуктивными являются триасовые и юрские отложения.

Разрез осадочного чехла Южно-Карского НГБ начинают на юго-востоке отложения красноселькупской серии (поздняя пермь – ранний триас), а на северо-западе тампейской. Возраст тампейской серии по последним данным рэт-лейасовый [3]. Осадочный чехол Южно-Карского НГБ поверхностью предтоарского структурно-эрозионного несогласия разделен на два структурно-тектонических комплекса: доплитный СТК (P₂-J₁), и плитный СТК (J₂-Kz). В разрезе плитного СТК региональными флюидоупорами служат глинистые толщи верхней юры и палеогена. Материнскими породами являются юрские битуминозные глины (бажениты) и меловые угленосные отложения. В настоящее время доказана продуктивность (газоносность) неокон-аптских и альб-сеноманских отложений. Нижнемеловые отложения могут быть и нефтеносными, о чем свидетельствует бурение на о. Белом (одноименное газоконденсатнонефтяное месторождение). Помимо газоконденсата здесь была получена и нефть (танопчинская свита).

Рассмотренные нефтегазоносные бассейны в современной структуре молодой Северо-Евразийской платформы образуют своеобразный ряд: Тимано-Печорский НГБ, Восточно-Баренцевоморский НГБ и Южно-Карский НГБ. В этом ряду, по мере утонения общей мощности земной коры, все

более увеличивается мощность осадочного чехла в основном за счет наращивания молодыми комплексами. Специфическим является и распределение скоплений углеводородов в разрезе осадочного чехла этих бассейнов их фазового состава.

В Тимано-Печорском НГБ, где мощность осадочного чехла минимальна, весь разрез практически нефтеносен. Нефтеносность в подавляющем большинстве случаев связана с палеозойскими толщами – как в пределах сухопутной части Тимано-Печорского бассейна, так и на его подводном продолжении. Газовые залежи характерны для молодых триасовых отложений и то в его погруженной части.

В Восточно-Баренцевском и Карско-Хатангском НГБ, где мощность осадочного чехла резко нарастает, продуктивны мезозойские комплексы, которые содержат главным образом газовые и газоконденсатные залежи. Основная доля ресурсов в первом из названных НГБ зафиксирована в юрском комплексе, а во втором в юрско-меловом. При этом меловые отложения продуктивны только в Карско-Хатангском НГБ. Так в Южно-Карской впадине открыты уникальные месторождения газа, тогда как в одновозрастных толщах Южно-Баренцевской впадины не отмечено признаков наличия даже мелких месторождений.

Анализируя историю развития региона и характер размещения в нем месторождений УВ, можно сделать вывод, что на закономерности распределения месторождений основное влияние оказывают условия нефтегазонакопления. Последние, как известно, контролируются процессами активизации тектонических движений, вызывающими подъем территории и размывы верхних горизонтов коры. В связи с этим важнейшее значение приобретает задача установления в нефтегазоносном бассейне главной фазы нефтегазообразования, которая определяется как время последних наиболее активных поднятий (максимального размыва). Такая фаза в Тимано-Печорском НГБ соответствует концу юры, в Южно-Карском началу палеогена, Южно-Баренцевском - неогену. В этом аспекте интересны данные о тепловом режиме недр Южно-Баренцевского и Южно-Карского бассейна. Земная кора в обоих прогибах резко утоненная (28-30 км). При этом в Южно-Карской впадине, насколько об этом позволяют судить структурно-геологические модели, основные поверхности раздела земной коры (Мохо, домезозойского фундамента) располагаются гипсометрически выше, чем в Южно-Баренцевской впадине. Однако уровни теплового режима недр в этих бассейнах находятся в обратном соотношении. Значения плотности теплового потока более глубокого (18-22 км) Южно-Баренцевского бассейна составляют 100-150 мВт/м², тогда как в Южно-Карском (при максимальных глубинах фундамента 14-15 км) они зафиксированы в пределах 70-75 мВт/м². Эти данные свидетельствуют о различном времени протекания глубинных процессов, обусловивших разогрев недр, который сопровождался подъемом и эрозией верхних горизонтов земной. В Южно-Карском бассейне пик этих процессов приходится на начало триаса, а завершение на конец средней юры и связаны они с затуханием орогенеза в пределах Урало-Монгольского пояса сводово-глыбовых поднятий. В Южно-Баренцевской впадине эти процессы более поздние. Они, вероятней всего, связаны с ранними стадиями раскрытия, а затем и формированием, Арктического океана, а также и Северной Атлантики. Об этом свидетельствует субмеридиональная полоса развития мезозойского базальтоидного магматизма, которая, омолаживаясь и расширяясь, протягивается вдоль Центрально-Баренцевской зоны блоковых поднятий фундамента, от Кольского полуострова к архипелагу Земля Франца-Иосифа. Эти процессы начались в юрско-меловое время и продолжают идти ныне.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН – 1 (при финансовой поддержке Президиума РАН)[2] и подпрограммы ФЦП «Мировой океан»[10].

Литература

1. *Атлас литолого-палеогеографических, структурных и геоэкологических карт Центральной Евразии.* Алматы: НИИ «ЮГГЕО», 2002.
2. *Волож Ю.А., Антипов М.П., Шитлов Э.В., Малышев Н.А.* Комплексные четырехмерные модели нефтегазоносных осадочных бассейнов восточной окраины Восточно-Европейского палеозойского континента // *Фундаментальные проблемы геологии и геохимии нефти и газа и развития нефтегазового комплекса России.* М., ГЕОС, 2007. С. 95–107.

3. *Липатова В.В.* К вопросу о тампейской серии // Триас Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГ-ГиМС. 2001, С. 193–208.
4. *Международная* тектоническая карта Европы М 1: 5 000 000. Третье издание. Гл. редакторы В.Е. Хаин, Ю.Г. Леонов. М: Комиссия по международным тектоническим картам, 1998. 5 листов.
5. *Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция* // Ред. Ю.Г. Леонов и Ю.А. Волож. Тр. ГИН РАН. Вып. 543. М.: Научный мир, 2004. 526 с.
6. *Тектоническая* карта Баренцева моря и северной части Европейской России. М 1:2500000. Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: Картография, 1996.
7. *Тектоническая* карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. М.1:2500000. Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: Федеральная служба геодезии и картографии РФ. 1998.
8. *Шипилов Э.В., Мурзин Р.Р.* Месторождения углеводородного сырья западной части Российского шельфа Арктики: геология и закономерности размещения // Геология нефти и газа. 2001, № 4. С. 6–19
9. *Шипилов Э.В.* Генерации, стадии и специфика геодинамической эволюции молодого океанообразования в Арктике // ДАН. 2005. Т. 402. № 3. С. 375–379.
10. *Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Волож Ю.А., Антипов М.П.* Тектоника и эволюция Печороморского и Южно-Баренцевского нефтегазоносных бассейнов // Комплексные исследования процессов, характеристик и ресурсов российских морей Северо-Европейского бассейна (проект подпрограммы "Исследование природы Мирового океана" федеральной целевой программы "Мировой океан"). Вып. 2. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2007. С. 266–302.
11. *Shipilov E.V.* Pechora-Barents-Kara platform: structure and oil-and-gas potential // *Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield)*. Ed F.P. Mitrofanov. Apatity, 1995. P. 124–127.

Влияние щелочных расплавов на породы фундамента и возраст позднемагматических процессов: контактная зона Ловозерского массива

Шаматрина А.М., Арзамасцева Л.В., Арзамасцев А.А.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: shamatrina@geoksc.apatity.ru

Задача работы – оценка возраста и условий проявления метасоматоза докембрийских гнейсов, происходившего в результате внедрения агапитовых расплавов при становлении палеозойских щелочных интрузий Кольской провинции. Объектом исследования выбран контакт Ловозерского массива агапитовых нефелиновых сиенитов с породами докембрийского фундамента. Луявриты дифференцированного комплекса массива, контактирующие с гнейсами, в непосредственном контакте с породами рамы сменяются пегматоидными разностями, отвечающими по составу нефелиновым сиенитам. Вмещающие породы, представленные в этом районе биотит-амфиболовыми гнейсами, осложнены сетью пегматоидных микроклин-альбитовых жил. Геофизические исследования показали, что контакт массива на этом участке субвертикален и осложнен присутствием на глубине 4–6 км не вскрытой палеозойской интрузии ультрабазитов, смыкающейся с массивом Курга [1].

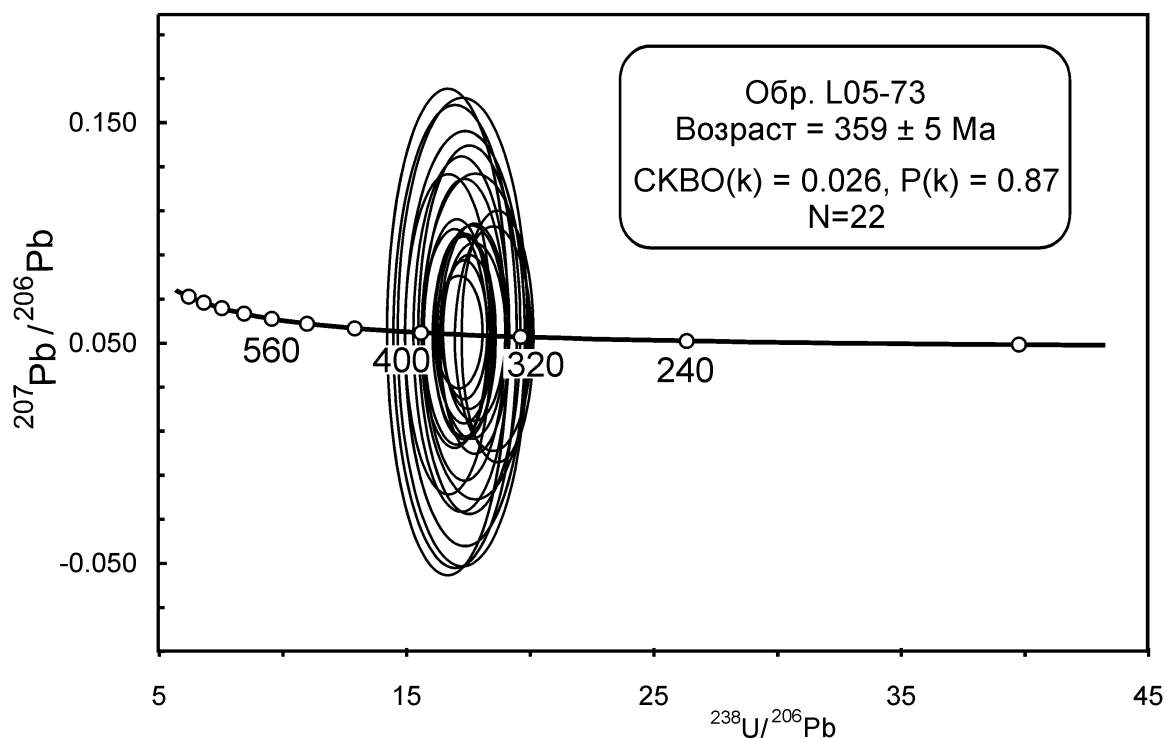
Эндоконтактная зона. Эндоконтактные изменения проявляются за 50–80 м до контакта, что выражается в постепенном нарушении трахитоидности луювритов и появлением эвдиалита в основной массе породы. Содержание эвдиалита неравномерно и варьирует на разных участках. По направлению к контакту луювриты переходят в мезократовые нефелиновые сиениты. Порода нарушают жилы и пегматоидные выделения, которые прослеживаются до 30 м от контакта. Лейсты полевого шпата упорядочены по размеру и редко сохраняют план-параллельную ориентировку. Характерно резкое обогащение эвдиалитом (до 40%). Помимо эвдиалита, в этих породах встречается мурманит (до 5%). До 20 м от контакта сиениты становятся массивными, меланократовыми и крайне неоднородными, что выражается в появлении многочисленных крупных пегматоидных выделений в виде шпировидных образований и полос, состоящие из эвдиалита. Нефелиновые сиениты ближе к контакту постепенно сменяются лейкократовыми пегматоидными породами с гигантскими (до 10 см) кристаллами эвдиалита и полевого шпата, игольчатыми выделениями эгирина, крупными кристаллами амфибола, как было отмечено и ранее [2, 3]. Пегматоидные образования являются конечными членами эндоконтактной зоны, их мощность не превышает 10 м.

