РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ РАН ИНСТИТУТ НАУК О ЗЕМЛЕ САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

ХХV Молодежная конференция, посвященная 100-летию члена-корреспондента АН СССР К.О.Кратца

"Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии"

> Санкт-Петербург 2014

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ РАН ИНСТИТУТ НАУК О ЗЕМЛЕ САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

XXV Молодежная конференция, посвященная 100-летию члена-корреспондента АН СССР К.О.Кратца

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

Санкт-Петербург 2014 ISBN 978-5-86983-610-6

Печатается по решению Ученого совета Института геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук

Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. Материалы XXV молодежной научной конференции, посвященной 100-летию К.О.Кратца. г.Санкт Петербург. 13-15 октября 2014 г. - СПб., 2014.-276с

В сборнике помещены доклады, представленные 13-15 октября 2014 в Санкт-Петербурге молодыми учеными - специалистами в различных областях науки о Земле из академических, учебных и производственных организаций. Материалы, опубликованные в этом сборнике, не только имеют научное значение, но и демонстрируют современные достижения в решении прикладных задач геофизики, геоэкологии и геологии в целом. Для специалистов всех геологических специальностей.

Конференция проводится при поддержке: Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант №14-35-10212/14)

Оргкомитет конференции:

Председатель: Аплонов С.В. – д.г.-м.н., директор Института Наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Вревский А.Б. – д.г.-м.н., директор ИГГД РАН, Санкт-Петербург; Заместитель председателя: Алфимова Н.А. - к.г.-м.н., ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Алексеев И.А. – к.г.-м.н., доцент каф. ГМПИ СПбГУ, Санкт-Петербург Члены оргкомитета: Балтыбаев Ш.К. - д.г.-м.н., замдиректора ИГГД РАН Санкт-Петербург, Светов С.А. – д.г.-м.н., зам.директора ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Щипцов В.В. – д.г.-м.н., директор ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Филиппов Н.Б. – к.г.-м.н., директор ФГУП «Минерал», Санкт-Петербург; Митрофанов Ф.П. – академик РАН, ГИ КНЦ РАН, Апатиты.

Все тексты печатаются в авторской редакции

© Макет-обложка - Никитина М.В., 2014 г.

© Обложка фото - Матреничев В.А., 2014 г.

© Издательство «Любавич», 2014

Отпечатано в типографии «Любавич». ООО «Первый издательско-полиграфический холдинг», Санкт-Петербург, Б. Сампсониевский пр., 60, лит. «У». Тел.: (812) 603 25 25.



Cams

КАУКО ОТТОВИЧ КРАТЦ (1914-1983 ГГ.) – ГОДЫ ЖИЗНИ И НАУЧНОГО ТВОРЧЕСТВА

Кауко Оттович Кратц – заслуженный деятель науки Карельской АССР, лауреат Государственной премии СССР, кавалер двух орденов Трудового Красного Знамени, член-корреспондент АН СССР, доктор геолого-минералогических наук. Он был крупным учёным, ведущим советским специалистом в области геологии, петрологии и геохронологии докембрия. Его геологические интересы в региональном отношении распространялись в основном на Карелию и Кольский полуостров, т. е. на российскую часть Фенноскандинавского щита – по современным критериям область страто – и тектонотипическую для раннего докембрия, которая и стала таковой во многом благодаря многолетним усилиям К. О. Кратца и геологов-докембристов его научной школы.

К. О. Кратц родился 16 июня 1914 г. в Канаде, городе Садбери. Его родители – рабочие, финны по национальности, – эмигрировали туда в 1906 г. из Финляндии. В Канаде Кауко Оттович окончил горнотехническое училище, а в 1932 г. вместе с родителями переехал в СССР, где

вскоре, в январе 1933 г., семья получила советское гражданство. Сначала К. О. Кратц работал преподавателем в строительном техникуме и техником-конструктором на авторемонтном заводе г. Петрозаводска, затем, в 1934 г., стал студентом геолого-почвенного факультета Ленинградского государственного университета, который окончил в 1939 г. по специальности «петрология».

В 1939–1941 гг. Кауко Оттович, уже геологом, начальником партии Ленинградского геологического управления, проводил геолого-съёмочные и поисковые работы в Кейвской структуре Кольского полуострова и одним из первых описал широкое проявление здесь процессов щелочного метасоматоза, связанного с комплексом щелочных гранитов. Рукописные отчёты тех лет, составленные им в соавторстве с одним из лучших знатоков кольской геологии Л. Я. Харитоновым, до сих пор цитируются в публикациях по этому комплексу пород.

Началась война, и К. О. Кратц в 1941 г. был призван на военную службу, но в 1942 г. демобилизован из госпиталя по состоянию здоровья, после чего вернулся к геологической работе – в Сибгеолнерудтресте г. Иркутска вёл геологическую съёмку слюдяных месторождений Бирюсинской и Мамской провинций.

Проработав один послевоенный год в Центральной научно-исследовательской лаборатории геологии НКПСМ в г. Москве и подготовив сводный отчёт по проблеме абразивного граната, Кауко Оттович в 1946 г. переехал в Петрозаводск, где начался плодотворнейший период его геологической деятельности в Карельском филиале АН СССР, способствовавший его становлению и как профессионального специалиста, и как учёного, и как руководителя научных творческих коллективов.

В 1946 г. он поступил в заочную аспирантуру к академику А. А. Полканову на кафедру петрографии геологического факультета ЛГУ. Кауко Оттович не только приобрёл право считаться лучшим учеником этого выдающегося геолога и петролога, но и был вовлечён им в творческое содружество, став преемником его глубоких знаний и профессионального мастерства.

Весной 1950 г. К. О. Кратц защитил в ЛГУ кандидатскую диссертацию на тему «Иотнийские диабазовые интрузии Карелии и их железорудное оруденение». Во многих официальных отзывах специалистов тех лет отмечалось, что по глубине и детальности проработки фактического материала, своему научному уровню эта петрологическая работа соответствует докторской диссертации.

С 1948 г. Кауко Оттович с группой геологов из Петрозаводска приступил к систематическому исследованию стратиграфии и тектоники раннего докембрия Карелии. Первые результаты в машинописных отчётах геологических фондов появляются с 1949 г., а в 1955 г. в Трудах Лаборатории геологии докембрия уже даётся обобщение по стратиграфии и тектонике протерозоя Балтийского щита, основанное на новых данных.

В то время в геологии господствовала геосинклинальная концепция развития складчатых областей, и было практически важно использовать её сильные положения применительно к глубоко метаморфизованному раннему докембрию. Так и действовали геологи группы К. О. Кратца в Карелии. Постановка этих исследований, проводившихся по запросу Северо-Западного геологического управления, была вызвана тем, что широко развернувшиеся в те годы на территории Карелии геолого-съёмочные и поисково-разведочные работы приносили всё новые данные по геологии докембрия, которые не могли быть достаточно полно объяснимы с позиций существовавших ранее представлений, сложившихся к середине 1930-х годов в результате региональной геологической съёмки.

В конце 1950-х – начале 1960-х годов К. О. Кратц был уже признанным руководителем больших научных геологических коллективов. До 1959 г. он работал заведующим отделом региональной геологии Карельского филиала АН СССР, в 1959–1962 гг. одновременно являлся руководителем, как работ этого отдела, так и Карельской экспедиции Лаборатории геологии докембрия АН СССР, с 1962 по 1966 г. был директором Института геологии в г. Петрозаводске, где наряду с большой научной и административной работой занимался общественной деятельностью – был депутатом городского совета. К 1960 г. Кауко Оттович стал одним из ведущих специалистов по геологии докембрия СССР. В 1962 г. он защитил в ЛГУ докторскую диссертацию на тему «Геология карелид Карелии». Эта работа, так же как вышедшая вскоре (1964 г.) в свет книга с таким же названием, оказала очень большое влияние на развитие учения о геологии докембрия в СССР. В 1964 г. ему было присвоено почётное звание «Заслуженный деятель науки Карельской АССР».

В 1966 г. Кауко Оттович был назначен директором Лаборатории геологии докембрия АН СССР и переехал в Ленинград. К этому времени основателем этой Лаборатории, общепризнанным руководителем советской геологической школы в области докембрия академиком А. А. Полкановым и крупнейшими знатоками геологии и петрологии докембрия членами-корреспондентами АН СССР С. В. Обручевым, В. А. Николаевым, Н. А. Елисеевым, профессорами Н. Г. Судовиковым, Э. К. Герлингом уже был создан ленинградский коллектив исследователей, способный возглавить фундаментальное изучение древнейших геологических образований в масштабе всей страны. К. О. Кратц с присущим ему умением довёл до завершения стадию становления лаборатории, и уже в 1967 г. она получила новый статус «Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР» (ИГГД АН СССР), а Кауко Оттович стал его директором. Будучи избран в 1968 г. членом-корреспондентом АН СССР по специальности «минералогия и петрография», он сумел не только сохранить научную школу своего учителя академика А. А. Полканова и его сподвижников, но и усилить её своими идеями и разработками.

К. О. Кратц был инициатором, руководителем и непосредственным исполнителем большинства коллективных исследований ИГГД АН СССР, в том числе и межведомственного характера. В середине 1960-х начале 1970-х годов важнейшей задачей было составление специализированных карт докембрия для всей территории СССР и её крупнейших регионов. Эти карты должны были подвести итог первому 20-25-летнему этапу целенаправленного изучения докембрия в СССР. В итоге были составлены Геохронологическая карта восточной части Балтийского щита (1966), Геохронологическая карта Сибирской платформы и её складчатого обрамления (1968), Геологическая карта фундамента европейской части СССР (1967), Палеотектонические карты раннего и среднего протерозоя СССР (1968), Тектоническая карта фундамента территории СССР (1974), Карта метаморфических поясов СССР (1974) и др. Появляются целые серии работ, посвященные глубинному строению СССР, принципам стратиграфии и геолого-геохронологического расчленения и корреляции нижнего и верхнего докембрия, задачам и методам радиологического анализа докембрийских образований и процессов, специфическим особенностям раннедокембрийских процессов тектогенеза, магматизма, метаморфизма, рудогенеза, методологическим аспектам древнейшей геологии. Выявлены пределы применимости различных изотопных методов для датирования докембрийских образований и процессов и установлена связь изотопных датировок с глубинным строением и историей развития крупных блоков земной коры. Предложены принципиально разные подходы к созданию стратиграфических шкал верхнего докембрия-фанерозоя и нижнего докембрия. Высказано предположение, что ведущими породообразующими и металлогеническими факторами в раннем докембрии были термодинамические режимы глубинного петрогенеза.

Один только этот неполный перечень проблем показывает всеобъемлющий характер творческого наследия К. О. Кратца. Особое место в нём в последние годы его жизни занимали работы геолого-геохронологического и тектонического направления.

В 1977 г. в Уфе под руководством Б. М. Келлера, К. О. Кратца и Б. С. Соколова большим межведомственным коллективом исследователей была разработана новая Общая стратиграфическая шкала докембрия СССР, которая в 1978 г. решением МСК СССР была утверждена в качестве основы для проведения всех государственных геологических кар-

тосоставительских работ на территории СССР.

В этой Шкале рубеж 2600±100 млн лет был определён границей архея и протерозоя, а рубежи 3000±100 и более 3500 млн лет намечали внутренние подразделения архея. Это следует подчеркнуть особо, поскольку на XXVII сессии МГК в августе 1984 г. в Москве развернулась широкая международная дискуссия по вопросу целесообразности выделения в докембрии таких подразделений, как «архей» и «протерозой», и определения возрастных границ между ними. К. О. Кратц, как председатель комиссии по нижнему докембрию МСК СССР, по предложению которого эти границы и рубежи были определены в СССР таким образом, отчётливо понимал, что по границам возрастных подразделений докембрия отнюдь не везде происходила однотипная и полная смена геологических обстановок. На примере Карельских супракрустальных поясов лопия он сам неоднократно подчёркивал латеральную неоднородность геологических обстановок и асинхронность развития структур. Тем не менее, после того, как было определено, что такие пояса завершили своё развитие к эпохе 2600±100 млн лет, он, не колеблясь, признал их архейскими, хотя именно благодаря его работам в 1950-1960-е годы они всеми считались протерозойскими. Творчеству Кауко Оттовича ни в малейшей степени не был свойственен консерватизм.

В 1982 г. Президиум АН СССР присудил К.О.Кратцу премию имени А. П. Карпинского за серию работ по теме «Докембрийская земная кора материков, её становление и эволюция». Основываясь на всей совокупности данных по геологии древнейших образований, К. О. Кратц предложил концепцию латеральной дифференцированности земной коры уже на ранних этапах геологического развития Земли. В рамках этой концепции преобладающая сиалическая коры тоналитового состава в протоконтинентальных сегментах считалась первичной, а элементы мафической коры (зеленокаменные пояса) – вторичными. Было показано, что преобразование наиболее ранней, слабо дифференцированной коры тоналитового состава в зрелую континентальную кору современного типа в пределах большей части материков произошло в эпоху 3000-2600 млн лет назад в результате грандиозного вещественного и энергетического обмена между корой и мантией. С этой эпохой связывался крупный перелом в развитии материковой коры, смена супракрустальных зеленокаменных поясов, типичных для ранней примитивной коры, дифференцированными мобильными поясами разного типа, разделяющими стабильные структуры. Предполагалось, что на этом рубеже происходила смена главных тенденций в тектоническом развитии докембрийской коры континентов, которая до 2600 млн лет отразилась в формировании мобильных поясов с геосинклинальной, а позже - без геосинклинальной подготовки.

В этих работах речь шла только о строении и эволюции земной коры и не упоминалась ещё литосфера – важнейшая составная часть единой системы «литосфера-астеносфера», взаимодействие которых обусловливает механизм тектоники литосферных плит, который очень многими исследователями принимается сейчас за ведущий в тектогенезе, объясняющий главные черты строения и эволюции лика Земли на всех этапах её развития. К. О. Кратц действительно с осторожностью воспринимал идеи тектоники крупных и мощных (!) литосферных плит применительно к раннему докембрию. Такая осторожность свойственна многим специалистам в области геологии раннего докембрия, особенно архея. Она проистекает специфических особенностей древнейших геологических образований и процессов, их коренных отличий от геологии позднего докембрия, палеозоя и тем более мезозоя и кайнозоя. Многим этим особенностям - огромной длительности и унаследованности режимов развития главнейших раннедокембрийских структур, специфике термодинамической истории Земли в архее, наличию внутрикорового протяжённого расплавленного слоя («архейской коровой астеносферы») и др. – посвящены специальные работы К. О. Кратца и его учеников.

К. О. Кратц – был одним из исследователей, чьи идеи во многом направляли долгие годы разработки советской геологической науки в области докембрия. И это определялось не только и не столько тем, что он многие годы возглавлял Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР и Научный совет по геологии докембрия при ОГГГГ АН СССР, но и его талантом исследователя и личными качествами. Отзывчивость Кауко Оттовича, его внимание к людям, их работе, идеям, мыслям привлекали к нему многих ученых страны, и опытных, и молодых. Он умел слушать собеседника, понимать его чаяния и стремления, деликатно направлять ход научной мысли целых научных групп и каждого исследователя в отдельности.

ЗАКОНОДАТЕЛЬСТВО РФ В ОБЛАСТИ ОХРАНЫ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ. СОВРЕМЕННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ, ПРОБЛЕМЫ И ВОЗМОЖНЫЕ ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ФЗ «ОБ ОХРАНЕ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ»)

Алексеев И.И.

Санкт-Петербургский Государственный Университет vanyukov07@rambler.ru

Конституция Российской Федерации говорит нам, что «каждый имеет право на благоприятную окружающую среду, каждый обязан сохранять природу и окружающую среду, бережно относиться к природным богатствам, которые являются основой устойчивого развития, жизни и деятельности народов, проживающих на территории Российской Федерации».Но соблюдаются ли сегодня все эти условия? Каждой ли из сторон?

Реформы начала XXI века в России продемонстрировали динамичность изменений в общественном строе и законодательстве нашей страны. Актуальность данного исследования объясняется тем, что в условиях построения в России рыночной экономики нередко вопросы охраны окружающей среды и защиты прав граждан на ее благоприятное качество остаются без должного внимания. Вопросы охраны окружающей среды в нашей стране зачастую остаются без должного внимания в силу разных причин: то говорят о нехватке средств в бюджете и больших затратах на решение этих вопросов и проблем, то дело просто-напросто в некомпетентности должностных лиц и органов (коррупция и пр.)

Существует также и субъективная причина в сложившейся в нашей стране ситуации. Дело в низком уровне эколого-правовой культуры самих граждан (подчас и в отсутствии таковой вовсе).

В два последних десятилетия было принято достаточное количество законов, затрагивающих сферу охраны окружающей среды. Однако необходимо сказать, что в последние годы законодательная база в этой области ослабла. Она недостаточно открыта для гражданского общества. Для объяснения всего вышесказанного нужно указать несколько причин:

 В Законе «Об охране окружающей природной среды» (1991) было множество норм, обладающих прямым действием. Закон «Об охране окружающей среды» (2002), ныне действующий, является своего рода рамочным, в нем нет такого большого количества норм прямого действия;

2) Большое количество экологических норм не может быть реализовано в силу того, что при принятии различных кодексов не всегда в полной мере учитывалось действующее законодательство в области охраны окружающей среды;

3) Когда принимались законы, которые затрагивали использование природных ресурсов или регулирующие отдельные виды деятельности, зачастую в природоохранное законодательство вносились поправки, которые ослабляли его. Примерами могут служить Градостроительный, Лесной и Водный Кодексы.

В ходе работы с большим объемом материала были сделаны некоторые выводы об общей обстановке в области охраны окружающей среды, сложившейся на сегодняшний день в России.

Нормативно-правовую базу РФ в области охраны окружающей среды на данный момент можно охарактеризовать следующим:

1. Существует множество разночтений, пробелов и внутренних противоречий;

2. Она недостаточно целостна и самостоятельна, чтобы защищать общественные и государственные экологические интересы;

 К сожалению, отсутствуют нормы, которые способствовали бы развитию рыночных механизмов природопользования и охраны окружающей среды;

4. Отсутствует комплексный подход в правовом регулировании экологических отношений.

Все эти проблемы предлагается решить путем кодификации норм экологического законодательства.

Следует отметить, что тема и содержание данной работы являются дискуссионными, требуют дальнейшей обработки и уточнений. Работа по данной теме не может быть остановлена хотя бы потому, что каждый из нас является гражданином. Мы должны знать свои права и обязанности, уметь правильно их трактовать и использовать наши знания. Нужно помнить, что проблема обеспечения экологического благополучия зависит и от нас самих.

Список литературы

1. Федеральный закон РФ от 10 января 2002 г. N 7-ФЗ «Об охране окружающей среды» // «Российская газета» от 12 января 2002 г.

2.Закон Российской Советской Федеративной Социалистической Республики от 19 декабря 1991 г. N 2060-1 «Об охране окружающей природной среды» (с изм. на 2 июня 1993 г.)

3. Научно-практический комментарий к Федеральному закону «Об охране окружающей среды». URL:

http://javoronki.narod.ru/zakon/7/3.htm (дата обращения 10.11.2013)

4. Основные проблемы федерального законодательства Российской Федерации в области охраны окружающей среды. URL: http://www.wwf. ru/about/positions/law (дата обращения 10.11.2013)

ВЛИЯНИЕ СВАЛОК И ПОЛИГОНОВ ТВЕРДЫХ БЫТОВЫХ ОТХОДОВ НА ПОДЗЕМНЫЕ И ПОВЕРХНОСТНЫЕ ВОДЫ НА ПРИМЕРЕ ИСТРИНСКОГО РАЙОНА МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ

Алентьев Ю.Ю.

Российский государственный геологоразведочный университет alentev 49@mail.ru

В физико-географическом отношении Истринский район расположен в лесной зоне Русской равнины к западу, северо-западу от г. Москвы. На сегодняшний день район относится к благополучным в экологическом отношении. Но за счет промышленных и сельскохозяйственных предприятий, а также большого объема коттеджно – дачной застройки и достаточно высокой плотности населения территория имеет значительную антропогенную нагрузку (Заднепровская О.М. и др., 2012.). Это приводит к появлению несанкционированных свалок, отрицательно влияющих на природу в целом и на подземные воды в частности.

Существуют различные виды классификаций свалок и полигонов ТБО (твердых бытовых отходов): по типу складируемого мусора, по размерам, экологической опасности и т.д. Но в целом, все места складирования твердых бытовых отходов можно разделить на три группы:

1) Несанкционированные свалки;

2) Санкционированные, но необорудованные места складирования твердых бытовых отходов;

3) Санкционированные и оборудованные полигоны ТБО.

В Истринском районе преобладают два первых типа складирования бытовых отходов. Единственное место, которое можно отнести к третьему типу на рассматриваемой территории - это Истринский полигон ТБО (местное название - «Павловский полигон ТБО» или «Павловская свалка» - дано ввиду его расположения в непосредственной близости от поселка Павловский). Истринский полигон ТБО (рис.1) функционирует с середины 1970-х годов на месте Ивановского карьера.



Рис.1. Истринский полигон ТБО

В непосредственной близости от полигона протекает река Истра. В 2013 году в меженный период, ниже полигона по течению реки, были отобраны пробы воды на химанализ на микрокомпоненты (табл.1).

Таблица 1

Название	Класс опас-	Содержание	Содержание	
элемента	ности	микрокомпо-	микрокомпо-	
		нентов в едини-	нентов в еди-	
		цах ПДК в реке	ницах ПДК в	
		Истра.	подземных во-	
			дах по данным	
			скважины	
Литий	2	0,116667	0,136667	
Медь	3	0,0044	0,04	
Никель	2	0,075	3,775	
Алюминий	3	0,235	4,5	
Свинец	2	0,11	1,32	
Железо	3	1,333333	101,6667	
Кобальт	2	0,002	0,071	
Марганец	3	1,3	21,4	

Содержание микрокомпонентов в единицах ПДК

Из таблицы видно, что по большинству рассматриваемых компонентов превышений предельно допустимых концентраций не наблюдается. Исключение составляют лишь железо и марганец. Но повышенное содержание этих элементов напрямую не связано с функционированием Истринского полигона ТБО, а в первую очередь обусловлено гидрогеохимическими особенностями рассматриваемой территории.

В Истринском районе Московской области, как и в других регионах нашей страны, имеются несанкционированные свалки (рис.2).

В таблице 1 приведены среднегодовые значения содержания микрокомпонентов в единицах ПДК за 2012 год в скважине, находящейся в непосредственной близости от данной свалки. К превышению предельно допустимой концентрации по железу и марганцу, характерным для всей Московской области, добавилось повышенное содержание никеля, алюминия и свинца. Поскольку в других скважинах, несколько удалённых от этого места, показатели по данным металлам в пределах нормы, то имеющееся превышение, вероятнее всего, связано с влиянием данной свалки.



Рис.2. Несанкционированная свалка

Из всего вышеизложенного очевидно, что часто даже не совсем идеально оборудованные полигоны ТБО оказывают менее загрязняющее влияние на водные ресурсы, чем несанкционированные свалки.

Список литературы

1. Заднепровская О.М., Матафонов Е.П. и др. Информационный бюллетень за 2012 год. М.; 2012.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕРЕН ЭПИДОТА В СОВРЕМЕННЫХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Антонова Д.О., Рубан Д.А.

Южный федеральный университет, ruban-d@mail.ru

Современные аллювиальные отложения отличаются достаточно большим распространением в пределах Северо-Западного Кавказа, что связано с интенсивной эрозией располагающихся здесь горных систем при большой густоте гидрографической сети. Изучение происхождения зерен отдельных минералов не только важно само по себе, но также может стать своего рода "ключом" к реконструкции динамики седиментационных процессов, связанных с формированием этих отложений. В частности, анализ морфологии зерен эпидота из современного аллювия р. Белой и ее притоков проливает свет на их происхождение, что, в свою очередь, важно для определения направления транспортировки обломочного материала.

В ходе полевых работ в бассейне р. Белой (горная часть Республики

Адыгеи, Северо-Западный Кавказ) были отобраны пробы современных аллювиальных отложений в конусе выноса р. Сибирки (левый приток р. Белой), а также на берегу р. Белой вблизи впадения р. Молчепа (~ 20 км выше по течению от конуса выноса) и вблизи впадения р. Сюк (~ 6 км ниже по течению от конуса выноса). В первом случае отложения плохо отсортированы и состоят из обломков от глинистой до глыбовой размерности, тогда как во втором и третьем - напротив, для них характерна лучшая сортировка и преобладание частиц песчаной размерности. Из отобранных проб была выделена песчаная фракция. Она имеет полимиктовый состав, слагаясь продуктами разрушения магматических, осадочных и метаморфических пород, которые выходят на поверхности в бассейне р. Белой. Зерна эпидота изучались в трех псаммитовых фракциях (0,5-1 мм, 0,5-0,315 мм, 0,315-0,16 мм), в которых их содержание не превышает 0,5 % (обычно порядка 0,1 %).

Окатанность зерен анализировалась полуколичественно согласно методике, использованной ранее в том же районе для отложений пермского возраста (Рубан, 2013). Суть ее состоит в том, что каждый из четырех основных параметров окатанности, каковыми являются скругленность углов, наличие углов, изометричность, неправильность (Blott, Pye, 2012), оценивается визуально по шкале от 0 (минимальное проявление параметра) до 3 (максимальное проявление параметра). При этом используется упрощенный вариант интерпретационной схемы (Blott, Pye, 2012). Для каждого изученного зерна окатанность определяется как среднее значение этих параметров (с учетом того, что скругленность углов и изометричность ее усиливают, а наличие углов и неправильность ее снижают). Вполне очевидно, что она также изменяется в пределах от 0 (неокатанные зерна) до 3 (совершенно окатанные зерна). Далее определяется медианное значение окатанности результатам изучения отдельных зерен для каждой фракции каждой пробы.

Согласно полученным результатам (Табл. 1), зерна эпидота песчаной размерности из конуса выноса р. Сибирка демонстрируют большую окатанность (обычно 0,75-1,25), чем из пробы, взятой выше по течению р. Белой (0,5-0,75), и меньшую, чем из пробы, взятой ниже по течению р. Белой (1,0-1,5). Подобное соотношение (при несколько иных значениях параметров) обнаруживается также и при изучении отдельных псаммитовых фракций. Установленная закономерность позволяет считать, что зерна эпидота окатываются по мере их транспортировки вниз по течению р. Белой. В таком случае они могут происходить только из метаморфических комплексов, распространенных в пределах осевой части Большого Кавказа, где располагаются верховья этой реки. По всей видимости, размыв магматических и контактово-метаморфических образований в долине р. Сибирки не выступает в качестве существенного источника зерен эпидота в конусе выноса этой реки, как можно было бы предполагать. Транспортировка обломочного материала по долине р. Сибирки не превышает 5 км, а потому зерна эпидота не смогли бы приобрести лучшую окатанность, чем после гораздо более длительной транспортировки р. Белой (при этом данная река имеет большие размеры и более быстрое течение) из ее верховий до места впадения р. Молчепа. Следовательно, в случае связи с породными комплексами в бассейне р. Сибирки эти зерна были бы менее окатанными, чем таковые из отложений р. Белой в ~20 км выше по течению (на самом деле они более окатаны). Сказанное также подтверждает ранее высказанную идею о том, что конус выноса р. Сибирки представляет собой своего рода барьер ("ловушку") для обломочного материала, транспортируемого р. Белой вниз по течению (Рубан, 2013).

Таблица 1.

Точка опробова-	Фракции (мм)			
ния (в порядке рас- положения сверху вниз по течению р. Белой)	0,5-1	0,315-0,5	0,5-1	
р. Белая (вблизи впадения р. Молче- па)	0,75	0,5	0,5	
конус выноса р. Сибирка	1,25	1,0	0,75	
р. Белая (вблизи впадения р. Сюк)	1,5	1,25	1,0	

Окатанность зерен эпидота в изученных пробах.

В целом, проведенный анализ выявил во всех трех псаммитовых фракциях для всех проб пониженную окатанность зерен эпидота, изменяющуюся в пределах от 0,5 до 1,5 (с преобладанием значение от 0,75 до 1,25) (Табл. 1). С уменьшением размера зерен их окатанность имеет тенденцию к снижению. С учетом сказанного выше о происхождении этих зерен стоит также отметить, что транспортировка по достаточно крупной реке с быстрым течением, каковой является р. Белая, способствует приобретению зернами эпидота некоторой окатанности, что проявляется во всех фракциях. Этот вывод может оказаться полезным для использования окатанности зерен эпидота из современных аллювиальных отложений в качестве индикатора длительности их транспортировки (и не только для территории Северо-Западного Кавказа). Полученные результаты изучения зерен эпидота в современных аллювиальных отложениях Северо-Западного Кавказа имеют также двоякое геоэкологическое значение. С одной стороны, подтверждение влияния транспортировки обломочного материала главной рекой на локальную седиментацию в устьевой части ее меньших по размеру притоков дает возможность выявления мест концентрации различного антропогенного материала, попадающего в реку в результате интенсивного строительства (прежде всего, дорожного) в Горной Адыгее. С другой стороны, бассейн р. Белой и связанные с ним аллювиальные отложения могут рассматриваться в качестве своего рода природной лаборатории для изучения современных седиментационных процессов, и, следовательно, данный объект подлежит вовлечению в геоконсервационные программы.

Список литературы

1. Рубан Д.А. Некоторые вопросы определения и интерпретации окатанности минеральных зерен в свете новых данных из Горной Адыгеи // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Вып. 17. – Пермь, ПГНИУ, 2014. – С. 163-168.

2. Blott S.J., Pye K. Particle shape: a review and new methods of characterization and classification // Sedimentology. -2008. - Vol. 55. - P. 31-63.

ОЦЕНКА СТЕПЕНИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА Г.ВОРОНЕЖА НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Беспалова Е.В.

Воронежский государственный университет elena bespalova@bk.ru

Загрязнение атмосферы характеризуется большой пространственно-временной неоднородностью. Ограниченное число стационарных постов не позволяет получить достоверную информацию о пространственном распределении загрязняющих веществ на всей территории города. Однако существование коррелятивных зависимостей между содержанием многих поллютантов в атмосферном воздухе с их содержанием в снеге позволяет использовать этот компонент ландшафта для экспрессной геохимической индикации загрязнения среды (Касимов, 1995).

Цель работы – оценка степени загрязнения атмосферного воздуха г.

Воронежа на основе изучения геохимического состояния снежного покрова.

Для отбора снежных проб были выбраны 27 точек. Из них 26 точек в различных функциональных зонах г. Воронежа с разной степенью техногенного воздействия (7 проб - в жилой зоне, 6 - в промышленной зоне, 8 - в транспортной зоне, 5 - в зоне рекреации) и 1 фоновая проба - за д. Медовка Рамонского района в 20 км от города в северном направлении.





Расположение точек отбора проб на местности показано на рис.1.

Рис. 1. Картосхема расположения точек отбора проб снега и стационарных постов наблюдения Воронежского областного центра по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (ЦГМС)

Отбор проб проводился по единой методике в период максимального накопления влаги в снеге. Для этого использовали пластиковую трубку площадью сечения 78,5 см2 и длиной 30 см, которую врезали на всю толщину снежного покрова, а затем вынимали, поддерживая снизу пластмассовой лопаткой и тщательно очищая нижнюю часть трубки от частиц грунта (Гаврилова, Касимов, 1988). Отобранные усредненные пробы высыпали в пронумерованные полиэтиленовые пакеты, далее пересыпали в чистую посуду для таяния. Талую воду фильтровали. По осадку, полученному на фильтре, определяли количество взвешенных частиц в отобранной пробе, а в фильтрате определяли следующие показатели: минерализация (кондуктометрический метод); общая жесткость, Ca2+, Cl-, SO42-, HCO3- (титриметрический); Mg2+ (расчетный); рН (потенциометрический); NH4+, NO3-, NO2- (колориметрический) (Муравьев, 2011).

Двухлетний мониторинг загрязнения снежного покрова на территории города Воронежа показал, что наблюдается тенденция увеличения минерализации снежных проб, содержания в них основных анионов и катионов (SO42-, HCO3- ,NH4+, NO3-, NO2-), а также взвешенных веществ. Это свидетельствует о росте техногенной нагрузки на городскую среду. В тоже время снизились pH талой воды, а также содержание Cl-ионов. Тенденции в изменении химического состава проб снега показаны в таблице 1.

Как видно из рисунка 1, пять исследуемых точек отбора проб снега располагаются в непосредственной близости от постов наблюдения Воронежского ЦГМС: точка 1 - пост № 1; точка 2 - пост № 7; точка 20 - пост № 8; точка 13 - пост № 9; точка 18 - пост № 10. Поэтому мы выбрали значения загрязненности снега именно в этих точках для определения силы корреляционных связей между показателями загрязнения атмосферного воздуха и снежного покрова.

Для расчета ранговых коэффициентов корреляции и сопоставления результатов аэроаналитических измерений в воздухе и снеге были выбраны следующие параметры: пыль и взвешенные вещества; оксид серы (IV) и сульфаты; оксид углерода и карбонаты. Можно отметить наличие положительных корреляций (г) средней силы между содержанием пыли в воздухе и концентрацией взвешенных веществ в снеге (г=+0,38), а также сильной силы между загрязнением воздуха диоксидом серы и присутствием сульфат-ионов в снеге (г=+0,90). Статистическая связь между содержанием оксида углерода (IV) в воздухе и гидрокарбонат-ионов в снеге не выявлена. Полученные результаты свидетельствуют о том, что снежный покров можно использовать как вполне надежный, достоверный геохимический индикатор загрязнения атмосферы городов.

Таблица 1 Сравнительная характеристика проб снега за 2013 и 2014 годы

Показатель	Среднее значение		Тенденция	
	2013 год	2014 год		
pН	7,0	6,2	уменьшение	
Взвешенные вещества, мг/л	61,2	124,6	увеличение	
Минерализа- ция, мг/л	107,8	124,5	увеличение	
Общая жест- кость, мг-экв/л	0,20	0,16	незначительное уменьшение	
Са2+, мг/л	3,4	2,5	уменьшение	
Mg2+, мг/л	0,4	0,4	не изменилось	
НСО3-, мг/л	15,0	19,5	увеличение	
SO42- , мг/л	69,8	79,7	увеличение	
СІ- ,мг/л	13,5	11,0	уменьшение	
NO3-,мг/л	5,1	10,6	увеличение	
NO2-,мг/л	0,15	0,16	незначительное увеличение	
NH4+,мг/л	0,57	0,60	незначительное увеличение	

Для того чтобы косвенно оценить степень загрязнения атмосферного воздуха на территории г. Воронежа, мы рассчитали суммарные показатели загрязнения снежного покрова (Zc) в каждой исследуемой точке. Данный показатель является наиболее информативным при оценке загрязненности снега в урбоэкосистемах и находится по формуле:

$$Zc = \sum Kc - (n - 1),$$

где Кс - коэффициент концентрации химического элемента;
п - число определяемых элементов с Кс ${>}1.$

Коэффициенты концентрации химических элементов (Кс) находятся по формуле:

Кс=Сі/Сф,

где Ci - содержание элемента в исследуемом объекте; Сф - среднее фоновое содержание элемента (Касимов, 1995).

Ориентировочная шкала для оценки очагов загрязнения снежного покрова и атмосферного воздуха по суммарному показателю загрязне-

ния основана на методических рекомендациях ИМГРЭ, модифицирована с учетом определяемых элементов и анализа аналогичных исследований и представлена в таблице 2 (Методические рекомендации, 1990).

Таблица 2

Величина Zc	Категория загряз- нения снежного по-	Уровень загряз- нения атмосферного
	крова	воздуха
менее 16	Допустимая	Низкий уровень загрязнения
16-32	Средняя (умерен- но опасная)	Средний уровень загрязнения
32-128	Высокая (опасная)	Высокий уровень загрязнения
более 128	Очень высокая (чрезвычайно опас- ная)	Очень высокий уровень загрязнения

Ориентировочная оценочная шкала опасности загрязнения снежного покрова по суммарному показателю загрязнения

Расчет суммарного показателя загрязнения снежного покрова г. Воронежа выполнялся по девяти ингредиентам: гидрокарбонат-ионы, сульфат-ионы, ионы магния и кальция, хлорид-ионы, нитрат-ионы, нитрит-ионы, катион аммония, взвешенные вещества. На основе результатов расчета в программе Surfer 11.0 были построены картосхемы эколого-геохимического районирования территории г. Воронежа (рис. 2).

Как показывают расчеты, в 2013 году все точки рекреации и жилой зоны располагались в зоне низкого загрязнения воздуха; все точки промышленной зоны – в зоне среднего загрязнения воздуха; точки транспортной зоны – в зоне низкого (точки №5, 12, 18), среднего (№ 8, 15, 21, 25) и высокого (точка № 24) загрязнения воздуха.

В 2014 году все точки рекреации располагались в зоне низкого загрязнения воздуха; точки жилой зоны – в зоне низкого (точки №1, 11), среднего (№4, 9, 14, 20) и высокого (точка №16) загрязнения воздуха; точки промышленной зоны – в зоне низкого (№7) и среднего (№2, 13, 19, 23, 26) загрязнения воздуха; точки транспортной зоны – в зоне среднего (№5, 12, 24, 25) и высокого (№8, 15, 18, 21) загрязнения воздуха.

Как видно, количество точек в зоне низкого загрязнения воздуха уменьшилось в 2 раза. Возросло загрязнение во многих точках жилой зоны (с низкого до среднего уровня) и транспортной зоны (со среднего до высокого уровня). Лишь в двух точках (точки 7 и 24) уровень загряз-

нения снизился, что может быть связано с расширением дороги (точка 24) и снижением выбросов от промышленных предприятий Железнодорожного района путем установки более эффективного газоочистного оборудования. Общий уровень техногенного загрязнения снежного покрова и соответственно атмосферного воздуха в среднем по г. Воронежу сменился с низкого (2013 год) на средний (2014 год).

Наиболее опасные очаги загрязнения располагаются вблизи крупных автодорог (точки 21, 25, 15, 18, 8), а также промышленных предприятий (точки 2, 13, 19, 26). Жилые зоны южной и северной окраин города меньше загрязнены, чем остальные части города. Все точки рекреационной зоны характеризуются низким загрязнением воздуха за весь период исследования.