Экзоконтактная зона прослежена по канавам и обнажениям на удалении до 300 м от массива. Вмещающие гнейсы представлены биотитовыми и плагиоклазовыми разновидностями, условно относимыми к нижней толще кольской серии архея возраста 2830 ± 10 Ma [4]. Минеральный состав неизменных гнейсов: плагиоклаз (An_{47}), кварц, биотит ($Mg/(Fe+Mg)=0.51$), паргасит-ферропаргасит, а также хлорапатит, циркон, магнетит. Эта минеральная ассоциация наблюдается как на удалении от массива, так и вблизи контакта (3–10 м), что свидетельствует о минимальном влиянии щелочного расплава на породы рамы. Причина этого заключается в том, что агпаитовые магмы являются относительно “сухими”: содержания летучих компонентов и, в первую очередь, H_2O в них намного меньше [5], чем в щелочно-ультраосновных и карбонатитовых массивах. Термальное воздействие агпаитовых расплавов также весьма незначительно, так как температура кристаллизации составляет $650–700^\circ$.

Важной особенностью агпаитовых магм является то, что по мере снижения температуры они могут постепенно переходить в раствор (флюид) [5]. Следовательно, наибольшим метасоматизирующим воздействием должны обладать не собственно магмы, а флюидонасыщенные жилы и пегматоиды, формирующиеся на заключительных этапах становления массивов. Действительно, в приконтактной зоне Ловозерского массива установлена сеть микроклин-альбитовых жил, с которыми связана наиболее интенсивная фенитизация гнейсов. Жилы, варьирующие по мощности от 1 до 10 и более метров, имеют зональное строение: центральные части сложены полевошпат-эгириновыми породами, причем циркониевая минерализация пространственно приурочена к участкам, сложенным альбитом. Краевые части жил имеют манганильменит-полевошпатовый состав с подчиненным количеством эгирина. Присутствуют также нефелин, титанит, апатит, пирохлор, лоренценит, фосфаты редких земель и минералы группы эвдиалита.

Преобразования гнейсов на контактах с жилами выражаются в замещении первичного минерального парагенезиса (кварц, плагиоклаз, биотит, паргасит) новообразованными минералами (микроклин, альбит, эгирин, флогопит, магнезиоарфедсонит, нефелин). При приближении к микроклин-альбитовым жилам в гнейсах происходит перераспределение химических элементов, что выражается в частичном замещении первичного плагиоклаза альбит-микроклиновым агрегатом, появлении пироксена эгирин-авгитового состава, замещении паргасита магнезиоарфедсонитом и увеличении магнезиальности слюды вплоть до образования флогопита ($Mg/(Fe+Mg)=0.87$). В наиболее измененных разностях гнейсов, в новообразованном альбит-микроклиновом агрегате микронзондовым анализом установлено присутствие микровыделений нефелина и канкринита. Характерно появление редких минералов, типичных для щелочных пород: пирохлор, лоренценит, фторапатит, содалит, томсонит.

Возраст позднемагматических процессов. Наиболее благоприятным объектом для датирования явились вышеописанные жилы микроклин-альбитовых пегматоидов с ильменитом и крупными выделениями циркона. Циркон, отобранный из центральной части крупной жилы, сложенной анхимономинеральным крупнозернистым альбитовым агрегатом, представлен хорошо ограненными кристаллами размером до 2 см. Катодолюминесцентное исследование обнаружило сложное строение кристаллов: центральные зоны выполнены шестоватым агрегатом игольчатых кристаллов циркона, краевые зоны имеют однородное строение с четко выраженной зональностью роста. Датирование производилось на ионном микронзонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ): всего выполнено 22 U-Pb анализа в 4 зернах циркона. Для анализа выбирались наиболее темные участки зерен, имеющие наиболее высокую концентрацию урана. Для проанализированных цирконов характерны низкие содержания U (20–50 ppm), что характерно для циркона, кристаллизовавшегося в щелочной среде. Экстремально высокое отношение Th/U, варьирующее в пределах 19–46, связано с присутствием в породах минерала-концентратора урана – пирохлора ($UO_2=2.93\%$ вес.), кристаллизация которого в жилах происходила одновременно с цирконом. Фигуративные точки образуют конкордантный кластер, дискордантность варьирует от – 26 до 28% (Рисунок). Конкордантный возраст по 22 анализам составляет 359 ± 5 млн. лет, что может рассматриваться как возраст завершения позднемагматических процессов в Ловозерском массиве.



Финансовая поддержка: приоритетная программа 4 ОНЗ РАН, РФФИ (грант 06-05-64130).

Литература

1. Арзамасцев А.А., Глазнев В.Н. Глубинное строение и модель формирования Хибинского и Ловозерского рудоносных комплексов по геолого-геофизическим данным. В сборнике: Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования // Под ред. Д.В.Рундквиста. М.: ИГЕМ РАН, 2004, с. 345–360.
2. Тихоненков И.П., Тихоненкова Р.П. Контактные породы Ловозерского массива, их генезис и особенности распределения в них редкометальной минерализации. Тр. Инст. минер. и кристаллох. редких элементов АН СССР, вып. 4, 1960
3. Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочной массив.-М.: Наука, 1959.-623 с.
4. Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., and Balagansky V.V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula. In: Balagansky V.V. and Mitrofanov F.P. (Eds) Correlation of Precambrian formations of the Kola - Karelian region and Finland. Apatity, 1992. p. 13–35.
5. Когарко Л.Н. Проблемы генезиса агапитовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.

Архейская Беломорская эклогитовая провинция Балтийского щита

Щипанский А.А.¹, Конилов А.Н.¹, Минц М.В.¹, Каулина Т.В.²

¹ Геологический институт РАН, г. Москва

² Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты

До недавнего времени древнейшими эклогитами считались палеопротерозойские (2.0 млрд. лет) эклогиты пояса Усагаран в Танзании (Möller et al., 1995). Впервые архейские эклогиты с возрастом 2720.7 ± 5.8 млн. лет были обнаружены в восточной части Беломорского пояса в Гридинской зоне тектонического меланжа (Володичев и др., 2004). Затем в центральной части Беломорского пояса были открыты еще несколько крупных эклогитовых тел, которые получили название по месту первой их находки – эклогиты Салмы (Konilov et al., 2004; Щипанский и др., 2005).

Эклогиты центральной части Беломорского пояса в виде блоков различной формы и размера размещены среди мезо- и неоархейских тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) гнейсов. Наиболее крупное эклогитовое тело обнажается вдоль южного берега пролива Широкая Салма оз. Имандра. Оно прослежено по простиранию, примерно, на 4 км при мощности около 300–400 м. На изданной геологической карте этой территории (лист Q-36-III, Н.Г. Добрынина, Северо-Западное геологическое управление, 1960 г.) данное тело было отнесено к комплексу ранних архейских гранатовых габбро-амфиболитовых интрузий, несколько десятков которых закартировано в ~ 40 км полосе развития ТТГ-гнейсов беломорской серии, между Чун-озером на севере и южным берегом оз. Бабинская Имандра на юге. Проведенные нами детальные геологические, петрологические, изотопно-геохимические и геохронологические исследования двух таких тел показало, что они являются не интрузивными образованиями, а представляет собой ретроградно измененные эклогиты архейского возраста.

Макроскопически эклогиты Салмы представляют собой массивные плотные породы, в которой выделяются многочисленные порфиробласты розового граната в мелкозернистой матрице светло-зеленого цвета. Тела в различной степени подвержены амфиболизации от тонких кайм вокруг граната до полностью замещенных амфиболом линейных зон или пятен. В шлифах обнаруживается характерная для ретроградно измененных эклогитов симплектитовая клинопироксен-плаггиоклазовая структура, псевдоморфно развивающаяся по омфациту. Подобные эклогиты, где омфацит сохраняется лишь локально в симплектитовых колониях, либо не сохраняется вовсе, известны во многих складчатых поясах фанерозоя. К счастью в эклогитах Салмы удалось обнаружить небольшие участки, где сохранился первичный парагенезис $Omph + Grt + Amph + Qz + Ru$, позволяющий уверенно говорить об основной массе эклогитов Салмы как продуктах ретроградных изменений амфиболовых кварцевых эклогитов.

Реконструированные пиковые условия метаморфизма эклогитов Салмы достигали ~ 15 кбар и 700–750°C. P-T оценки ретроградской стадии их эволюции составили 9–12 кбар при температурах 600–750°C. Это подразумевает, что подъём к поверхности тел эклогитов Салмы происходил в условиях близких к изотермическим.

К западу от этой территории на листе Q-36-II (P.C. Солодка, Северо-Западное геологическое управление, 1961 г.) среди ТТГ-гнейсов беломорской серии закартированы сотни «интрузивных» тел, среди которых выделяются как архейские гранатовые габбро-амфиболитовые «интрузии», т.е., по-видимому, эклогитовые тела салминского типа, так и мелкие интрузивные тела, отнесенные к комплексу архейских друзитов. Детальные исследования одного из таких мелких «друзитовых» тел, обнажающегося в стенках карьера Кура-Ваара, показало, что и здесь мы имеем дело с блоком ретроградно измененных эклогитов. Однако в этом случае эклогиты являются кианит-содержащими, но P-T параметры их пиковых условий метаморфизма и ретроградской стадии оцениваются в тех же пределах, что и в эклогитах Салмы.

Проведенные нами комплексные исследования U-Pb (LAM-ICP-MS и SHRIM II) и Lu-Hf (LAM-ICP-MS) систем цирконов из двух эклогитовых тел Беломорского пояса и ассоциирующих с ними пород позволяют с высокой степенью уверенности говорить о том, что в этом районе присутствуют две возрастные группы эклогитов. Эклогитовое тело у пролива Салмы имеет U-Pb изотопный возраст ~ 2,86 млрд. лет. Цирконы из эклогитового тела, обнажающегося к югу от пролива Пиренга, показали U-Pb изотопный возраст ~ 2,7 млрд. лет, и, по всей видимости, являются возрастными аналогами архейских эклогитов, ранее обнаруженных среди ТТГ гнейсов района Гридино на западном побережье Белого моря (Володичев и др., 2004).

Имеющиеся изотопно-геохимические данные указывают на то, что протолитами архейских эклогитов Беломорья являлись низко-калиевые толеиты, которые не обнаруживают никаких свидетельств коровой контаминации. Их происхождение может быть связано с процессами субдукции архейской утолщенной океанической коры, подобной симатической коре современных океанических плато. В пользу такой модели свидетельствуют ряд петрологических доказательств, указывающих на высокую скорость погружения базитовых протолитов до достижения глубин эклогитовой фации. Так, в эклогитах Салмы нередко гранаты атоллового типа с проградной зональностью, в которых фиксируются минералы-узники доэклогитовой стадии эволю-

ции их базальтового протолита (амфибол, хлорит, пумпеллеит), а в ассоциирующих с ними породах ультраосновного основного состава обнаружены реликты сапонита и диаспора (Щипанский, Конилов, 2007).

Таким образом, Беломорский мобильный пояс можно рассматривать в качестве древнейшей и уникальнейшей эклогитовой провинции, дальнейшее исследование которой, несомненно, поднимут ее значимость в мировой геологии на уровень, как минимум, не ниже, чем пояс Санбагава в юго-восточной Японии, пояс Сулу в восточном Китае или эклогитовая провинция Скандинавских каледонид.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты №№ 06-05-65237, 05-05-65012.

Литература

1. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В., Конилов А.Н. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. № 6. С. 609–631.
2. Щипанский А.А., Конилов А.Н. Геодинамика формирования ранней архейской континентальной коры: горячие мантийные плюмы, холодная литосфера? // Материалы XL тектонического совещания «Фундаментальные проблемы геотектоники». Т. 2. М.: ГЕОС, 2007. С. 382–385.
3. Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В., Докукина К.А., Соколик С.Ю. Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе, Кольский полуостров // Тез. XXXVIII Тектонического совещания «Тектоника земной коры и мантии». Т. 2. М.: ГЕОС, 2005, С. 389–392.
4. Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Volodichev O.I. Petrology of eclogites of the Belomorian Province // 32nd IGC. Florence 2004, Abstr. Part.1. P. 108.
5. Möller A., Appel P., Mezger K., Schenk V. Evidence for a 2 Ga subduction zone: Eclogites in the Usagaran belt of Tanzania // Geology. 1995. V. 23. P. 1067–1070.

Магматизм, метаморфизм и геодинамика Кукасозёрского сегмента Северо-Карельской шовной зоны в позднем архее

Юркова Р.М., Воронин Б.И.

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, bivmyrzb@mtu-net.ru

В сообщении рассматриваются структурно-формационные комплексы, индикаторы геодинамического развития исследуемого района. Рассмотрены магматические комплексы трондьемитов-плагиогранитов, их гнейсового окружения и метасоматически изменённых тонкополосчатых бимодальных кристаллосланцев (синтектонических метасоматитов).

Трондьемиты-плагиограниты залегают в виде тела линзовидной формы длиной 16-17 км, до 2 км. в поперечнике, вытянутого вдоль глубинного разлома, который чётко обозначен протрузиями ультрабазитов. Соотношение породообразующих компонентов, структура и олигоклазовый состав плагиоклазов позволяет называть большую часть пород, образующих это тело, трондьемитами. Породы в разной степени структурно и вещественно преобразованы. Будины размером 1,8 x 0,4 м. цилиндрической формы наследовали первичную отдельность магматического тела. Для оценки P-T условий становления комплекса трондьемитов изучался состав породообразующих компонентов: роговые обманки, плагиоклазы, биотит, хлорит и рудные минералы.

С несомненностью восстанавливается полистадийная история становления и метаморфизма трондьемитов-плагиогранитов. Она предстает в следующем виде.

1. В магматическую стадию при $T=750-950^{\circ}\text{C}$ сформирован минеральный парагенезис: магнетит, диопсид, биотит, олигоклаз (23An%).
2. В автометаморфическую флюидно-пневматолитовую стадию в условиях высокой степени амфиболитовой фации ($T=700-750^{\circ}\text{C}$) и повышенного флюидного давления были образованы эдентовые роговые обманки в виде гомоосевых псевдоморфоз по диопсиду (табл. 1, графа 1).

Таблица 1. Содержание окислов (% масс.) и ионов (23 кислорода) в роговых обманках по данным электронно-зондового микроанализа

Компоненты	Трондьемиты			Плаггиогнейс		Синтектонический метасоматит	
	1	2	3		1	2	3
SiO ₂	45,19	45,66	48,45	49,53	45,43	45,48	46,11
Al ₂ O ₃	12,88	14,01	13,87	13,24	13,75	16,83	17,21
Ti ₂ O	0,61	0,94	0,76	1,10	0,52	0,39	0,47
FeO	6,55	7,92	8,13	6,46	15,60	9,86	10,60
MnO	0,41	0,59	0,43	0,45	0,39	0,12	0,12
MgO	19,30	12,05	12,12	11,46	11,14	11,10	11,57
CaO	10,85	12,80	11,75	11,24	7,95	10,99	10,82
Na ₂ O	1,32	1,97	1,77	2,23	2,25	0,00	0,05
K ₂ O	1,46	1,45	1,35	0,54	0,40	0,42	0,48
Сумма	98,57	97,39	98,63	96,25	97,43	95,19	97,43
Si	6,54	6,60	6,84	7,04	6,66	6,61	6,81
Al ^{IV}	1,46	1,40	1,16	0,96	1,34	1,39	1,19
Al ^{VI}	0,73	0,98	1,14	1,26	1,04	1,49	1,81
Ti	0,07	0,10	0,08	0,12	0,05	0,04	0,05
Fe ²⁺	0,73	0,95	0,95	0,77	1,91	1,19	1,30
Mn	0,04	0,07	0,05	0,05	0,04	0,02	0,02
Mg	4,18	2,61	2,56	2,44	2,45	2,42	2,56
Ca	1,16	1,97	1,78	1,72	1,25	1,71	1,71
Na	0,36	0,56	0,47	0,61	0,65	0,00	0,02
K	0,28	0,26	0,24	0,10	0,07	0,07	0,09
$\frac{Mg}{Mg+Fe}$	0,98	0,73	0,73	0,76	0,56	0,67	0,66
Название	3	3	3	2	1	1	1

Примечание. Название (Leake, 1978): 1 – магнезиальная роговая обманка, 2 – эденит, 3 – эденитовая роговая обманка.

3. Далее в условия пластической объёмной перекристаллизации при становлении магматического тела в субсолидусном состоянии, в стадию амфиболитовой фации при повышенных давлениях ($T=500-550^{\circ}\text{C}$, $P>5\text{кбар}$) продолжалась непсевдоморфное образование эденитовых роговых обманок с привнесом ионов щелочей, железа, кремния, кальция, алюминия (см. табл. 1, графа 2).

4. В следующий этап происходили будинаж и разгнейсование под воздействием однонаправленного давления с формированием синезелёных магнезиальных, типично метаморфических роговых обманок в условиях эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фации ($T=500^{\circ}\text{C}$, $P=8\text{кбар}$) (см. табл. 1, графа 3). Неустойчивость вновь сформированной ассоциации, неравновесной с биотитом, ранними эденитовыми роговыми обманками и плаггиоклазом привела к частичному замещению этих минералов магнезиальным хлоритом.

Комплекс гнейсов, сформирован по представлению Ю.Й.Сыстра (1991) по вулканогенно-осадочным слоям. Породы этого комплекса являются вмещающими для тела трондьемитов-плаггиогранитов. Основу разреза комплекса составляют тонкополосчатые плаггиогнейсы для которых характерны тонкие (2-3 см) линзовидные, валовые роговообманковые слойки. Результатом изучения этого комплекса является вывод о том, что тонкополосчатые гнейсы обрамления не являются метаморфизованной частью блока трондьемитов-плаггиогранитов. Исходные породы были более щелочными, производными бимодальной вулканоплутонической серии. Возможно это были породы спилит-кератофировой формации, характерной для примитивной (юной) островной дуги Западно-Тихоокеанской активной окраины [10]. Такое сопоставление может быть принято исходя из концепции формирования Северо-Карельской зоны в ходе эволюции островных дуг [1, 7]. Магматические минералы и магматическая стадия в гнейсах не прослеживаются. Возможно, это были глубинные блоки или протолиты бимодальных гнейсов, метаморфизованных на глубине в условиях амфиболитовой фации ($T=500^{\circ}\text{C}$, $P=8\text{кбар}$) с образованием эденита (см. табл. 1, графа 4). В последующем породы этого комплекса подверглись объёмной рекристаллизации в процессе подъёма протолита в несколько регрессивном режиме при $T=475^{\circ}\text{C}$, $P=5\text{кбар}$. Подъём пластичных блоков был субсинхронен с подъёмом трондьемитовой магмы, поэтому не наблюдалось ороговикование. В

дальнейшем при становлении гнейсового комплекса породы испытали пластическое течение в условиях прогрессивного метаморфизма амфиболитовой фации ($T=520^{\circ}\text{C}$, $P=8$ кбар). Формировались синезелёные магнезиальные роговые обманки (см. табл. 1, графа 5). Происходила дифференциация вещества при обособлении линз роговых обманок и повышения основности плагиоклазов (от 19 до 25% An), а также образование биотита. Эти преобразования происходили субсинхронно с будинажем и разгнейсованием трондьемитов. Такое структурно-вещественное преобразование можно представить, исходя из литературных аналогий, в зоне надвига [3]. В преддуговых бассейнах сформировались флишоидные комплексы, которые в ходе метаморфических изменений амфиболитовой фации сохранили ритмичное строение, характерное для турбидитов. Эти комплексы с севера – северо-востока примыкают к одинаково метаморфизованным плагиогнейсам. Их положение в какой-то мере может маркировать пограничную область островная дуга-желоб [10]. Комплекс синтектонических высокоглинозёмистых метасоматитов сформирован за счёт тонкополосчатых кристаллосланцев. Метасоматиты залегают в зоне долго живущего глубинного разлома в крутозалегающих ($70-75^{\circ}$) моноклинально сжатых слоях с продольными и диагональными сдвигово-надвиговыми разрывами. Метасоматиты локально приурочены к апикальным частям малых (4 м. в поперечнике) складок запрокинутых к северу и северо-востоку. Специфический состав в этой породе имеют роговые обманки (см. табл.1, графы 6, 7). Они отличаются высоким содержанием ионов Al, скоординированных преимущественно в октаэдрических позициях ленточной структуры амфиболов. Это позволяет с использованием барометра Лика-Рааза [6] говорить о повышенных давлениях в условиях нижней ступени амфиболитовой фации. С использованием гранат-амфиболового термометра Л.Л.Перчука [5] температуры образования этой пары минералов оценивается в интервале $550-650^{\circ}\text{C}$. Давление может быть выше 8 кбар по данным И.И.Московиченко [4], что однако не является доверительным значением, поскольку не учитывается давление флюидов, а кроме того мы имеем дело с условиями метасоматоза, а не регионального метаморфизма, для которых составлены термобарометры. Изучение показало, что метасоматиты полистадийно формировались в зоне разноглубинных сдвигово-надвиговых деформаций на регрессивном этапе развития эндогенной системы в шовной зоне при интенсивной фильтрации глубинных восстановительных флюидов предположительно в поздне-ребольский этап тектогенеза. Взрывоподобный выброс глубинных флюидов декомпрессионной природы в присдвиговых зонах растяжения прогнозирует Е.Н.Терехов [9]. В условиях амфиболитовой фации динамотермального метаморфизма ($T=550-610^{\circ}\text{C}$, $P=5-8$ кбар) формировались высокоглинозёмистые стресс минералы: дистен, ставролит, мусковит политапа $2M_1$. Гранаты, представленные альмандином с переменным содержанием пироповой молекулы, от 16,5 до 42,3% в прямой зависимости от степени метасоматических преобразований, а также высокоалюминиевый (алюминий больше 2,5 ф.е.) хлорит. Плагиоклазы представлены андезином (33-36An%). Привнос алюминия мог осуществляться только восстановительными флюидами. Струйное движение флюидов с инертным алюминием, а также Mg, Fe, Si зафиксировано в текстурных особенностях крупно-гигантокристаллических гранатовых метасоматитов. Активная фильтрация флюидов способствовала интенсификации тектонических движений, в том числе шарьяжеобразованию без изменения напряженного состояния пород, без повышения давления, что прослеживается в мусковит-хлоритовый этап пластического метасоматоза (табл. 2). За счет флюидного давления оправдано образование запрещённого в условиях амфиболитовой фации хлорита. Результаты исследований свидетельствуют, что наложенные метасоматические преобразования тонкополосчатых кристаллосланцев связаны с локальным флюидно-термальным воздействием на эти породы (при участии восстановительных флюидов) в связи с деформациями по сдвиговым зонам, проявленным в зоне глубинного разлома. Тепло и флюиды вероятно были также продуцированы магмой высокоглинозёмистой, шошонитовой серии, о чем свидетельствует привнос Al, Ca, Si, Ti и щелочей. В режиме быстрого высокотемпературного сгорания восстановительных газов, что характерно для архейской истории Земли, происходило формирование дисперсных шунгита и графита. Плотные флюидные потоки преимущественно кремнезёмистые на заключительной стадии флюидодвижения способствовали выносу дисперсных частиц шунгита и графита в субповерхностные слои с образованием углеродистых сланцев. По результатам исследований проведено сопоставление этапов магматизма и метаморфизма с тектоническими движениями (табл. 3).

Таблица 2. Последовательность и условия формирования синтетектонических метасоматитов

Стадии	Геологические условия	Ассоциации минералов	T град	P кбар
Деформационная	Сдвигово-надвиговые деформации на регрессивном этапе развития эндогенной системы в разломной межблоковой (шовной) зоне. Дискретная локализация тектонитов, Поступление глубинных флюидов.	Роговая обманка, гранаты, дистен, мусковит	550-610	≥8
Динамотермальная флюидная	Дегазация в виде мантийных струй. Восстановительные флюиды. Интенсивный высокоглинозёмистый метасоматоз	Гранаты, ставролит, дистен, биотит, мусковит, кварц	от 600-650 до 650-700	4-6
Динамотермальная регрессивная	Активная роль пластических деформаций при падении температуры метасоматических процессов	Мусковит, хлорит, кварц	500	<5
Фильтрационная	Движение кремнистых флюидов в деформационно-проницаемых зонах вмещающих пород. Частичное или полное метасоматическое замещение исходных пород новообразованными ассоциациями минералов. Метасоматические слои и жилы слюдястых кварцитов.	Кварц, мусковит	200-350	2-4

Таблица 3. Схема сопоставления этапов магматизма и метаморфизма с тектоническими движениями для позднего архея Кукаозерской зоны

Этапы	Магматизм, метаморфизм	Тектонические условия
1	Формирование вулcano-плагонической бимодальной серии магматических пород	Рифтогенез, связанный с мантийными диапирами или восходящими мантийными струями. Заложение зеленокаменных поясов.
2	Метаморфизм в условиях амфиболитовой фации (T=500-550°C, P=8 кбар.) с формированием бимодальных плагногнейсов. Расчетные глубины 20-23 км.	
3	Подъем блоков (протолитов) плагногнейсов (T=475 ⁰ , P=8 кбар). Трондьемитовые интрузии (T=750-950° C. P<5 кбар)	Тектоническое сжатие
4	Анортозит-габбронорит-ультрабазитовые протрузивные комплексы	Сдвигово-надвиговые движения в зоне долгоживущего глубинного разлома
5	Синтетектонические метасоматиты при восстановительном флюидном режиме в условиях нижней ступени амфиболитовой фации. (T=550-650°C, P=8 кбар)	
6	Рассланцевание плагногнейсов (T=520-510°C, P=8 кбар). Будинаж и разнейсование трондьемитов (T=500°C, P=8 кбар)	Пластическое течение вещества
7	Регрессивные метаморфические преобразования в условиях зеленосланцевой фации (T=350°C. P<5 кбар)	Консолидация коры