а) 2013 год

б) 2014 год



Рис. 2. Карта-схема пространственного распределения значений показателя суммарного загрязнения снежного покрова

Таким образом, проведенное исследование показало, что изучение химического состава снежного покрова можно использовать как вполне эффективный и достоверный метод экспрессной индикации загрязнения атмосферного воздуха городской среды. Выявлено, что основным источником загрязнения приземных слоев атмосферы и снежного покрова города Воронежа выступает автотранспорт, а исследуемые городские зоны можно расположить в следующий ряд по убыванию степени загрязненности: транспортная зона > промышленная зона > жилая и рекреационная зоны > фоновая территория. Рассчитанный уровень загрязнения атмосферного воздуха в среднем по городу оценивается как низкий (в 2013 году) и средний (в 2014 году) и ежегодно повышающийся. Список литературы

1. Гаврилова И. П. Практикум по геохимии ландшафта / И.П. Гаврилова, Н.С. Касимов. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. – 447 с.

2. Методические рекомендации по оценке степени загрязнения атмосферного воздуха населенных пунктов металлами по их содержанию в снежном покрове и почвах. - М.: ИМГРЭ, 1990. - 14 с.

3. Руководство по анализу воды. Питьевая и природная вода, почвенные вытяжки / Под ред. к.х.н. А.Г. Муравьева. – СПб.: «Крисмас+», 2011. – 264 с.

4. Экогеохимия городских ландшафтов / Под ред. Н. С. Касимов. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. – 336 с.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ В ПОРОДАХ ЭКЛОГИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ЁНСКОГО РАЙОНА

Бежев Г.А.

АФ Мурманский Государственный Технический Университет, doooomen@gmail.com

Ёнский район находится в северо-западной части Беломорского пояса. Район сложен тоналит-трондъемит-гранодиоритовыми гнейсами с пластовыми телами амфиболитов, которые изначально рассматривались как метабазальты Ёнского зеленокаменного пояса (Пожиленко и др., 1995). В некоторых местах с амфиболитами ассоциируют метаультрабазиты.

За последние 10 лет в этом районе были установлены многочисленные тела эклогитов: в районе проливов Широкая и Узкая Салма и в карьере месторождения керамических пегматитов Куру-Ваара (Минц и др., 2010; Щипанский и др., 2012).

В карьере Куру-Ваара развиты тоналит-трондъемитовые гнейсы с заключенными в них тектоническими будинами рассланцованных и мигматизированных амфиболитов с реликтами массивных клинопироксен-гранат-амфиболовых пород и эклогитов. Выявлено порядка 35 эклогитовых тел. По местоположению в карьере выделено два типа эклогитов: «южные» - крупнозернистые ретроградно измененные породы, составляющие большую часть эклогитовых тел и «северные» - мелкозернистые эклогитов хорошей сохранности (Щипанский и др., 2012). Пиковые условия эклогитового метаморфизма оцениваются в

750-780°С, ~ 14 – 14.5 кбар для южных эклогитов и ~ 680-720°С, ~12 кбар для северных (Щипанский и др., 2012).Северная и южная части разделены тектоническим разломом (Balagansky et al., 2014).

Исследуемое тело в карьере Куру-Ваара представляет собой линзу "южных" диафторированных эклогитов, сильно амфиболизированных по краям и слабо измененных в центре. Ширина линзы 2 метра. Из линзы, по профилю, были отобраны образцы для дальнейшего изучения.

Петрографические особенности южных эклогитов карьера Куру-Ваара.

В центре линзы находятся наименее неизмененные эклогиты: отсутствуют Срх-Pl симплектиты и количество Hbl находится в пределах 2%. Зерна граната содержат немногочисленные включения, вокруг граната развивается Pl (3%). Максимальные значения жадеитового минала в клинопироксенах для южных эклогитов - 29-31% (Щипанский и др., 2012). В интерстициях между Grt и Срх развивается Qtz (рис. 1, A). Таким образом, здесь представлен первичный эклогитовый парагенезис с Срх (омфацитом и Na-авгитом), Gr и Qtz. Вторичные преобразования проявлены в каймах Pl вокруг Grt.

Ближе к краям линзы, в породах начинают развиваться Cpx-Pl симплектиты, заместившие омфацит. Резко повышается содержание Pl (до 20%), а также Hbl (до 50%), развивающейся по Cpx. Гранаты более крупные и зональные, в центральных частях отмечено большое количество включений (петрографически были определены Qtz, Pl, Hbl и Zrn) (рис 1, Б), края более чистые и свободные от включений. Зерна Grt редко сохраняют изометричность, порой приобретая ксеноморфные очертания. От центра к краям уменьшается значение пиропового минала (от 28 до 24), а также увеличивается его альмандиновая составляющая (от 48 до 52). Вокруг Grt наряду с Pl каймой образуется Pl-Amf и Amf каймы (рис 1, Б). Также вокруг граната образуются Bt-Pl симплектитовые сростки, которые, скорее всего, развиваются позднее подобных сростков амфибола и плагиоклаза.

В краевых частях линзы, на контакте с вмещающими ТТГ гнейсами, Срх полностью замещается Hbl, количество которой возрастает до 60-70%, однако количество Pl не меняется и колеблется в пределах 20%. На контакте с телом ультрабазитов клинопироксен в эклогитах также полностью замещается амфиболом.

Все эклогитовые тела заключены в сильно мигматизированных тоналит-трондъемитовых гнейсах возраста 2.7-2.9 млрд. лет (Минц и др., 2010). Магматическим протолитом эклогитов являются породы основного состава возраста 2.87-2.82 млрд. лет (Щипанский и др., 2012, Скублов и др., 2010). Возраст эклогитового метаморфизма дискуссионен: от неоархейского (Минц и др., 2010; Щипанский и др., 2012) до свекофенн-



Рис. 1. А – Grt-Cpx-Qtz парагенезис. Слабо измененный эклогит. Б – Зерна Hbl, Qtz и Cpx в гранате. Вокруг Grt развивается Hbl-Pl кайма и симплектиты. ского (Скублов и др., 2010). Данные по эклогитам пролива Широ

кая Салма (оз. Имандра) показывают, что развитие Срх-Pl симплектитов при декомпрессии началось 2.7 млрд. лет назад (Каулина и др., 2010).

Дайка оливинового габбро-норита в карьере Куру-Ваара возраста 2.15 млрд. лет (Слабунов и др. 2013), сечет тела амфиболитов и иногда содержит небольшие ксенолиты сильно измененных ТТГ гнейсов. В перидотитовой части дайки по наблюдениям П.Я. Азимова проявлены метасоматические процессы, которые также проявляются по ультрамафитам. В подобных породах пр. Узкая Салма (оз. Имандра) рост Pl-Hbl кайм за счет Срх-Pl симплектитов при метаморфизме гранат-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (умеренные давления и температурный диапазон 700 – 600°С) датируется в 1.89 млрд. лет (Каулина и др., 2010). По данным (Скублов и др., 2010; Хервартц и др., 2012) возраст эклогитового метаморфизма в породах Ёнского района - 1.91-1.94 млрд. лет, но многие исследователи считают, что образовании эклогитовых парагенезисов в это время происходило при метасоматических процессах в условиях высокобарической амфиболитовой фации (Козловский, Аранович, 2008; Козловский, 2009).

Список литературы

1. Каулина Т.В., Япаскурт В.О., Пресняков С.С., Савченко Е.Э., Симакин С.Г. Метаморфическая эволюция архейских эклогитоподобных пород района Широкой и Узкой Салмы (Кольский полуостров): геохимические особенности циркона, состав включений и возраст. Геохимия. 2010. № 9. С. 879-890.

2. Козловский В.М. Эклогитизация базитов в зонах тектонических деформаций // Материалы конференции «Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи». Москва. 2009. С. 187-190.

3. Козловский В.М., Аранович Л.Я. Геолого-структурные условия

эклогитизации палеопротерозойских базитовых даек восточной части Беломорского подвижного пояса // Геотектоника, 2008, №4. С. 70-84.

4. Минц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А., Каулина Т.В., Белоусова Е.А., Натапов Л.М., Гриффин У.Л., О'Рейлли С. Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии. ДАН. 2010. Т 434. № 6. С. 776-781.

5. Пожиленко В.И., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Кащеев О.А. Возраст эндогенных процессов Ёнского сегмента Беломорья. В кн.: Тезисы Всерос. Совещ. «Главные рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование. С.-Петербург, ИГГД РАН, 1995. С. 53-54.

6. Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Марин Ю.Б., Березин А.В., Мельник А.Е., Падерин И.П. U-Pb возраст и геохимия цирконов из Салминских эклогитов (месторождение Куру-Ваара, Беломорский пояс) // ДАН. 2010а. Т. 432. № 5. С.1-9.

7. Slabunov, A., Balagansky, V., Shchipansky, A., Stepanova, A., Egorova, S., Li, X., Berezhnaya, N., Presnyakov, S., 2013. U-Pb ages of zircons and baddeleyites from coronitic gabbronorite cross-cutting the Archean Salma eclogite-bearing complex, Belomorian Province, Fennoscandian Shield (first re-sults). // Abstracts of the 3rd International Conference on Precambrian Continental Growth and Tectonism, Bundelkhand University, Jhansi, India, November 23–26, 2013. Gondwana Research Conference Series 16.

8. Хервартц Д., Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. Первые определения Lu-Hf возраста гранатов из эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит, Россия) // ДАН. 2012. Т. 443. № 2. С. 221-224.

9. Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Конилов А.Н., Слабунов А.И. Эклогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. С. 1-21.

10. Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A., Gorbunov I., Mudruk S., Sidorov M, Azimov P., Egorova S., Stepanova S., Voloshin A., Archean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: crustal architecture, timing and tectonic implications // Abstracts of the 3rd International Conference on Precambrian Continental Growth and Tectonism, Bundelkhand University, Jhansi, India, November 23–26, 2013. Gondwana Research Conference Series 16.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ БАЗИТОВ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО МАССИВА МОНЧЕТУНДРА (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

Борисенко Е.С¹, Баянова Т.Б.¹, Кунаккузин Е.Л.^{1,2}

¹Геологический институт Кольского научного центра РАН, elena.s.borisenko@gmail.com ²Мурманский Государственный Технический Университет

Для ряда мафит-ультрамафитовых интрузий Кольского полуострова (г. Генеральская, Имандровский, Федорово-Панский комплекс, Мончегорский плутон) на основании данных U-Pb и Sm-Nd изотопно-геохронологических исследований была установлена многофазность и длительность их формирования (Баянова, 2004). Мончетундровский массив в течение многих лет рассматривался как крупный комплекс сингенетичных базитовых пород, в строении которого на основании изучения обнаженной части массива и материалов по скважинам разными авторами выделялось различное количество зон по преобладающим типам пород (Козлов и др., 1967; Шарков, 1980; Расслоенные..., 2004; Нерович и др., 2009). Идея о полихронном становлении Мончетундровского массива впервые была высказана в работе (Нерович и др., 2009), которая получила свое развитие в последующих исследованиях. В настоящее время по результатам петрографических исследований южной части Мончетундровского массива и по данным U-Pb систематики по циркону и бадделеиту можно выделить 4 основные группы базитов с различными интервалами возрастов их формирования (табл. 1): 1) массивные и слабо рассланцованные метагабброиды, 2) трахитоидные мезократовые габбронориты, 3) массивные лейкократовые габбронориты и габбро, 4) пегматоидные габбро и габбро-пегматиты.

В южной и юго-западной частях Мончетундровского массива локализованы наиболее древние породы – массивные или слабо рассланцованные метагабброиды (первая группа). Они обрамляют массивные лейкогаббронориты и трахитоидные габбронориты с более молодым возрастом. Данные породы были подвержены сильным вторичным преобразованиям, поэтому главным цветным минералом является амфибол, а плагиоклаз в различной степени гранулирован, но реликтовые структуры при этом сохраняются. В обнажениях отмечаются постепенные переходы от более меланократовых разностей до анортозитов. Среди пород данной группы распространены дайки долеритов. Возраст одной из них, определенный U-Pb методом, равен 2505±8 млн. лет (Нерович и др., 2014).

В северо-восточной части г. Мончетундра залегают трахитоидные

средне- и крупнозернистые габбронориты, которые относятся ко второй группе разновидностей базитов, выделяемых в массиве. Направление трахитоидности совпадает с северо-западной ориентировкой самого массива, угол падения варьирует от 30° до 40° . В обнажениях отмечается чередование пород, различающихся по соотношению главных породообразующих минералов, структуре и степени амфиболизации. На выветрелой поверхности слои контрастны и обычно хорошо различаются по цвету. Мощность слоев варьирует от 3 до 40 см. Расслоенность простирается в субмеридиональном направлении по азимуту 330° и падает в юго-западном направлении под углом 40° .

Центральная часть Мончетундровского массива сложена породами третьей группы, которые представлены главным образом массивными крупнозернистыми лейкократовыми габброноритами, габбро и их амфиболизированными аналогами с неявно выраженной расслоенностью. Среди вышеупомянутых отмечаются более меланократовые и оливинсодержащие разновидности. На восточном склоне г. Мончетундра устанавливаются маломощные прослои троктолитов (3-10 см) с отчетливыми, но не резкими контактами. Азимут простирания таких прослоев составляет 320°, угол падения - 30° ЮЗ.

Породы третьей группы секутся многочисленными дайками долеритов. На восточном и западном склонах отмечаются секущие тела меланократовых троктолитов (гарризитов) в виде отдельных выходов и дайкообразных тел.

Среди пород третьей группы устанавливаются пегматоидные разновидности габброидов, а также секущие жилы габбро-пегматитов более позднего возраста (четвертая разновидность базитов массива). Пегматоидные габброиды имеют различную морфологию и размеры. Встречаются сегрегации субизометричной формы, мощностью от десятка сантиметров до 1,5 м. Контакты таких тел с вмещающими крупнозернистыми амфиболизированными лейкогаббро постепенные и маркируются по постепенному изменению размера зерен минералов. Также отмечаются небольшие линзы и маломощные (до 20 см) жилы габбро-пегматитов с титано-магнетитовой вкрапленностью. Контакты в них четкие и выражаются в резкой смене зернистости пород. Размер породообразующих минералов габбро-пегматитов варьирует от 1 до 5 см, иногда достигая 10 см. Редко сегрегации габбро-пегматитов проявляют зональность. В одном из тел устанавливается сложенное зернистым агрегатом кварца, эпидота и амфибола ядро, окруженное крупными кристаллами амфибола и плагиоклаза. В других случаях вокруг обособлений габбро-пегматитов наблюдается тонкая кайма среднезернистого анортозита. Возраст одного из секущих габбро-пегматитов, определенный U-Pb методом, составляет 2445.1±1,7 млн.лет (Нерович и др., 2014).

Таблица 1.

	Группа пород	U-Рb возраста	Источник
1 этап	Метагабброиды	2521±8 млн.лет 2516±12 млн.лет	(Баянова и др., 2010) (Нерович и др., 2014)
2 этап	Трахитоидные габбронориты	2505±6 млн.лет 2501±8 млн.лет 2507,5±7,7 млн.лет 2504,4±2,7 млн.лет	(Расслоенные, 2004) (Расслоенные, 2004) Борисенко и др., 2013
			Борисенко и др., 2013
3 этап	Массивные лейкократовые габброноритыи габбро	2476±17 млн.лет 2471±9 млн.лет 2471±2 млн.лет	(Баянова и др., 2010) (Баянова и др., 2010)
			Борисенко и др., 2013
4 этап	Пегматоидные лейкогаббро	2456±5 млн.лет 2453±4 млн.лет 2445 ± 1.7 млн.лет	(Баянова и др., 2010) (Митрофанов и лр.,
			1993) (Нерович и др., 2014)

Основные разновидности базитов Мончетундровского массива.

Несмотря на хорошую степень обнаженности массива, очевидные интрузивные контакты в нем устанавливаются только для секущих тел габбро-пегматитов, даек долеритов и тел меланократовых троктолитов (гарризитов). Однако по результатам полевых работ был выявлен контакт пород третьей и второй группы (табл. 1). В районе предполагаемого контакта в трахитодных габброноритах были обнаружены линзовидные и пластовые тела массивных лейкогаббро, общее простирание которых совпадает с северо-западной ориентировкой трахитоидности вмещающих пород. На отдельных участках при выклинивании тел массивных лейкогаббро отмечается пересечение их контактов и общего направления трахитоидности вмещающих пород. Кроме того в трахитоидных габброноритах встречаются маломощные апофизы, отходящие от тел лейкогаббро. По простиранию лейкогаббро наблюдаются как раздувы, так и пережимы при варьировании мощности от нескольких сантиметров до 1-1,5 м. Экзоконтакт маркируется тонкой оторочкой меланократовых пород, а эндоконтакт – локальным обеднением темноцветными минералами.

Подобные секущие тела лейкогаббро и анортозитов характерны и для других расслоенных интрузивов, например в Федорово-Панском комплексе они являются отличительным признаком нижнего и верхнего расслоенных горизонтов, но характеризуются более разнообразной и сложной морфологией и содержат малосульфидную платинометалльную минерализацию (Латыпов, 2000). Формирование таких вещественно-структурных взаимоотношений, вероятно, связано с образованием более позднего комплекса пород.

Согласно петрографическим и петрохимическим исследованиям лейкогаббро, слагающие линзовидные тела среди трахитоидных габброноритов, аналогичны породам третьей группы (табл. 1), а проведенные U-Pb исследования показали корреляцию возрастов их формирования в пределах ошибок (табл. 1). Полученные данные о взаимоотношениях пород массива указывают на то, что при внедрении пород группы массивных лейкократовых габброноритов и габбро вдоль нижнего контакта они инъецировали уже сформированные подстилающие трахитоидные габбронориты с образованием в последних маломощных пластовых и линзовидных тел. Вышеуказанные новые и уже имеющиеся геологические и геохронологические данные могут свидетельствовать о длительном формировании Мончетундровского массива.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № 13-05-00493.

Список литературы:

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона длительность процессов магматизма. – Спб.: Наука, 2004. – 174 с.;

2. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П., Жавков В.А., Серов П.А. Мончетундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // ДАН, 2010, том 431, №2, с. 216-222;

3. Борисенко Е.С., Баянова Т.Б., Серов П.А. Структурно-возрастные взаимоотношения трахитоидных габброноритов (II фаза образования) и массивных лейкогаббро (III фаза) массива Мончетундра // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии северо-запада России. Труды XXIV Молодёжной научной конференции, посвящённой памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца. Апатиты, 7-10 октября 2013 г. / Ред. Ф.П. Митрофанов. – Апатиты: Изд-во К & M, 2013. С.80-82.;

4. Козлов Е.К., Юдин Б.А., Докучаева В.С. Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих и Лосевых тундр. Л., 1967. 166 с.;

5. Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр// Кольский научный центр РАН, 2000;

6. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнгенен Г.И. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // ДАН. 1993, т. 331, №1, с. 95-98;

7. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Серов П.А., Екимова Н.А. Новые данные по геологии, петрографии, изотопной геохимии и ЭПГ минерализации Мончетундровского массива // Вестник МГТУ, т.12, № 3, 2009, с. 461-477;

8. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Серов П.А., Елизаров Д.В. Магматические источники даек и жил Мончетундровского массива (Балтийский щит): результаты изотопно-геохронологических и геохимических исследований // Геохимия. 2014, №7, с. 605-625;

9. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. В 2х частях. Под ред. Митрофанова Ф.П., Смолькина В.Ф. – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2004. – 177 с.;

10. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л., 1980. 183с.

ПЕРВИЧНЫЕ ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЕ (ХАУТАВААРСКАЯ СТРУКТУРА, КАРЕЛИЯ)

Вихко А.С.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, alex-vihko@yandex.ru

Введение. Изучение первичных ореолов проводились в районе золоторудного проявления Центральное, локализованного в Хаутаваарском массиве гранитоидов в пределах одноименной структуры южной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Золоторудное проявление Центральное (золото-сульфидно-кварцевый тип) приурочено к дифференцированному от диоритов-монцонитов до субщелочных кварцевых диоритов и гранитов массиву (в дальнейшем называемому гранитоидами) в восточной части участка (Кулешевич и др., 2009). Гранитоиды прорывают основные и ультраосновные толщи, метаандезиты и их туфы двух свит – лоухиваарской и калаярвинской лопийского надгоризонта (AR2lp) (Робонен и др., 1974). Их возраст оценивается в 2.86 млрд. лет (Светов, 2005). Оно было выявлено в 80-х годах прошлого века благодаря геолого-разведочным работам, проводимым Карельской ГЭ и в дальнейшем изучалось компанией ООО «Онего-Золото». Прогнозируемые ресурсы проявления Центральное по РЗ оцениваются в 15 т (Минерально-сырьевая база., 2005).

Буровые работы, дополняемые комплексом поисковых работ по вторичным ореолам, проводились в 2008 и 2013 годах компанией ООО «Онего-Золото» с участием автора. Данные работы были направлены на выявление первичных ореолов, оконтуривание участков, перспективных для поисков рудных тел, установление геохимических индикаторов выделения рудных зон, а также их корреляцию со вторичными литохимическими ореолами. Благодаря предшествующим работам было установлено, что золото приурочено к кварцевому штокверку, жилам и зонам рассланцевания, сопровождающимся окварцеванием с пиритовой вкрапленностью.

Методика изучения первичных ореолов и обработки данных. На рудопроявлении Центральное пройдено 8 скважин (778.8 м) и 7 канав (173.8 м) на площади 1 км2, в которых установлен ряд рудных интервалов с содержанием золота 0,5-9.6 г/т. Они приурочены к кварцевым жилам и зонам околорудных метасоматических изменений. Всего в пределах участка Центральный отобрано 430 керновых и 19 бороздовых проб, которые подверглись различным видам анализов.

Лабораторно-аналитические работы проводились в лаборатории AlexStewart GeoAnalytical (г. Москва). Обработка проб включала сушку, дробление до менее 2 мм, сокращение пробы до 1 кг и истирание до 0.1 мм. Пробирный анализ с последующим определением Au выполнен методом атомно-абсорбционной спектрометрии (код Au 4) с пределом обнаружения 0.01 г/т (10 ppb). Определение 40 основных химических элементов выполнялось методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (код методики – MA/ES).

Аналитические данные подвергались статистической обработке с использованием программных средств Excel и Statistica. Для оценки взаимосвязей между содержаниями разных элементов, выявления элементных ассоциаций применялись корреляционный и факторный анализы.

Статистическая обработка аналитических данных: корреляционный и факторный анализ. Благодаря проведенному литохимическому опробованию был получен большой массив данных, позволяющий провести корреляцию элементов и выделить перспективные для поисков участки и предполагаемые рудные тела. Матрица коэффициентов парной корреляции содержаний химических элементов позволила выделить 4 группы элементов: 1) Au, Bi, Pb, Ag; 2) Zr, La, Nb, Na, Ba, Ce, Al; 3) V, Sc, Mn, Ca, Fe, Ti, Mg; 4) Se, Co, S, Cu, Ni.

Значимый положительный коэффициент корреляции Au установлен с элементами халькофильного ряда Bi, Pb, Ag. Высокие коэффициенты корреляции также наблюдаются в группе элементов литофильного ряда – Zr, La, Nb, Ce, Na, Ba, Al, связанных с акцессорными минералами (циркон, монацит, барит) и альбит в рудовмещающих гранитоидах повышенной щелочности.

Группы элементов, выделяемые в матрице парной корреляции, четко прослеживаются и в результатах факторного анализа, который позволил выделить четыре главных фактора и соответствующие им 4 элементных ассоциации (табл. 1).



Рис. 1. Диаграммы значений факторов: а - F1 и F2; б - F1 и F4

Первый фактор (рис. 1 а) можно выделить как литологический, связанный с непосредственным составом пород. К его положительным значениям относятся элементы, главным образом, определяющие состав гранитоидов Хаутаваарского массива, развитые в пределах участка Центральный. Положительная связь установлена для элементов Zr, Nb, La, Na, Ba, Ce, входящих в состав акцессориев, отражающих субщелочную специфику массива, таких как минералы редкоземельных элементов, барит, полевые шпаты (Дмитриева, Кулешевич, 2013). С другой стороны, элементы, входящие в группу отрицательных значений первого фактора (Fe, V, Sc, Mn, Ca, Mg, Ti, Zn), типичны для основных вулканитов, встречающихся в разрезе участка Центральный в виде ксенолитов.

Второй фактор характеризует минерализованные зоны и гидротермально-измененные граниты. Элементы, входящие в эту группу, связаны как с рудной минерализацией (Au, Pb, Bi, Ag, S, As), так и с минералами

Таблица 1.

Таблица факторных нагрузок (коэффициенты со значением <0.4 не представлены)

Об- щий вес	0.31	0.16	0.1	0.06	
Дис- персия	11.49	5.98	3.74	2.4	
Zr	0.9				
>	-0.9				
ц	-0.8	-0.6			
Se			-0.9		
s		0.4	-0.8		
Pb		0.5		0.7	
ЧN	0.9				
Na	0.8				
Mn	-0.9	-0.4			
Mg	-0.8	-0.4			
La	0.9				
Fe	-0.9				
Cu	-0.6		-0.7		
CC	-0.5		-0.8		
Ce	0.7				
Са	-0.8	-0.4			
Bi		0.5		0.7	
Ba	0.7				
Ag		0.5		0.6	
Au		0.6		0.6	
	F1	F2	F3	F4	

гидротермальных зон - слюдами, хлоритом, эпидотом (в частности, Cr).

Элементы с положительной факторной нагрузкой в третьем и четвертом факторе проявляют уже более узкую и контрастную по значениям специализацию, отражающую их генетическую связь.

Третий фактор включает группу элементов (Co, Cu, Ni, S, Se), которая определяется связями с рассеянными в породах сульфидами, то есть, присутствием пирита, пирротина, халькопирита, реже пентландита. Эти минералы «сульфидной нагрузки» формируются обычно раньше золота и распространены шире, чем собственно благородные металлы. Источник сульфидов может быть связан с вмещающими сульфидсодержащими толщами, широко развитыми в этом районе, и их некоторой контаминацией гранитами, приводящими к обогащению соответствующими элементами.

Четвертый фактор описывает характер взаимосвязи элементов, непосредственно входящих в зоны золоторудной минерализации и собственно рудные тела. В него входят элементы, имеющие наибольшие корреляционные связи с золотом – это Ag, Bi, Pb. На диаграммах зависимости F4 и F1 (рис. 1 б) отчетливо наблюдается группирование данных элементов, что характеризует непосредственно рудные тела, то есть, золото-пирит-кварцевые жилы, содержащие соответствующие минералы - золото, электрум, галенит и соединения висмута.

Кларки концентрирования. Для сопоставления кларковых содержаний рудогенных элементов в неизмененных гранодиоритах, зонах околорудных метасоматических изменений и рудных интервалах относительно среднестатистических, были рассчитаны фоновые параметры для каждой из этих зон и проведено сравнение с теоретическими для гранитов (Скляров, 2001)

На гистограмме (рис. 2) видно, что фоновые содержания для большинства халькофильных элементов в неизмененных гранодиоритах значительно превышают кларковые, однако для элементов Au, Ag, As расчётное фоновое значение здесь совпадает с пределом обнаружения использованных аналитических методов. При этом отмечается постепенный рост концентраций ряда элементов в зонах метасоматических изменений и достижение максимума в рудных зонах. Стоит отметить, что содержание Au в зонах метасоматических изменений превышает кларковое более чем в 100 раз.

Заключение. В связи с проблемой золотоносности позднеархейских зеленокаменных поясов Карельского кратона особый интерес представляют массивы позднеархейских «внутренних» гранитоидов, которые, в большинстве случаев, выступают в качестве рудоконтролирующих для золотого оруденения (Кожевников, 2000). В результате детальных геохимических работ, проведенных на Хаутаваарском масси-



Рис. 2. Соотношение кларковых концентраций и содержаний рудогенных элементов в различных зонах гранитоидов Хаутаваарского массива

ве, был оконтурен наиболее перспективный для поиска золота участок. Методами статистического анализа обработана выборка из 449 проб, в результате чего установлена связь Au с элементами Pb, Bi, Ag, а также выделены группы элементов, по каждой из которых дана геологическая интерпретация. Она четко прослеживается и во вторичных ореолах рассеивания (Вихко, 2013), что также делает методику поиска по вторичным ореолам вполне достаточной для выделения перспективных зон и, соответственно, позволяет использовать данный метод при проведении предварительных поисково-разведочных работ, направленных на локализацию золоторудных объектов в зеленокаменных поясах.

Кларки концентрирования для большинства халькофильных элементов в Хаутаваарском массиве по направлению к рудным зонам увеличиваются в несколько раз. Прогнозные ресурсы Хаутаваарского рудного поля по категории P2 оцениваются в 4 т, рудопроявления Центральное по категории P1 в 2 т.

Список литературы

1. Вихко А.С. Поиски золота по вторичным литохимическим ореолам рассеивания на перспективных участках Хаутаваарской площади, Карелия // Материалы международной конференции «Золото Фенноскандинавского щита». Петрозаводск, 2013. С. 26-27.

2. Дмитриева А.В., Кулешевич Л.В. Золоторудные проявления Хаутавааро-Ведлозерской площади (Карелия) // Материалы международной конференции "Золото Фенноскандинавского щита". Петрозаводск,
2013. C. 52-56.

3. Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреационные орогены. Петрозаводск, 2000. 223 с.

4. Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д., Лавров М.М. Благароднометальная минерализация Хаутавааро-Ведлозерской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии, Вып.12. Петрозаводск, 2009, С. 12-25.

5. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск, 2005. 280 с.

6. Робонен В.И., Рыбаков С.И., Светова А.И. Вулканогенные формации нижнего протерозоя Хаутаваарской зоны: (Южная Карелия)// Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1974, C.21-41.

7. Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2005. 229 с.

8. Скляров Е.В. Интерпретация геохимических данных: Учеб. Пособие//М.: Интермет Инжиниринг, 2001, С.22-31

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ БАЗИТОВЫХ ДАЕК ИНГУЛЬСКОГО И ВОЛЫНСКОГО МЕГАБЛОКОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Вишневская Е.А.¹, Митрохин А.В.¹, Омельченко А.Н.¹, Митрохина Т.В.¹, Шумлянский Л.В.²

¹Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, genyvishnevskia@mail.ru ²Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н П Семененко

Среди интрузивных образований кристаллического фундамента древних платформ особое место занимают рои неметаморфизованных базитовых даек протерозойского возраста (proterozoic dyke swarms). Они обнажаются на всех докембрийских щитах, концентрируясь в протяженные пояса. Ингульский мегаблок (ИМБ) Украинского щита (УЩ) является одним из наиболее насыщенных дайками базитового состава (Щербаков И.Б., 2005). Однако недостаточная обнаженность ИМБ в значительной степени осложняет определение возрастных взаимоотношений между отдельными дайковыми телами, их группами и окружающими магматическими комплексами. Поэтому, при расчленении и корреляции дайковых образований первоочередную роль должны играть исследования их вещественного состава. Возможности геохимической типизации базитовых даек наглядно продемонстрированы для Волынского мегаблока (ВМБ) УЩ (Бухарев В.П., 1992; Омельченко А.Н., Митрохин А.В., 2008), где обоснованно выделяют несколько разновозрастных дайковых комплексов (формаций), относящихся к разным этапам тектоно-магматической эволюции этого региона. Для всех выделяемых по геологическим данным совокупностей дайковых пород ВМБ установлены индикаторные особенности вещественного состава, позволяющие идентифицировать их аналоги в соседних регионах. Поэтому, с целью выяснения возможностей расчленения и корреляции дайковых образований УЩ по геохимическим признакам, авторами проанализированы особенности химического состава неметаморфизованных базитовых даек ИМБ и ВМБ. Авторами были собраны и проанализированы все доступные химические анализы дайковых пород ИМБ и ВМБ, из числа опубликованных в научной литературе (Бугаенко В.Н. и др., 1988; Васько В.М., 1962; Кононов Ю.В., 1966; Савченко Н.А. и др., 1984; Ткачук Л.Г., 1934; Шумлянський Л.В., Мазур М.Д., 2010; Шумлянський Л.В., 2008; Щербаков И.Б., 2005; Bogdanova S.V. et al., 2013) и приведенных в производственных отчетах, а также оригинальные анализы, выполненные по авторским образцам. Анализы сделаны в разные годы методами «мокрой» химии и рентгеновской флюоресценции (РФА).

В результате проведенных петрохимических пересчётов установлено, что в пределах обоих мегаблоков базитовые дайки представлены двумя петрогенетическими сериями – толеитовой и субщелочной.

Толеитовая серия. Толеитовая серия включает дайки долеритов и оливиновых долеритов, а также их палеотипных аналогов – диабазов, которые распространены в южной и, в меньшей степени, центральной частях ИМБ. Наиболее типичными её представителями являются оливиновые долериты Розановского дайкового поля (Вишневская Е.А. и др., 2013). Содержание SiO2 в долеритах и диабазах толеитовой серии изменяется в диапазоне 47-51 %. Это основные породы нормального ряда щелочности, которые представлены умеренно-глинозёмистыми разновидностями толеитовой натровой (TNa) и калий-натровой (TK-Na) серии. Их нормативный состав может отвечать как оливин-нормативным, так и кварц-нормативным базальтам, характеризующимся заметным преобладанием нормативного гиперстена над диопсидом. Помимо пониженной щелочности и железистости, они отличаются от представителей субщелочной серии более высокими содержаниями MgO и CaO, а также повышенными концентрациями совместимых микроэлементов - V (180-200 г/т), Cr (100-110 г/т), Co (50-60 г/т) и Ni (37-38 г/т). Вместе с тем они обеднены TiO2, P2O5 и всеми несовместимыми микроэлементами. По сравнению со средним составом примитивной мантии базитовые дайки толеитовой серии ИМБ, наоборот, значительно обеднены совместимыми микроэлементами (за исключением V), и обогащены всеми без исключения несовместимыми микроэлементами. Спайдерграммы, нормированные на состав примитивной мантии, демонстрируют обогащение крупно-ионными элементами (КИРЭ) по отношению к высоко-зарядным (ВЗЭ) с выразительными отрицательными аномалиями Th и Nb. В отличие от своих аналогов на ВМБ, изученные представители толеитовой серии ИМБ менее дифференцированы, что выражается в меньших диапазонах содержаний SiO2 и отношений FeO*/MgO. Их также отличает несколько меньшие уровни концентраций несовместимых микроэлементов, а также отсутствие отрицательных аномалий Ta, Sr, P, Ti, столь характерных для толеитовых даек ВМБ.

Субщелочная серия. Субщелочная серия представлена дайками оливиновых долеритов и габбро-долеритов, а также их палеотипными аналогами – диабазами и габбро-диабазами, распространенными в центральной части ИМБ. Наиболее типичными её представителями являются базитовые дайки восточного и юго-восточного обрамления Корсунь-Новомиргородского плутона. Содержание SiO2 в субщелочных долеритах и диабазах колеблется в пределах 45-51 %. Это основные породы повышенной щелочности (Na2O+K2O > 3,5 %), которые включают как умеренно-, так и низко-глинозёмистые разновидности субщелочной калий-натровой серии (СК-Na), с редкими отклонениями в сторону субщелочной натровой серии (CNa). Кроме обычных оливиннормативных и кварц-нормативных представителей субщелочной серии редко встречаются и нефелин-нормативные. Но только в одном анализе из четырёх рассчитанный состав нормативного нефелина превышает границу 7 %, рекомендованную для выделения пород щелочной серии. Повышенные же содержания Na2O и K2O в обычных представителях субщелочной серии, очевидно, связаны с умеренной основностью плагиоклаза и присутствием калишпата. Более высокое отношение FeO*/ MgO, отличающее субщелочную серию от толеитовой, объясняется более железистым составом мафических минералов. Таким образом, дайковые породы субщелочной серии имеют более «эволюционировавший» состав, по сравнению с представителями толеитовой серии. Об этом же свидетельствует наблюдаемое в них истощение совместимыми микроэлементами, сопровождаемое накоплением несовместимых - Ва (600-1200 г/т), Zr (190-350 г/т), Ce (68-130 г/т), Y (30-50 г/т). Распределение несовместимых элементов характеризуется обогащением КИРЭ по отношению к ВЗЭ с глубокими отрицательными аномалиями Nb, Ta, Sr и Ti (рис.1). Как и в случае с толеитами, субщелочные дайки ИМБ отличаются от своих аналогов на ВМБ меньшим диапазоном содержаний SiO2. Здесь не характерны представители дайковых пород среднего состава (53-57 % SiO2), столь свойственные для ВМБ.

Выполненные исследования подтверждают широкие возможности геохимической типизации дайковых пород Украинского щита. Общей закономерностью является более «эволюционировавший» состав дайковых пород субщелочной серии, по сравнению с толеитовой. Одинаковая направленность изменения геохимических характеристик, присущая дайкам двух пространственно разобщенных мегаблоков УЩ свидетельствует об общности процессов магматической эволюции. Выявленные особенности химизма в дальнейшем можно использовать в качестве индикаторных признаков при расчленении и корреляции дайковых образований УЩ.

Список литературы

1. Бухарев В.П. Эволюция докембрийского магматизма западной части Украинского щита. - К.: Наук.думка, 1992.-152с.

2. Васько В.М. Дайкові породи басейну р.Інгулу. / ВКУ. -1962. -№5. -Вип.1. – С.47-52

3. Вишневская Е.А., Митрохин А.В., Загородний В.В. Петрографическая характеристика долеритов Розановского дайкового поля (Ингульский мегаблок Украинского щита) [Електронний ресурс] / Матеріали V Всеукраїнської наукової конференції-школи «Сучасні проблеми геологічних наук», м. Київ, 15-19 квітня 2013. – К., 2013. – С.1-4.

4. Каталог химических анализов платформенных дайковых и вулканогенных пород Украины. / Бугаенко В.Н., Бернадская Л.Г., Бутурлинов Н.В. и др. // – Киев: Наук. думка, 1988. – 156с.

5. Кононов Ю.В. Габрові масиви Українського щита. - К.: Наук. думка, 1966.-99с.

6. Омельченко А.Н., Митрохин А.В. Субщелочные долерит-диабазовые комплексы в обрамлении плутонов рапакиви Восточно-Европейской платформы // Геология и геоэкология: исследования молодых. – Материалы XIX конференции молодых ученых, посвященной памяти К.О.Кратца. 24-28 ноября 2008г. – Апатиты, 2008. –С.103-105.

7. Савченко Н.А., Бернадская Л.Г., Бутурлинов Н.В. и др. Дайковые породы Украинского щита. / Палеовулканизм Украины. – Киев: Наук.думка. – 1984. – С.17-91.

8. Ткачук Л.Г. Докембрійські кристалічні породи та їх петрогенетичні взаємовідношення в районі водозборів рр. Тясміна та Вільшанкі / Тр. Ін-ту геології АН УРСР, 1934, 5, 2.

9. Шумлянський Л.В. Вік та речовинний склад йотунітів Білокоровицького дайкового поясу / Л.В.Шумлянський, М.Д.Мазур // Геолог України. – 2010. – №1-2. – С.70-78.

10. Шумлянський Л.В. Петрологія долеритів Томашгородської групи дайок (Український щит) / Л.В. Шумлянський // Мінерал. журн. –

 $2008. - T.30. - N_{2}. - C. 17-35.$

11. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. / Львов: ЗУКЦ, 2005. – 366с.

12. Bogdanova S.V. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna) / Gintov O.B., Kurlovich D.M., Lubnina N.V. [et al] // Lithos. – 2013. – P.1-21.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ СВЕТЛОБОРСКОГО И НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО МАССИВОВ, СРЕДНИЙ УРАЛ

Гайфутдинова А.М., Никифорова В.С.

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный» gayfutdinovaam@yandex.ru

Светлоборский и Нижнетагильский ультраосновные массивы являются одними из крупнейших россыпеобразующих в мире. Многими исследователями, изучавшими рыхлые отложения кор выветривания в пределах обоих массивов, высказывались предположения о возможной связи процессов корообразования и формирования россыпей. Однако должного внимания этому вопросу уделено не было, геологическая и геохимическая характеристика кор выветривания Светлоборского и Нижнетагильского массивов в литературе практически отсутствует. В связи с этим авторы рассмотрели некоторые геологические аспекты кор выветривания данных массивов и особенности распределения и миграции редкоземельных элементов (РЗЭ) как наиболее инертных компонентов.

Фактический материал и методы исследования. В ходе исследования опробовались различные типы пород профиля выветривания Светлоборского (рудопроявления платины им. Высоцкого, Коробовского лога) и Нижнетагильского (Александровский, Крутой, Сырков лога, Новый Дунитовый карьер) массивов. Пробы анализировались в лабораториях ВСЕГЕИ г. Санкт-Петербург и ИГМ СО РАН г. Новосибирск методом ИСП-МС.

Геологическое строение массивов. Светлоборский и Нижнетагильский концентрически-зональные массивы Платиноносного пояса Урала изучались многими исследователями (Высоцкий, 1913, Лазаренков, 1992, 2002, Иванов, 1997, Золоев, 2001 и т.д.), поэтому их геологическое строение известно достаточно хорошо. Остановимся на их основных чертах и отличительных особенностях, выделяемых Ю.М. Телегиным (2009), Н.Д. Толстых (2008) и др. Светлоборский клинопироксенит-дунитовый массив Качканарского интрузивного комплекса и Нижнетагильский клинопироксенит-дунитовый массив Тагильского интрузивного комплекса входят в цепочку концентрически-зональных массивов Платиноносного пояса Урала, имеют вытянутую в меридиональном направлении грушевидную форму, позднеордовикский возраст и залегают среди зелёных сланцев ордовика (Золоев, 2001). Массивы состоят из дунитового ядра и пироксенитовой оболочки. Хромитовые сегрегации на Светлоборском массиве, в отличие от Нижнетагильского, встречаются редко. Также на Светлоборском массиве наблюдаются обширные дайки горблендитов, иситов, клинопироксенитов, прорывающие дуниты (Телегин, 2009).

Кора выветривания Светлоборского и Нижнетагильского массивов носит прерывистый характер, карманообразно залегает на серпентинизированных дунитах, наблюдается в бортах логов, отдельные интервалы вскрыты расчистками. Мощность не превышает 10 м (Светлоборский массив) и 4-5 м (Нижнетагильский массив). Преобладает серпентинитовая зона, мощность которой составляет от 0,5 до 5 м, в редких случаях до 10 м. В ее пределах выделяются подзоны дезинтегрированных (2-3 м) и выщелоченных серпентинитов (0,3-10 м). Первые представлены плотными, трещиноватыми, хризотил-лизардитовыми серпентинитами с многочисленными серпентин-нонтронит-магнезитовыми прожилками, редкой хромитовой вкрапленностью (размер зерен хромита 0,3 – 2,5 мм) и округлыми реликтами невыветрелого дунита размером до 30-40 см. Выщелоченные серпентиниты, сложенные лизардитом 1Т (Лазаренков, 2006), в нижней части разреза плотные, слабо трещиноватые, в верхней части становятся более трещиноватыми и переходят в тонкоплитчатые и рыхлые серпентиниты, местами обохренные, нонтронитизированные, с оксидами Fe и Mn. Помимо серпентинитовой зоны, на Светлоборском массиве хорошо проявлена нонтронитовая (сапонитового состава) мощностью от 0,5 до 5 м. Неравномерно обохренные нонтрониты залегают на плотных серпентинитах. Выщелоченные сильно трещиноватые серпентиниты, сложенные лизардитом 1Т, образуют в нонтронитах своеобразные «карманы», ограниченные разрывными нарушениями. Охристая зона в профиле выветривания отсутствует и выражена в ожелезнении верхних частей разреза и их некотором обогащении гидроокислами железа, марганца. Породы кор выветривания Светлоборского и Нижнетагильского массивов перекрываются элювиально-делювиальными и делювиально-элювиальными отложениями мощностью от 0,2 до 2.5-3 м.

Результаты и обсуждение. В таблице 1 представлены средние содержания по различным типам пород профиля выветривания Светлоборского и Нижнетагильского массивов: подзона дезинтегрированных (1 и 8 проб соответственно) и выщелоченных (6 и 2 проб) серпентинитов и нонтронитов (6 проб, Светлоборский массив). Содержания ниже предела обнаружения рассчитывались как половина предела. По этим данным построены графики нормированных отношений по всем типам пород к мантийному гарцбургиту (рис. 1), а также подсчитаны коэффициенты накопления РЗЭ в них.

Из табл. 1 видно, что преобладающую роль в профиле выветривания

Таблица.1.

Зона	Дезинто пентини	егрирова итов	нных	cep-	Выщел	оченных	серпенти	інитов	Нонтро вая	онито-
Мас- сив	1		2		1		2		1	2
		S		s		s		s		s
La	0,048	0,033	0,049	0	2,480	0,495	0,392	0,369	1,541	0,950
Ce	0,050	0,045	0,089	0	5,140	1,754	0,305	0,216	3,088	3,116
Pr	0,016	0,008	0,012	0	0,595	0,134	0,094	0,043	0,599	0,425
Nd	0,079	0,082	0,074	0	2,400	0,523	0,386	0,275	2,917	2,254
Sm	0,014	0,022	0,020	0	0,470	0,127	0,078	0,042	0,703	0,575
Eu	0,010	0,008	0,003	0	0,105	0,021	0,028	0,012	0,180	0,178
Gd	0,025	0,023	0,005	0	0,465	0,134	0,113	0,057	0,679	0,680
Tb	0,005	0,001	0,003	0	0,084	0,023	0,011	0,006	0,092	0,090
Dy	0,015	0,012	0,005	0	0,430	0,085	0,052	0,037	0,549	0,506
Но	0,005	0,001	0,003	0	0,090	0,029	0,010	0,008	0,103	0,096
Er	0,017	0,010	0,005	0	0,190	0,057	0,055	0,029	0,290	0,289
Tm	0,005	0,001	0,003	0	0,034	0,011	0,007	0,004	0,045	0,039
Yb	0,024	0,018	0,005	0	0,160	0,042	0,047	0,024	0,273	0,252
Lu	0,005	0,001	0,003	0	0,031	0,007	0,007	0,005	0,043	0,034
REE	0,317		0,277		12,67		1,585		11,101	

Средние содержания РЗЭ в профиле выветривания Светлоборского и Нижнетагилского массивов, г/т

Примечание. 1 – Нижнетагильский массив, 2 – Светлоборский массив; х – среднее; ś – стандартное отклонение.

Светлоборского массива играют легкие редкие земли. Содержания РЗЭ в зоне хризотил-лизардитовых серпентинитов крайне неравномерны и, как следует из рис.1, почти на 2 порядка меньше мантийных, в то время как лизардитовые серпентиниты характеризуются более спокойным



Рис. 1. Распределение РЗЭ в горных породах коры выветривания Светлоборского массива, нормированное к мантийному гарцбургиту [McDonough, 1990]. 1 – хризотил-лизардитовые серпентиниты с реликтами серпентинизированных дунитов и карбонатными прожилками; 2 – трещиноватые, плитчатые преимущественно лизардитовые серпентиниты, рыхлые в верхней части разреза; 3 – неравномерно обохренные сапонитовые глины.



Рис. 2. Распределение РЗЭ в горных породах кор выветривания Нижнетагильского массива, нормированное к мантийному гарцбургиту (McDonough, 1990). Усл. обозначения см. на рис. 1.

трендом распределения РЗЭ с различимой цериевой аномалией. Все РЗЭ Светлоборского массива демонстрируют характер распределения, близкий мантийному (рис.1). Наблюдается отчетливое увеличение содержаний РЗЭ по профилю выветривания, что подтверждается и коэффициентами накопления: РЗЭ накапливаются лишь в нонтронитовой зоне Светлоборского массива (Кн – 1,05-1,5), истощаясь в серпентинитах (Кн – 0,05-0,1), особенно в карбонатизированных хризотил-лизардитовых разностях (Кн – 0,01-0,07). Высокий уровень РЗЭ и Кн в породах Светлоборского массива из зон контакта дунитов с дайковыми комплексами, а также мантийный характер распределения позволяют предполагать, что в процессе вторичных изменений лантаноиды вели себя как довольно подвижные компоненты. Другими словами, РЗЭ в породах Светлоборского массива подвергались перераспределению в ходе наложенных процессов (внедрения пироксенитовых, горблендитовых и иситовых даек). Этот вывод подтверждается и данными И.А. Готтман и Е.В. Пушкарева (2009), у которых приведены повышенные почти на порядок относительно примитивной мантии содержания и аналогичный характер распределения РЗЭ в горблендитах Светлоборского массива.

Для Нижнетагильского массива также наблюдается преобладание легких (60,9-83,8%) лантаноидов над тяжелыми (3,3-16,0%) в серпентинитовой зоне профиля выветривания (табл.1). Причем процентное соотношение LREE вверх по профилю повышается от лизардит-хризотиловых к лизардитовым разностям серпентинитов. Из рис. 2 видно, что характер распределения РЗЭ в корах выветривания Нижнетагильского массива близок мантийному. При этом наблюдается увеличение содержаний РЗЭ по профилю выветривания, что подтверждается и коэффициентами накопления: РЗЭ интенсивно выносятся из зоны лизардит-хризотиловых серпентинитов (Кн – 0,01-0,12) и начинают слегка накапливаться лишь в трещиноватых обохренных лизардитовых серпентинитах (Кн – 0,7-1,2), что говорит о появлении здесь минералов, способных сорбировать РЗЭ. Подобные выводы отмечались и у И.В Таловиной (2012) и Ю.А. Балашова (1976).

Выводы. Кора выветривания Светлоборского и Нижнетагильского массивов сложена лизардит-хризотиловыми и лизардитовыми серпентинитами. Помимо серпентинитовой зоны, на Светлоборском массиве наблюдается нонтронитовая зона, сложенная сапонитом. Редкоземельные элементы в корах выветривания данных массивов характеризуются дифференцированным концентрированием от нижней серпентинитовой зоны к верхней нонтронитовой, преобладанием легких лантаноидов и характером распределения, наследуемым от пород субстрата.

Высокий уровень РЗЭ и Кн в породах Светлоборского массива из зон контакта дунитов с дайковыми комплексами, а также мантийный характер распределения позволяют предполагать, что в ходе наложенных процессов (внедрения даек разного состава) лантаноиды подвергались перераспределению.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ 12-05-00112

Список литературы

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М., 1976

2. Готтман И.А., Пушкарев Е.В. Геологические данные о магматической природе горблендитов в габбро-ультрамафитовых комплексах Урало-Аляскинского типа / Литосфера. 2009. №2, с.78-86

3. Ланда Э.А. Лазаренков В.Г. Геохимические особенности Нижне-Тагильского зонального массива и вопросы его генезиса / Записки ВМО. Ч СХХVII, №4. 1990. С.38-50

4. Таловина И.В. Геохимия Уральских одксидно-силикатных никелевых месторождений. Санкт-Петербург: 2012. 270 с.

5. Телегин Ю.М., Телегина Т.В., Толстых Н.Д. Геологические особенности рудопроявлений платины Светлоборского и Каменушинского массивов Платиноносного пояса Урала / Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. Т.2. С. 212-215

6. Шмелев В.Р., Пушкарев Е.В., Аникина Е.В. Нижнетагильский дунит-клинопироксенитовый массив и его платиновые месторождения // Путеводитель геологических экскурсий к XI Всероссийскому петрографическому совещанию. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2010. С.38–58.

7. McDonough W.F. Constrains of the composition of continental litospheric mantle. EPSL, 1990, v.101, No 1, pp. 1-18.

8.

МЕЗОАРХЕЙСКИЙ ЧЕБИНСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАССИВ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ): СТРОЕНИЕ, ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Гоголев М.А.

Институт геологии КарНЦ РАН, mag-333@mail.ru

Одной из актуальных задач петрологии является изучение процессов архейского корообразования, особенно на ранних стадиях развития планеты в мезо- и неоархее.

Для Центральной Карелии одним из возможных объектов изучения процессов раннего корообразования может являться Чебинский гранитоидный массив (находящейся на территории Медвежьегорского района, в непосредственной близости от п. Чебино), благодаря хорошей обнаженности.

Чебинский массив расположен в северной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, являющейся фрагментом мезоархейской конвергентной системы, сформированной на западном фланге Водлозерского палеоархейского континента (Светов, 2009). Обнаженная площадь массива составляет ~30 км2, его детальное геологическое изучение показало, что массив прорывает базальт-коматиитовый комплекс и содержит большое количества ксенолитов данного комплекса. U-Pb изохорный возраст гранодиоритов массива составляет 2985±10 млн. лет (Беляцкий и др., 2000).

В ходе исследования было проведено детальное петрографическое (с использованием СЭМ VEGA II LSH), геохимическое (ICP-MS) и изотопное (Sm-Nd) изучение пород массива.

Установлено, что Чебинский массив сложен биотитовыми и двуслюдяными тоналитами, гранодиоритами и плагиогранитами. Гранитоиды имеют массивные, иногда гнейсовидные текстуры. Наиболее характерная для пород структура – гипидиморфнозернистая.

Главные породообразующие минералы гранитоидов представлены полевыми шпатами: плагиоклазом (~40 %) и микроклином (~10%), кварцем (30-50 %), биотитом (~10%) и единичными зернами мусковита. Плагиоклаз (олигоклаз (An12-10) в реликтовых участках) серицитизирован и соссюритизирован, по краям альбитизирован, выполнен гипидиоморфными округлыми зернами, иногда с корродированными границами, размером 3-8 мм по длинной оси. Ксеноморфные зерна кварца имеют как вытянутые, так и округлые формы. Биотит формирует зерна размер до 1 мм, плеохроирующие от буро-коричневого до светло-желтого. Биотит представлен двумя разновидностями – железистые и глиноземистые биотиты (фенгиты). Акцессорные минеральные фазы представлены титанитом, апатитом, цирконом. Наложенная низкотемпературная минеральная ассоциация представлена серицитом, эпидотом, хлоритом и карбонатом. Рудные минералы выполнены магнетитом, ильменитом, баритом, пирротином и рутилом.

Одновременно с поздним этапом метаморфизма зеленокаменных ассоциаций Ведлозерсо-Сегозерского зеленокаменного пояса тоналиты Чебинского массива были в значительной степени переработаны и превращены в плагиомикроклиновые гнейсо-граниты в результате K-Si метасоматоза.

Содержание SiO2 в породах массива варьирует от 65 до 75 вес.%. Гранитоиды принадлежат известково-щелочной серии натриевого ряда (Na/K=2-4) и могут быть отнесены к гранитам І-типа по классфикации Чаппела и Вайта (Chappell and White, 1984), характеризуются повышенной глинозёмистостью (содержание Al2O3=14-17 вес.%), что позволяет классифицировать их как гранитоиды плюмазитового типа.

Анализ содержания петрогенных элементов в породах массива показал существование процесса фракционной дифференциации комплекса, проявленного в уменьшении содержаний TiO2, Al2O3, MgO и FeO при увеличении SiO2.

Спайдерграммы гранитоидов Чебинского массива имеет фракционированный характер с ярко проявленными отрицательными аномалиями по Ті и Nb, которые являются маркерами субдукционных систем. Распределения Rb – (Y+Nb) в породах массива соответствует островодужным гранитам по Дж. Пирсу (Pearce, Harris, Tindle, 1984).

Изучение изотопного состава Sm - Nd в породах массива показало, что єNd (T=2985) варьирует в интервале значений от +1,86 до +3,42, возраст модельных источников расплава близок 3,05 млрд лет.

Сравнение геохимии гранитоидов Чебинского массива с мезоархейскими гранитоидами Остерской структуры показало, что они имеют подобные геохимические характеристики и близкие модели образования.

Проведенное петрологическое моделирование условий формирования Остерских гранитов (Чекулаев и др., 2002) показало, что их формирование приурочено к островодужным обстановкам и происходило при плавлении высоко-Mg андезитов и бонинитов.

В результате проведенных исследований, можно предполагать, что формирование гранитоидов Чебинского массива происходило на завершающей стадии развития островодужной системы Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Список литературы

1. Беляцкий Б. В., Богачев В. А., Голубев А. И., Иванников В.В., Левченков О.А., Филлипов Н.Б. Новые данные по U-Pb и Sm-Nd изотопному датированию архейских и раннепротерозойских магматических комплексов Карелии // Общие вопросы расчленения докембрия: Материалы 3-го Всерос. совещ. Апатиты, 2000.С. 42–45.

2. Светов С. А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. – 115 с.

3. Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Гусева Н.С., Коваленко А.В., Крылов И.Н. Архейский магматизм Северо-Западной окраины древнего Водлозерского домена, район оз. Остер, Карелия: геология, геохимия, петрология // Петрология. 2002. Т. 10, № 2. С. 138–167.

4. Chappell B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // Pacific Geology. 1984. No. 8. P. 173–174.

5. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. No. 25. P. 956–983

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО АМФИБОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА, СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Горбунов И.А.¹, Балаганский В.В.^{1,2}, Мудрук С.В.¹, Сидоров М.Ю.¹, Картушинская Т.В².

¹Геологический институт Кольского научный центра РАН, Апатиты, gorbunov51@yandex.ru

²АФ Мурманского государственного технического университета, Апатиты.

Введение. Беломорская провинция является типичным раннедокембрийским полидеформационным и полиметаморфическим подвижным поясом, развивавшимся от позднего мезоархея до позднего палеопротерозоя. Она сложена архейскими тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) гнейсами, подчиненными амфиболитами и глиноземистыми гнейсами (Ранний..., 2005; Slabunov et al., 2006). Ёнский пояс, расположенный в северной части Беломорской провинции, отличается значительно большим объёмом амфиболитов с редкими телами ультрамафитов, при этом глиноземистые парагнейсы очень редки (Mitrofanov et al., 1995). После обнаружения эклогитов в районе Гридино (центральная часть Беломорской провинции; Володичев и др., 2004), реликты эклогитов были открыты в ёнских амфиболитах на участках Салма и Куру-Ваара. Одни геологи считают эти эклогиты архейскими (Щипанский и др., 20126; Mints et al., 2010), а другие – палеопротерозойскими (Каулина, 2010; Скублов и др., 2011). Данная работа посвящена обзору структурных взаимоотношений эклогитов с вмещающими их породами на участках Куру-Ваара и Широкая Салма.

Геологическое строение участка Куру-Ваара. Общий структурный план этого участка определяется сильно будинированными амфиболитами, которые совместно с ТТГ-гнейсами испытали неоднократные деформации сдвигового течения, складчатость и мигматизацию (рис.). Особенностью участка Куру-Ваара является крутое положение всех линейных структур, включая линейность растяжения (см. стереодиаграмму на рис.). Участок разделен Центральной сдвиговой зоной на северную и южную части. Южная граница этой сдвиговой зоны представляет собой разлом, а северная граница – зону постепенного перехода от сильнорассланцованных пород к слаборассланцованным.

Реликты эклогитов встречаются в интенсивно деформированных линзах и будинах амфиболитов. Отмечается постепенный переход от массивных эклогитов в центре линз к слабо деформированным амфиболитам и далее к интенсивно деформированным и рассланцованным амфиболитам на контакте с вмещающими ТТГ-гнейсами. По геохимическим и петрологическим характеристикам эклогиты разделены на два типа, северный и южный (Щипанский и др., 2012а, 2012б), которые развиты к северу и югу от Центральной сдвиговой зоны, соответственно.

ТТГ-гнейсы и эклогитсодержащие амфиболиты имеют общую последовательность деформационных событий (табл.). По нашим наблюдениям, образование эклогитов, то есть массивных бесплагиоклазовых пород, состоящих из омфацита и высокомагнезиального граната при их общем содержании >75%, происходило до самых ранних деформационных и метаморфических событий.

Геологическое строение участка Широкая Салма. В пределах района исследований, который расположен около 0,5 км к югу от выходов широкосалминских эклогитов, обнажаются породы сдвиговой зоны Широкая Салма. По-видимому, эта зона является частью региональной системы сдвиговых зон, которые образовались на транспрессионной стадии Лапландско-Кольской орогении (1.91–1.92 млрд. лет назад; Балаганский, 2002; Daly et al., 2006). Как и участок Куру-Ваара, участок Широкая Салма сложен ТТГ-гнейсами с пластами и будинами амфиболитов.

Главной структурной особенностью этой системы является субгоризонтальная агрегатная и минеральная линейность, которая в региональном масштабе имеет простирание ЗСЗ–ВЮВ. Такой тип линейности характерен для сдвиговых зон в ядре Лапландско-Кольского коллизионного орогена, где они образовались в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации (Балаганский, 2002). Время их образования отвечает интервалу 1.90–1.91 млрд. лет (Балаганский, 2002; Daly et al., 2006).

Реликты эклогитов и пироксен-плагиоклазовых симплектитов обнаружены только в будинах амфиболитов. Небольшие округлые будины амфиболитов значительно вытянуты и имеют статистически горизонтальное положение, идентичное таковому ярко выраженной линейности растяжения, х-осям изоклинальных колчановидных складок (апикальный угол 5–20°) и шарнирам ассиметричных, сжатых вплоть до изоклинальных складок. При этом некоторые длинные оси больших округлых будин (до 20–30 метров в поперечнике) наклонены до вертикального положения, то есть их ориентировка сходна с ориентировкой будин на участке Куру-Ваара.

Центральная часть одной из этих круто ориентированных будин имеет собственную автономную внутреннюю структуру – слабовыраженную полосчатость, ориентированную перпендикулярно контакту будины с вмещающими сильно деформированными ТТГ-гнейсами. Это полосчатость образована грубыми цепочками удлиненных зерен и агрегатов роговой обманки в гранат-клинопироксен-плагиоклазовой матрице, причем клинопироксен и плагиоклаз образуют симплектито-



вые сростки. Таким образом, этот слабополосчатый амфиболит явля-Рис. Геологическая карта участка Куру-Ваара (западная часть карьера Куру-Ваара); керамические пегматиты не показаны.

ется симплектитизированным эклогитом, сходным с симплектитизированными эклогитами, слагающими линзы на участке Куру-Ваара. Эта полосчатость играет важную роль в истории формирования всех рассматриваемых эклогитов, так как она образовалась после эклогитового метаморфизма, но до интенсивных деформаций в сдвиговой зоне участка Широкая Салма.

50

Таблица.

Главные события в геологическом	развитии уч	частка Кур	y-Baapa.
---------------------------------	-------------	------------	----------

События	Возраст
Керамические пегматиты	1.84 млрд. лет (Скублов и др., 2011)
 3 период деформаций. Сдвиговые де- формации, рассланцевание и складча- тость; микроклинсодержащие граниты и лейкосома мигматитов; амфиболитовая фация метаморфизма. 	~ 1.9 млрд. лет (Щипанский и др., 2012б), переинтерпретирован- ные возраста из работ (Каулина, 2010; Скублов и др., 2011; Li et al., 2013).
Жилы лейкогранитов, секущие оливино- вые габбронориты	
Дайка оливиновых габброноритов	> 2.15 млрд. лет (Slabunov et al., 2013)
• 2 период деформаций. Колчановидные складки, милониты, линейность, Цен- тральная сдвиговая зона (амфиболито- вая фация); совмещение тектонических пластин, содержащих северные и южные эклогиты; дальнейшая перекристаллиза- ция клинопироксен-плагиоклазовых сим- плектитов.	~ 2.7–2.55 млрд. лет (Щипанский и др., 20126; Li et al., 2013)
• 1 деформационный период. Рассланце- вание; складчатость; будинаж; мигмати- зация (амфиболитовая фация); изменение эклогитов в амфиболиты), перекристал- лизация клинопироксен-плагиоклазовых симпектитов, приводящая к их исчезно- вению.	n др., 20120, 21 et u., 2010)
Образование клинопироксен-плагиокла- зовых симплектитов*.	
Незакономерная система трондъемито- вых жил в эклогитах (Shchipansky et al., 2012b)	
Образование эклогитов северного типа (эклогитовая фация метаморфизма).	2.72 млрд. лет (Щипанский и др., 2012б)
Магматические протолиты эклогитов	(>2.77)-2.82 млрд. лет (Щипан- ский и др., 20126; Li et al., 2013)
*Считается, что образование клинопирок на участке Широкая Салма происходило 2	сен-плагиоклазовых симплектитов 2.7 млрд. лет назад (Каулина, 2010).

Заключение. (1) Кристаллизация минералов ассоциации омфацит + магнезиальный гранат, которая привела к образованию массивных эклогитов на участке Куру-Ваара и последующему замещению омфацита клинопироксен-плагиоклазовыми симплектитами, предшествовала самым ранним (неоархейским) деформационным, метаморфическим событиям и мигматизации, которые зафиксированы в амфиболитах. В пределах этого участка палеопротерозойская переработка не была интенсивной, и часть эклогитов хорошо сохранилась. (2) Сдвиговая зона участка Широкая Салма является примером интенсивной переработки архейских ТТГ-гнейсов и амфиболитов, содержащих очень редкие реликты подвергшихся интенсивному диафторическому изменению эклогитов. Эта переработка является результатом главных событий сжатия во время Лапландско-Кольской орогении (~ 1.90–1.93 млрд. лет; Балаганский, 2002; Daly et al., 2006).

Благодарности. Работа поддержана грантами РФФИ 14-05-31137 mol_a, и программой ОНЗ-6.

Список литературы

1. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока балтийского щита в палеопротерозое. Дисс. ... соиск. уч. степ. докт. геол.-мин. наук. Апатиты: Геологический институт Кольского научного центра РАН. 326 с.

2. Володичев О.А., Слабунов А.И., Бибикова Е.В., Конилов А.Н., Кузенко Т.И. 2004. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, балтийский щит // Петрология. Т. 12. №6. 2002. С. 609-631.

3. Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Геологический институт, Кольский научный центр РАН. 2010. 114 с.

4. Ранний докембрий Балтийского щита / Отв. ред. В.А. Глебовицкий. – СПб.: Наука. 2005. 711 с.

5. Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. Палеопротерозойские эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса, район Салмы: состав и изотопно геохимическая характеристика минералов, возраст метаморфизма // Петрология. 2011. Т. 19. № 5. С. 493–519.

6. Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Конилов А.Н., Слабунов А.И. Эклогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология // Геология и геофизика Т. 53, № 1. 2012а. С. 3—29.

7. Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И. Геохимия и изотопный возраст эклогитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства о субдуцировавшей архейской океанической коре // Геология и геофизика. Т. 53. № 3. 2012б. С. 341—364.

8. Balagansky V.V. and Kozlova N.Ye. A short outline of the main

structural features of Archaean rocks in the Shirokaya Salma area, the Kola Peninsula. Apatity: Geological Institute, Kola Science Centre RAS. 1992. 9 p.

9. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs, 32. 2006. P. 579–598.

10. Li X., Zhang L., Wei C. and Slabunov A.I. Petrology of Archean Eclogite Complex Salma from Belomorian Province, Russia // Acta Geologica Sinica (English Edition). V. 87 (supplement). 2013. P. 480–481.

11. Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N., Natapov L.M., Shchipansky A.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Dokukina K.A. and Kaulina T.V. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // Geology. V. 38. 2010. P. 739–742.

12. Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F., Arzamastsev A.A., Yevzerov V.Ya., Lyubtsov V.V., Shipilov E.V., Nikolayeva S.B. and Fedotov Zh.A. Geology of Kola Peninsula. Apatity: Kola Science Centre RAS. 1995. 145 p.

13. Slabunov A., Balagansky V., Schipansky A., Stepanova A., Egorova S., Li X., Berezhnaya N. and Presnyakov S. U-Pb ages of zircons and baddeleyites from coronitic gabbronorite cross-cutting the Archean Salma eclogite-bearing complex, Belomorian Province, Fennoscandian Shield (first results) // 3rd International Conference on Precambrian Continental Growth and Tectonism. Abstracts. Jhansi: Bundelkhand University. 2013. P. 176–177.

14. Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Sorjonen-Ward P., Balagansky V.V., Volodichev O.I., Shchipansky A.A., Svetov S.A., Chekulaev V.P., Arestova N.A. and Stepanov V.S. The Archaean nucleus of the Baltic/Fennoscandian Shield // European Lithosphere Dynamics. London: The Geological Society, Memoirs, 32. 2006. P. 627–644.

НИЖНИЙ РАССЛОЕННЫЙ ГОРИЗОНТ НА УЧАСТКЕ КАМЕННИК ЗАПАДНО-ПАНСКОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ): ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ И ПЛАТИНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Грошев Н.Ю., Корчагин А.У., Иванов А.Н.

Геологический институт КНЦ РАН, nikolaygroshev@gmail.com

Введение. Пачка линзовидно-ритмичного чередования пироксенитов, норитов, габброноритов, лейкогабброноритов и анортозитов, или Нижний расслоенный горизонт (НРГ), протягивается практически по всей длине Западно-Панского раннепротерозойского интрузивного габброноритового массива (ЗПМ), расположенного в центральной части (рис. 1) Кольского полуострова (Латыпов, Чистякова, 2000). На участке Киевей в пределах НРГ разведано одноименное Pt-Pd малосульфидное месторождение (Корчагин и др., 2009), представленное основным и верхним рудными телами, которые располагаются над базальным пироксенитовым маркером и приурочены соответственно ко второму и последующим ритмам горизонта. Геологоразведочными работами 2011-2013 гг., проведенными ОАО «Пана» на участке Каменник на западном фланге горизонта, установлены существенные фациальные вариации НРГ как в стратиграфической последовательности слагающих его пород, так и в распределении рудных тел по разрезу. Целью настоящего доклада является демонстрация и обсуждение этих вариаций на примере представительной скважины участка Каменник в сравнении с месторождением Киевей.

Геология и петрография. Разрез НРГ по скважине BG-N-126 приведен на рис. 2. Подстилающая толща, как и на месторождении Киевей, представлена габброноритами раbC, в которых клинопироксен преобладает над ортопироксеном. Снизу вверх по разрезу можно выделить нижний, средний и верхний подгоризонты. Нижний подгоризонт мощностью примерно 10 м характеризуется преобладанием габброноритов раbC/pbaC такситовой текстуры, обусловленной широкими вариациями зернистости пород (от мелко-среднезернистых до пегматоидных). Такситовые габбронориты чередуются с относительно массивными, образующими прослои мощностью от 0,3 до 2 м. Большую часть трехметрового среднего подгоризонта слагают лейкократовые породы pC, представленные мелко-среднезернистыми лейкогабброноритами или лейкогаббро. Важную роль в подгоризонте играют оливиновые нориты и габбронориты pbC, образующие прослои до 0,5 м. Отмечается прослой



Рис. 1. Упрощенная схема геологического строения Западно-Панского массива

Условные обозначения: 1 - вулканогенно-осадочные породы зоны Имандра-Варзуга; 2 - породы Западно-Панского массива, преимущественно габбронориты; 3 - породы НРГ; 4 - верхний расслоенный горизонт; 5 - породы оливинового горизонта; 6 - щелочные граниты массива Белых тундр архейского возраста; 7 - диорито-гнейсы архейского возраста; 8 - разрывные нарушения; 9 - граница участка месторождения Киевей. ЦМ - Цагинский габбро-анортозитовый массив архейского возраста; Федорово-Панский комплекс: ФМ - Федоровотундровский массив, ЛБ - Ластьяврский блок, ВПМ - Восточно-Панский массив.

крупно-среднезернистых пойкилитовых габброноритов pabC. Верхний подгоризонт мощностью около 13 м сложен преимущественно среднезернистыми массивными габброноритами pbaC/pabC. Он представляет собой зону постепенного «затухания» расслоенности – вблизи основания подгоризонта отмечаются прослои и пятна анортозитов размером до первых десятков см, далее вверх по разрезу мощность этих прослоев постепенно снижается до долей см. Условная кровля НРГ проводится по исчезновению сантиметровых соссюритизированных плагиоклазовых нодулей (ксенолитов роговиков?) в габброноритах. Пересеченная мощность горизонта в итоге составляет 26,3 м (45 м - средняя мощность на Киевее). Таким образом, НРГ на участке Каменник отличается от месторождения Киевей меньшей мощностью и по своему внутреннему строению: здесь отсутствуют контрастная ритмичность, обусловленная чередованием пород ряда пироксенит-анортозит, базальный пироксенитовый маркер, более заметной становится доля оливинсодержащих пород в разрезе.

В виду вышеописанной специфики строения горизонта возникает вопрос о правильности проведенных нами границ НРГ, поскольку при-



Рис. 2. Разрез НРГ по скважине BG-N-126

Условные обозначения: 1 – мелко-среднезернистые габбронориты pabC; 2 – такситовые габбронориты pbaC, pabC и pbC от мелко-среднезернистых до пегматоидных; 3 – мелко-среднезернистые габбронориты pabC с пятнами и прослоями такситов; 4 – оливиновые нориты и габбронориты pbC; 5 – пойкилитовые габбронориты крупно-среднезернистые pabC; 6 – лейкогаббронориты, лейкогаббро, анортозиты pC мелко-среднезернистые пятнистые; 7 – среднезернистые габбронориты pbaC и pabC, породы содержат прослои и мелкие линзы анортозитов, а также соссюритизированные полевошпатовые нодули (ксенолиты poroвиков?) в верхней части НРГ.

менявшиеся ранее признаки (контрастная расслоенность и др.) здесь не работают. Для подтверждения проведенного расчленения разреза был изучен характер скрытой расслоенности с помощью полного химического анализа пород (табл. 1) и исследования состава плагиоклаза в шести комбинированных шлифах. По данным микрозондовых исследований плагиоклазы обладают прямой зональностью с разницей состава между ядром и каймой примерно 10 мол. % Ап. Ядерные части плагиоклазов из подстилающей толщи имеют более кислый состав (62 мол. % An), нежели породы НРГ (76-80 мол. % An). Нормативный состав плагиоклаза близок к реальному и варьирует в НРГ от 70 до 81 мол. % An. Из приведенных на рис. 2 вариаций видно, что нижняя граница горизонта в скважине располагается близко к точке перехода составов от лабрадора к битовниту. Кроме того, над подошвой НРГ отмечаются, как и на других участках, повышенные концентрации хрома и значения нормативного интерпироксенового коэффициента (в среднем > 50). Отдельного упоминания заслуживает тот факт, что максимально основные составы плагиоклаза (около 80) наблюдаются в пределах основного рудного тела на всех изученных участках (рис.2, Латыпов, Чистякова 2000; Groshev et al., 2014), включая Каменник. Таким образом, скрытая расслоенность здесь имеет явные сходства с классическими разрезами НРГ.

Платинометальная минерализация, выявленная в изучаемой скважине, связана преимущественно с неравномерной вкрапленностью сульфидов халькопирит-пентландит-пирротиновой ассоциации (до 7 об. %) и является одной из наиболее богатых металлами на участке. По данным опробования на благородные и цветные металлы можно предварительно говорить о четырех типах платинометальной минерализации, закономерно распределенных в НРГ (рис. 2). Минерализация верхнего подгоризонта (І тип) характеризуется низкими концентрациями благородных металлов (первые г/т), отношениями Pd/Pt в пределах 4-5, равно низким количеством меди и никеля и аномально высокими отношениями X=(Au+Pt+Pd)/(Cu+Ni) (50-200). Данный тип минерализации приурочен к лейкократовым габброидам и связан с крайне рассеянной сульфидной вкрапленностью (до 0,1 об.%). Он не имеет промышленного значения, не геометризуется на разрезах; отмечается также в перекрывающей толще. Средний подгоризонт значительно обогащен благородными металлами (оруденение II типа). Характерны варьирующие, но высокие значения Pd/Pt (5-6), низкие значения Cu/Ni (0,8-1,6) и Х (9-15). Второй тип минерализации относительно хорошо выдержан по простиранию, часто встречается в ассоциации с оливиновыми и лейкократовыми породами и слагает основное рудное тело на участке Каменник. Нижний подгоризонт, в некоторых скважинах, включая BG-N-126, также значительно обогащен благородными металлами (оруденение III

Таблица 1 Химический состав пород НРГ и подстилающей толщи (мас.%) и некоторые петрохимические коэффициенты

		Ha	чальны	е глубинь	и керновых	проб скв.	BG-N-12	6, м			
	336,7	341,7	343,7	345,6	346,7	347,0	348,5	350,7	355,3	360,7	366,1
SiO2	51,67	52,30	50,54	50,10	48,24	45,41	48,52	48,11	49,83	50,37	51,50
TiO2	0,26	0,25	0,20	0,16	0,23	0, 19	0,27	0,24	0,26	0,20	0,18
A12O3	16,40	15,13	22,77	25,96	13,78	13,62	15,75	15,46	16,37	18,52	18,97
Fe2O3	1,24	0,78	0,58	0,73	1,55	3,85	2,13	2,29	2,24	0,77	1,27
FeO	5,03	5,33	3,26	2,28	6,14	6,80	5,75	5,82	5,23	3,68	2,63
MnO	0,13	0,13	0,08	0,05	0,13	0,13	0,12	0,11	0,12	0,09	0,09
MgO	8,86	10,24	5,13	2,79	13,01	15,45	8,99	10,46	9,33	8,26	7,10
CaO	12,29	12,05	12,71	14,14	12,66	9,42	12,98	11,79	12,33	15,14	12,87
Na2O	1,77	1,63	2,38	2,27	1,18	0,85	1,38	1,39	1,61	1,50	2,49
K20	0,16	0,15	0,44	0,25	0,20	0,18	0,34	0,31	0,18	0,14	0,39
H20-	0,00	0,06	0,02	0,00	0,12	0,04	0,04	0,01	0,06	0,00	0,00
п.п.п.	1,78	1,43	1,67	66'0	1,89	2,78	1,36	2,18	1,01	0,84	1,9
F-	0,006	0,004	0,004	<0,004	0,005	0,006	0,005	0,006	0,006	0,004	0,005
CI-	<0,004	0,010	0,011	0,009	<0,004	0,011	<0,004	<0,004	<0,004	0,012	0,016

Таблица 1. (продолжение)	рые петрохимические коэффициенты
	%) и некотој
	(mac. ⁹
	Ги подстилающей толщи (
	став пород НРІ
	Химический со

Soбщ .	0,04	0,04	0,05	0,04	0,64	0,86	0,86	1,23	0,60	0,04	0,02
Ni	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,32	0,43	0,44	0,44	0,15	0,02	0,04
Cu	<0,01	$<\!0,01$	0,01	<0,01	0,30	0,34	0,44	0,45	0,21	<0,01	0,03
Co	0,007	0,006	0,005	0,004	0,011	0,016	0,012	0,012	0,009	0,005	0,005
C02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	<0,1
Cr2O3	0,007	0,018	0,008	<0,005	0,019	0,010	0,023	0,013	0,013	0,008	0,006
V205	0,036	0,034	0,029	0,029	0,032	<0,025	0,036	0,030	0,031	0,026	<0,025
P2O5	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00
Сумма	99,73	99,62	99,93	99,81	100,42	100,4	99,46	100,37	9,66	96,76	99,51
Npl(An)	69,61	69,76	70,24	74,70	75,00	81,33	74,32	73,77	71,90	76,47	64,00
Kopx	51,20	53,76	55,99	43,59	42,13	71,27	45,63	56,28	51,72	37,53	39,32

Примечание. Расчет петрохимических коэффициентов из норм CIPWD: Npl(An) = 100 An / (An + Ab), мол. %; Корх = 100 En / (En + Fs), moll. %.