Литература

1. Бибилова Е.В., Самсонов А.И., Щипанский А.А. и др. Хизоварская структура северокарельского зеленокаменного пояса как аккрецированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные//Петрология, 2003, т. 11. № 1. С. 289–320.
2. Leake В.Е. Nomenclature of amphiboles//Amer. Miner. 1978. Vol. 63, № 11/12. P. 1023–1058.
3. Мак-Грегор В.Р. Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.:Мир, 1983. С. 131–156.
4. Московиченко И.И., Турченко С.М. Высокобарические комплексы докемрия в складчатых поясах фанерозоя. М.: Наука, 1982, 160 с.
5. Перчук Л.Л. Сосуществующие минералы. Л: Недра, 1971. 413 с.
6. Raase P. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism//Contr. Mineral. Petrol. 1974. Vol. 45, № 3. P. 231–236.
7. Слабунов А.И. Беломорский неоархейский коллизионный ороген//Беломорский подвижный пояс и его аналоги. Матер. научн. конф. Петрозаводск.: ин-т КарНЦ РАН, 2005, С. 277–282.
8. Сыстра Ю.И. Тектоника Карельского региона. Л.: 1991, 176 с.
10. Терехов Е.Н. Структурные закономерности размещения и геохимические особенности метасоматитов эпохи эксгумации беломорского комплекса // Беломорский подвижный пояс и его аналоги. Матер. научн. конф. Петрозаводск.: ин-т КарНЦ РАН, 2005. С. 300–302.
10. Юркова Р.М. Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1991. 162 с.

Литологические особенности вулканогенных коллекторов Вилюйской синеклизы

Юрова М.П., Томилова Н.Н.

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, e-mail: nik@ipng.ru

Газовые месторождения Якутии (Хапчагайский мегавал Вилюйской синеклизы) были открыты в 60-х годах прошлого столетия и законсервированы в связи со значительной удаленностью и отсутствием транспортных коммуникаций. Для местных нужд периодически эксплуатируются несколько скважин Средне-Вилюйского и Мастахского месторождений. В последнее время этот регион привлекает все большее внимание многих зарубежных инвесторов (Китай, Япония).

Коллекторами газа являются эффузивные, вулканокластические и вулканогенно-осадочные породы с трещинно-каверновым и трещинно-поровым типом пористости. Этот вывод, сделанный, в первую очередь, по литологическим данным, был подтвержден в дальнейшем при комплексной обработке литолого-геофизических и геолого-промысловых данных.

Трещиноватость пермо-нижнетриасовых отложений Хапчагайского мегавала связана с наличием вулканогенных образований, обусловленных неоднократной вулканической деятельностью в нижнетриасовую эпоху.

Вулканические тела-ловушки приурочены к вертикальным разломным зонам или опирающимся их трещинам и имеют вертикальную связь с более древними отложениями, по которым происходило и, возможно, происходит и теперь заполнение их газом. Об этом свидетельствует низкая газонасыщенность залежи. Залежи газа, заполнившие эти вулканические ловушки на Соболох-Неджелинском и Средне-Вилюйском месторождениях, являются массивными. На Соболох-Неджелинском месторождении вулканическое тело ограничено в плане положением палеоострова. Нижняя горизонтальная граница залежи проходит по абсолютной отметке -3470 м, соответствующей замку Соболох-Неджелинской структуры. Эту отметку, как самую низкую, на которой получены притоки газа, можно принять за гипотетическую подошву единой пермо-триасовой газовой залежи Хапчагайского мегавала. Связь между пермскими и нижнетриасовыми отложениями отмечена в скв.10, где при вскрытии интервала 2305-3116 (неджелинские и пермские отложения) в открытом стволе постоянно отмечалось интенсивное газопроявление.

Средне-Вилюйская массивная залежь приурочена к островной фации вулканитов мономской свиты. В плане она ограничена изогипсой -2440 м, которая принимается за условный ГНК массивной газовой залежи Т₁II мономской и Т₁III таганджинской свит (рис.1).

На основе петрографических исследований и с учетом задач изучения этих пород как коллекторов нефти и газа, их целесообразно разделить на три основные группы (генотипа): вулканогенные (эффузивные), вулканокластические и вулканосадочные породы. Особую группу составляют породы, интенсивно измененные вторичными процессами [1].

I. Группа вулканогенных (эффузивных) пород представлена долеритами, диабазами, стекловатыми базальтами с включением вулканических бомб.

Эффузивные породы имеют микрофитовую и вариолито-стекловатую структуру. Под микроскопом порода состоит из плохо раскристаллизованного вулканического стекла, мелких лейст основного плагиоклаза, редких вкрапленников кристаллов магнетита. Характерной особенностью пород является широкое развитие кальцитовых миндалин.

Вулканическое стекло сильно разложено и почти повсеместно замещено хлоритом и тонкодисперсным глинистым минералом (монтмориллонитом).

В результате длительного выветривания, воздействия вторичных процессов кальцитизации, цеолитизации и хлоритизации эффузивных пород образовались пустоты, трещины и каверны. Размер трещин и каверн изменяется от долей миллиметра до 1 см и более, соединяющие микротрещины имеют различную раскрытость. Открытая пористость изменяется в пределах 1,5-5,5%, значения проницаемости варьируют от 0 до $1,9 \cdot 10^{-15}$ м².

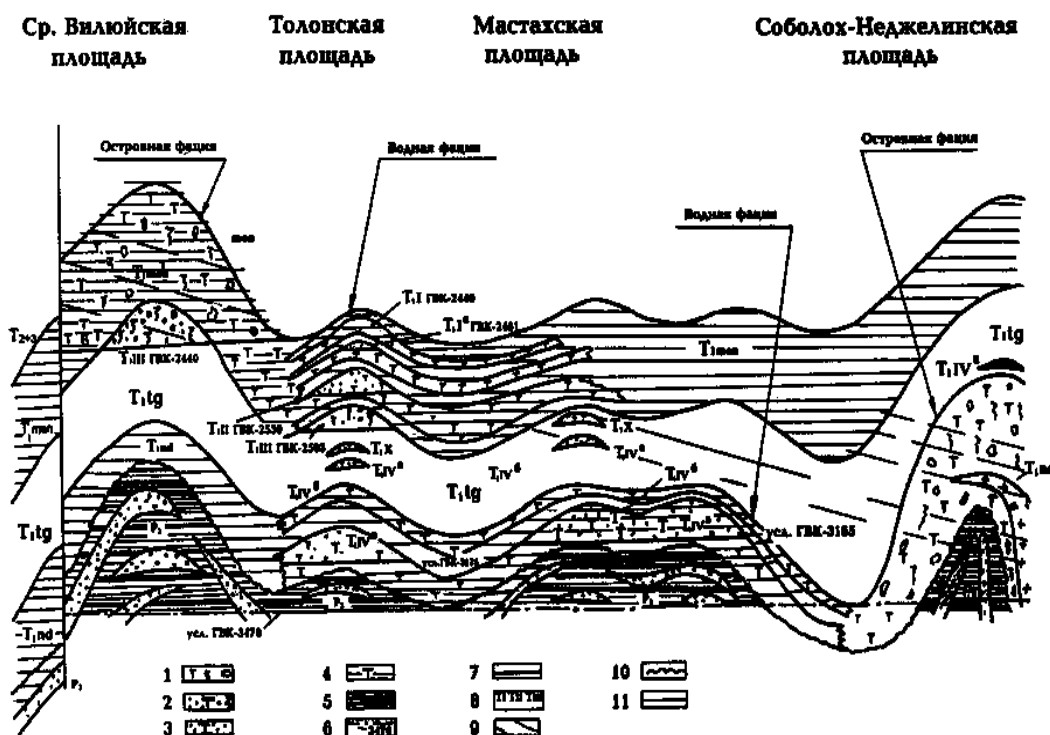


Рис. 1. Схема залегания газовых залежей пермо-триасовых отложений Хапчагайского мегавала. Сост. М.П.Юрова, 1991:

1 – шлаковые туфы; 2 – туфопесчаники с карбонатным цементом; 3 – туфопесчаники; 4 – туфоглины (гиалокластиты); 5 – аргиллиты и угли; 6 – условный ГВК Хапчагайского мегавала; 7 – тектоническое нарушение; 8 – продуктивные пласты; 9 – палеосейсмическая трещиноватость; 10 – границы перми и триаса; 11 – глины

Эффузивные, породы слагают покров неоднородного строения в центральной и восточной частях Неджелинского месторождения (скв.10, 11, 16, 18, 22, 25). Мощность его колеблется от 1,5 до 18 м. По площади с востока на запад горизонт замещается туффитами с прослойками гиалокластитов (Соболохское, Мастахское месторождения), далее по площади - туфопесчаниками и туфоалевролитами (Толонское и Средне-Вилуйское месторождения).

Подводными аналогами охарактеризованных пород являются гиалокластиты. Порода под микроскопом состоит из глобуль прозрачного, зеленого, сидеромеланового стекла. Размер глобуль от 0,1 до 1 мм. Расположение их подчеркивает границы микропотоков, границы эти несут следы закаливания, основная масса цеолитизирована и сидеритизирована.

Вулканическое стекло сильно изменено. Поверхность его покрыта аутигенным хлоритом и монтмориллонитом, смешанно-слойнными минералами типа монтмориллонит-хлорит со значительной разбухающей составляющей, кальцитом и цеолитами,

В породе имеются микротрещины с раскрытостью до 200 мкм. Часто они соединяют отдельные поры размером до 300 мкм. Многие поры и трещины полностью заполнены цеолитами или несут на стенках корку цеолитов толщиной до 7 мкм.

II. Группа вулканокластических пород подразделяется на пирокластические (туфы) и осадочно-вулканокластические (туффиты).

По физическим параметрам пирокластические породы тесно примыкают к группе эффузивных пород. Это породы околожерловой фации.

1. а) Спекшиеся (сваренные), шлаковые туфы и ксенотуфы. В результате выветривания и воздействия вторичных процессов, кальцитизации и цеолитизации пород образовались пустоты, каверны размером от долей мм до 1 см и более.

б) Вторично измененные породы – карбонатизированные туфы – характеризуются преимущественно кальцитовым и сидеритовым цементом базального типа.

2. Витрокластические туфы базальтов. Кластическая часть представлена каплеобразными образованиями сидеромеланового стекла, очень плотно прилегающими друг к другу и в той или иной степени деформированными; по периферии они окружены пленками гидроокислов железа. Тип цемента порово-пленочный, по составу хлоритовый.

3. Кристалло-витрокластические туфы базальтов отличаются присутствием раздробленных и оплавленных обломков кристаллов полевых шпатов, эпидота, титано-магнетита.

Осадочно-вулканокластические породы представлены туффитами. Породы плотные, окрашены в серо-зеленые цвета с вишнево-бурым оттенком и по внешнему виду напоминают нормально-осадочные. Под микроскопом отмечена очень слабая послынная сортировка обломочного материала алевритовой размерности и неравномерное его распределение; для туффитов характерна литокластическая структура, пирокластический материал представлен литокластами основного состава, это обычно вулканическое стекло и основная масса базальтоидов. Обломочный материал составляет 40–50% от объема породы, из них 60% приходится на долю обломков полевых шпатов, кремнистых пород.

По данным растровой электронной микроскопии (РЭМ), обломки вулканического стекла изменены, покрыты глинистой коркой. Чешуйки глины с четкими очертаниями, развитые по стеклу, полностью обволакивают обломок. Эти глинистые частицы по морфологии совпадают с глинистым цементом и, вероятнее всего, являются иллитом. Размер их колеблется от 1 до 1,5 мкм. Глинистые частицы в цементе агрегированы и ориентированы по слоистости.

Основная масса цемента включает в себя смешанно-слоистые образования типа гидрослюда-монтмориллонит (по рентгеноструктурным данным), кальцит и пластины хлоритовых чешуек.

Структура порового пространства в целом разнообразна. Поры объединяет микротрещиноватость, создающая впечатление микрослоистости. Размер пор в цементе достигает 10 мкм, раскрытие микротрещин 2 мкм. Поры в глинистом цементе выполнены доломитом, цеолитами и чешуйчатыми ультрамикроскопическими образованиями (около 0,05 мкм), напоминающими гидроокислы железа и покрывающими сплошными налетами их стенки. Во вторично измененных карбонатизированных разностях туффитов вещественный состав цемента представлен кальцитом и сидеритом. Туффиты обычно переслаиваются с туфами и туфопесчаниками.