типа). Обращает на себя внимание закономерное изменение всех параметров минерализации. Из рис. 2 видны отчасти привязанные к литологии изменения значений Au+Pt+Pd и широкие вариации отношения Pd/ Pt (от 2 до 6), увеличение Cu/Ni до максимального 2,3 в направлении подошвы горизонта, а также закономерные вариации Х. В других скважинах руды этого типа часто разделены многочисленными прослоями пустых пород. Оруденение геометризуется в форме линз и встречается как в относительно массивных, так и в такситовых крупнозернистых и пегматоидных габброноритах. На разрезах выявляется структурный контроль руд этого типа – богатые линзы наблюдаются в углублениях подошвы НРГ, где нижний подгоризонт имеет наибольшую мощность, состоит, главным образом, из преобладающих такситовых пород и иногда также содержит прослои норитов и пироксенитов. Минерализация подстилающей толщи (IV тип) выделяется тем, что развита в довольно однородных габброноритах. В ряде скважин этот тип проявлен в виде линз относительно равномерно вкрапленных сульфидов мощностью 5-7 м с высокими концентрациями благородных металлов. Весьма характерным является устойчиво высокое отношение Pd/Pt, варьирующее в узком интервале (6-7). В изучаемом разрезе этот тип проявлен в виде зонки неравномерно вкрапленных сульфидов мощностью менее метра с концентрацией благородных металлов около 1 г/т.

Таким образом, по характеру скрытой расслоенности разрез НРГ на участке Каменник имеет сходство с разрезами других участков. Однако, в отличие от месторождения Киевей, в котором основное рудное тело сопровождается вышележащим телом, сопутствующее Pt-Pd оруденение на Каменнике располагается ниже основного и даже выходит в подстилающие породы.

Список литературы

1. Корчагин А.У., Субботин В.В., Митрофанов Ф.П. и др. Платинометалльное месторождение Киевей в Западно-Панском расслоенном массиве: геологическое строение и состав оруденения // Проект Интеррег-Тасис. Сборник материалов проекта, выпуск II. –Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. С. 12-32.

2. Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр. - Апатиты: изд. Кольского научного центра РАН. 2000. 315 с.

3. Groshev, N.Yu., Rundkvist, T.V., Korchagin, A.U., & Ivanov, A.N. Concentrations of trace elements in rocks of the Lower layered horizon of the West-Pana intrusion // Abstracts, 12th International Platinum Symposium, 11-14 August 2014. – Ekaterinburg, 2014. C. 65-66.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ХАУТАВААРСКОГО МАССИВА (КАРЕЛИЯ)

Дмитриева А.В.

Карельский научный центр РАН, dmitrievaa-v@yandex.ru

Хаутаваарский массив расположен в южной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Интрузив овальной штокообразной формы (6х2,5 км), прорывает вулканиты БАДР-серии (виетуккалампинская), коматиито-базальты (лоухиваарская) и андезидациты (калаярвинская свита). Возраст интрузива оценивается в ~2.74 млрд. лет (Bibikova et al., 2005). Массив многофазный, в западной и южной приконтактовой зоне сохраняются породы 1-ой фазы, дифференцированные от габбро до монцодиоритов. Центральная и северная часть сложена умереннощелочными гранитами. В западной части у оз. Виетуккалампи кровля массива погружается на запад под углом 30-45°, во вмещающих толщах и ранних габброидах встречаются многочисленные порфировые дайки. СВ контакт крутой (почти вертикальный).

Первая фаза – габбро, монцодиориты. Габбро встречаются в западной части массива на восточном берегу оз. Виетуккалампи. Породы меланократовые, мелкозернистые, с вкрапленниками микроклина, содержат сфен и апатит. В южном контакте интрузива развиты монцодиориты, содержащие плагиоклаз, частично замещенный эпидотом (плагиоклаз+эпидот 55-60 %), К-полевой шпат (10-15 %), амфибол (10-15 %), биотит (10-20 %), кварц (около 3 %), акцессорные циркон и апатит. Вторичные и наложенные минералы представлены кварцем, кальцитом, актинолитом и хлоритом. Монцодиориты на удалении от контактовой зоны отличаются порфировидной микроструктурой, обусловленной наличием крупных ориентированно расположенных кристаллов К-полевого шпата (2 мм) с пертитами распада.

Вторая фаза – умереннощелочные граниты. Центральная часть интрузива сложена среднезернистыми розовыми умереннощелочными гранитами, к северу сменяющимися более лейкократовыми разностями. Породы преимущественно состоят из микроклина (в среднем 40-45 %) и плагиоклаза (30-45 %), кварца (20-25 %). Микроклин образует как крупные удлиненные кристаллы с пертитами распада (1-я генерация), частично замещенные серицитом, так и более мелкие зерна с микроклиновой решеткой в интертициях (2-я генерация). Темноцветные минералы представлены биотитом (5-10 %). При вторичных изменениях образуются эпидот (1-10 %), серицит (1-3 %), хлорит (1-2 %). Эпидот замещает плагиоклаз, выделяется в интерстициях между полевыми шпатами, встречается в срастании с Се-эпидотом и ортитом. Серицит образуется по полевым шпатам. По биотиту развивается хлорит с выделением титанита. Рудные акцессорные минералы представлены сфеном (1-3 %), апатитом (до 1 %), цирконом, монацитом, ортитом.

В умереннощелочных гранитах встречаются ксенолиты пород 1-ой фазы, обогащенные апатитом и сфеном. В зонах рассланцевания увеличивается содержание мусковита (до 10 %), сфена и эпидота. По микротрещинам в породах развиваются кварц и биотит, по более поздним прожилкам – хлорит, кальцит и эпидот. Изменения сопровождаются сульфидами.

Жильная фаза. В западном контакте развиты аплитовидные плагиомикроклиновые жилы, секущие габброиды 1-ой фазы. Породы преимущественно состоят из микроклина, в небольшом количестве содержат плагиоклаз, кварц и биотит.

Петро-геохимическая характеристика пород. Породы 1-ой фазы дифференцированы по составу. Содержание SiO2 в них варьирует от 51,98 до 58,50 %, при этом сумма щелочей возрастает от 6,21 до 8,44 %. Содержание MgO составляет 6,74-4,21 %. Умереннощелочные граниты 2-ой фазы по содержанию SiO2 варьируют от 65,8 до 70,6 %, сумма щелочей составляет 8,46-9,57 %, MgO 2,13-0,71 %. На диаграммах Харкера (рис.1) в распределении петрогенных элементов наблюдается единый эволюционный тренд дифференциации. В измененных умереннощелочных гранитах (с эпидотом и серицитом) отмечается небольшое отклонение по содержанию SiO2, Al2O3 и увеличение Σ щелочей. Аплитовидные плагиомикроклиновые жилы характеризуются высокой щелочностью (Σ щелочей 13,58 %) и высоким содержанием K2O (10,64 %).

Для пород 1-ой фазы (габбро и монцодиоритов) характерно высокое содержание Ва (1782-2054 ррт) и Sr (586-1208), Rb (98-227). В умереннощелочных гранитах 2-ой фазы концентрация крупноионных литофильных элементов (LIL) несколько ниже, но в целом повышена (Ва 863-1751 ррт, Sr 207-430) и более высокое содержание Rb 217-282 ррт. Вариации содержаний Zr (225-458 ррт) и Th (28-45 ррт) в умереннощелочных гранитах отражают наличие циркона, торита и более сложных акцессорных соединений Th-Zr-REE-силикато-фосфатов. Суммарное содержание REE возрастает от пород 1-ой фазы (217-252 ррт) к умереннощелочных гранитам 2-ой фазы (до 346 ррт), что связано с процессами фракционирования расплава (рис. 2). Особенностью умереннощелочных гранитов Хаутаваарского массива является одновременное обогащение их транзитными элементами (Ni до 22 ррт; Cr до 43; Co до 11), что, возможно, связано с непосредственным обогащением источника, либо контаминацией коматиитов или базальтов.



■ – породы 1-ой фазы (габбро, монцодиориты), □ – породы 2-ой фазы (умереннощелочные граниты), ◊ - измененный умереннощелочной гранит, ● – плагиомикроклиновая жила

Рис. 1. Петрохимическая характеристика пород Хаутаваарского массива

Типы рудной минерализации. Для ранних фаз массива установлено обогащение пород апатитом и сфеном. Вкрапленные сульфиды представлены пиритом, пирротином, встречаются халькопирит, галенит, единичный молибдошеелит, скуттерудит ((Co,Ni)As3-x) и более поздние REE-F-карбонаты. С умереннощелочными гранитами связаны проявления вкраплено-прожилковой молибденовой и Au-S-кварцевой



■ – породы 1-ой фазы (габбро, монцодиориты), □ - породы 2-ой фазы (умереннощелочные граниты)

Рис. 2. Спектры распределения REE и спайдерграммы для пород Хаутаваарского массива, нормированные по C1 и PM соответственно (Sun, McDonough, 1989)

минерализации (рудопроявления Центрально-Хаутаваарское Au и Ceверное Хаутаваарское Mo).

Молибденовое проявление. Содержание Мо в гранитах составляет ~200-900 ррт, молибденит наблюдается макроскопически. Изменения гранитов на участке Северном Хаутаваарском (северная часть массива) проявлены в интенсивном окварцевании, в том числе жильном, и увеличении количества мусковита (грейзенизация) и приурочены к зоне рассланцевания с аз. 310°. Во внешнем ореоле в менее измененных гранитах они представлены биотит-эпидот-кварцевыми прожилками с сульфидами мощностью ~1 мм. Рудные минералы участка Северного Хаутаваарского представлены молибденитом, пиритом, реже встречаются галенит, шеелит, цумоит (BiTe), гессит (Ag2Te). Молибденит формирует пластинчатые, часто деформированные кристаллы (до 200 мкм) и их скопления (рис. 3/1-3), обрастает пирит или образует включения в нем.

Аи-S-кварцевое проявление (Центрально-Хаутаваарское) связано с





пирит-кварцевой жилой с аз. пр. СВ (70-65о) и крутым СЗ (85°) падением. Мощность основной жилы колеблется от 30 до 10 см, при длине 20 м, прожилков – первые мм. На участке также наблюдается рассланцевание с аз. 310°: по этому направлению происходит небольшое пликативное смещение кварцевых жил, что позволяет рассматривать формирование рудоконтролирующих деформаций (300°-310° и 65-70°) как близко-одновременное. На контактах кварцевых жил развит К-полевой шпат, биотит, мусковит, эпидот, хлорит, монацит, ксенотим, турмалин. Рудная минерализация в зальбандах жилы представлена золотом (<1 %), пиритом (10 %), молибденитом (<1 %), встречаются халькопирит, галенит, пирротин (в сумме <1 %), цумоит (BiTe), теллуровисмутин (Bi2Te3), гессит (Ag2Te) и Bi-Te-Pb сульфосоли (рис.3).



Рис. 4. Статистика содержания Ад (%) в золоте проявления Центральное на основе 64 анализов

Золото выделяется в микротрещинках- в пирите и кварце в виде мелких чешуек раз-мером 0,03-0,02 мм, иногда в срастании с галенитом и халькопиритом. Первым образовался пирит, затем молибденит, далее ассоциация халькопирит, пирротин, после галенит, золото и затем Ag-содержащие минералы. Содержание Ag в золоте составляет 2,26-20 %, реже в зальбандах жил встречается электрум (36,8 % Ag). Золото высокопробное (рис.4). Элементы-индикаторы оруденения: Pb (264-426 ppm), Cu (~355 ppm), Mo (455-948 ppm), Ag (~10 ppm), Bi (~95 ppm), Te (~21 ppm).

Th-REE-минерализация (содержание ΣREE в породе 252-273 ppm, Th 7,01-32,48 ppm) связана с поздними стадиями метасоматического преобразования пород, в том числе ксенолитов кислых вулканитов. Она представлена торитом, Th-Zr-REE-силикато-фосфатами, карбонатами бастнезит-паризитового ряда.

Список литературы

1. Bibikova E.V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of the sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons. Lithos. 2005. V. 79. P. 129-145.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПИРОКСЕНОВ ИЗ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГАББРОНОРИТОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Егорова С. В.

Институт геологии КарНЦ РАН, zumlic@mail.ru

Особенности распределения элементов-примесей в породообразующих минералах используются в качестве основы для решения многих проблем петрогенезиса как магматических, так и метаморфических пород. В ходе кристаллизации базальтовых магм пироксен является одной из основных минеральных фаз системы, а его состав зависит от условий и состава кристаллизующегося расплава (Мигдисова и др., 2004).

Фенноскандинавский щит расположен в северо-восточной части Восточно-Европейской платформы. По возрасту и особенностям формирования континентальной коры вся территория Фенноскандинавского щита подразделяется на ряд провинций. В восточной части расположены Карельская и Беломорская провинции. Карельскую провинцию по особенностям строения и эволюции принято рассматривать как неоархейский кратон, а Беломорскую - как докембрийский подвижный пояс. Принципиальное отличие Беломорского подвижного пояса (БПП) состоит в том, что он представляет собой сложно и интенсивно складчатую структуру полицикличного развития, породы которой неоднократно метаморфизованы в условиях высокого (кианитовый тип) давления, как в архее, так и в протерозое, в то время как завершение формирования Карельского кратона произошло около 2.6 млрд лет назад, и в постархейское время он не подвергался значительной тектоно-термальной переработке (Слабунов, 2008; Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996).

Начало палеопротерозоя в восточной части Фенноскандинавского щита связано с формированием сумийской (2.4-2.5 млрд лет) крупной магматической провинции (КМП) (Шарков и др., 1997). Компоненты этой КМП в Карельском кратоне представлены вулканитами сумия, дифференцированными интрузиями и дайками габброноритов. В пределах БПП образования сумийской КМП представлены дайками и малыми интрузиями комплекса лерцолитов-габброноритов, варьирующими по составу от плагиоклазовых лерцолитов до лейкогабброноритов (Степанов, 1981). Предполагается, что отличительной особенностью образований КЛГН от одновозрастных мафических комплексов восточной части Фенноскандинавского щита является кристаллизация тел на значительной глубине и интенсивные метаморфические (вплоть до эклогитовой фации, Володичеви др., 2004) преобразования пород.

Геохимически, породы обозначенного интервала времени характеризуются высокими содержаниями MgO (12-18 вес. %), Ni (до 1200 ppm) и Cr (до 1800 ppm) при повышенных для пород такой магнезиальности содержаниях SiO2 (до 53 вес. %). Для них установлены также: дифференцированный спектр распределения P3Э (La/Smn= 2.25-2.80, Gd/Ybn= 1.24-2.57), деплетированность высокозарядных элементов (Nb/Nb*= 0.30-0.51, Zr/Zr*= 0.69-0.97) и обогащение LIL-элементами (Степанова и др., 2011).

С целью проведения сравнительного анализа геохимических характеристик породообразующих минералов (клино- и ортопироксенов) были изучены одновозрастные габбронориты в Карельской (район оз. В. Куйто) и Беломорской (м. Пурнаволок, к северу от с. Гридино) структурах Фенноскандинавского щита. Изученные породы сохраняют реликты Ol-OPx-CPx-Pl первичных магматических ассоциаций. РТ условия метаморфических преобразований пород варьируют от зеленосланцевой в кратоне до амфиболитовой фации в пределах БПП.

В пределах Карельского кратона (в районе оз. В. Куйто) была изучена дайка северо-восточного (50-60°) простирания, мощностью около 25 м. Породы краевой части тела интенсивно амфиболизированы и серпентинизированы. Для исследований были опробованы наиболее сохранные участки тела, сложенные крупнозернистыми меланогабброноритами. Главные породообразующие минералы представлены клино- и ортопироксеном (суммарное количество составляет около 65%), плагиоклазом (~25%) и оливином (3-5%). На границе Ol-Pl для них установлены хлорит-амфиболовые каймы.

Небольшое (20*30 м) тело габброноритов, имеющее типичные для КЛГН характеристики, установлено на м. Пурнавлок в центральной части Беломорского подвижного пояса. Тектоническими дислокациями тело разбито на блоки, в результате чего по породам краевых частей блоков развиваются амфиболиты. Образец отобран из пород центральной части блока, где сохраняются первичные среднезернистые массивного облика габбронориты, сложенные клино- и ортопироксеном (общее содержание 50%), плагиоклазом (до 45%) и оливином (5 %). Вторичные преобразования в породах проявлены в формировании ортопироксенгранат-амфиболовых кайм на границах оливина и плагиоклаза.

Содержания петрогенных элементов в рассматриваемых габброноритах варьируют незначительно. Характерными для них являются высокие концентрации MgO (от 17.26 до 19.35 вес.%) и SiO2 (от 49.46 до 51.368 вес.%), а также низкие концентрации TiO2 (менее 0.58 вес. %). Для них характерны также: дифференцированный характер распределения REE: с обогащением легкими РЗЭ ((La/Sm)N варьирует от 2.1 до 2.4) и незначительным обеднением в области тяжелых РЗЭ ((Gd/Yb)N варьирует от 1.3 до 1.7); обогащение LIL и деплетированность высокозарядных элементов (Nb/Nb*= 0.2 - 0.32, Zr/Zr*= 0.55-0.98).

Определение содержаний главных элементов, диагностика включений и выбор зерен проводились на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (фирмы Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (фирмы Oxford instruments). Концентрации рассеянных элементов в предварительно отобранных под бинокуляром зернах клино- и ортопироксена определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией проб (LA-ICP-MS).

Пироксены являются главными породообразующими минералами габброноритов района оз. Куйто и м. Пурнаволок и составляют от 50 до 65% объема пород. Ортопироксен представлен крупными (до 7 мм по удлинению) преимущественно бесцветными идиоморфными кристаллами. В них установлены единичные включения мелких ромбовидной формы зерен хромшпинели и округлых зерен (размером менее 0.5 мм) оливина. В целом по содержанию главных элементов ортопироксены из палеопротерозойских габброноритов Карельской и Беломорской структур близки: XMg в центральных частях крупных кристаллов варьирует от 0.89 до 0.84, Cr2O3 от 0.43 до 1.1 вес. %, CaO от 1.73 до 2.84 вес. %, Ті от 41 до 119 ррт. При этом наиболее магнезиальные зерна (XMg=0.89-0.87) характерны для габброноритов кратона. Вместе с тем, по содержанию некоторых компонентов ортопироксены из исследуемых габброноритов имеют незначительные отличия. Так, ортопироксены из габброноритов Беломорского подвижного пояса более обогащены алюминием (А12О3 варьирует от 2.26 до 3.98 вес. %) и обеднены марганцем (55-108 ppm) по сравнению с ортопироксенами из габброноритов Карельского кратона (Al2O3 в них составляет от 0.7 до 1.69 вес. %, Mn= 85-150 ppm).

Клинопироксен в палеопротерозойских габброноритах восточной части Фенноскандинавского щита, составляет от 15 до 25 % объема пород и представлен авгитом. В габброноритах Беломорского подвижного пояса он формирует более мелкие (до 3-4 мм) чем ОРх идиоморфные зерна. В габброноритах Карельского кратона клинопироксен представлен преимущественно в виде лейстовидных или таблитчатых зерен, которые образуют футлярообразные формы вокруг ОРх. В целом, клинопироксены из палеопротерозойских габброноритов БПП и Карельского кратона близки по содержанию как главных, так и примесных элементов: XMg в них варьирует от 0.83 до 0.81 (до 0.78 в краевых частях зерен), CaO - от 17.22 до 18.94 вес. %, концентрации FeO не превышают 8.8 вес. %. В то же время клинопироксены из габброноритов БПП характеризуются несколько более высокими концентрациями Al2O3 (3.1-3.3 вес. %) и Na2O (до 0.72 вес. %) по сравнению с клинопироксенами из габброноритов кратона: содержание Al2O3 в них не превышает 2.76 вес. %, Na2O составляет не более 0.45 вес. %.

Для элементов-примесей в клинопироксенах из рассматриваемых тел характерны более значительные вариации содержаний. Совместимыми для пироксенов будут являться элементы группы железа (V, Cr, Ni, Co), а LIL-элементы (крупноионные литофилы: Rb, Ba, Sr) и HFSэлементы (высокозарядные: Zr, Nb, Hf, Ta) - несовместимыми. По содержанию Cr, Ni и Co клинопироксены из рассматриваемых тел близки: Cr в них варьирует от 560 до 1100 ppm, Ni от 80 до 180 ppm, Co от 15 до 36 ppm. По содержанию некогерентных элементов клинопироксены из исследуемых габброноритов имеют некоторые отличия: клинопироксены из габброноритов Беломорского подвижного пояса более обогащены Zr (5-9 ppm), Sr (5-14 ppm), Y (2-6 ppm), Nb (0.7-1.4 ppm), Sm (>1 ppm) и Rb (5-9 ppm) по сравнению с клинопироксенами из габброноритов Карельского кратона (концентрации Zr и Y варьируют в пределах 2-6 ppm; Sr: 2-8 ppm; Nb<0.5 ppm; Sm (0.4-0.9 ppm) и Rb (1-2.5 ppm)).

Спектры распределения РЗЭ в клинопироксенах из рассматриваемых тел, нормированные по хондриту (McDonough, 1995), близки и демонстрируют недифференцированный характер и незначительную отрицательную аномалию по Еu. Для графика распределения редких элементов стоит отметить наличие отрицательных аномалий по Sr, Eu, Zr и Ti.

Таким образом, изучение геохимических характеристик пироксенов из палеопротерозойских габброноритов Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона позволило сделать следующие выводы:

1. клинопироксены БПП и кратона имеют близкие составы и представлены авгитом;

2. для них установлены одинаковые характеры распределения элементов-примесей, при этом для пироксенов из габброноритов БПП отмечается более обогащенный состав рассеянными элементами;

3. недифференцированный характер распределения РЗЭ, а также наличие отрицательных аномалий по Sr, Eu, и Ti в спектре распределения редких элементов предполагают, что кристаллизация клинопироксенов обеих структур происходила совместно с плагиоклазом и ильменитом, что подтверждает предложенную ранее последовательность смены ликвидусных фаз (Егорова, Степанова, 2011). Проведенное исследование показало перспективность изучения составов магматических пироксенов из палеопротерозойских габброноритов БПП и Карельского кратона для оценки условий кристаллизации магм.

Список литературы

1. Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л., 1990. 248 с.

2. Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикова Е. Б. и др. Архейские эклогиты Беломорского повижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, №6. С. 609-631.

3. Глебовицкий В.А. и др. // Геотектоника. 1996. № 1.С. 63-75.

4. Егорова С. В., Степанова А. В. Магматические минеральные ассоцииации габброноритов Беломорского подвижного пояса, как индикаторы РТ-параметров кристаллизации // Проблемы плейт- и плюмтектоники в докембрии. Материалы III Российской конференции по прблемам геологии и геодинамики докембрия., СПб. С. 54-57.

5. Мигдисова Н.А., Сущевская Н.М., Латтинен А.В., Михальский Е.В. Вариации составов клинопироксенов базальтов различных геодинамических обстановок из района Антарктиды // Петрология. 2004. Т. 12. № 2. С. 206-224.

6. Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. – 296 с.

7. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия западного Беломорья. Л., 1981. 216 с.

8. Степанова А.В., Степанов В.С., Слабунов А.И. Достижения и проблемы в изучении основного магматизма Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН. Петрозаводск, 24–26 мая 2011 года. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2011. С. 79-90.

9. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503–522.

10. McDonough W.F., The composition of the Earth //Chemical Geology/. 1995. Vol. 120. P. 223-253.
КОМПЛЕКСНЫЙ МОНИТОРИНГ АКТИВНОСТИ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ – ПОДХОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Ершов В.В.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН ershov@imgg.ru

Грязевые вулканы довольно широко распространены на Земле и встречаются как на суше, так и в морских бассейнах; особенности их распределения рассмотрены в работах (Холодов, 2002; Kopf, 2002). Грязевой вулканизм рассматривается как критерий нефтегазоносности земных недр, как индикатор геодинамических процессов, а также как значимый геоэкологический фактор.

Катастрофические извержения грязевых вулканов оказывают существенное воздействие на окружающую среду. Извержение грязевого вулкана LUSI на о-ве Ява (Индонезия), начавшееся в мае 2006 г., заставило десятки тысяч людей сменить свое местожительство (Cyranoski, 2007). Интенсивность выбросов в течение первых месяцев после начала извержения составляла десятки тысяч кубометров брекчии в сутки, которая в итоге покрыла участок площадью более шестисот гектар. Многие грязевые вулканы находятся на континентальных шельфах, поэтому даже слабые извержения могут вызывать разрушения прибрежной инфраструктуры (кабельных каналов связи, нефтегазопроводов и др.), а также затруднять навигацию в прибрежных водах.

Грязевулканические газы состоят преимущественно из метана и углекислого газа. Поэтому деятельность грязевых вулканов оказывает существенный вклад в общий бюджет парниковых газов в атмосфере, который необходимо корректно оценивать и учитывать в моделях изменения климата (Dimitrov, 2002; Etiope, Klusman, 2002; Kopf, 2003; Milkov et al., 2003; Etiope, Milkov, 2004; Etiope et al., 2004, 2008). По разным оценкам поставка метана из грязевых вулканов равна (5–12)·10 9 кг/год, что составляет 10–30 % от всей геологической эмиссии метана.

Большинство грязевых вулканов находятся в сейсмически активных регионах, в связи с чем вопросу о связи грязевулканической деятельности с региональной сейсмичностью уделяется большое внимание (Martinelli et al., 1995; Actaxoв и др., 2002; Yang et al., 2006; Mellors et al., 2007; Rudolph, Manga, 2010; Chaudhuri et al., 2012). С одной стороны считается, что вариации интенсивности поставки и вещественного состава продуктов деятельности грязевых вулканов являются отражением готовящихся землетрясений. С другой стороны высказывается и мнение о том, что сильные землетрясения являются триггерами для извержений грязевых вулканов. Так, например, в качестве одной из причин извержения грязевого вулкана LUSI рассматривается землетрясение, которое произошло незадолго до извержения вулкана (Mazzini et al., 2007; Manga et al., 2009). Имеются также работы, где подобная связь рассматривается для грязевых вулканов других стран – Японии (Chigira, Tanaka, 1997), Азербайджана (Mellors et al., 2007), Италии (Bonini, 2009).

Многие из рассматриваемых проблем до сих пор не получили исчерпывающего объяснения. Физические механизмы деятельности грязевых вулканов и ее связи с другими природными процессами и явлениями пока представляются в общих чертах. Это затрудняет математическое описание этих механизмов и делает затруднительным какие-либо оценки и прогнозы, связанные с процессами грязевого вулканизма.

Наличие на о-ве Сахалин мощных осадочных толщ с нефтяными и газовыми залежами, высокая современная сейсмотектоническая активность, сложные системы разрывных нарушений делают этот регион уникальным полигоном для изучения грязевого вулканизма. В 2005-2009 гг. нами проводился комплексный мониторинг деятельности Южно-Сахалинского грязевого вулкана, включавший в себя наблюдения (не реже одного раза в сутки) за температурой и элементным составом сопочной брекчии, дебитом, изотопным и химическим составом свободных газов в грифонах вулкана. По итогам анализа полученных данных нами выявлен ряд закономерностей (Ершов и др., 2008, 20106, 2011; Ершов, 2012).

Установлено, что сильные землетрясения на юге о-ва Сахалин вызывают активизацию Южно-Сахалинского грязевого вулкана в течение первых суток после землетрясений. При этом происходит увеличение дебита свободных газов (в 2–5 раз) и доли метана в составе свободных газов (в 1.4–1.6 раза), появление положительных и отрицательных температурных аномалий (интенсивностью 2–5 оС), повышение содержания в брекчии некоторых элементов – Fe, Mg, Ca и Mn. Указанные изменения для всего комплекса наблюдаемых параметров можно непротиворечиво объяснить взаимодействием «вода-порода-газ» в верхней части канала грязевого вулкана без привлечения гипотезы о дополнительном подтоке глубинных геофлюидов.

Установлено, что в летнее время года температура в активных грифонах вулкана имеет относительно низкие значения. Под активным грифоном понимается грифон, из которого за единицу времени истекает большой объем брекчии и свободных газов. Нами выполнено математическое моделирование температурного режима грифонов (Ершов и др., 2010а). Показано, что основным параметром, определяющим вариации температуры в грифонах, является скорость течения сопочной брекчии в грифоне. Следовательно, температура брекчии в грифонах может быть индикатором уровня активности грязевого вулкана. В работе (Albarello, 2012) предложен новый метод количественной оценки эмиссии метана



Рис. 1. Соотношение между дебитом свободных газов и температурной сопочной брекчии в грифонах Южно-Сахалинского грязевого вулкана, а также кривая для нижней границы зависимости между ними.

из грязевых вулканов по сейсмическому тремору. При этом полагается, что сейсмические сигналы обусловлены осцилляциями поднимающихся в канале вулкана пузырьков газа, а характеристики этих сигналов связаны с размерами пузырьков. Можно предложить еще один метод оценки потока парниковых газов из грязевых вулканов. Нами на один график нанесены данные о средних температурах сопочной брекчии и дебитах свободных газов для полевых сезонов 2005-2009 гг. (рис. 1). Достаточно хорошо видна тенденция уменьшения дебита с ростом температуры в грифоне. Ожидать здесь более явной зависимости нельзя, поскольку анализируемый массив данных является очень разнородным. Он включает в себя данные, полученные в разных грифонах, в полевые сезоны с разной сейсмической активностью в регионе и на разных по длине интервалах времени. Тем не менее, видно, что отсутствуют грифоны с низкой температурой и малым дебитом одновременно. Исходя из этого, можно приближенно провести кривую для нижней границы зависимости между дебитом свободных газов и температурой в грифонах (рис. 1). Эта зависимость позволяет на основе лишь температурных измерений сделать нижнюю оценку потока грязевулканических газов в период грифонной деятельности вулкана. Для Южно-Сахалинского грязевого вулкана она составляет 103 м3/год.

Измерения температуры в грифонах проводились нами вручную при помощи цифрового термометра. В связи с этим возникают естественные ограничения на длительность и частоту температурных измерений. Для решения этих проблем нами предполагается использовать автономные



Рис. 2. Запись автономного температурного датчика, установленного в грифоне Южно-Сахалинского грязевого вулкана летом 2013 г., а также кривая, аппроксимирующая годовую гармонику температурных колебаний.

регистраторы температуры семейства iButton Data Loggers (США). С их помощью можно организовать длительные (в 1 год и более) непрерывные температурные наблюдения с высокой частотой измерений - один раз в несколько часов. Это позволит, например, с большой степенью надежности и для широкого диапазона частот выделить периодические составляющие в изменениях температуры в грифонах, а также выявить аномальные вариации температуры, обусловленные различными эндогенными факторами. Летом 2013 г. с целью апробации датчиков проведены температурные наблюдения в двух грифонах Южно-Сахалинского грязевого вулкана продолжительностью 86 суток (частота измерений - один раз в полчаса). Полученные записи (рис. 2) были исследованы методами анализа временных рядов. Выделена годовая гармоника колебаний температуры в грифонах, определено ее запаздывание по фазе к годовой гармонике колебаний температуры воздуха. Для оставшейся после удаления годовой гармоники части сигнала получен дискретный спектр температурных колебаний. Применение указанных датчиков можно считать эффективным для дальнейшего мониторинга активности грязевых вулканов.

Таким образом, комплексный мониторинг за грязевулканической деятельностью является перспективным подходом для понимания физических процессов, которые лежат в основе грязевого вулканизма, корректной интерпретации натурных данных, а также для исследования связи между грязевым вулканизмом и сейсмичностью. Список литературы

1. Астахов А.С., Сергеев К.Ф., Мельников О.А., Присяжнюк А.В., Шакиров Р.Б., Бровко П.Ф., Киселев В.И. Динамика процессов дефлюидизации Центрально-Сахалинского глубинного разлома при сейсмической активизации (по результатам мониторинга Южно-Сахалинского грязевого вулкана в июле-августе 2001 г.) // Доклады РАН. 2002. Т. 386. № 2. С. 223-228.

2. Ершов В.В. Флюидодинамические процессы в зоне Центрально-Сахалинского разлома (по результатам наблюдений на Южно-Сахалинском грязевом вулкане) // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 4. С. 345-360.

3. Ершов В.В., Доманский А.В., Левин Б.В. Моделирование температурного режима грифонов грязевого вулкана // Доклады РАН. 2010а. Т. 435. № 3. С. 384-389.

4. Ершов В.В., Левин Б.В., Мельников О.А., Доманский А.В. Проявления Невельского и Горнозаводского землетрясений 2006-2007 гг. в динамике грифонной деятельности Южно-Сахалинского газоводолитокластитового (грязевого) вулкана // Доклады РАН. 2008. Т. 423, № 4. С. 533-537.

5. Ершов В.В., Шакиров Р.Б., Мельников О.А., Копанина А.В. Вариации параметров грязевулканической деятельности и их связь с сейсмичностью юга острова Сахалин // Региональная геология и металлогения. 2010б. № 42. С. 49-57.

6. Ершов В.В., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И. Изотопно-геохимические характеристики свободных газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана и их связь с региональной сейсмичностью // Доклады РАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 256-261.

7. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщение 1. Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 3. С. 227-241.

8. Albarello D., Palo M., Martinelli G. Monitoring methane emission of mud volcanoes by seismic tremor measurements: a pilot study // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2012. Vol. 12. P. 3617-3629.

9. Bonini M. Mud volcano eruptions and earthquakes in the Northern Apennines and Sicily, Italy // Tectonophysics. 2009. Vol. 474. P. 723-735.

10. Chaudhuri H., Ghose D., Bhandari R.K., Sen P., Sinha B. A geochemical approach to earthquake reconnaissance at the Baratang mud volcano, Andaman and Nicobar Islands // Journal of Asian Earth Sciences. 2012. Vol. 46. P. 52-60.

11. Chigira M., Tanaka K. Structural features and the history of mud volcanoes in Southern Hokkaido, Northern Japan // Journal of the Geological

Society of Japan. 1997. Vol. 103. P. 781-791.

12. Cyranoski D. Indonesian eruption: muddy waters // Nature. 2007. Vol. 445. P. 812-815.

13. Dimitrov L.I. Mud volcanoes – the most important pathway for degassing deeply buried sediments // Earth Science Reviews. 2002. Vol. 59. P. 49-76.

14. Etiope G., Klusman R.W. Geologic emissions of methane to the atmosphere // Chemosphere. 2002. Vol. 49. P. 777-789.

15. Etiope G., Lassey R.K., Klusman R.W., Boschi E. Reappraisal of the fossil methane budget and related emission from geologic sources // Geophysical Research Letters. 2008. Vol. 35. doi: 10.1029/2008GL033623.

16. Etiope G., Milkov A.V. A new estimate of global methane flux from onshore and shallow submarine mud volcanoes to the atmosphere // Environmental Geology. 2004. Vol. 46. P. 997-1002.

17. Kopf A.J. Global methane emission through mud volcanoes and its past and present impact on the earth's climate // International Journal of Earth Science. 2003. Vol. 92, N 5. P. 806-816.

18. Kopf A.J. Significance of mud volcanism // Reviews of Geophysics. 2002. Vol. 40, N 2. P. 1-52.

19. Manga M., Brumm M., Rudolph M.L. Earthquake triggering of mud volcanoes // Marine and Petroleum Geology. 2009. Vol. 26. P. 1785-1798.

20. Martinelli G., Albarello D., Mucciarelli M. Radon emission from mud volacnoes in Northern Italy: possible connection with local seismicity, Geophysical Research Letters. 1995. Vol. 22. P. 1989-1992.

21. Mazzini A., Svensen H., Akhmanov G.G., Aloisi G., Planke S., Malthe-Sorenssen A., Istadi B. Triggering and dynamic evolution of Lusi mud volcano, Indonesia // Earth and Planetary Science Letters. 2007. Vol. 261. P. 375-388.

22. Mellors R., Kilb D., Aliyev A., Gasanov A., Yetirmishli G. Correlations between earthquakes and large mud volcano eruptions // Journal of Geophysical Research. 2007. Vol. 112. doi: 10.1029/2006JB004489.

23. Milkov A.V., Sassen R., Apanasovich T.V. Dadashev F.G. Global gas flux from mud volcanoes: a significant source of fossil methane in the atmosphere and the ocean // Geophysical Research Letters. 2003. Vol. 30. doi: 10.1029/2002GL016358.

24. Rudolph M.L., Manga M. Mud volcano response to the 4 April 2010 El Mayor-Cucapah earthquake // Journal of Geophysical Research. 2010. Vol. 115. doi:10.1029/2010JB007737.

25. Yang T.F., Fu C.C., Walia V., Chen C.-H., Chyi L.L., Liu T.-K., Song S.-R., Lee M., Lin C.-W., Lin C.-C. Seismo-geochemical variations in SW Taiwan: multi-parameter automatic gas monitoring results // Pure and Applied Geophysics. 2006. Vol. 163. P. 693-709.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУССКО-ПОЛЯНСКИХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Заяц О.В.