III. Группа вулканосадочных пород представлена вулканокласто-осадочными (туфопесчаники и туфоалевролиты) и вулcano-терригенными (граувакковые и аркозовые песчаники) породами.

Туфопесчаники и туфоалевролиты. Породы темно-серого цвета с зеленоватым или коричневатым оттенком, мелкозернистые, плохо отсортированные. Кластическая часть представлена полукатанными зернами кварца, полевых шпатов, кремнистых пород, в качестве примеси присутствуют обломки стекла и эффузивов. Полевые шпаты (преимущественно плагиоклазы, реже калиевые шпаты) отмечены в виде таблитчатых зерен, биотит – в виде деформированных пластинок, обычно хлоритизированных. Обломки эффузивов окрашены в бурый или черный цвет, оплавленные обломки стекла – в зеленый, редко черный цвет.

По данным РЭМ, вулканическое стекло покрыто коркой глинистых минералов.

Состав глинистого цемента и корки полиминеральный: каолинит, смешанно-слоистые образования (гидрослюда-монтмориллонит с соотношением фаз 1:1, Na-монтмориллонит, хлорит).

Вулcano-терригенные породы в отложениях нежелтинской и мономской свит пользуются ограниченным распространением, а в таганджинской они обычны и представлены граувакко-аркозовыми песчаниками.

Содержание вулканогенного материала в нижнетриасовых отложениях колеблется от 70 до 100%. Такая неустойчивая, неравновесная в физико-химическом отношении система на всех этапах существования пород является ареной интенсивных вторичных преобразований. Они начинаются буквально с момента извержения материала в воздушную или водную среду.

Близкий исходный состав вулканогенного материала, близкие физико-химические условия осадконакопления определили сходство комплексов глинистых минералов разновозрастных отложений. По данным предшествующих исследователей [2], в нижнетриасовых отложениях ассоциация глинистых минералов во всех группах пород идентична и представлена следующими эволюционными рядами: вулканический материал → Na-монтмориллонит → смешанно-слоистые (типа гидрослюда-монтмориллонит) → гидрослюда. Все представители этого ряда являются диоктаэдрическими минералами. Второй

ряд начинается с Mg-монтмориллонита (сапонита), он также включает промежуточные образования типа хлорит-монтмориллонит и заканчивается хлоритом. Минералы второго ряда – триоктаэдрические. Начальные представители первого и второго рядов появились в результате подводного выветривания вулканогенного материала. Низкое содержание кальция в стеклах может быть следствием карбонатизации пород, перехода кальция из вулканогенного материала в аутигенные карбонаты [2].

На Хапчагайском поднятии в нижнетриасовых отложениях (кровля неджелинской свиты) прослежен горизонт цеолитизированных средне-мелкообломочных туфов мощностью от 10 до 30 м. По данным рентгеноструктурного и иммерсионного анализов идентифицированы водные цеолиты – гейландит и клиноптилолит. Минералы слагают цемент базального и порового типа кристаллической структуры.

Одним из этапов литологического изучения явилось исследование характера пустотного пространства. Установлено преимущественное развитие трещинного типа и постоянное сочетание его с поровым типом пустотного пространства.

Трещины в данных отложениях подразделены на микротрещины с размерностью менее 100 мкм и макротрещины с размерностью более 100 мкм. Первые характерны для туффитов, где раскрытость трещин обычно около 2 мкм. Вторые характерны для цеолитизированных туфов, раскрытость трещин в них составляет 200–300 мкм. Отмеченные типы являются литогенетическими трещинами.

Среди литогенетических трещин следует различать структурные и текстурные.

Литогенетические структурные трещины возникают в диагенезе и катагенезе в результате уплотнения осадков, при старении коллоидов, кристаллизации и перекристаллизации, при растрескивании зерен и кристаллов под давлением (рис. 2 и 3).

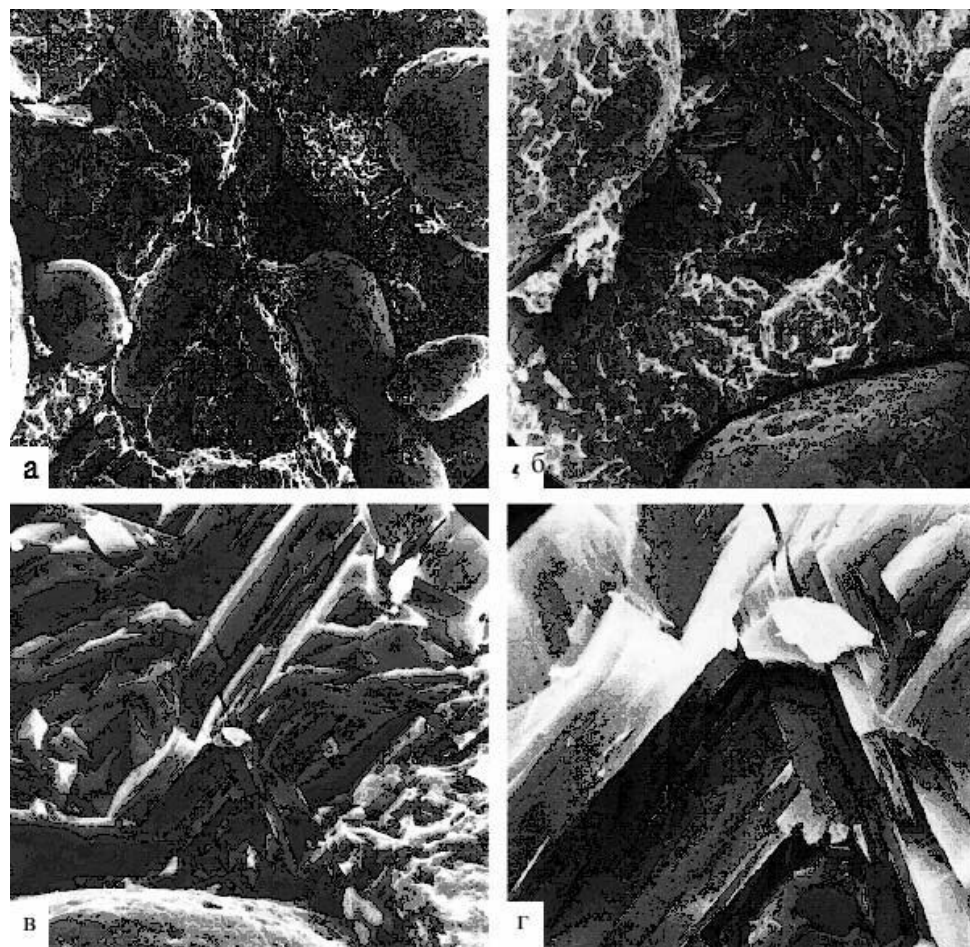


Рис. 2. Туф с карбонатно-цеолитовым цементом. Мастахская площ., скв.28, инт.3374-3383 м.

Растровый электронный микроскоп (JSM-50A):

а – увел. 100^x, б – увел. 300^x, в – увел. 1000^x, г – увел. 3000^x

Тектурные литологические трещины относятся к аматричной емкости; среди них различают трещины напластования, которые разделяют отдельные слои пород, и ветвящиеся трещины уплотнения, возникающие в позднем диагенезе и пересекающие слои в различных направлениях.

Тектонические трещины в отличие от литогенетических характеризуются значительной протяженностью. Рассекая слои и пласты, эти трещины располагаются перпендикулярно, под углом или параллельно напластованию. В последние годы установлен особый, ранее не описывающийся, тип тектонических трещин. Трещиноватость этого типа связывается с воздействием на недостаточно уплотнившиеся осадки сейсмических толчков [3].

Палеосейсмические трещины (ПСТ) характеризуются рядом специфических особенностей. Основной является локальность проявления трещин этого типа в разрезе. Они отмечаются только на определенных, обычно относительно небольших, участках разреза мощностью от нескольких сантиметров до 10–15 м. Вне этих участков даже при сохраняющемся литологическом составе пород трещиноватость не наблюдается.

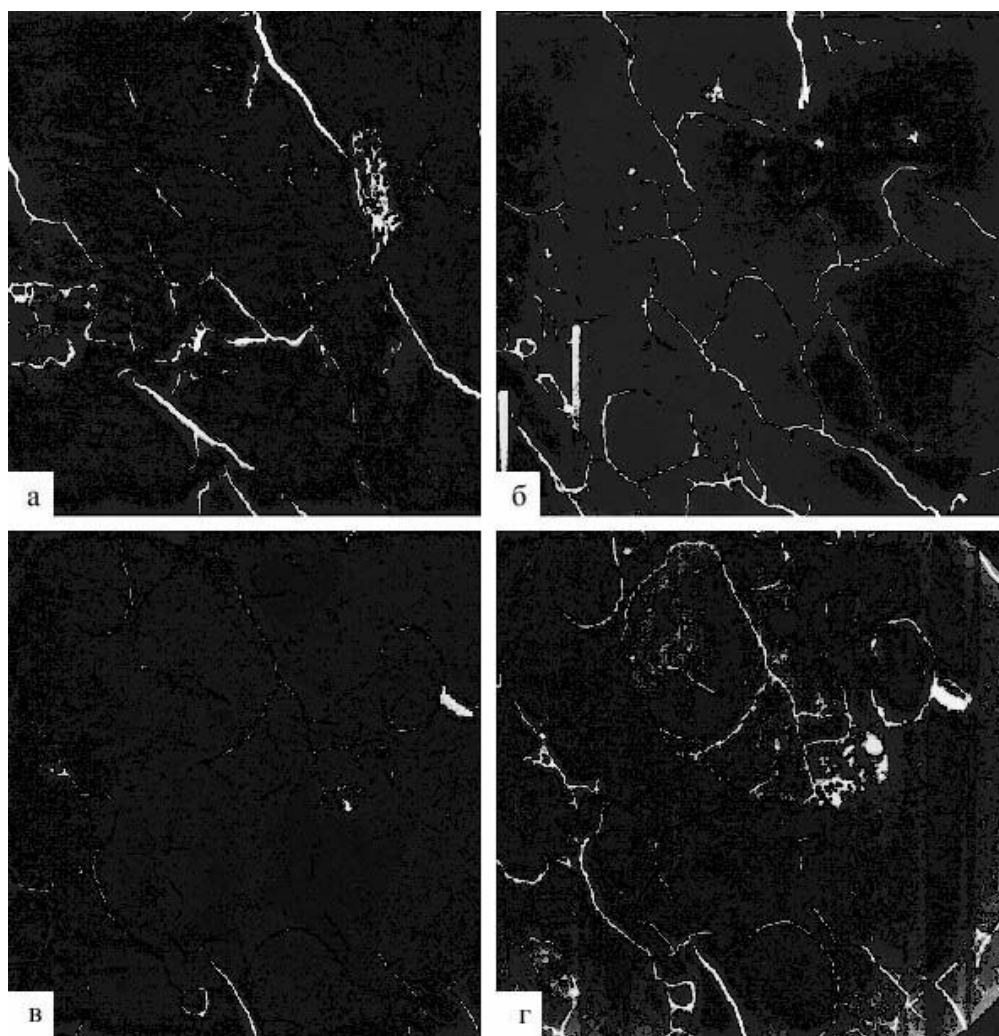


Рис.3. Структура порового пространства туфа с карбонатно-цеолитовым цементом (к рис.2). Увел. 100^x

Мощность горизонтов с трещиноватыми породами в изученных районах меняется от долей метра до 6 м. Обычно они составляют 1-3 м. Всего выделено 5 горизонтов, которые индексируются снизу вверх. Из них 1-2 отмечены в кровле отложений верхнепермского возраста на границе с отложениями неджелинской свиты. Горизонт 3 ПСТ приурочен к отложениям неджелинской свиты, 4 – таганджинской и 5 – мономской свит [4].

Важную часть пустотного пространства составляют каверны. Размер каверн изменяется от долей мм до 1 см и более. Они хорошо фиксируются как при макроскопическом, так и при микроскопическом изучении каменного материала. Каверны образовались при воздействии вторичных процессов: кальцитизации, цеолитизации и глинизации эффузивных и пирокластических пород (сваренных или спекшихся туфов), которые наряду с плавлением новообразованных минералов ведут и к частичному выносу вещества.

Поровый тип пустотного пространства включает:

- межзерновые поры размером до 150 мкм;
- межагрегатные поры вторично преобразованных обломочных зерен размером от 5 до 12 мкм, а также микропоры глинистой корки, покрывающей измененное вулканическое стекло; размер последних от 0,15 до 1,5 мкм;
- внутрицементные глинистые поры размером до 10 мкм.

Все описанные выше виды пустотного пространства могут быть объединены в две группы. Амагматическая емкость включает каверны, тектонические и литогенетические текстурные трещины и образуется, как правило, в уже сформировавшейся породе под действием внешних (тектонических) сил или в результате интенсивных процессов выщелачивания; ее возникновение сопровождается изменением структурных и текстурных особенностей пород. Матричная емкость состоит из пор и литогенетических структурных трещин. Ее образование связано с первичными свойствами породы (характер укладки зерен) и частично со вторичными процессами литологического изменения.

Выделенные выше главные генетические типы пород характеризуются разным типом пустотного пространства. В вулканогенных (эффузивных) и большей части вулканокластических пород преобладает амагматическая емкость (соответственно трещинно-каверновый и порово-трещинный тип), в вулканосадочных породах и туффитах – матричная (поровый тип, а при наличии палеосейсмической трещиноватости – трещинно-поровый тип).

Литература

1. Малеев Е.Ф. Вулканиды (справочник). М.: Недра, 1979.
2. Ивенсен В.Ю., Ивенсен Г.В. Глинистые минералы вулканогенно-осадочных отложений раннего триаса Ленно-Вилуйской нефтегазоносной области (рекомендации). Якутск: Ин-т геологии ЯФ СО АН СССР, 1975.
3. Микуленко К.И. Трещиноватость пород и неоднородность // Теоретические и методологические вопросы геологии нефти и методологические вопросы геологии нефти и газа. Новосибирск: Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1981. Вып. 512. С. 170–177.
4. Томилова Н.Н., Юрова М.П. Литологическая характеристика отложений неджелинской свиты Хапчагайского мегавала Вилуйской синеклизы с целью корреляции продуктивных пластов и выяснения условий их образования // Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений: Ред. сб. ВНИИЭГазпром, 1981. № 8.

Особенности изотопного состава кислорода корундов и ассоциирующих минералов северной Карелии

Яковенко В.В., Высоцкий С.В., Игнатьев А.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток

Изотопный состав кислорода генетически связанных минералов образует компактное общее поле значений, область которого зависит только от колебания физико-химических параметров минералообразующей среды. Данная величина практически не меняется после образования минерала, если только последний не был полностью трансформирован в результате расплавления, химического замещения или других подобных реакций, изменяющих первичную структуру. Поэтому изотопный состав кислорода давно служит индикатором специфики условий образования, как минералов, так и горных пород в целом.

Авторами были исследованы образцы корундов и сопутствующих минералов из гранат-амфиболо-флогопитовых плагиогнейсов Хитостровского месторождения (Карелия), гнейсов (Комаровского месторождение, Свердловская область) и сиенит-пегматитов Тажеранского массив (Иркутская область). А также сапфиры из лампрофириов Його (штат Монтана, США), плагиоклаз-корундового включения из щелочного базальта (Иркутская область, Россия), современного аллювия щелочно-базальтового вулкана Подгелбаночный (Приморье, Россия) и россыпей Нового Южного Уэльса (Австралия).

Изотопный анализ кислорода проводился в ДВГИ ДВО РАН. Кислород был выделен при нагревании образца с помощью инфракрасного лазера (10.6 мкм) в присутствии BfF_5 (~210 торр). После фторирования выделенный кислород был очищен на двух криогенных ловушках с жидким азотом и на поглотителе с KBr . Затем он был проанализирован на масс-спектрометре с двойной системой напуска MAT-252. Методика протестирована на международном (NBS –28) и внутреннем стандартах. Точность измерения для $\delta^{18}\text{O}$ не менее $\pm 0.2\%$.

Как видно из таблицы, изотопный состав кислорода может служить достаточно надежным критерием определения генетической природы корундов. Например, все корунды, происхождение которых связывается с мафическими магматическими породами, обладают близким изотопным составом и большинство из них попадает в интервал от $4,8\% < \delta^{18}\text{O} > 6,4\%$ относительно SMOW. В этот же интервал укладываются и изотопные отношения как ассоциирующих с корундами минералов (оливинов, пироксенов, слюд), так и вмещающих пород. Этот диапазон значений соответствует изотопному составу кислорода магматогенных вод. Отсюда следует, что мафические лавы (базальты, лампрофиры и пр.) являются материнскими для мегакристаллов сапфира, так же как и для других, менее экзотичных минералов (оливинов, пироксенов, слюд и пр.), т.е. кристаллизация корунда происходит в процессе эволюции родоначальной магмы. К таковым относятся сапфиры месторождений дайки Його, вулкана Подгелбаночный и россыпей Нового Южного Уэльса.

Таблица. Состав изотопов кислорода в изученных корундах и ассоциирующих минералах.

Генетический класс	Тип месторождения	Месторождения	Образец	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW), ‰	
Магматический	В щелочных основных лампрофирах	Його-Галч (шт.Монтана, США)	АМ-1 (корунд с коркой шпинели)	5,6	
			АМ-1 (биотит)	6,0	
	В базальтах	Шт.Квинсленд и Новый Южный Уэльс (Австралия)	А-1(корунд)	5,3	
			Б-1(рубин)	5,0	
			Б-2(сапфир)	4,8	
			Б-3(циркон)	5,1	
			П-2(сапфир,зеленый)	6,4	
		в.Подгелбаночный, Приморский край (Россия)	П-3(сапфир,синий)	5,5	
			П-4(оливин)	5,0	
			П-5(шпинель)	4,8	
Метаморфогенный	В высокоглиноземистых гнейсах и амфиболитах	Хитостров, Карелия (Россия)	КП-1(гранат,бол.)	-26,0	
			КП-1(п.ш.)	-19,9	
			КП-1(слюда)	-15,7	
			КП-2(гранат,мелкие)	-25,7	
			КП-2(рубин)	-22,5	
	Сиенит-пегматиты в слюдистых гнейсах и сланцах	Комаровское месторождение, Свердловская область (Россия).	Ур-5(корунд)	9,2	
			Ур-5(пол.шпат)	9,9	
			Тажеранский массив, Иркутская область (Россия).	Тж-1(слюда)	10,6
				Тж-1(корунд)	10,6
				Тж-1(п.ш.)	11,9

В то же время существуют и ксеногенные корунды, для которых базальтовая магма является всего лишь транспортным агентом от места образования к земной поверхности. Их генезис может быть разным. Например, плагиоклазово-корундовое включение из базальта Тункинской впадины обладает более «тяжелым» изотопным составом, чем типичные магматогенные корунды ($\delta^{18}\text{O}$ (корунда) = 9,1‰). Возможно, источником таких включений являются породы типа корундоносных сиенит-пегматитов, известных в Тажеранском щелочном массиве на западном побережье оз. Байкал ($\delta^{18}\text{O}$ (минералов) = 10,4 ÷ 11,6). С другой стороны, близким изотопным составом кислорода обладают и корунды из метаморфогенных гнейсов и корундоносных сланцев. Например, в минералах гнейсов Комаровского месторождения (Урал) $\delta^{18}\text{O}$ колеблется в интервале 9,2 ÷ 9,9‰.

Таким образом, генезис подобных включений может быть полигенным.

Анализ опубликованных материалов [1, 2, 3] показывает, что большинство земных минералов имеет изотопный состав кислорода более тяжелый, чем современная морская вода (SMOW). Корунды и ассоциирующие минералы не являются исключением, причем каждому генетическому типу соответствует свой интервал значений $\delta^{18}\text{O}$ (рис.), что позволяет использовать этот метод для диагностики.

На этом фоне совершенно аномально выглядит изотопный состав минералов Хитостровского корундового месторождения. Все проанализированные минералы имеют чрезвычайно низкие (–15,5 –26‰) значения $\delta^{18}\text{O}$, что на 10–15‰ ниже значений, приводимых ранее для корундов из этого месторождения [2]. Разница изотопного состава между минералами ассоциации варьирует в интервале от 3‰ до 10‰, что указывает на отсутствие изотопного равновесия.

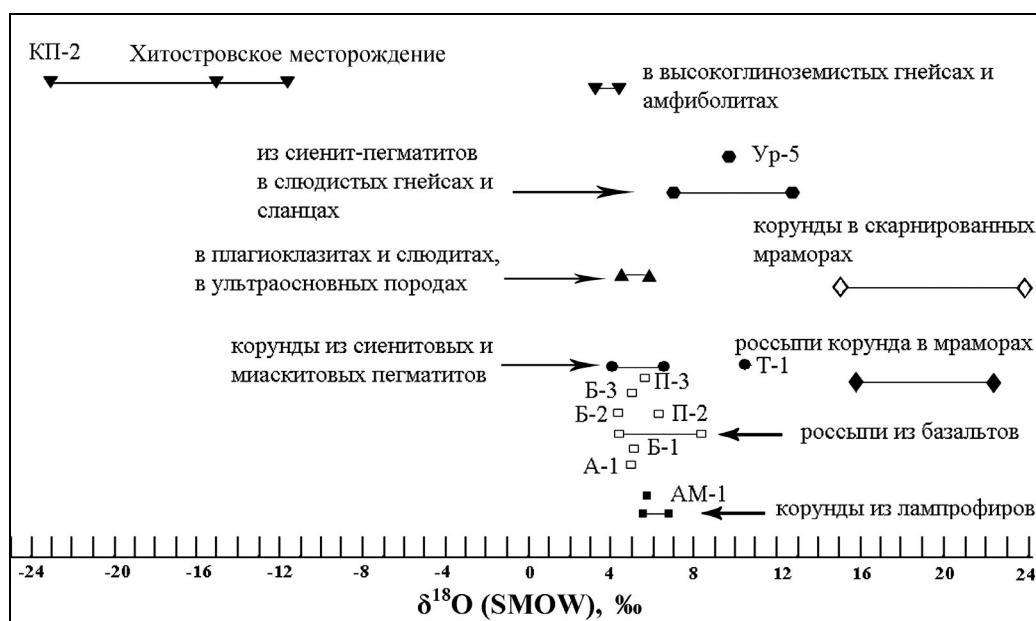


Рис. Изотопный состав кислорода корундов различного генезиса

Однако минералогические исследования показали, что термодинамически главные минералы корундоносной породы равновесны. Предварительные расчеты условий образования на основе метода минимизации термодинамического потенциала с помощью программного комплекса «Селектор-С» [4] показали, что температура должна быть не менее 720 °С, а давление не ниже 10 кбар. Только при таких условиях набор и составы расчетных минералов соответствуют природным.

В пределах чупинской толщи беломорского комплекса известен ряд проявлений корунда [2-4]. Часть из них (Хитостров, Варацкое, Высота 128 и др.) приурочены к кианит-гранат-биотитовым плагиогнейсам, другие – к амфиболитам и амфиболовым сланцам (Дядина гора, Кулежма и др.). Полагают [5, 6], что все корундовые проявления структурно связаны с надвигами, а их состав зависит от места корундоносных проявлений в надвиговых покровах. Однако нигде, кроме Хитострова, пока не отмечалось столь «легкого» изотопного состава кислорода. Подобная аномалия отмечается впервые в мире.

Существует две точки зрения на генезис корундоносных пород северной Карелии. Согласно первой, корундовая минерализация считается продуктом регионального метаморфизма [7, 8]. Согласно второй, доминирующей в настоящее время, корундосодержащие породы образовались в результате метасоматоза под влиянием инфильтрации флюида. Однако этот процесс мог протекать как во время основного этапа регионального метаморфизма [2], так и после, отдельным, наложенным этапом [5].

Анализ имеющихся материалов указывает на то, что единственным реальным процессом, в результате которого могли сформироваться подобные изотопные отношения кислорода в минералах Хитострова, являются обменные процессы между трансформируемой породой и водным флюидом. А единственными водами, обладающими потенциалом для формирования подобного флюида являются талые ледниковые воды. Мы полагаем, что возможны два сценария образования подобной аномалии.

1. Если корундосодержащие породы являются результатом регионального метаморфизма, то экстремально низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ в минералах могут свидетельствовать о сохранении в них изотопных отношений кислорода протолита и дометаморфическом обмене с метеорными, тальными ледниковыми водами. Учитывая данные по изотопии кислорода во льдах Антарктиды и Гренландии, где зафиксированы еще более низкие соотношения, такой процесс вполне возможен. Например, как показал П. Арон [3], четвертичные карбонатные осадки Антарктиды, отлагающиеся из талых ледниковых вод, имеют значения $\delta^{18}\text{O}$ в интервале $-14,1$ – $-17,3$ ‰ относительно SMOW. Расчетное изотопное соотношение кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в талой ледниковой воде в этом случае колеблется в интервале $-47,2$ – $-50,3$ ‰.