Институт геохимии минералогии и рудообразования им. Н.П.Семененко, olgazaiats@mail.ru

Редкометальные граниты издавна привлекали внимание геологов. Они известны в Забайкалье, Монголии, Центральном Казахстане, Нигерии, Западной Европе. На Украинском щите редкометальные граниты распространены в Северо-Западном, Ингульском и Приазовском мегаблоках. В Ингульском блоке – это русско-полянские граниты Корсунь-Новомиргородского плутона.

Русско-Полянский массив редкометальных гранитов находится в северо-восточном эндоконтакте Корсунь-Новомиргородского плутона. Он вытянут в северо-западном направлении, имеет овальную форму, занимает площадь около 400 км2 и перекрыт мощной толщей осадочных пород. Собственно редкометальные граниты были установлены в юговосточной части массива.

Формирование Русско-Полянского массива относится к периоду тектоно-магматической активизации (Шеремет, Панов, Коломиец, 1989). Датированные U-Pb методом по цирконам граниты массива имеют возраст 1758±3 млн лет (Пономаренко и др., 2011). Русско-полянские граниты пространственно и генетически связаны с формацией граносиенит-рапакивигранитной стадии. Они представляют собой продукт кристаллизации в гипабиссальных условиях обогащенных летучими и рудными компонентами остаточных магм, накопленных в процессе магматической дифференциации субщелочного гранит-граносиенитового расплава.

Русско-полянские граниты очень разнообразны по структуре, составу и цвету. Это рапакивиподобные граниты, в большинстве порфировидные с разной насыщенностью и размерами вкрапленников микроклина. Реже наблюдаются равномернозернистые граниты от мелкозернистых до крупнозернистых.

Окраска гранитов существенно зависит от степени развития гипергенных и постмагматических изменений (Митрохин, 2011). Цвет русско-полянских гранитов изменяется от темносерого, серого до серовато-розового, розового. Розовая окраска свойственна гранитам, которые подверглись постмагматическим изменениям. Эти постмагматические изменения могли привести к окислению железа, которое «освобождалось» из структуры микроклина в виде тонкой гематитовой пыли. Изменение цвета русско-полянских гранитов коррелирует с изменением коэффициента окисления породы (Fo=Fe2O3/(FeO+Fe2O3). В гранитах с розовой окраской Fo=0,6-0,7, в наименее измененных серых гранитах Fo=0,3-0,4.

По составу русско-полянские граниты преимущественно биотитовые, реже амфибол-биотитовые, иногда достигают состава граносиенитов (Щербаков, 2005). Микроклин всегда заметно преобладает в минеральном составе этих гранитов. Для русско-полянских гранитов характерны такие акцессорные минералы: ильменит, циркон, флюорит, а также апатит, ортит, бастнезит, паразит, колумбит, монацит, ксенотим. Вторичные минералы – кальцит, мусковит, хлорит.

По соотношению кремнезема и щелочей эти граниты ближе всего к гранитам и лейкогранитам нормального и субщелочного рядов. Содержание SiO2 в них составляет 65-75 %, достигая максимума в лейкократовых разновидностях гранитов. Суммарное содержание щелочей колеблется в пределах 7-10 %. При этом в сумме щелочей калий заметно преобладает над натрием K2O/Na2O>1,5, что объясняется составом полевых шпатов. Повышенная калиевая щелочность связана с преобладанием в минеральном составе гранитов микроклина. Несмотря на повышенную общую щелочность русско-полянских гранитов коэффициент агпаитности (K2O+Na2O)/Al2O3 в них варьирует в пределах – 0,60-0,70. Это связано с отсутствием в их составе щелочных амфиболов и пироксенов. Высокая железистость мафических минералов обусловливает высокую общую железистость русско-полянских гранитов (FeO+Fe2O3)/ (FeO+Fe2O3+MgO)>0,80, характерную для гранитов А-типа.

Исследуемые граниты - весьма высокоглиноземистые породы. Значения их коэффициента глиноземистости Al2O3/(Fe2O3+FeO+MgO) в среднем около 4. Исследователи относят русско-полянские граниты к гранитам литий-фтористого типа (Щербаков, 2005). Но для литий-фтористых гранитов и их субвулканических аналогов – онгонитов характеры предельно высокие коэффициенты глиноземистости, в пределах 20-100 (Богатиков и др., 1981). Кроме того, несмотря на повышенное содержание фтора в русско-полянских гранитах (0,2-0,5 %), Li в этих гранитах недостаточно высокий (40-120 г/т), чтобы отнести их к литий-фтористому типу гранитов.

Не менее важным геохимическим показателем литий-фтористых гранитов являются резко пониженные по сравнению со средними содержаниями в гранитах концентрации Ва, Sr, суммы редкоземельных элементов (РЗЭ), Y, Zr, характерны для литий-фтористых гранитов низкие значения K/Rb, Nb/Ta, Zr/Hf отношений (Коваленко, 1977). Рассматривая русско-полянские граниты, следует отметить, что редкометальная специализация русско-полянских гранитов свойственна редкометальным гранитам агпаитового геохимического типа. Русско-полянские граниты характеризуются повышенными содержаниями Ва, суммы РЗЭ, Y, Zr и пониженные – Sr. Отношения K/Rb низкие и составляют 40-60. Значения Nb/Ta, Zr/Hf повышены и равны соответственно 8-10 и 15-25.

По сравнению со средним составом верхней континентальной коры, русско-полянские граниты обогащены SiO2, K2O, Rb, Zr, Y, Nb, Ta, TR (кроме Eu), Hf, Th и обеднены TiO2, P2O5, Sr (рис.1).



Рис. 1. Спайдер-диаграмма распределения микроэлементов в редкометальных гранитах Русско-Полянского массива. 1 – мелкозернистый розовый гранит, гл.156,1-158,0 м; 2 – порфировидный розовый гранит, гл. 174,6-176,5 м; 3 – порфировидный серовато-розовый гранит, гл. 225-227 м; 4 – порфировидный серовато-розовый гранит, гл. 239,6-242,0 м.

По результатам РФА и ICP-MS содержания элементов-примесей в исследуемых гранитах часто варьируют в широких пределах: Be -4-7, Ba -120-850, Rb -390-655, Zr -370-845, Y -270-310, Nb -100-330, Ta -10-40, Hf -30-40, Ga -30-50, Pb -65-95, Zn -130-170, Sr -35-75, сумма РЗЭ 700-2000 г/т. Максимальные содержания многих редких элементов (Be, Li, Rb, Y, Nb, Ta, Ga, Hf) отмечены в апикальной части массива.

В русско-полянских гранитах концентрации редкоземельных элементов в сотни раз превышают хондритовые (рис. 2).



Рис. 2. Распределение РЗЭ в русско-полянских редкометальных гранитах, нормированное к хондриту. 1 – мелкозернистый розовый гранит, гл. 156,1-158,0 м; 2 – порфировидный розовый гранит, гл. 174,6-176,5 м; 3 – порфировидный серовато-розовый гранит, гл. 225-227 м; 4 – порфировидный серовато-розовый гранит, гл. 239,6-242,0 м.

От более глубоких частей массива граниты апикальной части отличаются повышенными содержаниями РЗЭ иттриевой группы, невысоким, вследствие этого, отношением (Ce/Yb)N= 3, а также недифференцированным распределением РЗЭ (отношение La/Yb около 1). Гранитам глубокой части массива свойственно умеренное фракционирование легких и тяжелых лантаноидов. Значения отношений La/Yb находятся в пределах 7-10. Особенность распределения РЗЭ в русско-полянских гранитах это наличие глубоких европиевых минимумов Eu/Eu*=0.07-0.13, свойственных всем редкометальным гранитам.

Спектры распределения РЗЭ в русско-полянских гранитах свидетельствует о гипабиссальных условиях формирования этих редкометальных гранитов при весьма интенсивном полевошпатовом фракционировании, чем и обусловлено низкое содержание стронция и отрицательные европиевые аномалии в спектрах редкоземельных элементов.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод относительно геохимических особенностей русско-полянских редкометальных гранитов. По набору элементов-примесей русско-полянские граниты близки к щелочному (агпаитовому) типу редкометальных гранитов (Коваленко, 1977). В русско-полянских гранитах наблюдаются повышенные содержания Nb, Y, TR Rb, Be. Недостаточно высокая глиноземистость русско-полянских гранитов, невысокое содержание Li, повышенные значения Nb/Ta, Zr/Hf не дают возможности однозначно причислить русско-полянские граниты к геохимическому типу редкометальных литий-фтористых гранитов по классификации Коваленко.

Список литературы

1. Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справочное пособие /Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В. и др. – М.: Недра, 1981 – 160 с.

2. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов – Новосибирск, СО Наука, 1977 – 208 с.

3. Мітрохін О.В. Анортозит-рапаківігранітна формація Українського щита (геологія, речовинний склад та умови формування). Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук за спеціальністю 04.00.01 – загальна та регіональна геологія. Київ, 2011 р. 315 с.

4. Пономаренко О.М., Заяць О.В., Безвинний В.П., Довбуш Т.І. Особливості речовинного складу та ізотопний вік русько-полянських рідкіснометалевих гранітів Українського щита // Геохімія та рудоутворення. Вип.29. – 2011. – С 18-26.

5. Шеремет Е.М., Панов Б.С., Коломиец Г.Д. Редкометальные лейкограниты в районе Корсунь-Новомиргородского массива гранитов рапакиви //Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1989. - № 3. – С. 32-34.

6. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. – Львов: ЗУКЦ, 2005. – 366 с.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА РАМАНОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ МАЛАХИТА

Казанцева М.И., Баданина Е.В.

Санкт-Петербургский государственный университет, that00@rambler.ru, elena badanina@mail.ru

Целью нашего исследования явилось изучение природного малахита из различных типов месторождений и синтетического малахита методом рамановской спектроскопии. В работе были использованы 2 образца малахита из месторождений Урала, 2 – из Конго и 1 синтетический производства фирмы "Эталон-Женави". Для данных образцов было получено 11 КР-спектров с учётом разноокрашенных участков и проведено их сравнение. Метод рамановской спектроскопии применен с целью выявления возможных различий между природным и выращенным малахитами, связанными с не характерными для природного материала условиями образования из аммиачных растворов.

Усилившийся в последние десятилетия интерес минералогов и геохимиков к спектроскопическим методам объясняется переходом исследований минерального вещества на атомно-молекулярный уровень, обеспечивающий возможность получения более богатой информации. Комбинационное рассеяние света (или эффект Рамана, или КРС) - рассеяние света веществом, сопровождающееся изменением частоты рассеиваемого света, положило начало целому направлению в спектроскопии молекул и кристаллов — спектроскопии комбинационного рассеяния.

Явление было экспериментально обнаружено и доказано в 1928 г В. Раманом и К. Кришнаном, при исследовании рассеяния света в жидкостях, в Индии и Л.И. Мандельштамом и Г.С. Ландсбергом, при исследовании рассеяния света в кристаллах, в Советском Союзе.

Рамановская спектроскопия подразделяется на несколько типов и является мощным аналитическим инструментом с широким набором возможностей. В отличие от других спектроскопических методов, рамановская спектроскопия – неразрушающий, бесконтактный метод, позволяющий достаточно быстро (от секунд до минут) провести анализ вещества, не требуя предварительной подготовки пробы. Применение лазеров обеспечивает не только чрезвычайно интенсивный источник монохроматического света, но позволяет также фокусировать его излучение до субмикроскопических размеров и исследовать объекты на глубину. Получаемая спектральная информация может использоваться как для химической идентификации образца, изучения молекулярной структуры, внутримолекулярных взаимодействий, так и для количественного анализа.

Рамановская спектроскопия широко используется для неорганического анализа, определения фазового состава и идентификации минералов и драгоценных камней. Метод КР позволяет успешно исследовать изоморфные ряды минералов, в которых изменение состава сопровождается монотонным изменением частоты колебаний. Для количественного фазового анализа полиминерального агрегата метод КР не всегда пригоден. В геммологии рамановская спектроскопия также применяется для различия натуральных, синтетических или обработанных камней. КР-спектроскопия используется для анализа включений в камнях и минералах, путем фокусировки луча на локальной зоне внутри образца. Современная минералогия изучает не только минералы, как законченные формы, но и процессы их образования. В этом направлении значительное место занимает исследование состава включений в минералах - твердой, жидкой и газовой фаз, находящихся при данном давлении и температуре в состоянии равновесия. Размер этих включений - от долей микрометра до нескольких миллиметров. Возможность сконцентрировать лазерное излучение в малом объеме (до нескольких мкм3) позволяет исследовать отдельные фазы включения In situ, не вскрывая включения, т.е. не нарушая существующего в нем равновесия, которое, в свою очередь, приводит к изменению состава жидкой фазы (нередко к выпадению твердого осадка). (Орлов Р.Ю., Успенская М.Е., Гусева Е.В., 1985)

Метод комбинационного рассеяния очень удобен для идентификации неизвестных веществ и минералов, благодаря наличию библиотек Рамановских спектров. RRUFF – база данных (США). Интернет адрес проекта — http://rruff.info. Программа CrystalSleuth проекта RRUFF является мощным инструментом и незаменимым помощником в руках минералогов, позволяющей быстро произвести идентификацию минералов по рамановским спектрам. База данных рамановских спектров является свободной для доступа, постоянно пополняемой и развиваемой многими исследователями. (rruff.info)

Рамановские спектры малахиты были получены на спектрометре Horiba Jobin-Yvon LabRAM HR в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель». Наши исследования были выполнены с помощью Ar лазера. Условия съемки спектров соответствуют следующим параметрам: время накопления данных – 3-8 сек; количество повторов – 1-10; объектив 50х; конфокальное отверстие – от 150 до 400 µm. Первичная обработка спектров производится в программе LabSpec. Полученные спектры были обработаны с помощью программы Origin 8.0 и CrystalSleuth (база данных RRUFF). (rruff.info)

Образцы для исследования были изучены под бинокуляром и выполнена их фотодокументация. Всё образцы имеют широкие вариации цветовой зональности: от светло-зелёной до тёмно-зелёной. Для образца искусственного малахита мы наблюдаем «низ» - поверхностную зону, и «верх» - зону контакта с тиглем продукта синтеза изъятого из автоклава.

В результате проведённых исследований были получены следующие результаты:

1. Отработана методика получения КР спектров малахита.

2. Изучение КР спектров природного и выращенного малахитов показывает их значительное сходство. Смещения частот соответствующих линий в разных спектрах достигают порядка 3 см-1.

3. КР спектры синтетического малахита не выявили наличия групп NH3 (3336 см-1) в выращенном малахите.

4. Для образца выращенного малахита (поверхностная зона и зона контакта с тиглем) обнаружены некоторые различия в длинноволновой области спектров в интервале частот от 70 см-1 до 200 см-1 (рис.1).

5. Отличительных признаков спектры образцов природного малахита из месторождений Урала и Коного и синтетического малахита не показали.



Рис.1. КР-спектры различных зон в синтетическом малахите

Различия в полученных КР-спектрах для разных участков синтетического малахита могут быть связаны с разным составом этих частей, обусловленным его образованием.

Небольшие смещения спектральных линий (до 3 см-1) в спектрах всех исследуемых образцов, возможно, связаны с различным характером поверхности исследуемых образов, от которой происходит рассеяние или с вхождением небольшого количества примеси. Различия в спектрах разноокрашенных участков незначительны и могут свидетельствовать об идентичности структуры разноокрашенных участков.

Несмотря на разные условия образования, спектры синтетического и природных малахитов не имеют значительных различий. Следовательно, по структуре и химическому составу искусственный малахит не уступает природному.

Различия для природных и синтетических малахитов могут быть связаны с разными условиями кристаллизации малахита. В лабораторных условиях и на производстве они стабильнее, чем в природе. Природный малахит кристаллизуется из более сложных по составу растворов, чем при выращивании в лабораторных и заводских условиях, что может способствовать разупорядочению структуры малахита. Похожие результаты получены А. Шуйским на основе изучения ИК-спектров малахита (Шуйский А.В, Зорина М.Л., 2013)

Исходя из вышесказанного можно предположить, что КР- спектроскопию нельзя использовать для решения геммологических задач идентификации принадлежности малахита к конкретному месторождению или различия между природным и искусственно выращенным малахитом.

Авторы выражают благодарность научному сотруднику РЦ «Геомодель» В.Н. Бочарову за всестороннюю помощь при работе на рамановском спектрометре. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 13-05-01057а.

Список литературы

1. База данных http://rruff.info/

2. Орлов Р.Ю., Успенская М.Е., Гусева Е.В. Применение метода комбинационного рассеяния света в минералогии. - М.: Изд-во МГУ, 1985.

3. Фабелинский И. Л. К 50-летию открытия комбинационного рассеяния света // Успехи физических наук.- 1978.

 Шуйский А.В, Зорина М.Л.. Инфракрасные спектры природного и выращенного малахитов. Журнал прикладной спектроскопии, 2013.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ВУЛКАНИТЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПАЙ-ХОЯ

Канева Т.А.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, ta kaneva@mail.ru

На территории Пай-Хоя рифейско-вендский вулканогенный комплекс образует синклинальную структуру ядра Амдерминской антиклинали и является ее фундаментом. Восточное крыло синклинали слагает самая древняя, существенно карбонатная, амдерминская свита (RF3am). Ее разрез насыщен органогенными известняками, в которых ранее был определен богатый комплекс микрофоссилий, указывающий на позднерифейский возраст. Восточное широкое и западное узкое крылья принадлежат вулканогенной морозовской свите (RF3mr), а ядро синклинали - сокольнинской свите (RF3-Vsk), терригенной толще с прослоями кислых эффузивов (Терешко, 1983).

Во время летних полевых сезонов 2012 и 2013гг. детально изучена и описана морозовская свита. Породы очень изменчивы как по разрезу, так и по простиранию и установить их последовательность трудно. Изза плохой обнаженности полные разрезы отсутствуют.

По результатам проведенных исследований было установлено, что морозовская свита позднерифейского возраста (RF3mr) хребта Пай-Хой представлена разнообразными вулканогенными породами - вулканокластическими и эффузивными. Трахибазальты и чередующиеся с ними литокристаллокластические туфы трахибазальтового состава имеют преобладающее распространение и слагают низы свиты. Вверх по разрезу они сменяются трахиандезибазальтами и трахиандезитами, имеющими фрагментарные выходы. Литокристаллокластические туфы риодацитового состава приурочены к верхам свиты (Канева, 2013).

По химическому составу среди образований морозовской свиты выделяется широкая гамма пород основного, среднего и кислого состава, которые по-своему петротипу соответствуют трахибазальтам, трахиандезибазальтам, трахиандезитам и риодацитам. Породы основного и среднего составов относятся к субщелочной серии, а кислые вулканиты - к серии нормальной щелочности. Исходя из содержания К2О подавляющая часть вулканитов морозовской свиты относится к умеренно- и высококалиевым породам. При умеренных содержаниях Al2O3 (13,1-17,84) по величине коэффициента глиноземистости al' (0,82-2,09) вулканиты являются низко- и высокоглиноземистыми породами. Также образования морозовской свиты характеризуются как низкотитанистые породы (Канева, 2013).



Рис. 1. Классификационная диаграмма (Na2O+K2O)-SiO2 для пород морозовской свиты (RF3mr).

На вариационные диаграммы Харкера нанесены фигуративные точки составов вулканитов морозовской свиты, характеризующиеся широкими вариациями составов. Так, в породах основного состава (трахибазальтах) содержание MgO, CaO уменьшается, а содержание K2O, FeO, Na2O возрастает с увеличением содержания SiO2. Незначительно меняются лишь содержания Al2O3, TiO2, P2O5. В породах среднего состава (трахиандезибазальтах, трахиандезитах) содержания MgO, FeO снижаются, а концентрацииP2O5, CaO, Na2O остаются практически неизменными с очень слабой тенденцией к снижению. Содержания Al2O3, TiO2, K2O в этих породах возрастают с увеличением концентрации SiO2.

Все вулканиты морозовской свиты относятся к породам известковощелочной серии. Толеитовые серии на Пай-Хое среди докембрийских вулканитов пока не выявлены.

В лаборатории ВСЕГЕИ методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой определены содержания редкоземельных элементов в пробах пород.

Редкоземельные элементы являются хорошими индикаторами условий образования магматических пород. Для рассмотрения и сравнения особенностей распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в изучаемых породах содержания РЗЭ были нормированы к составу хондрита CI.

Суммарная концентрация РЗЭ в породах морозовской свиты варьирует от 19,04 до 60,68 г/т (Канева, 2014).

На диаграмме распределения РЗЭ для трахибазальтов и трахиандези-

базальтов морозовской свиты выделяется горизонтальный тип графика, с очень слабым отрицательным наклоном. Их составы незначительно больше обогащены легкими редкими землями относительно тяжелых. Величина LaN/YbN, являющаяся показателем этого обогащения, варьирует от 0,83 до 2,79. Для этих пород не характерен дефицит европия (EuN/EuN* = 5,58-20,54). Можно предположить, что такое распределение связано с обогащением этих пород кристаллизующимся и осаждающимся плагиоклазом. Подобное распределение элементов характерно для примитивных островных дуг.

Характеристику и сопоставление распределений элементов-примесей в породах удобно давать с помощью мультиэлементных диаграмм (спайдерграмм), на которых все составы пород рассматриваются по отношению к составу примитивных базальтов срединно-океанических хребтов. Это позволяет не только сравнить породы, но и сделать выводы о возможных геодинамических условиях их формирования.

Сравнение элементов-примесей в трахибазальтах и трахиандезибазальтах морозовской свиты с таковым в примитивных базальтах СОХ (NMORB) показывает значительное обогащение крупноионными литофильными элементами - Rb, Ba, Sr, Euu обеднение высокозарядными элементами – Nb, Th. Подобное распределение элементов указывает на то, что расплав, из которого кристаллизовались вулканиты морозовской свиты, формировался в условиях тыловой части островной дуги.

Для интерпретации палеогеодинамических обстановок формирования вулканогенных пород морозовской свиты был использован ряд диаграмм (Мияширо, Лутца, Э. Муллена, Д. Вуда), построенных как по породообразующим элементам, так и по редкоземельным.

Преимущества дискриминационной диаграммы Д. Вуда на основе содержаний немобильных высокозарядных элементов Th-Hf-Ta в том, что она хорошо работает при идентификации базальтов вулканических дуг (Интерпретация..., 2001).

Концентрации иттрия и хрома в островодужных базальтах несколько понижены по сравнению с другими типами базальтов. Таким образом, диаграмма Cr-Y хорошо отделяет островодужные базальты от базальтов срединно-океанических хребтов лишь с небольшим перекрытием полей их составов (Интерпретация..., 2001).

Согласно диаграммам, фигуративные точки составов вулканитов локализуются в полях островодужных образований вулканических дуг.

Таким образом, изучив химический состав и установив палеогеодинамические обстановки формирования пород морозовской свиты хребта Пай-Хой мы предполагаем, что вулканиты сформировались в надсубдукционной обстановке, в тыловой части сложной островодужной системы.



Рис. 2. Диаграмма Мияширо Na2O/K2O-(Na2O+K2O): 1 - зоны задугового спрединга; 2 – островодужные образования. Примечание: 1 – трахибазальты; 2- трахиандезибазальты; 3 – трахиандезиты; 4 – риодациты морозовской свиты (RF3mr).

Работа выполнена при поддержке научного проекта молодых ученых и аспирантов УрО РАН № 14-5-НП-195.

Список литературы

1. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие / Е. В. Скляров и др.; Под ред. Е. В. Склярова. - М: Интермет Инжиниринг, 2001-288 с.: ил.

2. Канева Т.А. Петрология вулканитов морозовской свиты (RF3ms) хребта Пай-Хой // Человек и окружающая среда: I Всероссийская научная конференция студентов и аспирантов: тезисы докладов. Сыктывкар: Изд-во СыктГУ, 2013. С. 56.

3. Канева Т.А. Петрологическое сравнение вулканитов морозовской свиты северо-восточной части хребта Пай-Хой и бедамельской серии хребта Оченырд // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 22-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 59-63.

4. Канева Т.А. Геохимическая характеристика пород морозовской свиты (RF3ms) Пай-Хоя // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т П. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 301-304.

5. Терешко В.В.Стратиграфия верхнепротерозойских отложений северо-западного Пай-Хоя // Верхний докембрий севера Европейской части СССР. Сыктывкар, 1983. С. 130-134.



Рис. 3. Дискриминационная диаграмма Th-Hf/3-Ta Д. Вуда для базальтов: А – N-тип MORB; В – Е- тип MORB и внутриплитные толеиты; С – внутриплитные щелочные базальты; D – базальты вулканических дуг (Wood, 1980). Примечание: 1 – трахибазальты и 2 – трахиандезибазальты морозовской свиты (RF3mr).



Рис. 4. Дискриминационная диаграмма Y-Cr: VAB – базальты вулканических дуг; WPB – внутриплитные базальты; MORB – базальты COX (Pearce, 1982). Примечание: 1 – трахибазальты и 2 – трахиандезибазальты морозовской свиты (RF3mr).

6. Boynton W. V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. // Henderson P. (ed.). Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984.P. 63—114.

7. Wood D. A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11-30.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧАРНОКИТОИДОВ ЛИТИНСКОГО И ГОЛОСКОВСКОГО ТИПОВ (ДНИСТЕРСКО-БУГСКИЙ МЕГАБЛОК УКРАИНСКОГО ЩИТА)

Касьяненко Е.О.

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, kasya511@mail.ru

Чарнокитоиды – гранитоиды гранулитовых областей, имеющие зеленовато-серый цвет, в которых ортоклаз преобладает над плагиоклазом, а гиперстен является главным темноцветным минералом. Впервые породы такого состава описал Холланд в Индии и дал им название «чарнокитоиды».

Чарнокитоиды литинского типа. Такие породы наиболее распространены в пределах Хмельницкого и Винницкого блоков Верхнего Побужья. В районе Винницкого блока чарнокитоиды образуют сплошные автохтонные массивы и куполовидные структуры (Литинская куполовидная структура). Эти купола, окаймленные чарнокитоидами гайворонского типа, иногда содержат чарнокитоиды гайворонского и ятранского типов в виде ксенолитов (Щербаков И.Б., 2005). В Хмельницком блоке литинские чарнокитоиды являются параавтохтонными интрузиями и прорывают бердичевские граниты, залегающие выше.

По данным И. М. Лесной (Лесная И.М., 1988) в Литинской куполовидной структуре сохранились чарнокитоиды с возрастом 2,8 млрд лет, неоархейские образования (литинский комплекс). Но по данным Л. М. Степанюка, которые были получены во время комплексного изучения этих пород (U - Pb метод по монацитам и цирконам) чарнокитоиды Литинской структуры формировались в палеопротерозое, около 2,06 млрд лет назад, и должны относиться к бердичевскому палеопротерозойскому комплексу (Степанюк Л.М. и др. 2004).

Среди изученных нами пород были выделены следующие разновидности: чарнокитоиды с двумя пироксенами, чарнокитоиды с одним пироксеном, винницыты. Все образцы были отобраны в Литинском и Малиновском карьерах.

Чарнокитоиды с двумя пироксенами, масивные, иногда гнейсовидные зеленые, зелено-серые породы с гетеробластовой средне-крупнокристаллической структурой. Минеральный состав, % : плагиоклаз 55, кварц 32, гиперстен 5-7, диопсид 2, КПШ 1, апатит + циркон + рудный минерал 1.

Плагиоклаз образует крупные зерна таблитчатой формы. Размер зерен от 0,5 мм до 3,5 мм. Выделяются две генерации плагиоклаза. Одни зерна имеют размазанные, плохо выраженные, тонкие полисинтетические двойники, другим зернам присущие антипертитовые вростки калиевого полевого шпата (КПШ) прямоугольной формы. Показатель преломления n = 1.53-1.54, который соответствует содержанию анортита в плагиоклазе 30-32 %, то есть кислому андезину, что совпадает с данными для плагиоклаза, полученными при пересчете породы на нормативный состав. Наблюдается спайность в одном или двух направлениях. Кварц ксеноморфный, прозрачный, представлен зернами неправильной формы. Размер зерен от 0,3 до 1,5 мм. Зерна кварца, в большинстве случаев, имеют волнистое угасание. Мелко агрегатный кварц в виде тонких прожилок рассекает отдельные зерна кварца и плагиоклаза. Гиперстен бесцветный. Зерна призматические иногда таблитчатые, встречаются как одиночные кристаллы, так и их сростки. Размер зерен 0,3-0,4 мм. Наблюдается слабый плеохроизм от бледно-зеленого по Ng до розового по Np. Зерна слегка трещиноватые. Двупреломление Ng - Np = 0,15. Угасание параллельное спайности в продольных сечениях. Диопсид представлен единичными зернами. Бесцветный, имеет косое угасание, угол угасания 400.

Чарнокитоиды с одним пироксеном (гиперстен), чаще всего встречаются в центральной части Литинского карьера. Темно-серые породы с гетеробластовой средне-крупнокристаллической, лепидогранобластовой микроструктурой. Минеральный состав, % : плагиоклаз - 52, кварц - 34, гиперстен – 10, КПШ - 1, биотит – 2, апатит + рудный + циркон - 1. В общем, породы похожи на описанные выше. Отличаются увеличением содержания гиперстена, появлением темно-коричневого биотита и отсутствием диопсида.

Плагиоклаз представлен крупными таблитчатыми зернами с антипертитовыми вростками. Местами зерна плагиоклаза измененные серицытизированые. В скрещенных николях некоторые кристалы проявляют полисинтетическое двойникование. Гиперстен представлен крупными кристаллами с четким плеохроизм. Между зернами плагиоклаза, кварца и гиперстена развиты узкие полосы мелкозернистого кварца. Биотит темно-коричневый с бурым оттенком, развивается по краям зерен пироксена, иногда встречаются единичные чешуйки размером до 0,05 мм. Плеохроирует от светло-желтого до светло-коричневого.

Винницыты занимают промежуточное положение между чарнокитоидамы и бердичевскими гранитами. Типичные виннициты - это биотитгранатовые калишпат-плагиоклазовые породы, которые часто в своем составе могут содержать гиперстен (Безбородько М.И., 1935).

Нами были изучены виннициты, что обнажаются в южной стенке Литинского карьера. Протяженность такого обнажения около 10 м. Макроскопически это массивные крупно, среднезернистые породы, иногда тектонически изменены, катаклазированы. В некоторых образцах содержание граната достигает до 60 %. Микроскопически они имеют неоднородную структуру мелко-крупнокристаллическую, иногда породе присущи катакластические структуры. Минеральный состав, % : плагиоклаз - 25-30, кварц - 15-25, КПШ - до 15, гранат -15-20, гиперстен - до 15, биотит - 5, акцессорные: апатит, монацит, циркон, рудные минералы.

Плагиоклаз - идиоморфный, представлен табличками размером от 0,2 до 1 мм. Крупным зернам присущие антипертитовое строение. Кварц - гипидиоморфнозернистый, большие зерна распадаются на более мелкие иногда размером, до нескольких сотых мм. Угасание мозаичное, блочное. Гранат - идиоморфный, зерна изометрической формы размером от 0,5 до 1,5 мм. Очень часто гранат замещает гиперстен. В более крупных зернах по трещинам развивается биотит. Биотит - по породе распределен неравномерно, красно-коричневый. Образует чешуйки, размером несколько десятых мм. Гиперстен - бесцветный, таблитчатый, иногда неправильной формы. Плохо плеохроирует в бледно-розовых тонах. Среди акцессорных, наиболее распространенные рудные минералы, что встречаются в виде рудного порошка. Их содержание иногда достигает до 3%. В тектонически измененных образцах вместе с другими минералами образуют изотропные полосы волнистой формы.

Чарнокитоиды Голосковского типа. Это относительно молодые породы возрастом 2 млрд. лет. Внешне это темно-серые, среднезернистые породы, массивные или полосчатые. Кристалосланцы встречаются среди них в виде редких маломощных ксенолитов. Из темноцветных минералов преобладает гиперстен (7-10 %), наблюдается небольшое количество биотита и иногда встречается диопсид. Акцесорные минералы (0,5 - 3%) Представлены цырконом, апатитом, монацытом.

Гиперстен слабо плеохроирует, представлен довольно железистой разностью. Плагиоклаз - олигоклаз (25% An), содержит антипертитовые вросткик КПШ. Калиевый полевой шпат встречается в основном в антипертитовых вростках и в интерстиции между зернами плагиоклаза.

Описаные выше породы не имеют особых отличий, что по внешним признакам, что по минеральному составу. Разница между этими типами

чарнокитоидов - это их возраст, для чарнокитоидов литинского типа он составляет 2,8 млрд лет, а для чарнокитоидов голосковского типа 2 млрд лет.

Список литературы

1. Безбородько М.І. Петрогенезис и петрогенетическая карта кристаллической полосы Украины. - М.: Изд-во АН УССР, 1935. - 389 с.

2. Лесная И.М. Геохронология чарнокитоидов Побужжя. – Киев. Наукова думка. 1988. – 134 с.

3. Степанюк Л.,Скобелев В., Довбуш Т. Возраст и генезис чарнокитоидив Побужжя. Геолог. № 2, 2004.-С.14 - 24.

4. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита .- Львов: ЗУКЦ, 2005. – 364 с.

БИОГЕННОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА СОРБЦИЮ ЛАНТАНОИДОВ ГЛИНИСТЫМИ МИНЕРАЛАМИ ПЕЩЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Климова Е.В.¹, Матреничев В.А^{.1,2}

¹Институт Геологии и геохронологии докембрия PAH, katya_kli@list.ru ²Санкт-Петербургский Государственный Университет

Глинистые отложения пещер представляют собой малоизученный тип осадков, специфичность которых обусловлена местом их локализации. Подземные карстовые полости характеризуются особыми обстановками седиментации и экзогенного минералообразования. Отсутствие освещения и, как следствие, фотосинтезизующей биоты угнетает основные почвообразующие процессы и консервирует осадки в условиях минимальных колебаний климатических факторов. Комплексные исследования пещерных осадков используются для детальных палеогеографических и палеоклиматических реконструкций (Plotnick et al., 2009). Глинистые минералы обладают ярко выраженными ионно-обменными свойствами, что обусловлено малым размером частиц и высокой удельной поверхностью, которые определяют их повышенную адсорбционную способность (Чухров, 1955). Сорбционная ёмкость глин для РЗЭ достигает 100 ppm/г (Трофимова и др., 2006). При сорбции лантаноидов глинистыми минералами в сильноминерализованных растворах наблюдается эффект фракционирования РЗЭ, тяжелые редкоземельные элементы сорбируются лучше чем легкие, в то время как в слабоминерализованных растворах эффекта фракционирования не наблюдается. (Coppin et. al., 2002)

В работе были исследованы образцы глин, локализованных в пеще-

рах Урала: пещ. Сумган-Кутук, пещ. Шульган-Таш (Капова); Кавказа: пещ. Каньон, пещ. Ручейная, пещ. Крубера (Воронья) и Крыма: пещ. Каскадная.

Результаты гранулометрического анализа свидетельствуют о том, что в изученных пещерах глинистые отложения характеризуются одномодальным распределением частиц различной размерности с преобладанием фракции размером 2 - 50 мкм.

Результаты геохимического исследования пещерных глинистых отложений, показали, что в целом пещерные осадки близки по составу типичным тонкозернистым осадочным породам типа NASC (Taylor S.R., McLennan S.M., 1985), или PAAS (Taylor S.R., McLennan S.M., 1985). Наиболее значительные отличия заключаются в повышенном содержании в пещерных осадках CaO и уменьшенном – Al2O3, Na2O и K2O, что обусловлено различием минерального состава. (Klimova et al., 2009).

Спектры распределения редкоземельных элементов в глинистых отложениях пещер схожи между собой и характеризуются повышенными значениями легких и средних лантаноидов по отношению к тяжелым (La/Lu = 1.16), а также отрицательной аномалией европия (Eu/Eu* = 0.99) (рис.1). Суммарное содержание РЗЭ в глинистых отложениях пещер 187 мкг/г. Спектр распределения РЗЭ и валовые концентрации близки NASC и в целом незначительно отличаются повышенным содержанием средних лантаноидов (рис.1).



Рис. 1. Распределение редкоземельных элементов в глинистых отложениях пещер, нормированные на NASC.

Из изученных пещерных отложений была выделена глинистая фракция (<0.005мм). Минеральный состав глинистой фракции пещерных отложений (<0,002мм) представлен: кварцем (40-60%), смешанослойным образованием иллит-смектит (35-50%), с преобладанием иллитовых слоев (65-90%)по отношению к смектитовым, каолинитом (4-10%), хлоритом (~6%), смектитом (~1%), кальцитом (~1%) и гидроокислами железа (~1%) (Климова, 2010)

В отличие от состава валовых образцов, вариации химического состава выделенной из них глинистой фракции значительно меньше. Химический состав образцов отличаются от NASC повышенным содержанием Al2O3 и пониженным SiO2.

Спектры распределения лантаноидов в глинистой фракции из пещерных отложений схожи со спектром распределения РЗЭ в породе, лишь незначительно отличаются повышенными концентрациями (рис. 2). Суммарное содержание РЗЭ в глинистой фракции составляет 233 мкг/г. Как и валовые образцы, глинистая фракция обогащена легкими РЗЭ (La/Lu = 1.93) и характеризуется отрицательной аномалией европия (Eu/Eu* = 0.92). В то же время в области тяжелых лантаноидов наблюдается ярко проявленный тетрад-эффект типа «М» (Kawabe, 1992) (TE4 = 1.36), который не выражен для других тетрад (TE1 = 0.97, TE3 = 1.01). По сравнению с NASC в глинистой фракции так же повышены концентрации средних лантаноидов, особенно Sm. Вероятно, что высокие концентрации Sm создают эффект европиевой отрицательной аномалии относительно NASC (рис. 2).

Экспериментальные исследования сорбции РЗЭ глинами (Takahashi et. al., 2000) свидетельствуют о том, что тетрад-эффект возникает при формировании гидратированных комплексов, где лантаноиды занимают внутреннюю область. Сорбция таких комплексов глинистыми минералами возможна в кислых (и нейтральных) условиях, однако, величина тетрад-эффекта наибольшая для первой тетрады и минимальна для четвертой (Takahashi et. al., 2000, Coppin et. al., 2002). В то же время эксперименты по сорбции РЗЭ микробными сообществами (Takahashi et. al., 2005) показали, что изменение pH от 2.5 до 4 приводит к уменьшению тетрад-эффекта в области легких лантаноидов и одновременное увеличение этого эффекта для тяжелых. Примечательно, что коэффициенты сорбции на поверхности бактерий для РЗЭ четвертой тетрады в несколько раз больше, чем для остальных лантаноидов (Takahashi et. al., 2005).

Таким образом, особенности распределения РЗЭ в глинистой фракции пещерных отложений свидетельствуют об активном участии бактерий в аутигенном минералообразовании, которое происходило в умеренно кислых обстановках.



Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов в глинистой фракции пещерных отложений нормированные на NASC.

Список литературы

1. Coppin F Berger G., Bauer A., Castet S., Loubet M. Sorption of lanthanides on smectite and kaolinite. Chemical Geology 182, 2002. p.57-68.

2. Klimova E.V., Matrenichev V.A. Mineralogical and chemical composition of clayey deposits in caves. Материалы конференции МЕСС 2010. Будапешт, 2010, стр. 99

3. Kawabe I, 1992. Lanthanide tetrad effect in the Ln3+ ionic radii and refined spin-pairing energy theory. Geochem. J. 26, 309–335.

4. Plotnick R.E., Kenig F., Scott A.C., Glasspool I.J., Eble C.F., Lang W.J., 2009. Pennsylvanian paleokarst and cave fills from northern Illinois, U.S.A.: a window into late Carboniferous environments and landscapes. Palaios 24, 627-737.

5. Takahashi, Y., Tada, A., Kimura, T., Shimizu, H., 2000. Formation of outer- and inner-sphere complexes of lanthanide elements at montmorillonite– water interface. Chem. Lett., 2000, 701 – 702.

6. Takahashi Y., Chatellier X., Hattori K., Kato K., Fortin D. Adsorption of rare earth elements onto bacterial cell walls and its implication for REE sorption onto natural microbial mats. Chemical Geology N219, 2005.p. 53 – 67.

7. Taylor S.R., McLennan S.M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell. 315 p.

8. Климова Е.В. Минеральный состав глинистых отложений пещер. Сборник статей молодых ученых ИГГД РАН, 2010, стр.213-222. 9. Трофимова Ф.А., Лыгина Т.З., Сабитов А.А. и др. Влияние механоактивационных процессов на изменение коллоидных и реологических свойств бентонитовых глин // Результаты фундаментальных исследований по разработке методик технологической оценки руд металлов и промышленных минералов на ранних стадиях геологоразведочных работ / Ред. В.В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. - С. 99-110.

10. Любое использование материалов допускается только при наличии гиперссылки на портал КФУ (kpfu.ru)

11. Чухров, Ф.В. Коллоиды в земной коре. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 671 с.

ПИРОКСЕН ИЗ ГРАНИТОИДОВ НОВОУКРАИНСКОГО КОМПЛЕКСА УКРАИНСКОГО ЩИТА

Коновал Н.М.

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. М.П. Семененка НАН Украины \ nasa246@ukr.net

Ортопироксены новоукраинских гранитоидов Ингульского мегаблока Украинского щита представлены высокожелезистыми разновидностями, подобно ортопироксенам чарнокитоидов хлебодаровского комплекса в Приазовье. Они сопоставимы с феросилитами (f до 85%) из интрузивных чарнокитов (граносиенитов) и фаялитовых чарнокитов Земли Королевы Мод в Антарктиде (f=84-97%) (Равич, Соловьев, 1966; Михальский и др., 2006).

Высокожелезистые разновидности ортопироксена из монцонитов и гранитов новоукраинского комплекса – феросилит (f до 85%) и феросилит (f \approx 56-63%) - распространены незначительно, поскольку установлены лишь в шлифах и протолочных пробах (рис. 1). Наиболее высокая железистость (f=73,1-83,3%, в среднем 80,1%) отмечена для феросилита (f до 85%) как гранатовых, так и роговообманковых граносиенитов и кварцевых монцонитов. Они характеризуются устойчивыми свойствами, проявляющимися во всех гранитоидах комплекса, - высокой железистостью, низкой глиноземистостью и кальциевостью (таблица 1) (Щербаков, 1984), что свидетельствует о магматическом генезисе пород (Венидиктов и др., 1979). Судя по составу ортопироксенов, рассматриваемые чарнокитоиды формировались в условиях высоких температур и пониженных давлений (Венидиктов и др., 1979).

Феросилит (f до 85%) находится в парагенезисе с альмандиновым гранатом, иногда с роговой обманкой. В парагенезисе с роговой обманкой он характеризуются повышенным содержанием Ti, что обусловлено



Рис. 1 Химический состав ортопироксена из ортопироксен-гранатовых гранитоидов. Условные обозначения: 1 – ортопироксен из новоукраинских гранитоидов (авторские данные); 2 – ортопироксен из новоукраинских гранитоидов (данные Голуб О.Н.).



Рис. 2 Зерно клинопироксена из чарнокитоидов новоукраинского комплекса : а) николи +, б) николи II.

включениями ильменита, определенного микрозондовым анализом. В матрице же минерала содержание титана низкое. В ортопироксене на блюдается повышенное содержание Mn (до 0,39% MnO) и низкое – Al (Al2O3=1,03). Клинопироксен встречается очень редко в переходных зонах, которые возникают при гранитизации основных пород, где он замещается бурой роговой обманкой (рис. 2) (Есипчук и др., 1979).

В результате наших исследований была установлена положительная корреляционная связь между высокой железистостью темноцветных минералов (гранат, ортопироксен, биотит). Среди чарнокитов Адабасского карьера (Кировоградская область) были выявлены разновидности с фаялитом (продуктами его замещения) в парагенезисе с альмандином и биотитом с наиболее высокой для этого массива железистостью. В этой породе также присутствует ильменит с высоким содержанием ниобия (0,74-1,1 Nb2O5). Полученные нами данные позволяют утверждать, что в процессе эволюции Новоукраинского массива довольно четко проявился железистый тренд эволюции. Такая же зависимость наблюдается в новоукраинских чарнокитах между железистостью сосуществующих минералов биотит-ортопироксен, гранат-ортопироксен, биотит-гранат.

Исходя из этой зависимости допустимая гипотетическая железистость ортопироксена в изученном нами фаялитсодержащем чарноките должна достигать 95-98%, что значительно выше опубликованных ранее 82% для этих пород (Венидиктов и др., 1979).

Исходя из диаграммы FeO-MgO-SiO2 (Yoder и др., 1979; Уэйджер и др., 1970; Йодер, 1983; Wager и др., 1968) (рис. 3) и согласно с реакционным принципом, кристаллизация ортопироксена (феросилита (f до 85%) заканчивается в железистой области и далее формируется фаялит (табл. 2). Это прослеживается в габбро-монцонит-сиенит-гранитных ассоциациях (Южно-Кальчицкий, Коростенский, Корсунь-Новомиргородский массивы). Таким образом, в гранитных системах с высокожелезистыми фаялитами высокожелезистый ортопироксен не кристаллизуется вовсе либо его железистость не поднимается выше 85-90%, то есть он может быть феросилитового состава, как это имеет место в некоторых чарнокитах Новоукраинского массива или хлебодаровского комплекса Приазовья (Кривдік и др., 2011). Наличие ассоциации ферросилит-фаялит в таких породах лишь свидетельствует о реликтовом характере последнего.



Рис. 3 Диаграмма, иллюстрирующая реакционные взаимоотношения при кристаллизации с участием ликвидусных фаз пироксена ((Osborn, 1962, Bowen, 1922) с некоторыми дополнениями автора). НВ - состав гаплобазальта. Жирная линия - направление изменения состава начального гаплобазальтового расплава в процессе его фракционной кристаллизации. Пунктир - линии равных составов SiO2. Условные обозначения: 1 - псевдоморфозы по фаялиту, авторская коллекция, 2 - фаялит, литературные данные, 3 – ортопироксен, авторская коллекция, 4 – ортопироксен, литературные данные.

Таблица 1.

№ п.п.	1			2			
№ обр.	4K-37		4K-40				
Точка	26	27	28	15	16	17	
SiO2	51,30	51,22	50,01	50,29	49,65	50,02	
TiO2	0,33	0,00	0,24	0,04	0,06	0,23	
Al2O3	1,29	1,88	1,96	1,03	2,52	1,05	
FeO	32,18	31,82	32,33	36,17	36,11	36,63	
MnO	0,28	0,13	0,29	0,39	0,22	0,23	
MgO	14,40	14,83	14,66	11,90	10,78	11,60	
CaO	0,23	0,11	0,21	0,18	0,43	0,23	
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 атомов кислорода							
Si	2,01	2,00	1,96	2,01	1,99	2,00	
Al	0,06	0,09	0,09	0,05	0,12	0,05	
Fe	1,06	1,04	1,06	1,21	1,21	1,23	
Mg	0,84	0,86	0,85	0,71	0,64	0,69	
Са	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	
Нормативный состав, мол.%							
FeSiO3	55,35	54,49	55,05	62,78	64,63	63,59	
CaSiO3	0,51	0,24	0,46	0,40	0,99	0,50	
MgSiO3	44,14	45,27	44,49	36,90	34,40	35,89	

Химический состав (%) ортопироксена новоукраинских чарнокитоидов, по данным рентгеноспектрального анализа (скан).

Примечание: 1 – гранат-ортопироксен-кварцевый монцонит, 2 – гиперстен-гранат-биотитовый чарнокит; карьер Элгран, с. Михайловка, Кировоградская область.

Вывод. Значительная часть чарнокитов характеризуется наличием высокожелезистого ортопироксена (феросилита (f до 85%) в парагенезисе с альмандиновым гранатом и титанистым биотитом повышенной железистости. В отдельных образцах чарнокитов отмечался фаялит. В исследуемом нами образце фаялитсодержащего чарнокита была обнаружена псевдоморфоза фаялита по ортопироксену (предполагаемая железистость его, согласно линии корреляции, должна была бы составлять 98 %). В этом граните выявлен также наиболее высокожелезистые (для Новоукраинского массива) гранат и титанистый биотит.

Таблица 2.

Химический состав (%) продуктов замещения фаялита (минералы группы иддингсит-боулингита) по данным рентгеноспектрального анализа (скан)

№ обр.	5K-44		
Точка	1	2	8
SiO2	50,24	53,28	51,24
Al2O3	5,47	4,30	4,79
FeO	40,18	39,80	41,33
MgO	1,74	1,23	1,29
CaO	1,82	1,39	1,35
Na2O	0,54		
Fe/(Fe+Mg)*100	95,85	97,00	96,97

Примечание. 5К-44 - интрузивный гранат-биотитовые чарнокит с псевдоморфозами по фаялиту, Адабасский карьер, с. Войновка, Кировоградская обл..

Таким образом, Новоукраинский массив интрузивных чарнокитоидов характеризуется железистым трендом эволюции, подобным таковому в анортозит-рапакиви-гранитных массивах.

Список литературы

1. Гранитоидные формации Украинского щита / И.Б.Щербаков, К.Е. Есипчук, В.И., Орса. – Киев : Наук. думка, 1984. – 192 с.

2. Кривдік С.Г., Кравченко Г.Л., Томурко Л.Л. та ін. / Петрологія і геохімія чарнокітоїдів Українського щита. Киев: Наук.думка, 2011. – 220с.

3. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита / Есипчук К.Е., Шеремет Е.М., Зинченко О.В.и др. – АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов. – Киев: Наук. думка, 1979. – 228 с.

4. Породообразующие пироксены Украинского щита / Венидиктов В.М., Глевасский Е.Б., Голуб Е.Н. и др. – Киев : Наук. думка, 1979. – 228 с.

5. Равич М.Г., Соловьев Д.С. Геология и петрологія центральной части гор Земли Королевы Мод. Ленинград: Недра, 1966. – 290 с.

6. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. Москва : Наука о Земле, Т.26. - 1970. – 551 с.

7. Эволюция изверженных пород: Пер.с англ. / Под ред. Х. Йоде-

ра. – М.: Мир, 1983. – 528 с.

8. Bowen N.L. The reaction principle in petrogenesis / N.L. Bowen // J. Geol. – 1922. – 30. – 177-198.

9. Osborn E. F. Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions / E. F. Osborn // Am. Mineral. -1962. -47. -211-226.

10. Wager L., Brown G. Layered Igneous Rock // Oliver &Boyd. - 1968. - 547.

11. Yoder H.S., Editor J.R. The evolution of the igneous rock // Princeton Universiti press. – 1979. – 522.

12. Михальский Е.В. Дж. Шератон, Н.В. Владыкин. Чарнокиты Восточной Антарктиды и их геологическая типизация. Доклады Академии Наук, 2006, Том 408, № 4, с. 1-5.

LI-F ГРАНИТЫ, ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫЕ С ГРАНИТАМИ А-ТИПА И ВЕРОЯТНОСТЬ ОБНАРУЖЕ-НИЯ В НИХ ПРОМЫШЛЕННЫХ СОДЕРЖАНИЙ ТА НА ПРИМЕРЕ САЛМИНСКОГО ПЛУТОНА, ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ.

Конышев А.А.^{1,2}, Васильев Н.В.³, Зубков Е.С.², Воронин М.В.² ¹ГЕОХИ РАН, ³ФГУП ИМГРЭ ²ИЭМ РАН e-mail konyshev@iem.ac.ru

Изучение физико-химических условий образования Li-F редкометальных гранитов необходимо для понимания процессов приводящих к образованию месторождений специализированных на Sn, W, Mo, Ta, Nb, Li, Be.

В последние десятилетия прошла переоценка рудогенерирующей роли гранитов А-типа и были открыты такие месторождения, как уникальное Cu-U-Au-Ag-REE месторождение Олимпик-Дам в Австралии; U месторождения типа «несогласие» в провинции Атабаска, Канада; Sn-редкометальные месторождения в провинциях Рондония и Питинга, Бразилия.

Плутоны, содержащие граниты-рапакиви, отличают от остальных гранитоидов, как правило, колоссальные объёмы интрузивных тел, повышенная щёлочность и температура магмогенерации при их "сухости".

Li-F граниты фанерозоя, как правило, имеют незначительные объемы, при этом Li-F граниты к востоку от г. Питкяранта имеют значительную площадь на современном эрозионном срезе, также по данным бурения (Amelin et. al., 1991) имеются невскрытые эрозией купола Li-F гранитов, с отделяющейся флюидной фазой которых исследователи (Amelin et. al., 1991) связывают образование Sn-редкометальных месторождений в районе.

Фтор – один из главных компонентов природных флюидов, играющий важную роль при миграции и осаждении рудных компонентов. Знание его концентрации во флюиде важно для определения условий образования природных объектов. Содержание фтора в породе не отражает его концентрацию в расплаве, из которого образовывалась данная порода, и в равновесном с расплавом флюиде, так как фтор является летучим компонентом и в постмагматическую стадию большая его часть покидает систему. Часть фтора при кристаллизации остаётся во фторсодержащих минералах, таких как слюды, топаз, апатит. При помощи экспериментально обоснованных геофториметров (Аксюк, 2002; Aksyuk Konyshev, 2006), зная состав этих минеральных фаз и T-P условия кристаллизации, можно оценить содержание F в равновесном флюиде. В настоящее время существует довольно много работ посвящённых геохимии, петрохимии и геохронологии пород Салминского плутона (Neymark et. al., 1994; Amelin et. al., 1997), в том числе по эволюции его флюидного режима (Sviridenko, 1994), но в работах совершенно отсутствует попытка оценки концентрации фтора в равновесном с расплавом флюиде.

В нашей предыдущей работе (Конышев, Васильев, 2013), на основе экспериментально обоснованных геофториметров были даны оценки концентрации F в равновесном с расплавом флюиде для рассматриваемых в данной работе природных гранитов. Для минимальных T-P значений солидуса Li-F гранитов (T = 6400C, P = 2 кбар (Pontiainen Scherbakova, 1998)) концентрация фтора во флюиде находится на уровне гранитов с Ta-Nb оруденением. Значение концентрации фтора в равновесном с расплавом флюиде, определенное по геофториметру для литиевых слюд, составляет 0.55 mHF, а определенное по топазовому геофториметру имеет значение 0.2 mHF.

Граниты Салминского плутона прошли длительный путь кристаллизационной дифференциации до заключительного этапа - формирования Li-F гранитов, что доказывается геохимическими и изотопными данными (Neymark et. al., 1994; Amelin et. al., 1997). В качестве основного индикатора процесса дифференциации кислой магмы использовалось соотношение Zr/Hf, основанное на эффекте накопления Hf в расплаве, насыщенном F и Li (Linnen, 1998) и ранее опробованное на природном материале Восточного Забайкалья (Zaraisky et. al., 2008).

В результате исследования состава расплавных включений (Pontiainen Scherbakova, 1998), был сделан вывод, что в начале кристаллизации Салминских Li-F гранитов они были недосыщены водой, а насыщение флюидной фазы водой происходило в конце процесса кристал-104 лизации.

В работе (Ларин, 2011) приведены анализы микропримесей Li-F гранитов Салминского плутона, где отношение Zr/Hf близко к 13. При исследовании природных образцов расслоенной дайки Li-F гранитов из района нас. пункта Ууксу при помощи микрозондового анализа (ИЭМ РАН, Черноголовка, аналитики Некрасов А., Варламов Д.), в ней кроме цирконов с Zr/Hf отношением около 6 было найдено единичное зерно циркона, отличающееся по габитусу, с Zr/Hf = 15. Можно предположить, что источником вещества для выплавки дайки являлись Li-F граниты с Zr/Hf = 13-15. Основной объём (без даек) Li-F гранитов Салминского плутона прошел путь магматической дифференциации до уровня



Рис. 1 породы Салминского плутона и его обрамления представленные на диаграмме Zr/Hf-SiO2 и связанное с ними оруденение по (Zaraisky and Aksyuk, 2005)

Рис. 2 породы Салминского плутона и его обрамления представленные на диаграмме Ta-Zr/Hf

Условные обозначения к рисункам 1 и 2

1- Биотит-амфиболовые граниты (рапакиви), с контакта с основными породами Салминского плутона; 2- Биотитовый гранит, порфировидный; 3- Биотитовый мелкозернистый гранит, сечёт № 2; 4- Дайка Li-F гранитов с переезда через жд пути на Ууксу, мелкозернистая часть; 5- Дайка Li-F гранитов с переезда через жд пути на Ууксу, крупнозернистая часть, центральная, преимущественно калишпатовая; 6- Биотитовый равномернозернистый гранит с контакта с № 8; 7- Грейзенизированный гранит с отвалов Хопунваара; 8- Биотитовый гнейс ладожской серии с контакта с №6; 9- Биотитовый гнейс (AR2-Pr1 гнейсогранит куполов?), с контакта с № 4,5; 10 – Биотитовый мелкозернистый гранит, сечёт № 3; 11- Li-F граниты, образец № 403-13 (Ларин, 2011) фанерозойских лейкогранитов с Sn-оруденением, что и наблюдается в Питкярантском рудном районе. Судя по разрезам (Amelin et. al., 1991; Бескин и др., 1983) сделанным по данным геофизики и бурения – в рассматриваемом районе наблюдается лишь не срезанное эрозией «крыло», которое является «корневыми» частями Li-F гранитов, недосыщенных водой в момент кристаллзации. Более поздние дифференциаты, наблюдаемые в районе (дайки) имеют значения Zr/Hf такие же, как и у фанерозойских Li-F гранитов «расслоенного» комплекса, к которым приурочены Ta-Nb месторождения, такие как Орловка, Этыка (содержание воды в расплавленных включениях из дайки у Ууксу не изучалось).

Нами было проанализировано 2 образца, отобранных из даек Li-F гранитов в районе Ууксу. Среднее содержание Та составило 38 г/т (ФГУП ИМГРЭ, ICP-MS, аналитик Васильев Н.В.). На упомянутых выше месторождениях Восточного Забайкалья есть более продвинутые разности, с Zr/Hf равными 2-3, с которыми связаны содержания Та превышающие Салминские в 4-5 раз (до 671 гр./тонну (Zaraisky et. al., 2008)).

На рис. 1 и 2 приведены Zr/Hf отношения для пород Салминского плутона и его окружения, а также количество Та в зависимости от Zr/Hf в сравнении с породами Вост. Забайкалья, генетически связанных с Та месторождениями (Zaraisky et. al., 2008) (ИГЕМ РАН, РФА, аналитик Якушев А.И.).

Из проведенного сравнения видно, что, несмотря на различную величину Zr/Hf у интрузии Li-F гранитов и дайки Li-F гранитов в районе Ууксу - концентрация Та в породе остаётся практически на одном уровне, то есть значительный перенос Та в результате постмагматических процессов на объектах наблюдаемых в современном эрозионном срезе не обнаружен. Тем не менее, индикаторы дифференциации магмы и количество F во флюиде говорят о том, что промышленная Та минерализация могла быть сформирована в апикальных частях наблюдаемых Li-F гранитовых тел Салминского плутона, однако они к настоящему времени срезаны эрозией. Именно в апикальной части интрузий, на примере фанерозойских объектов Восточного Забайкалья и формируются Та месторождения.

Выводы:

1. Учитывая мощности Li-F гранитов (до 350 м. (Amelin et. al., 1991)) и большие площади проявления, как на современном эрозионном срезе, так и по данным бурения невскрытых эрозией участков (около 15х20 км), можно предположить, что выше современной линии эрозионного среза, в апикальной части массива существовали более продвинутые дифференциаты, расплав которых был насыщен летучими компонента-

ми, а концентрации Та могли достигать промышленных масштабов. Доказательством этому в будущем может послужить нахождение циркона с Zr/Hf отношением <6 в осадочных толщах района, с возрастом моложе Салминского плутона.

2. Различие Li-F гранитов, связанных с рапакивигранитсодержащими плутонами (гранитами А-типа) от фанерозойских, связанных с гранитами I и S типов состоит, главным образом в присутствии более значительного количества F в равновесном с расплавами флюиде на более ранних этапах дифференциации гранитной магмы. Наблюдаемые Li-F граниты являются более глубинными по сравнению с фанерозойскими, но если предположить, что в апикальной части Салминского плутона существовали более продвинутые, в результате кристаллизационной дифференциации разности, то сходство таких объектов по T-P-X условиям образования было бы практически идентичным.

Коллектив авторов выражает благодарность Е.Е. и А.Е Астапенко, а также Ульяновскому Автомобильному Заводу за осуществление полевых выездов на объект.

Работа поддержана грантом РФФИ 14-05-31098 мол_а

Литература:

1. Аксюк А.М. (2002) Экспериментально-обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // Петрология. Т. 10, № 6. С. 628-642.

2. Aksyuk A.M., Konyshev A.A. (2006) Topaz geofluorimeter and estimations of HF and SiO2 concentrations in some geological fluids // Understanding the genesis of ore deposits: To meet the demands of the 21st century. 12th Quadrennial IAGOD Symposium – 2006. Moscow, pp. 1-4.

3. Бескин С.М., Лишневский Э.Н., Диденко М.И. Строение Питкярантского гранитного массива в Северном Приладожье (Карелия) // Изв. АН СССР, Серия геологическая, 1983, № 3. С. 19-26.

4. Конышев А.А., Васильев Н.В. Оценка физико-химических условий формирования Li-F гранитов генетически связанных с гранитами А-типа, на примере Салминского плутона, Южная Карелия. Материалы XXIV молодёжной конференции памяти К.О.Кратца «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северо-Запада России», Апатиты, 2013 г., 55-59 стр.

5. Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы // Изд. «Наука» С-Петербург, 2011, 402 стр.

6. Amelin Yu.V., Beljaev A., Larin A.M. et al. Salmi batholith and Pitkaranta ore field in Soviet Karelia // Geol. Surv. Finland / Eds I. Haapala, O.T. Ramo, P.T. Salonsaari, 1991. Guide 33.
7. Amelin Yu.V., Larin A.M., Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // Contrib Mineral Petrol 1997 127: 353-368.

8. Linnen R.L. The solubility of Nb-Ta-Zr-Hf-W in granitic melt with Li and Li + F: Constrains for mineralization in rare metal granite and pegmatite // Econ. Geol., 1998, V. 93, pp. 1013-1025.

9. Neymark L.A., Amelin Yu.V., Larin A.M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constrains on origin of the 1.54-1.56 Ga Salmi Rapakivi Granite-Anorthosite Batolith (Karelia, Russia) // Mineralogy and petrology, 1994, v. 50, p.173-193.

10. Pontiainen M, Scherbakova T. F. Fluid and melt inclusion evidence for the origin of idiomorphic quarz crystal in topas-bearing granites from the Salmi batholith, Karelia, Russia // Lithos. 1998. V. 44. P. 141–151.

11. Sviridenko L.P. The evolution of the fluid phase during the crystallization of granite types: Salmi Pluton, Karelia, Russia // Mineralogy and petrology, 1994, vol. 50., p. 59-67.

12. Zaraisky G.P., Aksyuk A.M., Devyatova V.N., Udoratina O.V., Chevychelov V.Yu. Zr/Hf ratio as an indicator of fractionation of rare-metal granites by the example of the Kukulbei complex, Eastern Transbaikalia // Petrology, 2008, Vol.16, No. 7, pp. 710-736

РУТИЛ КАК ИНДИКАТОР ТЕРМОБАРИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ МАНТИИ: ДАННЫЕ ЭКЛОГИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ АЛМАЗОНОСНОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ КАТОКА, АНГОЛА

Королев Н.М.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, nm.korolev@yandex.ru;

Кимберлитовая трубка Катока один из крупнейших алмазоносных объектов на Земле. Она расположена на северо-востоке Анголы в пределах кратона Кассаи. Геологическое положение и строение этого кимберлитового тела подробно рассмотрены в работе (Первов и др., 2011).

В наборе мантийных ксенолитов кимберлитовой трубки Катока преобладают эклогиты. Ранее авторами были выделены и подробно описаны три разновидности верхнемантийных эклогитовых ксенолитов из этой трубки: высокгоглиноземистые (Hi-Al2O3), низкомагнезиальные (Lo-MgO) и высокомагнезиальные (Hi-MgO) эклогиты (Королев и др., 2013). В каждом из типов эклогитов присутствует акцессорный рутил, причем в различных типах эклогитов этот минерал имеет свои особенности.

Несмотря на активный интерес, который в последнее время проявляют исследователи к мантийной тематике и в особенности к мантийным эклогитам, до сих пор нет согласованного, корректно градуированного термобарического набора инструментов, позволяющего получить достоверные оценки Р-Т параметров для мантийных эклогитов. В настоящее время сообщается об экспериментальном изучении гранат-клинопироксенового равновесия в интервале давления 3-7 ГПа и температуры 1200 - 1542 оС (Beyer, Frost, 2013). Вместе с тем наши данные по изучению мантийных эклогитов из трубки Катока показывают, что исследования акцессорного рутила могут играть важную роль при создании термобарических инструментов для этих пород. С одной стороны, зерна рутила, наряду с другими признаками (например, симплектиты в самых низкобарических Hi-Al2O3 эклогитах) могут служить хорошим репером при построении геотермометра и геобарометра, так как характерной особенностью всех изученных зерен рутила является наличие структур распада твердых растворов с образованием рутила и ильменита. Структуры распада – это надежный маркер, свидетельствующий о понижении температуры и фиксирующий термобарические условия, при которых произошел распад. С другой стороны, экспериментальное изучение титанатных систем в приложении к рутил-ильменитовому распаду может способствовать созданию альтернативного гранат-клинопироксеновому – рутил-ильменитового термобарометра.

Выделено два типа структур распада (рис. 1). В обоих случаях матрица представлена рутилом, а экссолюционные ламели ильменитом с примесью MgO до 10 вес.% и MnO до 1.5 вес.%. Первый тип представляет собой решетчатую систему ламелей с двумя преобладающими направлениями (рис. 1а). Ламели прямые, линейные, вытянутые, почти без перегибов. Ширина и длина полос ильменита в противоположных направлениях различна: так в одном направлении максимальная ширина ламелей до 6 µm, длина – до 335 µm, во втором – ширина достигает 2.5 µm, длина – до 180 µm.

Второй тип – параллельно-ориентированная система из волнистых, извилистых, иногда накладывающихся друг на друга, ламелей ильменита, выдержанных по толщине (около 3-4 µm), среднее расстояние между которыми сохраняется на всей площади зерна рутила (рис. 1б).

Особенности структур распада, наблюдаемые в различных типах эклогитов, говорят о различных термобарических условиях, при которых происходил распад. Так в Hi-Al2O3 эклогитах в зернах рутила чаще наблюдается распад второго типа (параллельно-ориентированная система ламелей). В рутилах, нередко встречаются хаотичные вростки корунда, что наряду с присутствием крупных зерен кианита и корунда,



Рис. 1. Типы структур распада в рутилах. А) Решетчатая система. Б) Параллельно-ориентированная система

а также повышенным содержанием алюминия в породообразующих омфаците и гранате, относительно других эклогитовых разновидностей, свидетельствует о формировании Hi-Al2O3 эклогитов в высокоглиноземистой среде. Данный факт необходимо учитывать при калибровке термобарических инструментов.

В Lo-MgO эклогитах структуры распада чаще решетчатого типа, с более широкими ламелями. В одном из крупных зерен (≈ 1х2 мм) удалось определить состав вещества ламелей в различных участках зерна. Оказалось, что содержание магния в них увеличивается от центральных ламелей к краевым, а разница в содержании MgO достигает 5 мас. %. В зернах рутила из Lo-MgO эклогитов часто видны широкие ильменитовые каймы, чего не наблюдается в рутилах из других типов эклогитов. Ильменитовые каймы, также как и краевые ламели, обогащены магнием. Подобные особенности структур распада могут являться следствием перекристаллизации ламаелей с образованием кайм и обогащением их MgO. Это, в свою очередь, указывает на смену термобарического режима в сторону увеличения температуры и давления. Необходимо добавить, что в одном из зерен были встречены две системы распада, отличающиеся взаимной ориентацией и толщиной ламелей. Вероятно, образование данных структур распада связано с неоднократной и быстрой сменой температурных режимов.

Рутилы со структурами распада из Hi-MgO эклогитов также обладают рядом специфических особенностей. В них практически нет ильменитовых кайм. Ильменитовые ламели крайне тонкие (около 0.5 µm и менее), они тоньше, чем в Hi-Al2O3 эклогитах. В рутиловой матрице установлено необычайно высокое содержание ниобия (7-10 мас.% Nb2O5), гораздо выше, чем выявленные ранее в рутилах из алмазоносных эклогитов и включениях в алмазах (Rudnick, 2000; Соболев, 2011). В одном из зерен в прикраевой части были обнаружены небольшие (до 10x10 µm) петлеобразные и неправильной формы участки с содержанием Nb2O5 до 25 мас. % и Ta2O5 до 2 мас. %. Природа этих участков пока до конца не ясна. Локализация в прикраевой части зерна, неопределенность формы выделения и их редкость (одно зерно из более чем двух десятков изученных) говорит о том, что они, возможно, образовались вследствие частичного плавления, тем более что само зерно несет следы пластической деформации.

Изучение титанатных бинарных систем показывает, что это весьма тугоплавкие вещества: температуры плавления веществ в системе TiO2 - FeO колеблются, главным образом, около 1400 оС (Johnson et al, 1971), а наличие примесей, повышает температуру плавления. В системе TiO2 - Nb2O5 плавление начинается около 1470 оС (Галахов – отв. ред., 1985), а в системе TiO2 - MgO – около 1620 оС (Johnson et al, 1971; Галахов – отв. ред., 1985). По нашим предварительным оценкам Hi-MgO тип является самым высокотемпературным и высокобарическим среди эклогитов трубки Катока. Возможно, данные ксенолиты образовались при температурах около 1300 оС (Королев и др., 2013). Приведенные экспериментальные исследования титанатных систем, имеющие прямое отношение к высокониобиевым (ильменорутиловым) фазам косвенно подтверждают наш вывод. Однако следует учитывать, что все эксперименты производились при атмосферном давлении, а система TiO2 -Nb2O5 изучена в диапазоне от 70%Nb2O530%TiO2 до 100%Nb2O5.

Следует добавить, что некоторые зерна рутила, во всех типах эклогитов были явно подвержены пластической деформации, что свидетельствует о повышенных температурах.

В заключение остановимся на наиболее важных выводах:

 Рутил является важным источником информации о термобарическом состоянии верхней мантии и его изменении. Изучение зерен только этого минерала позволило выделить несколько этапов смены термобарических условий в литосферной мантии кратона Кассаи, часть из которых была подтверждена по результатам исследования породообразующих минералов.

2) Изучение рутил-ильменитового распада и экспериментальное моделирование в титанатных системах с Fe, Mg и Nb способно привести, во-первых, к созданию определенного репера для проверки правильности градуировки гранат-клинопироксенового барометра и/или термометра для мантийных эклогитов. Во-вторых, на основе данных о параметрах распада с образованием рутила и ильменита возможно создание альтернативного рутил-ильменитового термобарического инструмента.

 Многочисленные находки зерен рутилов со структурами распада, подобными описанным, в ксенолитах мантийных эклогитов показывают важное значение рутила для термобарометрии этих пород.

Исследования проведены при поддержке грантов РФФИ № 10-05-01017 и №11-05-00346.

Список литературы.

1. Галахов Ф.Я. (отв. ред.). Диаграммы состояния систем тугоплавких оксидов. Справочник. Вып. 5. Двойные системы, часть 1. Л.: «Наука», 1985. – 284 с.

2. Королев Н.М., Никитина Л.П., Зинченко В.Н., Жоао Франсишку. Эклогитовые ксенолиты из алмазоносных кимберлитов трубок Катока и Кат-115, кратон Кассаи, Западная Африка. Часть 1: минералогия, условия образования // Региональная геология и металлогения // 2013. № 54. С. 51-64.

3. Первов В.А., Сомов С.В., Коршунов А.В., Дулапчий Е.В., Феликс Ж.Т. Кимберлитовая трубка Катока (Республика Ангола): палеовулканологическая модель формирования // Геология рудных месторождений, 2011. Т. 53. № 4. С. 330-345.

4. Соболев Н.В. Логвинова А.М., Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова, Л.В., Козьменко О.А., Рагозин А.Л. Nb-рутил из микроксенолита эклогита кимберлитовой трубки Загадочная, Якутия // ДАН, 2011. Т. 439, № 1. С. 102-105.

5. Beyer C., Frost D.J. Experimental Calibration of a Garnet-Clinopyroxene Geobarometer for Mantle Eclogites // Goldschmidt Conference 2013, Florence, P. 698.

6. Johnson R.E., Woermann E., Muan A. Equilibrium studies in the system MgO-"FeO"-TiO2 // American journal of science, 1971. Vol. 271. P. 278-292.

7. Rudnick R.L., Barth M., Horn I., McDonough W.F. Rutile-Bearing Refractory Eclogites: Missing Link Between Continents and Depleted Mantle // Science, 2000. Vol. 287. P. 278-281.

МОДЕЛИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ НЕОАРХЕЙСКОГО ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА ОСТЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ (СЕГОЗЕРСКО-ВЕДЛОЗЕРСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС, ВОДЛОЗЕРСКИЙ ДОМЕН, КАРЕЛИЯ) И ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Г.А.Кучеровский

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Водлозерский домен – древнейший фрагмент архейской земной коры Балтийского щита (Лобач-Жученко и др., 2000; Ранний докембрий..., 2005) слагает юго-восточную часть Карельской гранит-зеленокаменной области и характеризуется широким развитием пород, имеющих возраст цирконов (U-Pb) более 3,0 млрд. лет и неодимовый модельный возраст T(DM)Nd в интервале 3,3-3,4 млрд. лет (Ранний докембрий..., 2005; Сергеев и др., 2007, 2008; Чекулаев и др., 2009а; Арестова и др., 2012). К краевым частям домена приурочены разновозрастные зеленокаменные пояса. Характерной особенностью строения этих зеленокаменных поясов является наличие в них от двух до трёх этапов проявления магматической активности и в том числе базитового магматизма. Результатом первого этапа магматической активности является образование покровов коматиитов, базальтов, андезитов и комагматичных им гипабиссальных интрузий с возрастом 3.02 — 2, 91 млрд лет. (Арестова, 2004; Ранний докембрий...,2005). Ко второму этапу относятся интрузии габбро, габбро-диоритов и габбро-анортозитов возраста 2.86-2.84 млрд лет. Интрузии базитов второго этапа внедряются в деформированные и метаморфизованные породы раннего этапа и содержат их в виде ксенолитов.

Третий этап магматизма представлен дайками различного состава, секущими породы первых двух этапов.

Настоящая работа посвящена исследованию даек габбро третьего этапа Остерской зеленокаменной структуры расположенной на западной окраине Водлозерского домена.

В строении Остерской структуры выделяется два комплекса (Геология и петрология... 1978, Чекулаев и др., 2002). К нижнему комплексу относят метабазальты, метаандезиты, плагиограниты и секущие их интрузии габбро-анортозитов. Верхний комплекс сложен теригенными породами, субвулканическим комплексом пород средне-кислого состава и прорывается гранитоидами и телами базитов и ультрабазитов.

Дайки габбро третьего магматического этапа распространены на всей территории зеленокаменного пояса. Они образуют тела протяженностью в первые сотни метров и мощностью от одного до тридцати метров, которые прорывают более молодые породы комплекса. Дайки имеют северо восточное простирание. Породы представлены мелко- и среднезернистым габбро и габбро-анортозитами чёрного или серого цвета с габбровой структурой. Отдельные тела габбро имеют зоны накопления вкрапленников плагиоклаза, приуроченные к краевым частям даек. Размер вкрапленников может достигать нескольких сантиметров, а их количество превышать 50% объёма породы.

Химический состав даек габбро характеризуется при SiO2 - 47-52% вариациями содержания титана, глинозёма и магнезиальности, что позволяет выделить три группы породы . Первая группа отличается высокой магнезиальностью (mg=0,56-0,67), низким содержанием титана (не более 0,85% TiO2), умеренным содержанием глинозёма (10-15% Al2O3) и кальция (9-12% CaO), вторая - повышенным содержанием глинозёма (16-23% Al2O3) и кальция (9-14% CaO), умеренной магнезиальностью (mg=0,5-0,6), низким содержанием титана (не более 0,9% TiO2). Для третьей группы характерны повышенное содержание титана (1,1-2,6% TiO2), низкая или умеренная магнезиальность (mg=0,3-0,52), умеренное содержанием глинозёма (13-15% Al2O3). Содержание стронция во всех выделенных группах варьирует в пределах 90-120 ppm, иттрия – 12-30 ppm, циркония – 30-90 ppm, бария – 25-90 ppm. Спектр распределения РЗЭ для габбро имеет не дифференцированный характер при (La/ Yb)n=0,8 -1,1.

С целью определения условий образования исходного расплава даек габбро было проведено численное моделирование химического состава пород с наименее специфическим химическим составом (эти породы обладают «усреднённым» химическим составом и их невозможно отнести к какой-либо из выделенных групп).