Вполне вероятно, что часть глиноземистых гнейсов, возраст образования которых определяется в 2,8–2,65 млрд. лет [9], могла быть образована из осадочных пород, сформировавшихся в одну из ранних эпох оледенения. Причем эта эпоха оледенения предшествовала гуронскому оледенению, пик которого приходится на 2,3 млрд. лет и длился в продолжении нескольких сот млн. лет [10]. Скорее всего, это были достаточно локальные образования, поскольку аномально легкий изотопный состав кислорода обнаружен пока только на одном месторождении.

2. С точки зрения метасоматической концепции образования корундоносных пород, аномалия является результатом изотопного обмена в процессе инфильтрации флюида, который обладал аномально легким изотопным составом кислорода. И в этом случае мы должны допускать присутствие во флюиде значительного количества талой ледниковой воды. Это вполне вероятно, учитывая тот факт, что корундоносные породы структурно связаны с пологими тектоническими зонами (надвигами), которые проницаемы для грунтовых вод и служат коллекторами для продвижения минерализованных вод в земной коре на значительных глубинах. Кольской сверхглубокой скважиной такие обводненные горизонты были подсечены на глубинах до 9 км, а по геофизическим данным они фиксируются и гораздо глубже [11]. Причем, несмотря на высокую минерализацию, современные грунтовые воды Скандинавии даже на глубинах более 1 км имеют облегченный ($\delta^{18}\text{O} = -13$ ‰) изотопный состав кислорода [12].

Судя по имеющимся отрывочным данным, вариации изотопного состава кислорода в минералах Хитостровского месторождения фиксируются достаточно уверенно. Однако какой процесс они маркируют, сейчас сказать сложно. В любом случае мы имеем дело с уникальным и пока единственным в мире районом, где обнаружена подобная изотопная аномалия.

Литература

1. Giuliani, G., Fallic, A.E., Garnier, V., et al. // *Geology* 2005. V. 33. P. 249–252.
2. Бакшеев И.А., Устинов В.И., Долгова О.С., Балицкий В.С., Екименкова И.А. // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН». 2006. № 1 (24).
3. Aharon P. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1988. V. 52. P. 2321–2331.
4. Авченко О.В., Высоцкий С.В., Чудненко К.В. // ДАН, 2007. т. 415, №1. С. 1–4.
5. Терехов Е.Н., Левицкий В.И. // Изв. ВУЗов. Геол. разв. 1991. № 6. С. 3–13.
6. Левицкий В.И. Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: Академ. Изд-во «ГЕО». 2005. 342 с.
7. Лебедев В.И., Калмыкова И.А., Нагайцев Ю.В. // Сов. геол. 1974. № 9. С. 78–89.
8. Киевленко Е. Я., Чупрова В.И., Драмашева Е.Е. Декоративные коллекционные минералы. М.: Недра. 1987. 223 с.
9. Библикова Е.В., Слабунова А.А., Богданова С.В. и др. // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 115–140.
10. Tarling D.H. *Climatic change* // Ed. By J. Gribbin. Cambridge Univ. Press, 1978.
11. Кольская сверхглубокая. М: Недра, 1984. 490 с.
12. Nurmi P.A., Kukkonen I.T., Lahermo P.W. // *Applied Geochemistry*. 1988. V. 3. P. 185–203.

СОДЕРЖАНИЕ

Аксаментова Н.В. Палеолитогенез реннедокембрийских железисто-кремнистых формаций Восточно-Европейского кратона	5
Аксаментова Н.В., Толкачикова А.А. Минерагения ультрамафических пород кристаллического фундамента Беларуси	8
Алексеев В.Ю., Волков А.В., Прокофьев В.Ю. Минералогия и условия формирования золоторудного проявления Педролампи (Карелия, Россия)	12
Арестова Н.А. Генезис архейских базитовых вулканитов Балтийского щита и возможные геодинамические режимы их формирования на основе анализа геохимических данных	16
Арестова Н.А., Гуськова Е.Г., Храмов А.Н., Иосифиди А.Г. Палеомагнетизм позднеархейских интрузий санукитоидов и его значение для геодинамических реконструкций Балтийского щита в раннем докембрии	19
Арзамасцев А.А., Глазнев В.Н. Плюм-литосферное взаимодействие в условиях древнего сублитосферного мантийного килия: пример Кольской щелочной провинции	22
Арзамасцева Л.В., Арзамасцев А.А. Редкометалльная минерализация щелочных интрузий Кольской провинции: петрологический аспект	25
Астафьев Б.Ю., Левченков О.А., Воинова О.А. Новые данные по датированию пород Терского зеленокаменного пояса (восточная часть Кольского полуострова)	27
Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Структурное положение и форма проявлений внутриплитного магматизма – как отражение геодинамической эволюции и неоднородности Баренц-региона	29
Баянова Т.Б., Ниткина Е.А., Серов П.А., Митрофанов Ф.П. Многофазность и длительность развития Федорово-Панского расслоенного массива как основа понимания его рудоносности	33
Беленович Т.Я. Геодинамический режим земной коры севера Русской плиты	35
Белкина Н.А. Особенности современного осадконакопления органического вещества в донных отложениях Онежского озера	39
Березин А.В. Геология и рудоносность габбро-анортозитов Подужемской структурной зоны (Карелия, Западное Беломорье)	43
Бискэ Н.С. Микропроявления миграционного углеродистого вещества в залежах максовитов	46
Богачев В.А., Матуков Д.И. U-Pb возраст интрузий перидотитов-габброноритов и амфиболовых габбро оз.Гайколя в Шомбозерской структуре (Северная Карелия)	50
Богина М.М., Шарков Е.В. Архейский-палеопротерозойский мафит-ультрамафитовый вулканизм Балтийского щита: вещественная и изотопно-геохимическая эволюция	54
Божко Н.А., Прусакова Н.А. Геолого-геофизические факторы коренной алмазности Карельского кратона	57
Бородулина Г.С. Химический состав подземных вод Онежской структуры	61
Бычкова Я.В., Телюкина К.С. Пространственная и геохимическая структура распределения малосульфидной минерализации в Кивакском базит-гипербазитовом массиве (Северная Карелия)	64
Ветрин В.Р. Этапы формирования литосферы и геохимические особенности магматизма северо-восточной части Балтийского щита	68
Войтеховский Ю.Л., Предовский А.А. Факторы размещения месторождений золота и источники рудного вещества	72
Волков А.В., Алексеев В.Ю., Вольфсон А.А., Прокофьев В.Ю. Геолого-генетические модели и промышленные типы золоторудных месторождений Карелии и Кольского полуострова	74
Володичев О.И., Слабунов А.И. О двух типах раннедокембрийских эколлитов в Беломорском подвижном поясе (р-н с. Гридино, Карелия)	76

Вревский А.Б., Матреничев В.А. Геохронологическое и изотопно-геохимическое обоснование энсиалической природы сортавальской серии Фенноскандинавский щит	79
Глебовицкий В.А. Сравнительный анализ эволюции Беломорско-Лапландского коллизионного и Свеккофеннского аккреционного орогенов	83
Голубев А.И., Щипцов В.В. Геодинамика и минерагения Карелии	85
Голубев А.И., Трофимов Н.Н., Лавров М.М. Геология и минерагения Онежского рудного района (Южная Карелия)	89
Горбачев Ф.Ф., Савченко С.Н., Головатая О.С. Современные и палео напряжения в северной части Балтийского щита по данным исследований разреза Кольской сверхглубокой скважины	94
Горбачев Н.С., Костюк А.В. О безоливиновом источнике магнезиальных мантийных магм: эксперимент, геологические следствия	99
Горбачев Н.С., Некрасов А.Н. Изменение химизма и намагниченность платобазальтов, связь с плюмтектоникой	100
Горбачев Н.С., Султанов Д.М. Мантийно-короевое взаимодействие и генезис внутриплитовых магм (по экспериментальным данным)	104
Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Попов М.Г., Свириденко Л.П., Светов А.П. Прогнозы алмазности Карельского региона Фенноскандинавского щита	106
Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Рудашевский Н.С., Рудашевский В.Н. Перспективное рудопроявление золота Костомукшского рудного района (Западная Карелия, Россия)	110
Данилевская Л.А., Щипцов В.В. Перспективы комплексного использования кварцевого сырья Карелии с учетом мирового опыта	113
Демидов И.Н., Лаврова Н.Б., Лунка Ю.П. Стратиграфия и литология средне- и позднеплейстоценовых отложений юго-восточного Прионежья	116
Докукина К.А., Каулина Т.В., Конилов А.Н. Датирование реперных событий в истории докембрийских сложнодислоцированных комплексов (на примере Беломорской эклогитовой провинции)	120
Дюжиков О.А., Шарков Е.В. Гипербазит-базитовые вулканогенно-плутоногенные ассоциации Северо-Азиатского кратона и Балтийского щита	124
Дюжиков О.А., Додин Д.А., Кравченко Г.Г., Туровцев Д.М. Хромитоносные магматические комплексы Карело-Кольского региона	126
Евзеров В.Я. Минерагения рыхлого покрова северо-восточной части Балтийского щита	130
Енгальцев С.Ю. Геологическая позиция и происхождение геолого-геоморфологической аномалии «Бубровец» на юго-востоке Ленинградской области	133
Жиров Д.В. Рынок МПГ: современное состояние, тенденции и стратегические возможности Северо-Западного федерального округа РФ	137
Злобин В.Л., Богина М.М., Минц М.В. Граница архей-протерозой: по геолого-геохимическим и изотопным данным для метавулканиитов Лехтинской структуры (Северная Карелия)	142
Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балуев А.С. Морфоструктурные ансамбли новейшего этапа эволюции Беломорья	144
Иващенко В.И., Голубев А.И. Генетические типы промышленной золоторудной минерализации Фенноскандинавского щита и перспективы Карельского региона на крупные месторождения золота	147
Ильченко В.Л. Анизотропия упругих свойств зерна Кольской сверхглубокой скважины из зоны Лучломпольского разлома и аналогов этого зерна с земной поверхности	151
Казанский В.И., Лобанов К.В., Исанина Э.В., Шаров Н.В. Геологическая позиция Печенгского рудного района в переходной зоне Балтийский щит – шельф Баренцева моря	155
Кевлич В.И., Трофимов Н.Н., Кукушкина П.И. Опыт извлечения цирконов на радиологический возраст из расслоенных и дифференцированных интрузивов	159

Клабуков Б.Н., Шаров Н.В., Исанина Э.В., Крупнова Н.А., Соколов С.Я. Модельные представления о глубинном строении Земной коры юго-восточной Карелии (по данным региональных геофизических исследований)	162
Кожевников В.Н. Архейские золоторудные системы: аргументы, модели, альтернативы	164
Кожевников В.Н. Термальная история архейской мантии - к оценке перспектив алмазоносности кратонов	168
Кожевников В.Н., Сергеев С.А., Сыстра Ю.Й., Сафронов А.Н., Кевлич В.И., Макарихин В.В., Рычанчик Д.В. Цирконы из терригенных метаосадков как индикаторы древних рудогенных систем: возрасты, геохимия, минеральные включения	173
Козырева И.В., Швецова И.В. Находка редкого минерала ганита в диаспор-пирофиллитовых сланцах Приполярного Урала	176
Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С. Структурно-кинематические парагенезы юго-восточной окраины Балтийского щита	179
Кондрашова Н.И. Корово-мантийный магматизм Ялонварской структуры и связь с ним оруденения	182
Корсакова М. А., Красоткин С. И., Мурадымов Г. Ш., Стромов В. А. Металлогеническая карта российской части Фенноскандинавского щита масштаба 1:1 000 000	187
Котова Л.Н., Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Саватенков В.М. Ладожская серия калевия: геологическое положение, состав, возраст, источники и области сноса	190
Красный Л.И. Тектоника территории России и дна обрамляющих морей	193
Крупенин М.Т., Котляров В.А. Эвапоритовая седиментация в осадочных бассейнах раннего и среднего рифея и связь с минерагенией (Южный Урал)	194
Крупенин М.Т., Шардакова Г.Ю., Кузнецов А.Б. О геохимии процессов формирования «сланцев перемыва» и листовитов по породам Главной дайки (Бакальский район)	199
Кузин А.М. О некоторых общих закономерностях упругих свойств геологической среды	203
Кулешевич Л.В. Геодинамические режимы развития территории Карелии и соответствующие им обстановки формирования золотого оруденения	207
Куликова В.В., Куликов В.С. Палеопротерозойские (людиковийские) базальт-трахитбазальтовые стратовулканы Ц. Карелии и их специфика	210
Куликова В.В., Бычкова Я.В., Куликов В.С., Терновой А.Н. Новые данные по минералогии комагматитовых базальтов палеопротерозойского рифта Ветренный Пояс	214
Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Слюсарев В.Д., Терновой А.Н. Некоторые особенности составов хромшпинелидов палеопротерозойского ультрамафит-мафитового интрузива Выжига (ЮВ Фенноскандия)	219
Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. Крупные магматические провинции палеопротерозоя Фенноскандии и их значение для корреляции геологических событий в истории Земли	223
Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Тектонические критерии выделения таксонов кимберлитового магматизма Архангельской алмазоносной провинции	226
Ланда Э.А. Об источниках ультрамафит-мафитового магматизма Карело-Кольского региона	230
Левицкий И.А., Баранцева С.Е., Павлюкевич Ю.Г., Климош Ю.А. Использование отходов обогащения железистых кварцитов для получения силикатных материалов	233
Лобач-Жученко С.Б., Коваленко А.В., Саватенков В.М., Чекулаев В.П., Гусева Н.С. Особенности состава архейской метасоматизированной литосферной мантии (по результатам изучения Панозерского массива Центральной Карелии)	236
Мазура Н.В., Левицкий И.А., Баранцева С.Е. Комплексное исследование минерального сырья при получении нефритованных глазурей	238
Макарихин В.В., Медведев П.В., Рычанчик Д.В. Роль биотического фактора в ятулийском седиментогенезе	241
	475