Для расчёта количественной модели образования исходного расплава в качестве источника плавления был выбран гранатовый лерцолит, состоящий на 60% из оливина, 20% ортопироксена, 10% клинопироксена и 10% из граната. Составы минералов использованные в расчётах были взяты из экспериментальной работы Вальтера (Walter, 1998). В результате расчётов, проведённых по главным и редким элементам можно предложить следующую модель: 23% плавление гранатового лерцолита при давлении около 40КБар, последующее фракционирование клинопироксена на 20% в промежуточной камере при давлении менее 10 КБар. В результате состав полученной модели габбро незначительно отличается от состава реальных анализов породы. Полученный в результате моделирования спектр распределения редкоземельных элементов также сохраняет все особенности спектра распределения редкоземельных элементов в реальных анализах пород интрузии.

Полученный в процессе численного моделирования результат позволяет говорить позволяет предположить, что на поздней стадии развития Остерского зеленокаменного пояса происходило плавление мантийного вещества с образованием коматиитовых расплавов и, следовательно, на этом этапе мантия испытывала дополнительный приток тепла, возможно обусловленный плюмовой активностью.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проект № 12-05-00678. Автор благодарит за помощь в проведении исследований и обсуждение полученных результатов Н.А. Арестову и В.П. Чекулаева.

Список литературы:

1. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А.и др. // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26-42.

2. Ранний докембрий Балтийского щита. Ред. В.А.Глебовицкий. С-Пб.: Наука, 2005. 711 с.

3. Сергеев С.А., Бибикова Е.В., Лобач-Жученко С.Б., Матуков Д.И. // Геохимия. 2007. № 2. С. 229-236.

4. Чекулаев В.П., Арестова Н.А, Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. № 2. С. 126-130.

5. Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Матвеева Л.В., Кучеровский Г.А., Лепёхина Е.Н., Сергеев С.А. Новые данные о возрасте архейских пород Водлозерского домена (Балтийский щит) и их значение для геодинамических реконструкций // Доклады РАН 2012 Т.442. №1 С. 67-73

6. В.П.Чекулаев, С.Б.Лобач-Жученко, Н.А.Арестова, Н.С.Гусева, А.В.Коваленко, И.Н.Крылов. Архейский магматизм северо-западной окраины дреанего Водлозерского домена, район оз. Остер (геология, геохимия, петрология). Петрология. 2002. Т10. № 2. С. 138-167.

ПАЛЕОПРОТЕРЗОЙСКИЕ ДАЙКИ ДОЛЕРИТОВ РАЙОНА ОЗ. ТУЛОС – ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КЛЮЧЕВЫХ ОБЪЕКТОВ

Куляшова А.В.¹, Егорова С.В.², Степанова А.В.² ¹ Петрозаводский государственный университет, sashe-ku@yandex.ru ² Институт геологии КарНЦ РАН

Рои мафических даек являются важным индикатором процессов внутриплитной магматической активности, обусловленных подъемом мантийных плюмов и отражающих фрагментацию суперконтинентов. Изучение раннедокембрийских роев мафических даек особенно важно, так как во многих случаях только дайки позволяют получить информацию о древних эндогенных процессах. Архейская кора Карельского кратона Фенноскандинавского щита содержит многочисленные палеопротерозойские мафические дайки. Часть из них детально изучена (Степанова и др., 2014; Stepanova et al., (in press); Vuollo, Huhma, 2005), но для многих информация о строении, составе и возрасте отсутствует.

В районе оз. Тулос, расположенном в западной Карелии вблизи границы с Финляндией установлен рой даек северо-западного простирания (290 - 330°) Fe-толеитового состава. В современном эрозионном срезе установлены выходы нескольких тел, сложенных преимущественно массивными мелко-среднезернистыми метадолеритами. Непосредственные контакты даек с вмещающими архейскими комплексами часто перекрыты четвертичными отложениями или задернованы, однако в единичных случаях устанавливаются отчетливо секущие контакты. Мощность тел варьирует от 10 до 70 метров. Среди описываемых даек преобладают однородные тела простого строения, сложенные среднезернистыми габбро-долеритами, при этом в наиболее крупных из них отчетливо проявлена внутрикамерная дифференциация. В зонах закалки даек развиты в разной степени амфиболизированные тонкозернистые долериты. Центральные части тел сложены преимущественно среднезернистыми долеритами средней степени сохранности. Главными породообразующими минералами даек района оз. Тулос являются плагиоклаз основного состава (до 40-45 об. %), клинопироксен, представленный авгитом (до 50 об. %), ильменит и магнетит (до 10 % объема породы). В породах центральных частей крупных тел устанавливается также ортопироксен, и поздняя магматическая роговая обманка (до 3-5 об. %). Второстепенные минералы представлены биотитом, кварцем и апатитом. Пироксен в результате метаморфических изменений в значительной степени (иногда полностью) замещается сине-зеленым метаморфическим амфиболом (актинолитом).

Наиболее крупным, хорошо обнаженным и детально изученным объектом рассматриваемого роя является дайка долеритов установленная к востоку от оз. Тулос в юго-западном окончании оз. Короппи. Контакты тела с вмещающими архейскими основными и кислыми гранулитами и Bt-Amf гнейсами отчетливо секущие, субвертикальные (80-90°). Мощность тела около 70 м. Внутреннее строение тела неоднородное: выделяются мелкозернистые массивные породы краевой части тела, мощность которых сосотавляет 10-15 м, а также средне-крупнозернистые породы центральной части тела, которые довольно часто имеют признаки проявления процессов внутрикамерной магматической дифференциации и содержат линзы, «пятна» и «прослои» меланократовых пород, элементы магматической полосчатости. Зона закалки дайки (мощностью до 1 м) представлена мелкозернистыми долеритами и метаморфизованными долеритами офитовой структуры. Главными породообразующими минералами здесь являются плагиоклаз (35%), клинопироксен (40%), практически полностью псевдоморфно замещенный амфиболом, и рудный минерал (15%). В незначительных количествах (до 5 %) в породе присутствуют биотит, кварц и гранофир. По мере продвижения от контакта зернистость пород постепенно возрастает и на удалении ~5-6 м от контакта выделяются породы краевой части тела, представленные среднезернистыми массивными долеритами различной степени сохранности. Характерной особенностью пород краевой части тела является присутствие в них оливина, формирующего до 2-3 % объема пород. Центральная часть тела представлена массивными мезократовыми крупнозернистыми долеритами хорошей степени сохранности, среди которых выделяются линзовидной и неправильной формы обособления, сложенные преимущественно темноцветными минералами (пироксенами и рудными минералами). Другие дайки в пределах роя имеют близкие петрографические характеристики, но процессы внутрикамерной дифференциации проявлены в них в меньшей степени. Часть тел характеризуется существенно более интенсивными метаморфическими преобразованиями и сложена ортоамфиболитами.

По соотношению петрогенных элементов дайки долеритов района оз. Тулос можно определить как толеитовые базальты нормального ряда щелочности повышенной железистости, или Fe-толеиты. Характерными для них являются высокие концентрации Fe2O3 (от 14 до 18 вес %) и TiO2 (от 2.4 до 3.1 вес %). Содержания SiO2 в породах варьирует от 46% до 52%, MgO не превышают 6.5 вес %. Наиболее магнезиальными являются породы из краевой части дайки оз. Короппи, содержащие оливин. Все изученные дайки выдержаны по составу, что подтверждает отнесение их к одному рою.

Распределение рассеянных элементов в долеритах района оз. Тулос характеризуется высокими отношениями (La/Yb)n = 1.7-2.1, (Gd/Yb)n = 1.6-1.9, незначительной деплетированностью Sr и Nb и обогащением Ti и Ba. Эти особенности, наряду с характером распределения петрогенных элементов позволяют предполагать, что породы были сформированы в результате высоких степеней фракционной кристаллизации и коровой контаминации расплавов, сформированных при частичном плавлении гранатсодержащего мантийного источника.

Сопоставление долеритов района оз. Тулос с другими роями мафических даек Карельского кратона показало сходство составов с людиковийскими (1.98 млрд лет) базитами центральной Карелии (Филиппов и др., 2007) и ятулийскими (2.31 млрд лет) долеритами западной Карелии (Степанова и др., 2014). Однако, в отсутствие изотопно-геохимических и геохронологических данных проведение этих корреляций недостаточно обосновано.

Работа выполнена при поддержке РФФИ проект 14-05-00432.

Список литературы

1. Степанова А. В., Сальникова Е. Б., Самсонов А. В., Ларионова Ю. О., Степанов В. С. Проявление внутриплитного магматизма на Карельском кратоне 2.3 млрд лет назад: к проблеме эпохи «эндогенного покоя» в палеопротерозое.//Доклады академии наук, 2014. С. 1-6.

2. Филиппов Н. Б., Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Сергеев С. А., Хухма Х. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволокскому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2007. Вып. 10. С. 49–68.

3. Stepanova, A.V., Samsonov, A. V, Salnikova, E.B., Larionova, Y.O., Larionov, A.N., Stepanov, V.S., Shapovalov, Y.B., Egorova, S.V., 2014. Paleoproterozoic Continental MORB-type Tholeiites in the Karelian Craton: Petrology, Geochronology, and Tectonic Setting. J. Petrol. 1–59. (in press)

4. Stepanova, A., Stepanov V. The 2.31 Ga mafic dykes in the Karelian Craton, eastern Fennoscandian shield: U-Pb age, source characteristics and implications to the breakup processes //Precambrian Research. (in press)

5. Vuollo, J. and Huhma, H. 2005. Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland. In: Lehtinen, M., Nurmi, P.A., Rämö, O.T. (eds.) Precambrian Geology of Finland - key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier Science, B.V. Amsterdam, pp. 193-235.

ВРЕМЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ОСНОВНЫХ ПОРОД ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЭПГ-СОДЕРЖАЩЕГО МАССИВА МОНЧЕТУНДРА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Кунаккузин Е.Л.^{1,2}, Серов П.А.², Баянова Т.Б.², Борисенко Е.С.² ¹Мурманский государственный технический университет kunakkuzin_evgeniy@mail.ru ²Геологический институт Кольского научного центра РАН

Массив Мончетундра расположен в центральной части Кольского полуострова и является юго-восточным отрогом крупнейшего габброанортозитового массива Главного хребта, который относится к палеопротерозойским образованиям Кольского полуострова. Структурно-тектоническое положение интрузива определяется его приуроченностью к области сочленения Беломорского и Центрально-Кольского мегаблоков с палеорифтогенной Печенга-Имандра-Варзугской структурой. Массив имеет форму вытянутого в северо-западном направлении овала, его протяженность около 30 км, ширина 2-6 км, общая площадь интрузива около 120 кв. км. С востока и юго-востока массив отделен от Мончеплутона мощной зоной бластокатаклазитов и бластомилонитов, с запада ограничен Витегубско-Сейдозерским разломом (Расслоенные интрузии..., ч.1, 2004). Наряду с такими массивами как Федорово-Панский, г. Генеральская, Мончеплутон, которые содержат месторождения ЭПГ, массив Мончетундра является перспективным объектом на обнаружение промышленной благородной минерализации (Гроховская и др., 2003, Нерович и др., 2009).

По результатам полевых работ Геологического института КНЦ РАН в 2005 – 2013 годах, в массиве выделяется 4 разновозрастные группы пород. Наиболее древние породы с возрастом формирования 2521±8 млн. лет (Баянова и др., 2010), датированным U-Pb методом по циркону, представлены сильно измененными габброидами с гранатом массивной и слабо рассланцованной текстуры. Породы сложены главным образом амфиболом и плагиоклазом, который встречается как в виде соссюритизированных в разной степени реликтовых субтаблитчатых зерен, так и в виде более мелких гранулированных.

Трахитоидные мезократовые габбронориты образуют вторую группу пород. Возраста их формирования, полученные U-Pb методом по циркону, равны 2505±6 млн. лет, 2501±8 млн. лет (Расслоенные интрузии...Ч.2, 2004) и близки к U-Pb возрастам по единичным цирконам 2507.5±7.7 млн. лет, 2504.4±2.7 млн. лет (Борисенко и др., 2013). Породы данной группы дифференцированы, в обнажениях часто отмечаются полосы северо-западного простирания, сложенные в разной степени амфиболизированными габброноритами с варьирующим содержанием плагиоклаза. Среди трахитоидных габброноритов преобладает пироксен-плагиоклазовый кумулат, но встречается и плагиоклазовый. С данной группой пород связана благородная ЭПГ минерализация (Нерович и др., 2009).

Третья группа пород представлена массивными лейкогабброноритами и лейкогаббро, U-Pb-возраста которых, полученные по циркону и бадделеиту, составляют 2471±9 млн. лет, 2476±17 млн. лет (Баянова и др., 2010) и 2471±2 млн. лет (Борисенко и др., 2013). Породы представляют собой преимущественно плагиоклазовый кумулат, реже отмечается пироксен-плагиоклазовый и оливин-плагиоклазовый. Наиболее измененные разновидности данной группы пород характеризуются соссюритизацией, незначительной скаполитизацией плагиоклаза; первичные темноцветные минералы (пироксены) либо представлены реликтами, либо полностью замещены светло-зеленым амфиболом, в которых отмечаются включения кварца (или кварца и карбоната).

На заключительном четвертом этапе формировались анортозитовые пегматоидные породы и габбро-пегматиты, образующие тела субизометричной формы, мощностью 1-1.5 м, переходящие или без явных контактов в массивные крупнозернистые лейкогаббро и габбро-анортозиты, либо в виде маломощных секущих жил с титано-магнетитовой и ильменитовой вкрапленностью. Изотопный U-Pb возраст формирования по бадделеиту в этих породах равен 2456±5 млн. лет (Баянова и др., 2010), который близок U-Pb возрасту по цирконам 2453±4 млн. лет (Митрофанов и др., 1993). В Мончетундровском массиве широко развиты дайковые тела долеритов, габбродолеритов различной мощности и протяженности (Нерович и др., 2014) и в пределах юго-восточной части массива - меланократовых троктолитов (Чистяков, Кудряшова, 2010). Базитовые дайки имеют северо-западное простирание и широко развиты среди пород третьей группы, реже вмещающими породами являются метагабброиды.

В целом, основные породы массива неравномерно метаморфизованы до амфиболитовой фации, с образованием граната, роговой обманки и др. Степень метаморфических преобразований пород увеличивается вблизи разломов, крупнейшим из которых является Мончетундровский разлом, отделяющий изучаемый массив от Мончеплутона. Время заложения данного разлома датируется около 1.9 – 2.0 млрд. лет назад по данным Sm-Nd и Rb-Sr изохрон для минералов из метагаббро-анортозитов скважины M1 (Шарков и др., 2006).

Целью данной работы является изотопное Sm-Nd изучение метаморфических преобразований массивных габброноритов третьей группы пород массива Мончетундра. Для осуществления поставленной цели были отобраны две большие представительные пробы по 70 кг из из-120 учаемых пород в пределах восточной части г. Мончетундра. Для Sm-Nd исследований были выделены минералы метаморфического генезиса - гранат, ильменит, плагиоклаз и концентрат граната и ильменита.

Измерения изотопного состава Nd и концентраций Sm и Nd проводились в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии № 29 Геологического института КНЦ РАН на 7-канальном твердофазном массспектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием рениевых и танталовых лент. Методика пробоподготовки описана в работе (Баянова, 2004), вычисление параметров изохрон по (Ludwig, 2008).

Из пробы средне-крупнозернистого лейкогаббронорита (проба 1/106, рис. 2а) были выделены метаморфические минералы (плагиоклаз, гранат, ильменит) и построена изохрона. Изотопный Sm-Nd возраст по данным минералам равен 2020±50 млн. лет, CKBO = 1.7, который интерпретируется, временем метаморфических преобразований пород с формированием граната. Отрицательная величина εNd(T) равная -2.2±0.4 характерна для пород слабо контаминированных коровым веществом.

Из средне-крупнозернистого габбронорит-анортозита (проба 7/106, рис. 26) так же были выделены минералы метаморфического генезиса (плагиоклаз, гранат, смесь ильменита и граната), по которым была построена изохрона. Изотопная Sm-Nd изохронна отражает возраст равный 2017±38 млн. лет, СКВО = 0.45. Новый Sm-Nd возраст интерпретируется временем метаморфических преобразований пород, с которыми происходит формирование граната. Отрицательная величина єNd(T) равная -7.6±0.9 свидетельствует о том, что степень контаминации коровым веществом данной породы была выше, по сравнению с предыдущей.

Полученные новые Sm-Nd изотопные возраста хорошо коррелируются со временем заложения Мончетундровского разлома (Шарков и др., 2006). Можно сделать вывод, что массивные габбронориты были подвержены метаморфическим преобразованиям в период около 1.9 - 2.0 млрд. лет назад, во время тектонической активизации, связанной с формированием самого крупного в данном районе Мончетундровского разлома.

Исследования проводятся при финансовой поддержке программ ОНЗ РАН№ 2,4, грантов РФФИ 13-05-00493, ОФИ-М 13-05-12055, IGCP-SIDA 599.



Рис.1 Изотопная Sm-Nd изохрона по метаморфическим минералам из массивного лейкогаббронорита г.Мончетундры, проба 1/106.



Рис.2 Изотопная Sm-Nd изохрона по метаморфическим минералам из массивного габбро-анортозита г.Мончетундры, проба 7/106.

Список литературы

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с;

2. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., академик Митрофанов Ф.П., Жавков В.А., Серов П.А. Мончетундровский базитовый массив Кольского

региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные// Доклады академии наук, 2010, том 431, №2, с. 216-222;

3. Борисенко Е.С., Баянова Т.Б., Серов П.А. Структурно-возрастные взаимоотношения трахитоидных габброноритов (II фаза образования) и массивных лейкогаббро (III фаза) массива Мончетундра // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии северо-запада России. Труды XXIV Молодёжной научной конференции, посвящённой памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца. Апатиты, 7-10 октября 2013 г. / Ред. Ф.П. Митрофанов. – Апатиты: Изд-во К & M, 2013. С.80-82;

4. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В., Лапина М.И., Муравицкая Г.Н., Войтехович В.С. Рудная платинометальная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений, 2003, т.45, №4, С. 329-352;

5. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнгенен Г.И. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // ДАН. 1993, т. 331, №1, с. 95-98;

6. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Серов П.А., Екимова Н.А. Новые данные по геологии, петрографии, изотопной геохимии и ЭПГ минерализации Мончетундровского массива // Вестник МГТУ. 2009. Т.12. №3. С.461–477;

7. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Серов П.А., Елизаров Д.В. Магматические источники даек и жил Мончетундровского массива (Балтийский щит): результаты изотопно-геохронологических и геохимических исследований// Геохимия, 2014, №7, с 1-21;

8. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение (под ред. Ф.П. Митрофанова и В.Ф. Смолькина). В 2-х частях. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2004. Ч. 1. 177 с;

9. Чистяков А. В., Кудряшова Е. А. Гарризиты - заключительная интрузивная фаза формирования мончегорского ультрамафит-мафитового комплекса (Кольский полуостров)// Известия вузов. Геология и разведка. - 2010. - N 6. - С. 16-21;

10. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Беляцкий В.Б., Чистяков А.В., Федотов Ж.А. Время формирования Мончетундровского разлома (Кольский полуостров) на основе изотопных Sm-Nd и Rb-Sr анализов метаморфических парагенезисов // Геохимия, 2006, №4, с. 355-364;

11. Ludwig K. R. ISOPLOT/Ex - A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 3.6 // Berkeley Geochronology Center Special Publication. No. 4. 2008. 78 p.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ОЛОВОНОСНЫХ ТУРМАЛИНИТОВ СЕВЕРНОГО МАССИВА (ЧУКОТКА)

Кургузова А.В.

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», kurguzova.anna@gmail.com

Введение. Северный массив, расположенный на восточном побережье Чаунской губы, имеет длительную историю исследований, но, тем не менее, остается одной из геологических и петрологических загадок Чукотки (Алексеев, 2005; Дудкинский и др., 1993, 1994; Загрузина, 1965). Наличие в строении массива литий-фтористых (циннвальдитовых) гранитов является предпосылкой к формированию редкометалльного, в частности, оловорудного оруденения, грейзенового типа (Коваленко и др., 1970; Breiter et al., 1999; Stemprok et al., 2005). Действительно, на Северном массиве описаны темнослюдистые грейзены-цвиттеры (Кургузова и др., 2013; Марин, 1992ф), приуроченные к литий-фтористым гранитам, но оловорудные проявления в них отсутствуют, а касситеритовая минерализация локализована в более поздних гидротермальнометасоматических образованиях - турмалинитах.

Геологическая позиция турмалинитов в структуре массива. Турмалиниты приурочены к субмеридиональным разрывным нарушениям, сгущающимся в западной части массива с образованием двух линейных тектонических зон повышенной эндогенной активности (Завгородний, 1995ф). Разрывные нарушения и трещины изгибаются до северо-восточного (45-50°) и северо-западного направлений. Согласно геологическим описаниям, участки оловорудного оруденения на Северном массиве однозначно связаны с изометричными, вытянутыми в северо-западном направлении турмалинитами и при этом не наблюдаются в полях совместного развития цвиттеров и турмалинитов (Марин, 1992ф).

Генетическая связь касситеритового оруденения силикатной формации и редкометалльных гранитов является незаурядным явлением. Как правило, месторождения силикатной формации, представленные



Рисунок 1. Многофазовые флюидные включения в кварце турмалинитов. Условные обозначения: г – газ, ж – жидкость, кр.ф. – кристаллическая фаза.

касситерит-турмалин-кварцевыми рудами, приурочены к интрузиями пород среднего состава (месторождения Солнечное, Фестивальное). В случае ассоциации руд олово-силикатной формации с кислым магматизмом, отмечается их связь с субвулканическими разностями (с эльванами на месторождении Корнуолл (Щеглов, 1992)) или субвулканическими трубками взрыва (месторождения Боливии (Sillitoe et al., 1975)).

Минеральный состав рудоносных метасоматитов. Турмалиниты на Северном массиве представлены турмалин-кварцевыми жильными образованиями, сопровождающимися умеренно проявленными околожильными метасоматитами. Породообразующие минералы турмалинитов – кварц и турмалин, в разностях с наиболее высокими содержаниями Sn к породообразующим минералам можно отнести и касситерит. В качестве второстепенных минералов присутствуют флюорит, мусковит, хлорит, а также адуляр и альбит. Петрографическими наблюдениями выявлено наличие по крайней мере трех генераций турмалина, первая из которых является дорудной, а вторая и третья генерация – пострудные. Все описанные турмалины являются шерлами.

Методика. Микротермометрические исследования выполнялись на термостолике Linkam THMSG-600 (Горный Университет). Состав отдельных включений анализировался методом рамановской спектроскопии с помощью спектрометра Horiba Labram HR-800 (ИГМ СОРАН). Вскрытые флюидные включения анализировались на сканирующем электронном микроскопе TESCAN Mira 3 LMU (ИГМ СО РАН, аналитик H.C.Карманов) с EDX-детектором.

Результаты исследования флюидных включений в минералах турмалинитов.

Большинство включений в кварце турмалинитов имеют явно вторичный генезис - располагаются в пересекающихся трещинах, зональных группах. Если речь не идет о залеченных трещинах в кристалле, для кварца турмалинитов характерны единичные многофазовые (рис. 1), реже двухфазовые включения. К первичным включениям в кварце турмалинитов были отнесены единичные включения в кристаллах, не содержащих других включений. Именно такие включения охарактеризованы далее.

Двухфазовые включения имеют температуры эвтектик -22 -30°С, что свидетельствует о преобладании в их составе хлоридов Na и K. Соленость этих включений низкая, составляет 1-2,5 мас. экв. % NaCl.

Многофазовые включения характеризуются очень низкими эвтектическими температурами (менее -80°С), температуры гомогенизации составляют более 400°С, при этом последней растворяющейся фазой в этих включениях является галит.



Рисунок 2. КР- спектры включения с пиросмалитом (psm), образец 91; а) минерала-хозяина (кварц); б) пиросмалита, ОН-группа; в) пиросмалита; г) газового пузырька с метаном.

Многофазовые включения в кварце в газовой фазе содержат метан, а среди кристаллических фаз обнаружен пиросмалит ((Fe2+,Mn)8Si6O15(OH,Cl)10), диагностированные методом КРспектроскопии (рис. 2). Анализ вскрытых включений позволил уточнить, что речь идет о железистом пиросмалите. Наличие в кварце законсервированных флюидов с метаном и Fe2+ (пиросмалит) свидетельствует об их восстановительном характере.

Во включениях в касситерите были обнаружены гематит и азот, диагностированные методом КР-спектроскопии. Включения такого состава (Fe3+ в гематите) свидетельствуют об окислительном характере флюида.

Механизм формирования касситеритового оруденения в турмалинитах Северного массива.

Эксперименты свидетельствуют, что в Cl и F – насыщенных флюидах характерны следующие формы переноса Sn (Duc-Tin et al., 2007):

NaCl флюиды - Sn(OH)Cl

HCl флюиды - Sn(OH)Cl и SnCl2

НF флюиды – SnF2.

Согласно данным термодинамического моделирования, осаждение Sn из фтор- и хлор-комплексов, происходит в восстановительных условиях вследствие увеличения летучести кислорода по реакции

Sn(OH)2Cl+O2 = SnO2 + H2O+Cl-

В качестве одного из важнейших путей реализации таких условий и отложения касситерита рассматривается смешение магматического флюида и метеорных вод (Сущевская и др., 2002, 2010). Полученные сведения о флюидных включениях в кварце и касситерите турмалинитой стадии свидетельствуют о смешении восстановительных (с CH4 и пиросмалит, содержащий Fe2+, в дорудном кварце) и окислительных (Fe3+ в гематите, включения в касситерите) флюидов при формировании рудоносных метасоматитов. Поскольку Sn переносится в восстановленной форме и осаждается в условиях высокой фугитивности кислорода, рудотранспортирующим был восстановительный флюид, а рудоосаждающим – окислительный. По всей вероятности, при формировании касситеритового оруденения происходило приоткрывание жил, возможно, дегазация, брекчирование, окисление флюидов (многочисленный гематит, в том числе в срастании с касситеритом и нарастающий на касситерит) и формирование рудной оловянной минерализации.

Заключение.

Для оловоносных турмалинитов Северного массива предложена модель переноса Sn восстановленными Fe-Cl флюидами с метаном и осаждения касситерита вследствие окисления рудоносных флюидов при их смешении с поверхностными растворами в зонах тектонической активности (это находит отражение в структурно-текстурных особенностях турмалинитов и анатомии породообразующих минералов).

Промышленный тип руд, локализованных в оловоносных турмалинитах Северного массива – не кварц-касситеритовый, характерный для грейзенов, а силикатно-касситеритовый. Важной особенностью касситеритовых метасоматитов является их брекчированность, отражающая активность тектонических движений в регионе и их роль в формировании оловорудных турмалинитов. Приуроченность касситеритовой минерализации к тектоническим зонам свидетельствует об их важной роли в формировании оруденения: по ним происходила миграция глубинных рудоносных флюидов, их смешение с поверхностными флюдами, окисление и, как следствие, отложение касситерита.

Исследования поддержаны грантом РФФИ №14-05-00364

Список литературы

1. Алексеев В.И. О происхождении литий-фтористых гранитов Северного массива (Чукотка) / В.И. Алексеев // Записки РМО. – 2005. – № 6. – С. 19 – 30.

2. Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г. Комсомольский оловорудный район как вероятный аналог Корнуолла (Англия) на Дальнем Востоке России // Вестник ДВО РАН. 2008. № 1 – с. 14-23.

3. Дудкинский Д.В. Геохимические черты мезозойских гранитоидов повышенной основности восточного побережья Чаунской губы (Чукотка) / Д. В. Дудкинский, С.В. Ефремов, В.Д Козлов // Тихоокеанская геология. – 1993. – №6. – С. 74 – 84.

4. Дудкинский Д.В. Литий-фтористые граниты Чукотки и их геохимические особенности / Д. В. Дудкинский. – С.В. Ефремов, В.Д Козлов // Геохимия. – 1994, №3. – С. 393 – 402.

5. Завгородний А.С. Отчет по поисковым работам в пределах Северного оловорудного узла за 1989 – 1991 годы (с оценкой прогнозных ресурсов по состоянию на 1.12.1994г.) (Утиный ГПО) [Рукопись] / А.С. Завгородний, А.Д. Колотилов, В.Н. Филимонов. – Певек. – 1995.

6. Загрузина И.А. Позднемезозойские гранитоиды восточного побережья Чаунской губы. В кн.: Позднемезозойские гранитоиды Чукотки. Труды СВКНИИ, вып. 12. Магадан, 1965 г.

7. Коваленко В.И. Геохимическая характеристика цвиттеров нового типа оловорудных метасоматитов Монголии (состав, зональность, парагенезисы) / В.И. Коваленко [и др.] // Доклады АН СССР. – 1970. – Т. 190, № 3. – С. 690 – 693.

8. Кургузова А.В. Минералого-геохимическая характеристика цвиттеров массива Северный (Чукотка) / А.В. Кургузова, В.И. Алексеев // Записки Горного института. – 2013. – т. 206. – с.45-50.

9. Марин Ю.Б. Разработка критериев локального прогнозирования оловянного оруденения на массиве Северном на основе изучения метасоматической, минералогической и геохимической зональности [Рукопись]: Отчет по НИР (заключительный). / Ю.Б. Марин, В.И. Алексеев. – Ленинград. – 1992.

10. Сущевская Т.М., Рыженко Б.Н. Моделирование смешения флюидов различной природы при осаждении касситерита // Геохимия. 2002. № 2. С. 184–193

11. Сущевская Т.М., Бычков А.Ю., Физико-химические механизмы отложения касситерита и вольфрамита в гидротермальной системе, связанной с гранитами (термодинамическое моделирование). // Геохимия. 2010. №12. С. 1330-1338.

12. Щеглов А.Д. Загадки Корнуолла // Геология рудных месторождений. - 1992. - Т. 34. - № 5. - С. 80-97.

13. Breiter K. Variscan silicic magmatism and related tin-tungsten mineralization in the Erzebirge-Slavakovsky les metallogenic province / K. Breiter, H.-J. Forster, R. Seltmann // Mineralium Deposita. – 1999. – N_{2} 34. – P. 505 – 521

14. Duc-Tin Q. Solubility of tin in (Cl, F)-bearing aqueous fluids at 700°C, 140MPa: A LA-ICP-MS study on synthetic fluid inclusions / Q. Duc-Tin, A. Audétat, H. Keppler // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2007. – Vol. 71. – P. 3323 – 3335.

15. Le Boutillier, N. G., Camm, G.S., Shail, R.K., Bromley, A.V.B.,

Jewson, C. & Hoppe, N. Tourmaline-quartz-cassiterite mineralisation of the Land's End Granite at Nanjizal, west Cornwall // Geoscience in southwest England. - 2002. V. 10. - pp. 312-318.

16. Sillitoe R. H., Porphyry tin deposits in Bolivia / R. H. Sillitoe, C. Halls, J. N. Grant // Economic Geology. – 1975. - Vol. 70. - P. 913-927,

17. Stemprok M. The petrogenesis of a wolframite-bearing greisen in the Vykmanov granite stock, Western Krušné hory pluton (Czech Republic) / M. Stemprok, E. Pivec, A. Langrová // Bulletin of Geosciences. -2005. - Vol. 80, No 3. - P. 163 - 184.

18.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЗЕНСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ (СКВ. КЕЛЬТМЕНСКАЯ-1)

Е.А.Кушим¹, Е.Ю.Голубкова¹, Е.Г.Довжикова²

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН ²Ухтинский государственный технический университет, kushim ea@mail.ru

Стратиграфическая схема, разработанная для верхнедокембрийских отложений Мезенской синеклизы европейского севера России, несовершенна и требует серьезной ревизии (Верхний докембрий, 1986). Особенно остро стоит вопрос о расчленении отложений Вычегодского прогиба (Богацкий, Довжикова, 2008; Подковыров и др., 2011), ключевого региона, связывающего разные структурно-фациальные и тектонические элементы Русской и Тимано-Печорской плит. Открытие таксономически разнообразных комплексов микрофоссилий в верхнедокембрийских отложениях Вычегодского прогиба доказало перспективность микропалеонтологических исследований в регионе (Вейс и др, 2006; Vorob'eva et al., 2009). В настоящей работе приведены результаты изучения микрофоссилий из рифей-вендских отложений параметрической скв. Кельтменская-1, вскрытой глубоким бурением в юго-западной части Вычегодского прогиба.

Согласно принятой стратиграфической схеме в разрезе скважины Кельтменская-1 выделяются верхнерифейские терригенно-карбонатные толщи ышкемесской (инт. 4902-3943 м) и ваполской (инт. 3943-2910 м) свит, верхнерифейские-нижневендские отложения вычегодской свиты (инт. 2910-2312 м) и верхневендские терригенные породы устьпинежской (инт. 2312-1880 м), красавинской (инт. 1880-1725 м), мезенская (инт. 1725-1527 м) и падунская (инт. 1527-1330 м) свит (Богацкий, Довжикова, 2008; Vorob'eva et al., 2009). Возраст отложений вычегодской свиты установлен на основе находок верхнерифейского комплекса микрофоссилий и отнесенного к раннему венду эдиакарского комплекса, содержащего в своем составе орнаментированные акритархи (Vorob'eva et al., 2009). Полученные по микрофоссилиям выводы противоречат палеофациальными данным, на основании которых отложения верхней части вычегодской свиты, охарактеризованные эдиакарскими орнаментированными микрофоссилиями, отнесены к усть-пинежской свите (инт. 2790-2309 м) верхнего венда (Подковыров и др., 2011).

В результате проведенных нами исследований подтверждены находки верхнерифейских микрофоссилий в интервале 2910-2903 м скв. Кельтменская-1 (ассоциация I с Trachyhystrichosphaera aimika – Crinita unilaterata). Первая ассоциация по таксономическому составу сопоставляется с комплексом, описанным ранее из верхнерифейских отложений пармиевой толщи Южного Тимана (Гниловская и др., 2000).

В интервале 2600-2779 м выделяется вторая ассоциация микрофоссилий с Alicesphaeridium medusoideum-Cavaspina acuminata-Weissiella grandistella, основу которой составляют эдиакарские орнаментированные акритархи Alicesphaeridium, Cavaspina, Weissiella, Galeasphaeridium, Eotylotopalla (Vorob'eva et. al., 2009). В составе биоты впервые обнаружены формы Tynnia precambrica, характерные для верхневендских отложений редкинского горизонта Восточно-Европейской платформы (Бурзин, 1997), а также микрофоссилии ех gr. Vendomyces-Vanavarataenia, распространенные в верхнем венде Восточно-Европейской и Сибирской платформ.

Следующая, третья ассоциация с Striatella coriacea-Oscillatoriopsis sp. установлена в интервале 1874-2566 м. В составе биоты преобладают нитчатые водоросли Siphonophycus, Oscillatoriopsis и Striatella. Последний таксон известен из отложений редкинского горизонта Восточно-Европейской платформы (Микрофоссилии докембрия.., 1989).

Последняя ассоциация с Tanarium conoideum обнаружена в интервале 1369-1832 м. На фоне транзитных форм выявлены единичные эдиакарские орнаментированные акритархи, представленные родами Appendisphaera и Tanarium.

Таким образом, в результате проведенного исследования выявлена последовательная смена ассоциаций микрофоссилии в интервале 2910-1369 м скв. Кельтменская-1. В основании терригенной части этого разреза, в интервале 2910-2790 м, устанавливаются верхнерифейские отложения, что подтверждается находками богатой верхнерифейской биоты. Вышележащие отложения (инт. 1330-2780 м) содержат верхневендские таксоны, что согласуется с данными, полученными ранее в результате палеофациальных исследований (Подковыров и др., 2011). Находки орнаментированных эдиакарских акритарх в терминальных горизонтах верхнего венда, показывают их более широкое стратиграфическое распространение, чем предполагалось ранее (Vorob'eva et. al., 2009; Сергеев и др., 2010).

Список литературы

1. Богацкий В.И. Довжикова Е.Г. Геология и нефтегазоносность Тимано-Печорского бассейна. Сб. научных трудов. Киров. 2008. С. 67-76.

2. Бурзин М.Б. Tynnia Burzin, gen. nov.- новый род вендских колониальных коккоидных ограникостенных микрофоссилий // Палеонтол. журн. 1997. № 2. С. 20-29.

3. Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г., Голубкова Е.Ю. Первые находки нижневендских микрофоссилий на Русской плите: таксономический состав и биостратиграфическое значение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 4. С. 28-46.

4. Верхний докембрий Европейского Севера СССР (Объяснительная записка к схеме стратиграфии) / Ред. Дедеев В.А., Келлер Б.М. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО АН СССР, 1986. 41 с.

5. Гниловская М.Б., Вейс А.Ю., Беккер Ю.Р., Оловянишников В.Г., Раабен М.Е. Доэдиакарская фауна Тимана (аннелидоморфы верхнего рифея) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 4. С. 11-39.

6. Микрофоссилии докембрия СССР. Л.: Наука, 1989. 191 с.

7. Пашкавичене Л.Т. Акритархи пограничных отложений венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука. 1980. 76 с.

8. Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда южной части Вычегодского прогиба // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 5. С. 484-504.

9. Сергеев В.Н., Семихатов М.А., Федонкин М.А., Воробьева Н.Г. Основные этапы развития докембрийского органического мира: Сообщение 2. Поздний протерозой // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 6. С. 3-34.

10. Vorob'eva N.G., Sergeev V., Knoll A.H. Neoproterozoic microfossils from the Northeastern margin of the East European Platform // J. Paleontology. 2009. V. 83. N_{2} 2. P. 161-196.

ФАКТОРЫ ОКАТЫВАЕМОСТИ ЗЕРЕН МИКРОКЛИНА В СОВРЕМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ МАЛЫХ РЕК СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Кузьменко А.С., Рубан Д.А.

Южный федеральный университет, ruban-d@mail.ru

Седиментационные процессы в пределах горных сооружений характеризуются не только значительной динамикой, но и заметной комплексностью. Последняя определяется, в частности, наличием водотоков с различными размерами, типом питания, скоростью течения, морфологией русла и т.п. Особый интерес представляет аллювий малых рек, механизмы транспортировки, накопления и перемыва/переотложения которого остаются недостаточно хорошо известными. В настоящей работе представлены результаты изучения окатанности зерен микроклина в современных отложениях малых рек бассейна р. Белой (Горная Адыгея, Северо-Западный Кавказ).