Малов А.И. Особенности кимберлитов Мезенской синеклизы	245
Мележик В.А., Лепланд А., Филиппов Н.Б. Проект бурения ранней Земли: результаты первого этапа	249
Минц М.В. Главные особенности строения и эволюции раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона: данные по профилям 1-ЕВ, 4В, Татсейс, Kola-SD, ЭГГИ, FIRE-1, FIRE-3, FIRE-4-4А	250
Минц М.В., Сулейманов А.К., Заможня Н.Г., Ступак В.М. Объемная модель глубинного строения Карело-Беломорской области Фенноскандинавского щита: профиля 1-ЕВ, 4В, FIRE-1	253
Минц М.В., Сулейманов А.К., Заможня Н.Г., Ступак В.М. Глубинное строение Кольско-Лапландской области Фенноскандинавского щита: профиля 1-ЕВ, Kola-SD, ЭГГИ, FIRE-4 – 4А	256
Минц М.В., Сулейманов А.К., Филиппова И.Б., Заможня Н.Г., Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А. Среднерусский сегмент палеопротерозойского Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского внутриконтинентального коллизионного орогена, Восточно-Европейский кратон: интеграция региональных потенциальных полей и данных ОГТ по геотраверсу 1-ЕВ	260
Митрофанов Ф.П. Геодинамика и металлогения Кольского региона	261
Мокрушин А.В. Геолого-петрографические особенности пород краевой части Цагинского габбро-анортозитового массива на контакте со щелочными гранитами (Кольский п-ов)	265
Морозова А.В. Закономерности размещения W-Mo оруденения на Урале, связанного с гранитами	269
Мошников И.А., Ковалевский В.В., Лазарева Т.Н., Петров А.В. Использование шунгитовых пород в создании радиоэкранирующих композиционных материалов	272
Мыскова Т.А., Бережная Н.Г., Милькевич Р.И., Скублов С.Г., Пресняков С.Г., Родионов Н.В. Редкоземельные элементы в цирконах метаморфических пород как один из дополнительных критериев интерпретации их генезиса (на примере архейских гнейсов Балтийского щита)	274
Негруца В.З. Денудационно-седиментогенные системы как предпосылка прогнозно-металлогенической оценки Северо-запада России и поисков месторождений новых генетических типов и минеральных видов полезных ископаемых	276
Носова А.А., Сазонова Л.В. Раннерифейские ферробазальты Приладожья как представители высоко-Ti-Fe-P базитов (йотунитов) анортозит-гранитных серий	280
Обровец С.М. Терригенный тип седиментогенеза в верхнедевонском бассейне Припятского палеорифта (Беларусь)	283
Панин В.И., Козырев А.А. Управление геодинамическими рисками при ведении горных работ в геодинамически активных районах	287
Первунина А.В. Морфология конкреций в шунгитоносных породах заонежской свиты	291
Петров О.В., Шевченко С.С., Ахмедов А.М. Новые промышленные типы комплексных руд благородных и цветных металлов в докембрии восточной части Балтийского щита	292
Петровская Л.С., Петров В.П. Архейский эндербит-гранулитовый комплекс района Пулозеро – Полнектундра в истории геологического развития Центрально-Кольского блока (Кольский п-ов)	296
Петровский М.Н., Петровская Л.С., Баянова Т.Б. Геология, возраст и предполагаемый источник магм Островного массива рапакивиобразных кварцевых монцонитов – монцогранодиоритов Мурманского домена	299
Пожиленко В.И. Раннедокембрийские конгломерато-брекчии и эруптивные брекчии Чунозерской зоны (Кольский п-ов): новые данные	303
Пожиленко В.И., Баянова Т.Б., Кудряшов Н.М. Позднеархейский расслоенный диорит-базит-гипербазитовый массив Оспе-Лувтуайвенч (Кольский полуостров)	306
Попов М.Г., Раевская М.Б., Горьковец В.Я. Петрохимические серии лампроитовых пород Костомукши	310
Пржиялговский Е.С. Рифейские рифтогенные структуры в раннедокембрийском основании Чапомского грабена на Терском берегу Кольского полуострова	314
Пржиялговский Е.С., Балуев А.С. Основные этапы эволюции разломно-трещинной тектоники Онежско-Кандалакшского палеорифта	317

Прусакова Н.А. Принципы прогнозирования коренной алмазоносности по геолого-геофизическим данным	320
Путинцева Е.В., Пестриков А.А., Гусева А.С. К выделению прогнозируемых типов коренных источников алмазов для территории Карелии: анализ состава минералов-индикаторов алмазов по результатам шлихоминералогического опробования	324
Путинцева Е.В., Полякова Е.И., Пестриков А.А. Закономерности локализации минералов-индикаторов алмазов в четвертичных отложениях на площади Республики Карелия	326
Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Геохронологическая зональность метаморфизма пород нижнедокембрийского основания тиманид и западных уралид	328
Пыстин А.М., Пыстина Ю. И., Потапов И.Л., Ронкин Ю. А. Медно-благороднометальная минерализация в докембрийских клинопироксенитах на Полярном Урале	329
Раевская М.Б., Горьковец В.Я., Попов М.Г. Кимберлитоподобные брекчии Костомукшского рудного района	332
Робонен В.И., Голубев А.И., Коровкин В.А., Филиппов Н.Б. Проблемы стратиграфии палеопротерозоя Фенноскандинавского щита	335
Рожкова Н.Н. Технологии для многоуровневой активации нанокремнезема шунгитовых пород	335
Романько А.Е., Савичев А.Т., Степанов С.С. Сумий-сариилийские породы и некоторые проблемы генезиса докембрийских пород	339
Ручьев А.М. О перспективах выявления благороднометаллических объектов в беломорском комплексе пород	340
Самсонов А.В., Носова А. А., Ларченко В.А., Третьяченко В.В., Ларионова Ю.О. Коллизионные швы в раннедокембрийской коре как фактор локализации алмазоносных кимберлитов (на примере севера Восточно-Европейского кратона)	345
Светов А.П., Свириденко Л.П. Геодинамические обстановки при формировании тектоно-магматического каркаса Фенноскандинавского щита	348
Светов А.П., Свириденко Л.П. Мантийный диапиризм в истории геологического развития Земли	352
Светов С.А. Геохимическая типизация фанерозойских и архейских средне-кислых магматических серий из конвергентных обстановок	354
Свириденко Л.П., Белашев Б.З. Трещиноватость Валаамского силла	359
Скибицкая Н.А., Яковлева О.П. Седиментогенез и фазовые превращения карбонатного породообразующего вещества нефтегазоконденсатных месторождений	361
Скуфьин П.К. Ультракремнистые породы в разрезе Печенгской структуры как продукт флюидизат-эксплозивных систем (Кольский полуостров)	365
Скуфьин П.К., Баянова Т.Б. Геохимия вулканитов Печенгской структуры как отражение плюм-тектонической активности в палеопротерозое Кольско-Карельского региона	369
Слабунов А.И., Кулешевич Л.В. Геодинамика и металлогения архейских супракрустальных комплексов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита	373
Смирнова Н.Л. О формулах ассоциаций	375
Смолькин В.Ф., Тессалина С.П. Проблемы происхождения расслоенных интрузий палеопротерозоя по данным изотопных исследований	379
Столбов Н.М. Магматизм архипелага Земля Франца Иосифа	383
Терехов Е.Н. Некоторые закономерности формирования полезных ископаемых Беломорского региона при эксгумации метаморфических пород	387
Торицын А.Н., Иващенко В.И., Сундблад К., Лавров О.Б. Золото-теллуридное проявление Райконкоски в протерозое Карелии	391
Травин В.В., Козлова Н.Е. Особенности деформации и эклогитизации базитов в раннепротерозойских зонах сдвига Беломорского подвижного пояса	395
	477

Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Геодинамическая позиция и минерагения Пудожгорского дифференцированного интрузива – нового рудно-формационного платиносодержащего титаномагнетитового типа	398
Федотов Ж.А. Дайковый магматизм как индикатор раннепротерозойских рифтогенных процессов на северо-востоке Балтийского щита	402
Филиппов М.М., Бискэ Н.С. Биогенное породообразование в раннем протерозое Карелии	405
Филиппов М. М., Мележик В. А., Рычанчик Д. В. Седиментационные проявления антраксолитов в отложениях нижнего протерозоя Онежской структуры	408
Ходоревская Л.И. Особенности гранитизации метагаббро-норитов (Кандалакшский залив, о.Горелый)	412
Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Коваленко А.В. Тоналиты Карелии: к проблеме происхождения архейской коры	417
Чистова З.Б., Кутинов Ю.Г. «Статичные» атмосферные минимумы как индикатор активности тектонических структур	418
Чувардинский В.Г. Проблема возраста и геодинамическое значение приповерхностных разломов Карело-Кольского региона	422
Шардакова Г.Ю. О геолого-геохимической эволюции гранитоидного магматизма Уфалейского антиклинория (Средний-Южный Урал)	425
Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Тектономагматическое развитие Земли	429
Шарпенко Л.Н., Жданов В.В., Кухаренко Е.А., Костин А.Е. Основные новые положения Петрографического кодекса II издания (эндогенные образования)	432
Шварцман Ю.Г. Тепловое состояние литосферы Зимнебережного алмазоносного района	436
Шевченко С.С., Ахмедов А.М., Крупеник В.А., Свешникова К.Ю., Стехин А.И., Золотоносность вендских отложений и подстилающих их метасоматитов структурной зоны Ветренный пояс	439
Шелехова Т.С. Состав и условия формирования диатомовых комплексов поверхностных донных отложений Онежского озера	443
Шипилов Э.В. Новая геодинамическая модель эволюции северного сегмента Норвежско-Гренландского бассейна: от асимметричного спрединга к вторичному	445
Шипилов Э.В. Юрско-меловой базальтоидный магматизм Баренцево-Карской континентальной окраины в контексте геодинамической эволюции Арктического океана	449
Шипилов Э.В., Волож Ю.А., Антипов М.П. Этапы активизации тектонических процессов Баренцево-Карского региона в фанерозое и нефтегазоносность	452
Шаматрина А.М., Арзамасцева Л.В., Арзамасцев А.А. Влияние щелочных расплавов на породы фундамента и возраст позднемагматических процессов: контактная зона Ловозерского массива	456
Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В., Каулина Т.В. Архейская Беломорская эклогитовая провинция Балтийского щита	458
Юркова Р.М. Магматизм, метаморфизм и геодинамика Кукасозёрского сегмента Северо-Карельской шовной зоны в позднем архее	460
Юрова М.П. Литологические особенности вулканогенных коллекторов Виллойской синеклизы	464
Яковенко В.В. Особенности изотопного состава кислорода корундов и ассоциирующих минералов северной Карелии	469

Научное издание

ГЕОДИНАМИКА, МАГМАТИЗМ, СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ
И МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ

Материалы Всероссийской конференции
Петрозаводск, 12–15 ноября 2007

Фото на обложке *А. И. Слабунова*

Серия ИД. Изд. лиц. № 00041 от 30.08.99 г. Сдано в печать 22.10.07. Формат 60x84¹/₈. Гарнитура Times.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 40,5. Усл. печ. л. 55,2. Тираж 300. Изд. № 55. Заказ 692

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
Петрозаводск, пр. А. Невского, 50