В геологическом отношении изученная территория, располагающаяся в центральной части бассейна р. Белой (на участке течения последней от южного входа в Гранитное ущелье до ст. Даховской), характеризуется преобладанием осадочных пород юрской системы (нижняя и средняя юра представлены преимущественно аргиллитами с подчиненным количеством песчаников, а верхняя юра - известняками и доломитами) (Ростовцев и др., 1992). На юге ее располагается Даховский кристаллический массив, слагаемый позднепалеозойскими гранитоидами, а также раннепалезойскими серпентинитами и докембрийскими метаморфическими комплексами (Рубан, 2009). Территория с юга на север пересекается р. Белой, которая принимает несколько притоков, включая р. Сибирку и р. Догуако (оба являются левыми притоками). Отложения в долинах этих малых рек представлены плохо отсортированным полимиктовым обломочным материалом с частицами от глыбовой до глинистой размерности. Следует отметить, что р. Сибирка прорезает долину в вышеупомянутых гранитоидах, тогда как долина р. Догуако формируется преимущественно в более древних аллювиальных отложениях р. Белой, слагающих в настоящее время широкую террасу.

Пробы современных отложений были отобраны в устье р. Сибирки, а также в устьевых частях двух водотоков (Белый Догуако и Грязный Догуако), слияние которых образует р. Догуако. Протяженность р. Сибирка и указанных водотоков (до места слияния) составляет порядка 5-7 км. В лабораторных условиях изучению подверглись мелкогравийные (1-1,25 мм и 1,25-2,5 мм) и псаммитовые (0,16-0,315 мм, 0,315-0,5

Таблица 1.

Фракции (мм)	р. Сибирка	р. Догуако (пра-	р. Догуако (ле-			
	(устьевая часть;	вый водоток,	вый водоток,			
	русловая фа-	выше слияния	выше слияния			
	ция)	с левым водо-	с правым водо-			
		током; устьевая	током; устьевая			
		фация)	фация)			
1,25-2,5	1,1	0,6	1,0			
1-1,25	1,0	0,6	1,1			
0,5-1	0,8	0,9	0,9			
0,315-0,5	0,9	0,9	0,8			
0,16-0,315	1,0	1,3	0,6			
Среднее по пробе	1,0	0,9	0,9			

Окатанность зерен микроклина из изученных современных отложений малых рек Северо-Западного Кавказа.

мм и 0,5-1 мм) фракции, в которых анализировались зерна микроклина (общее содержание этих зерен в каждой из фракций составляет от <5 до 20% и более). Их окатанность определялась под бинокуляром полуколичественным методом (Рубан, 2013) по 4 основным параметрам (скругленность углов, наличие углов, изометричность и неправильность) (Blott, Pye, 2012). Среднее значение этих параметров указывает на общую окатанность каждого изученного зерна, которая изменяется от 0 (отсутствие окатанности) до 3 (совершенная окатанность). Далее для каждой фракции каждой пробы проводился расчет медианного значения общей окатанности зерен микроклина.

Полученные результаты (Табл. 1) выявляют достаточно слабую окатанность зерен микроклина. При этом однозначной тенденции изменения ее степени в зависимости от размера зерен не прослеживается. Возможно, это связано с разными источниками зерен микроклина, которые обсуждаются ниже. Средняя окатанность зерен микроклина в изученных мелкогравийных и псаммитовых фракциях оказывается сопоставимой (Табл. 1). Однако следует обратить внимание на тот факт, что зерна примерно одинаково окатаны во всех фракциях в отложениях р. Сибирки, тогда как в отложениях водотоков системы р. Догуако наблюдаются заметные колебания степени окатанности. Учитывая распределение параметров, можно заключить, что окатанность зерен в левом водотоке несколько ниже, чем в р. Сибирке, а в правом - еще ниже.

Полученные результаты позволяют обсудить возможную связь установленной окатанности с факторами окатываемости (окатываемость -

способность приобретать окатанность (Рубан, 2014); термины "окатанность" и "окатываемость" целесообразно различать) зерен микроклина в изученных отложениях малых рек. Источником зерен микроклина в отложениях р. Сибирка могут быть гранитоиды Даховского кристаллического массива, в которые данная река интенсивно врезается на всем своем протяжении. Следовательно, фактором окатываемости в данном случае выступает транспортировка по реке к месту ее впадения в р. Белую. Источником зерен микроклина в отложениях левого водотока системы р. Догуако могут быть перемываемые им более древние отложения р. Белой, разрушавшей (на участке Гранитного ущелья) те же самые гранитоиды, мелкие обломки которых сформировали современную террасу. Наконец, для отложений правого водотока системы р. Догуако могут быть установлены два источника зерен микроклина. Во-первых, это перемываемые обломки (как и в случае отложений левого водотока), а, во-вторых, это первичные обломки гранитоидов, которые сносятся с Даховского кристаллического массива, где расположены истоки этого водотока. Второй источник при этом представляется менее значимым в связи с небольшой транспортирующей способностью реки.

Исходя из вышесказанного, можно предположить, что зерна микроклина должны быть сильнее всего окатаны в отложениях левого водотока р. Догуако (окатывались в ходе достаточно длительной транспортировки по р. Белой, а затем в ходе перемыва), тогда как наименее всего они должны быть окатаны в отложениях р. Сибирка (окатывались только в ходе непродолжительной транспортировке по этой малой реке). Зерна из отложений правого водотока должны демонстрировать различную окатанность. Среди них могут оказаться как более окатанные и аналогичные зернам из отложений левого водотока, так и менее окатанные, аналогичные зернам из отложений р. Сибирка. С учетом различной значимости источников зерен, отмечавшейся выше, их окатанность в целом должна быть более схожей (или незначительно меньшей) с наблюдаемой у зерен из отложений левого водотока.

Полученные результаты (Табл. 1) не подтверждают высказанных выше предположений относительно действия факторов окатываемости. В отложениях водотоков системы р. Догуако окатанность зерен микроклина оказывается несколько меньшей, чем в отложениях р. Сибирки. Даже с учетом того, что в результате перемыва отложений террасы р. Белой окатанность вряд ли могла существенно увеличиться по причине небольших размеров водотоков, малой скорости течения и малой транспортирующей способности, предыдущая транспортировка зерен микроклина р. Белой от разрушаемых выходов гранитоидов до места накопления все равно должна была способствовать большей окатанности, чем в случае с зернами из отложений р. Сибирки. По всей видимости, представления о факторах окатываемости зерен микроклина в изученных отложениях малых рек нуждаются в корректировке. Логичным будет предположить, например, что зерна микроклина в отложениях террасы р. Белой, прорезаемых р. Догуако, были изначально принесены не р. Белой со стороны Гранитного ущелья, а небольшими водотоками, стекавшими со склонов хр. Бурелом, слагаемого гранитоидами Даховского кристаллического массива и обрамляющего современную террасу с юго-запада. Возможно также, что транспортировка осуществлялась за счет склоновых, гравитационных процессов, а не по водотокам. Такое предположение видится достаточно логичным с учетом интенсивной денудации указанного хребта.

Стоит также обратить внимание на отмеченные различия в окатанности между зернами микроклина из отложений правого и левого водотоков системы р. Догуако. Они вполне согласуются со сказанным выше относительно разных источников зерен. Однако в этом контексте сложно объяснить столь существенную разницу в окатанности зерен в мелкогравийных фракциях (Табл. 1). Дальнейшие исследования должны решить эту проблему, для чего требуется всесторонний анализ факторов окатываемости.

Изучение октанности зерен микроклина из современных отложений малых рек Северо-Западного Кавказа и обсуждение полученных результатов в свете возможного действия различных факторов окатываемости обращает внимание на исключительную комплексность соответствующих седиментационных процессов. Бассейн р. Белой может рассматриваться как своего рода полигон для изучения последних, что предопределяет его уникальность и ставит вопрос о придании данному объекту геоконсервационного статуса.

Список литературы

1. Ростовцев К.О. и др. Юра Кавказа. – СПб., Наука, 1992. – 185 с.

2. Рубан Д.А. Стратиграфия палеозойских магматических образований северной части Горной Адыгеи (Западный Кавказ) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. – Вып. 12. – Пермь, Пермский университет, 2009. – С. 156-162.

3. Рубан Д.А. Некоторые вопросы определения и интерпретации окатанности минеральных зерен в свете новых данных из Горной Адыгеи // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. – Вып. 17. – Пермь, ПГНИУ, 2014. – С. 163-168.

4. Blott S.J., Pye K. Particle shape: a review and new methods of characterization and classification // Sedimentology. -2008. - Vol. 55. - P. 31-63.

АКТИВНОСТЬ ВОДЫ ПРИ ГРАНУЛИТОВОМ МЕТАМОРФИЗМЕ И МЕТАСОМАТОЗЕ (РАЙОН ПОРЬЕЙ ГУБЫ БЕЛОГО МОРЯ)

Лебедева Ю.М.

Институт геологии и геохронологии докембрия PAH lebedeva_j@mail.ru

Геологическое строение района

Юго-восточное окончание ЛГП в южной части Кольского полуострова представлено гранулитами района Порьей губы. В этом районе отчетливо выраженные региональные зоны сдвиговых деформаций свекофеннского возраста 1.9 млд.лет, связаны с крупными покровными структурами, сложенными гранулитами, это Колвицкий, Порьегубский и Умбинский покровы (Балаганский, и др., 2005).

Наше исследование было сосредоточено на Порьегубском покрове, который преимущественно сложен кристаллосланцами и гнейсами. Среди основных гранулитов Порьегубского покрова можно выделить две группы пород. Первая группа - мелкозернистые преимущественно безгранатовые кристаллосланцы и гнейсы, в ряде случаев содержащие мелкий гранат, встречающиеся в отдельных «реликтовых» участках (ранняя стадия метаморфизма М1) среди гранатовых кристаллосланцев второй группы (стадия главного метаморфизма М2).

Внутри Порьегубского покрова развита серия сдвиговых зон, разделяющая его на серию отдельных пластин. Они ориентированны преимущественно в северо-западном направлении. Внутри этих зон происходит повторный метаморфизм и метасоматоз гранулитовой и амфиболитовой фации, при котором формировались новые парагенезисы, отвечающие условиям повышенных давлений. Отличительной особенностью этих сдвиговых зон являются разнообразные по составу высокотемпературные высокобарические метасоматические породы с ярко выраженной бластомилонитовой структурой среди основных гранулитов. Для них характерны концентрации жильных тел разного минерального состава с гранулитовыми парагенезисами, которые свидетельствуют о существовании на уровне гранулитовой фации мощных флюидных потоков.

Ограничения на состав флюида исходя из степени плавления гранулитов

При определенных величинах Р и Т активность воды во время гранулитового метаморфизма не должна превышать определенную величину, если в породе не наблюдаются явления, связанные с плавлением, то есть явления мигматизации (Аранович, 1991). По данным работы (Aranovich, Newton, 1998), активность воды при P=10 кбар и T около 900°C не должна превышать величину 0.4-0.5. В противном случае мы должны были бы наблюдать в породах интенсивную мигматизацию (значительное плавление биотитсодержащих пироксеновых кристаллических сланцев и плагиогнейсов).

Но величина низкой активности воды (аН2О не более 0.5) не означает, что флюид был маловодным и существенно углекислотным. В специальных работах Л.Я. Арановича было показано, что низкая активность воды при гранулитовом метаморфизме может быть обусловлена не малой ее концентрацией (из-за присутствия большой доли СО2 во флюиде и/или солей), а существенным понижением коэффициента активности воды при высоком содержании воды (хН2О) во флюиде. И объясняется это повышенной соленостью существенно водного флюида, по составу аналогичного предложенным в работах (Аранович, 1991; Shmulovich et al., 1996; Aranovich, Newton, 1996).

В результате эффекта влияния солености и других эффектов, коэффициент активности воды (үн2о) может понижаться от үн2о=1.0 до үн2о=0.5. Таким образом мы можем согласовать ограничение по невысокой активности воды (аН2О = үн2о•хн2о) с реально наблюдаемым проявлением интенсивной фильтрации водных флюидов, активно переносивших породообразующие элементы в изученной нами зонах сдвиговых деформаций.

В кристаллических сланцах (M2) на участке Паленый мигматизация или отсутствует или слабо проявляется в отдельных зонах (жильного материала не более 10-15%). На участках Высокий и Костариха мигматизация в целом проявлена слабо и приурочена к мезократовым пироксен-плагиоклазовым кристаллосланцам с полосами гнейсов, но в отдельных зонах она проявлена умеренно, что говорит о неравномерном распределении флюида в толще гранулитов. То есть в лучшем случае можем говорить только о начале процесса плавления пород. Поэтому можно предположить, что активность воды в метаморфическом флюиде была около 0.4-0.5 или незначительно превышала эти величины до 0.5-0.6. На основании данных (Aranovich, Newton, 1996), при давлениях 10 кбар и выше активность и мольная доля воды связаны зависимосью ан20 \approx (хн2о)2. Исходя из этого, содержание воды во флюиде могло быть около 0.7-0.8 мольных долей.

Что касается этапа более раннего метаморфизма M1, то наблюдений о степени мигматизации оказалось очень мало. Можно лишь констатировать, что в наблюдавшихся установленных фрагментах кристаллических сланцев M1 отмечается слабая степень мигматизации, близкая к этапу M2 на участках Паленый и Высокий. Это позволяет предположить, активность H2O в этап M1 также была достаточно высокой, хотя сильно и не превышала величину 0.5.

Оценка активности воды по минеральным парагенезисам

Расчеты величин активности воды по равновесным минеральным парагенезисам с биотитом и калишпатом в метаморфических кристаллосланцах и метасоматических породах выполнены методом мультиравновесной термобарометрии TWEEQU (Berman, 1991). Этот метод, помимо P-T параметров, также позволяет оценить активность воды в многокомпонентном флюиде H2O-CO2-соли металлов.

Для расчетов было принято решение использовать чистый КПШ. Важным моментом является то, что калишпат в выбранных ассоциациях должен быть равновесным именно с теми составами минералов, по которым ранее нами были получены наилучшие оценки Р и Т (Лебедева и др., 2012). Обязательным контролем качества выбора парагенезиса с конкретными составами сосуществующих минералов для расчета активности воды служила низкая погрешность определения температуры при расчете мультиравновесной системы в координатах P-T и T-aH2O (разница СКО не более 10-15°C (в нашем случае разница не превышала 5° C)).

Учитывая все сказанное, прямые оценки активности воды во флюиде при метаморфизме М1, метаморфизме М2 и метасоматозе стадии метаморфизма М2 были получены на основании расчета равновесий с участием щелочного полевого шпата с максимальным содержанием калия по тем минеральным парагенезисам, которые показали наилучшие результаты определения РТ-параметров (Лебедева, и др., 2012) и в которых калишпат обнаруживал структурную равновесность с другими минералами, то есть был с ними в парагенезисе. Результаты показаны в таблице 1.

Расчетные величины активности воды и соответствующие им содержания воды при метаморфизме как ранней, так и главной стадий, оказались достаточно большими (aH2O ~0.50-0.65, xH2O~0.7-0.8), и еще большими - при метасоматозе (aH2O=0.53-0.76, xH2O~0.73-0.87). Такое высокое содержание воды во флюидах хорошо согласуется с устойчивостью высокомагнезиального и высокотитанистого глиноземистого биотита в метаморфических породах и его широкой устойчивостью в метасоматических породах.

Примечание: Использованные для расчета пучков минералы - подчеркнуты

Выводы

Таким образом, наши расчеты показывают, что в исследованном районе гранулитовые флюиды были достаточно водными и обладали

Таблица 1.

Активность Н2О-Р-Т параметры образования вмещаю-

	пл пр	петали теских слан	цев и мет		,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	in ico	ских	nop	<i>у</i> д•
Обр.	Участок	Порода	Парагенезис	R	a	СКО	Р,кбар	oT,°C	СКО
Метам	юрфизм	М1 (6-6.7кбар, 805-888°С (J	Іебедева и др.	, 20	12))				
Б959-1	Пале-	Мелко-среднезернистый	PlOpxCpx	3	0.60	0.01	6.4	816	6
	ный	кристаллосланец	BtKfsQu		0.56	0.04	6.2	801	15
Метам	юрфизм	M2 (8.1-9.3кбар, 765-874°С	(Лебедева и д	p., 2	012))				
Б100	Высо-	Среднезернистый	PlQu <u>Opx</u>	4	0.65	0	8.4	798	1
8-1	кий	кристаллосланец (гнейс) с	KfsBGrOpq		0.65		8.6	801	
		графитом и кварцевыми	IlmRuGt						
		жилками							
Б101	Коста	Среднезернистый гнейс	PlGrOpxQu		0.49	0.02	8.7	786	6
7-9-	-риха		<u>Bt</u> IlmRu	4	0.55	0.06	8.3	794	17
1_F5			Opq <u>Kfs</u>						
Крист	аллосла	нцы М2 на контакте с зон	юй метасома	тит	ов	(8.8-11	.4кбар	, 801-	916°C
(Лебед	ева и др.	, 2012))							
Б101	Пале-	Среднезернистый	PlGrOpxIlm	4	0.74	0.05	9.5	905	11
6-15б	ный	окварцованный	Opq <u>QuKfs</u>						
		кристаллосланец	Bt						
Метас	оматить	а , богатые кварцем с Орх, S	il, Gr (9.8-11	.4ĸ	5ap, 8	33-921	°С (Леб	бедева	и др.,
2012))									
БЛГ-	Пале-	Кварцевый бластомилонит	QuKfsOpx	5	0.76	0.12	10.2	862	16
2_	ный	с зонками обогащенными	SilBtGrPl						
F4		Bt, Kfs, Opx							
БЛГ-	Пале-	Кварцевый бластомилонит	<u>QuOpxGr</u>	5	0.62	0.06	10.8	880	10
2_	ный	с зонками Opx-Sil	SilBtKfs						
F2c		симплектита, секущими							
		гранат							
Б102	Коста-	Кварцевый	<u>Qu</u> PlOpxGr	5	0.74	0.09	10.7	873	12
1-16_	риха	бластомиллонит с Opx-Sil	SilBtKfs						
F4		симплектитом по гранату							
Fe-Mg	метасом	иатиты с Орх и Crd (9.9-9.2	кбар, 929-84	1°C	(Лебе,	цева и ,	др., 201	2))	
Б1021-	Коста-	Средне-крупнозернистая	OpxCrdPlOu	3	0.53	0.11	9.3	864	23
13-1	риха	Сгд-Орх порода с	SilBtOpqKfs	_					
		сульфидами	OpxCrdPlQu	5	0.55	0.26	9.3	866	45
		5 1 7 1	SilBtOpgKfs	1	5.55			1	
Б102	Коста-	Среднезернистая Crd-Onx	OpxPlCrd	3	0.67	0.1	9.5	889	18
1-12	риха	порода	OuBtSilKfs						
	r	- E - F 3	OpxPlCrd	5	0.68	0.31	9.5	882	36
			OuBtSilKfs	5		1			

ших кристя пических слянцев и метясомятических порол

высокой активностью воды и при метаморфизме, и, еще большей, при метасоматических процессах. Это согласуется с представлениями о том, что только существенно водные флюиды, обладающие высокими транспортными свойствами, могут сопровождать метасоматические преобразования метаморфических толщ.

Обращает на себя внимание, что вычисленное значение активности воды во флюиде оказалось значительно выше оценок, получаемых обычно для минеральных ассоциаций НТ-НР гранулитов (0.10-0.35), (например - Кориковский, Аранович, 2010). Наши оценки хорошо согласуются с результатами экспериментального изучения равновесий в системе KMASH с использованием синтетических фаз (Aranovich, Newton, 1998) и оценками активности Н2О (04.-0.6) при образовании аналогичных ортопироксен-гранат-калишпат-кварцевых и калишпатортопироксен-силлиманит-гранат-кварцевых метасоматических пород среди гранулитов Кольской гранулито-гнейсовой области в районе Кица (Доливо-Добровольский, 2003). Также они согласуются с интенсивным проявлением железо-магнезиального метасоматоза в условиях высокой активности воды при гранитизации мафических гранулитов Порьей губы (Кориковский, Ходовевская, 2006).

Список литературы

1. Aranovich L.Ya., Newton R.C. H2O activity in concentrated NaCl solutions at high pressures and temperatures measured by the brucite-periclase equilibrium // Contrib. Miner. and Petrol. 1996. V.125. P. 200-212.

2. Aranovich L.Ya., Newton R.C. Reversed determination of the reaction: Phlogopite + quartz = enstatite + potassium feldspar + H2O in the ranges 750-875°C and 2-12 kbar at low H2O activity with concentrated KCl solutions. American Mineralogist. 1998. Vol.83. P. 193-204.

3. Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canadian Miner. 1991. Vol. 29. P. 833-855.

4. Shmulovich K.I., Graham C.M. Melting of albite and hydratation of brusite in H2O-NaCl fluids to 9 kbar and 700-900°C: Implications for partial melting and water activities during high pressure metamorphism // Contrib. Miner. and Petrol. 1996. Vol. 124. P. 376-382.

5. Аранович Л.Я. Минеральные равновесия многокомпонентных твердых растворов. М., Наука. 1991. 253 с.

6. Балаганский В.В., Каулина Т.В., Кислицын Р.В. Колвицкий меланж и Умбинский террейн как новый тип структур палеопротерозоя северо-востока Балтийского щита // Материалы международного (Х всероссийского) петрографического совещания "Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита". 2005б. Том 3. С. 39-41.

7. Доливо-Добровольский Д.В. Происхождение и условия образования сапфиринсодержащих пород центрально-кольской гранулитогнейсовой области. Дис. ...канд. геол-мин. наук. СПб. 2003. 169с.

8. Кориковский С.П., Аранович Л.Я. Чарнокитизация и эндербитизация основных гранулитов Лапландского гранулитового пояса (южная часть Кольского полуострова, район Порьей губы): І. Петрология и геотермобарометрия // Петрология. 2010. Т. 18. №4. с. 340-368.

9. Кориковский С.П., Ходоревская Л.И. Гранитизация палеопротерозойских высокобарических метагаббро-норитов в беломорской серии Балтийского щита (район Кандалакшского залива, о.Горелый) // Петрология. 2006. Т.14. №5. С.453-481.

10. Лебедева Ю.М., Бушмин С.А., Глебовицкий В.А. Термодинамические условия метасоматоза в высокотемпературных и высокобари-140 ческих зонах сдвиговых деформаций (Кандалакшско-Умбинская зона, Кольский полуостров) // ДАН. 2012 т.445. №2. С. 191-195.

ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ И СОСТАВА ЦИРКОНА ИЗ ЯСТРЕБЕЦКОГО REE-ZR МЕСТОРОЖДЕНИЯ, УКРАИНСКИЙ ЩИТ

Левашова Е.В.

Институт геологии и геохронологии докембрия PAH, katerina232k@ yandex.ru

На территории Украинского щита, уникальной провинции протерозойского щелочного магматизма, обнаружено несколько крупных месторождений циркония, редких земель и иттрия (Ястребецкое, Азовское месторождения). Ястребецкое месторождение, расположенное в крайней северо-западной части Украинского щита, представляет собой дифференцированную расслоенную интрузию щелочно-сиенитового состава (Кривдик, 2002; Ткачук, 1987).

Исследование циркона осуществлялось на растровом электронном микроскопе JSM-6510LA (Jeol) в ИГГД РАН (аналитик О.Л. Галанкина). Исследование микроэлементного состава циркона проводилось на ионном микрозонде Cameca IMS-4F в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН (ЯФ ФТИАН, аналитики С.Г. Симакин, Е.В. Потапов).

Циркон в Ястребецком месторождении не только является типичным акцессорным минералом, присутствующим во всех структурно-минеральных разновидностях пород одноименного массива, но и породообразующим в отдельных его зонах (Кривдик, 2002; Ткачук, 1987). Цирконы Ястребецкого месторождения сильно выделяются и различаются между собой по морфологии и составу.

Характерной особенностью всех изученных зерен является их крупный размер (от 200-300 мкм до первых мм). Исследуемые зерна циркона чаще представляют собой идиоморфные кристаллы удлиненной формы с главной габитусной формой – тетрагональная призма, второстепен¬ное развитие имеют грани тетрагональной дипирамиды. Характерной особенностью этих цирконов является их гетерогенная структура, обусловленная фазовой и внутрифазовой неоднородностью.

В цирконах из сиенитов Ястребецкого месторождения отмечаются многочисленные микровключения, они в основном представлены минералами REE (паризит, бастнезит, алланит) и приурочены чаще к краевой зоне циркона, размер их обычно не превышает 10 мкм, однако, ино-

гда достигает 40-80 мкм.

Внутрифазовая неоднородность циркона (зоны изменения зерна) выражена зонами и участками с различными оттенками окраски на изображениях в режиме BSE электронной микроскопии. Зоны изменения в цирконах имеют достаточно четкие границы, иногда очень резкие (рис. 16, 1в, обр. 19, 20), повторяющие огранку кристаллов. Мощность таких зон в каждом зерне различна и достигает в некоторых случаях 20-25 мкм.

Геохимически существенно различается состав не только циркона из различных типов пород Ястребецкого месторождения, но в том числе состав неизмененных и измененных частей циркона в пределах одного зерна.

Так, состав измененной части циркона (рис. 1а, обр. 23, т. 23.2) из меланократового амфиболового сиенита отличается повышенным содержанием Fe, Ca и Hf по отношению к неизмененной зоне зерна, однако, содержание REE, Y и прочих неформульных элементов (Sr, Ti, Nb и т.д.) в краевой зоне кристалла значительно снижается. Суммарное количество REE (до 3200 ppm), Y (до 4500 ppm), Th и U (от 60 до 1940 ppm), Nb (100 ppm) и других элементов в целом по месторождению невелико. Подобное поведение редких элементов в кайме циркона характерно для поздне- и постмагматических процессов и связано с повышением кислотности среды минералообразования. Распределение REE в центральной части зерна и кайме характеризуется дифференцированным содержанием LREE (рис. 1а). Четко выражена отрицательная Eu-аномалия и положительная Ce-аномалия.

Резко выделяется по внутреннему строению циркон из лейкократовых биотитовых сиенитов, характеризующийся чрезвычайно гетерогенным строением (рис. 1б). Кайма данного зерна шириной до 70 мкм представляет собой сильно измененный пористый, с характерным темным оттенком в BSE, почковидный агрегат, типичный для гидротермально-метасоматического циркона (Geisler, 2007). Поры частично заполнены микроскопическими включениями торита, достигающими 5 мкм. Также значительно преобразована центральная часть циркона. Измененный циркон темно-серого цвета в BSE значительно отличается от светло-серых неизмененных зон существенно повышенным содержанием всего спектра редкоземельных и редких элементов, за исключением Li и Ва. Например, содержание Y увеличивается от 7200 до 17900 ppm, Са - от 500 до 7600 ppm, Sr - от 20 до 310 ppm. Форма спектра REE становится не типичной для циркона: отрицательный наклон в области LREE, исчезновение Се-аномалии и появление так называемого профиля «крыльев птицы» (рис. 2б), характерного для минералов из зон



Рис. 1. Изображение проанализированных зерен циркона из Ястребецкого месторождения в обратно-отраженных электронах (BSE) и спектры распределения REE, нормированные на состав хондрита C1 (McDonough, Sun, 1995) в цирконе из обр. 23 (а), 19 (б), 20 (в).

интенсивной флюидной переработки (Скублов, 2005). При этом происходит увеличение общего количества REE от 5000 ppm до 18700 ppm с примерно равным соотношением легких и тяжелых REE.

Кроме того, существует другой морфологический тип циркона из Ястребецкого месторождения, характеризующийся аномальным составом. Циркон из рибекит-эгиринового кварцевого сиенита (рис. 1в, обр. 20) отличается наличием тонкоритмичной зональной каймы мощностью 100 мкм с чрезвычайно высоким содержанием элементов-примесей. Центральная часть зерна (рис 1в, обр. 20, т. 20.1) представляет собой сильно трещиноватую однородную область с низким содержанием LREE (18 ppm) и других неформульных элементов (Ca, Ti, Sr, Ba), содержание HREE и Y также невелико (2100 ppm и 2900 ppm, соответственно). Напротив, концентрически зональная кайма циркона, харак-
теризующаяся темным оттенком цвета в BSE (рис 1в, обр. 20, т. 20.2, 20.3, 20.4), отличается аномально высоким содержанием REE (до 36000 ppm), Y (до 80000), Th и U (от 600 до 5500 ppm) и других неформульных элементов – Ca (до 12800 ppm), Nb (до 10300), Sr (до 880), Ba (до 270 ppm). Спектр распределения REE в кайме, по сравнению с центральной частью циркона, характеризуется пологим очертанием, наблюдается выполаживание Eu-аномалии и исчезновение Ce-аномалии (рис. 1в).

Такой аномальный состав циркона и его сложная внутренняя морфология, наличие вторичных структур обусловлены значительным изменением уровня концентрации компонентов в среде, т.е. насыщением его флюидами, обогащенными REE и редкими элементами. Кроме того, кристаллы циркона из Ястребецкого месторождения обладают высокой степенью трещиноватости, что можно связать с различной степенью метамиктности отдельных доменов кристаллов, что еще больше способствует насыщению циркона неформульными элементами.

Автор выражает благодарность С.Г. Кривдику, Т.Н. Лупашко и Е.А. Ильченко (ИГМР НАН Украины) за предоставление образцов циркона для исследования.

Список литературы

1. Кривдик С.Г. Редкометальные сиениты Украинского щита // Геохимия. 2002. № 7. С. 707-716.

2. Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. – СПб.: Наука, 2005. -147 с.

3. Ткачук В.И. О генезисе сиенитов Ястребецкого массива (Украинский щит) // Геологический журнал. 1987. Т. 47. № 2. С. 106-111.

4. Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-eguilibrium of zircon in aqueous fluids and melts//Elements. 2007. N3. P.43-50

5. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223-253.

ЁНСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС: ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ ОСНОВНЫХ ТИПОВ СЛАГАЮЩИХ ЕГО ПОРОД

Лосев А.В.¹, Пожиленко В.И.^{1,2}

 1 АФ Мурманского государственного технического университета, AleksandrTheLosev@gmail.com

² Геологический институт Кольского научного центра РАН, pozhil@geoksc.apatity.ru

Введение. Расположенный в северо-западной части Беломорского подвижного пояса Ёнский зеленокаменный пояс привлекает в последнее время многих исследователей не только как своеобразная структура, разрез которой не является характерным для разрезов зеленокаменных поясов. Во-первых, его возраст намного моложе аналогичных образований Керетьского зеленокаменного пояса - 2778±4 млн лет (Пожиленко и др., 1995) и 2977±45 млн лет (Слабунов, 2008) соответственно. Во-вторых, в его пределах была выявлено три участка распространения эклогитов, расположенных в линейной зоне, на генезис которых существует четыре точки зрения, а на возраст – две (статьи Березина А.В., Докукиной К.А., Каулиной Т.В., КониловаА.Н., Козловского В.М., Мельник А.Е., Сибелева О.С., Скублова С.Г., Щипанского А.П., Япаскурта В.О. и многих других). В-третьих, выявлено широкое распространение (около 80 участков) диафторированных в разной степени реликтов эклогитов (апоэклогитов) не только в пределах Ёнского зеленокаменного пояса, но и в телах амфиболитов комплекса основания (ТТГ) (Пожиленко, 2013а). В-четвёртых, в глинозёмистых гнейсах ёнского комплекса (Геологическая карта..., 1996) выявлены реликты гранулитового метаморфизма (Т до 860°, Р до 14.8 кбар) (Пожиленко, 2013б). В-пятых, при интерпретации разных частей сложного, слоистого разреза, например, гнейсов как вулканитов островных дуг, а амфиболит-ультрабазитовой ассоциации пород как океанических метавулканитов (Слабунов, 2008) трудно объяснить их пространственную ассоциацию. В-шестых, в породах комплекса отсутствуют однозначно интерпретируемые структурно-текстурные признаки их первичной природы.

Поэтому, на наш взгляд, кажется, вполне правомерным попытаться определить первичную природу основных типов пород с привлечением статистически более значимого количества петрохимических анализов (около 100 анализов) и ряда петрохимических диаграмм.

Основные петрографические группы пород. Ёнский зеленокаменный пояс представляет собой сложную асимметричную синформу северо-западного простирания размером около 120×60 км. Сложен Ёнский ЗКП ёнским комплексом гнейсов и амфиболитов (Геологическая карта..., 1996). Толщи амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов преобладают в разрезе и содержат в разных количествах маломощные прослои (от первых сантиметров до первых метров) амфиболитов. Толщи разнообразных (полевошпатовых, гранатовых, эпидот- и диопсидсодержащих) амфиболитов мощностью от нескольких метров до 700-1500 м и протяженностью от сотен метров до 70 км составляют меньшую часть разреза. В наиболее мощных толщах амфиболитов выявлены многочисленные (около 100) будинированные линзообразные и пластообразные конкордантные тела метаультрабазитов. Кроме того, как было отмечено выше, в амфиболитах выявлены реликты эклогитов и апоэклогитов. Учитывая, что породы ёнского комплекса претерпели неоднократные процессы метаморфизма и мигматизации, для исследований были выбраны наименее изменённые петрографические разновидности проанализированных пород, которые были подразделены на четыре группы:

1 – гнейсы однородные и неясно-полосчатые, биотитовые, амфиболовые, биотит-

амфиболовые и амфибол-биотитовые;

2 – амфиболиты однородные и неяснополосчатые, мезо- и меланократовые, гранатовые, гранат-полевошпатовые и диопсидсодержащие, а также апоэклогиты;

3 – амфиболиты однородные и неяснополосчатые, мезо- и меланократовые, полевошпатовые, а также мономинеральные (горнблендиты);

4 – метаультрабазиты (метаультрамафиты), рассланцованные и неяснополосчатые, меланократовые, актинолит-тремолитовые, серпентинизированные, (±карбонат, ±оливин, ±хлорит, рудные).

Петрохимическая характеристика групп пород. Естественно надо полагать, что в каждой из выделенных четырех групп объединён достаточно широкий по химизму спектр пород и поэтому содержание главных породообразующих элементов в них варьирует в значительных пределах (табл. 1)

В метаультрабазитах содержание H2O- и H2O+ и потери при прокаливании в сумме могут составлять до 7.15 %, содержание TiO2 0.12-0.64%, а величина CaO/ Al2O3 отношения для большинства анализов колеблется от 1.2 до 7.2, что характерно для коматиитов.

Первичная природа главных типов пород. Для определения петрохимических типов пород и первичной природы были использованы диаграммы – TAS, AFM (Irvine and Baragar,1971), AFM (Jensen, 1976) и MFA (Pearce et al, 1977). Обработка данных химических анализов и построение диаграмм производились по программе «Geochemical Data Toolokit (GCDkit) 3.00» (Vojtech Janousek et al, 2006).

Таблица №1.

SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O
			Амфи	болиты			
45.08- 54.38	6.07- 18.38	0 . 2 5 - 4.73	4 . 8 1 - 17.74	3 . 4 6 - 15.43	8.01- 18.19	0.81- 3.96	0.17- 1.33
	Гранатовые амфиболиты						
4 0 . 2 - 52.16	11.87- 17.56	1 . 1 8 - 6.14	6.89- 16.12	3 . 3 4 - 8.93	7 . 9 4 - 15.28	0 . 5 6 - 2.85	0 . 2 - 1.17
Гнейсы							
54.56- 72.43	12.93- 17.15	0.28- 2.87	1 . 0 2 - 7.69	0 . 5 6 - 5.23	1 . 2 3 - 8.02	0 . 8 7 - 5.42	0.13- 4.66
	Метагипербазиты						
34.15- 51.09	0.63- 10.03	1 . 9 3 - 10.56	4 . 4 7 - 11.81	19.09- 39.08	0 . 8 - 12.45	0.01- 1.12	0.01- 1.12

Вариации содержаний основных петрогенных элементов.

Фигуративные точки анализов гнейсов, амфиболитов, и ультрабазитов Ёнского ЗКП на петрохимических диаграммах Петрокомитета и TAS (рис. 1) располагаются в поле субщелочных толеитовых пород – от пикробазальтов до риолитов, причём низкощелочные и высокомагнезиальные метаультрабазиты – в поле пикритобазальтов и базальтов, амфиболиты – в основном в поле базальтов и частично андезибазальтов, а гнейсы – в поле андезитов, дацитов и риолитов.

Н диаграмме AFM (Irvine and Baragar,1971) фигуративные точки анализов гранатовых и полевошпатовых амфмиболитов и гипербазитов располагаются в поле пород толеитовой серии, а гнейсов – в поле известково-щелочной серии (рис. 2). На диаграмме AFM (Jensen, 1976) фигуративные точки анализов метаультрабазитов расположены в основном в поле пироксеновых и перидотитовых коматиитов и частично – базальтовых коматиитов, гранатовых и полевошпатовых амфиболитов – в поле высокожелезистых и высокомагнезиальных базальтов и частично – в поле андезибазальтов, а фигуративные точки анализов гнейсов – в поле андезитов, дацитов и риолитов (рис. 3).

Для определения геотектонических обстановок образования разнородных метатолеитовых базальтоидов использовалась диаграмма Пирса (Pearce et al, 1977). Большинство фигуративных точек анализов этих пород (полевошпатовых, гранатовых и диопсидсодержащих амфиболитов) расположились в полях континентальных платобазальтов, и в меньшей мере – в поле океанических островных и океанических абиссальных базальтов (рис. 6), что не позволяет интерпретировать их однозначно.



Рис. 1. Петрогенетическая диаграмма TAS.

1 - гнейсы; 2 - гранатовые и диопсидсодержащие амфиболиты; 3 - полевошпатовые роговообманковые амиболиты; 4 – метаультрабазиты.



Рис.2. Положение фигуративных точек анализов пород Енского точек анализов пород Енского ЗКП на ЗКП на диаграмме AFM [Irvine and диаграмме Дженсена [Jensen, 1976]. Baragar, 1971].

Рис.3. Положение фигуративных

^{1 -} гнейсы; 2 - гранатовые и диопсидсодержащие амфиболиты; 3 - полевошпатовые роговообманковые амиболиты; 4 – метаультрабазиты.

Возможной причиной такой ситуации может быть аллохимический метаморфизм.



Рис. 4. Положение фигуративных точек анализов гранатовых (1) и полевошпатовых(2) амфиболитов Енского ЗКП. на диаграмме Пирса [Pearce et al, 1977]. Поля геотектонических обстановок:

- 1 орогенные (островодужные и окраинно-континентальные),
- 2 океанические абиссальные,
- 3 океанические островные,
- 4 континентальные (платобазальты),
- 5 островные (из зон спрединга).

Таким образом, по соотношению ряда петрохимических параметров можно считать, что первичная природа выше рассмотренных петрографических и петрохимических разновидностей супракрустальных пород Ёнского ЗКП может быть следующая.

• Амфиболовые, биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы Ёнского ЗКП по петрохимическому составу аналогичны андезитам, дацитам и риолитам субщелочной известково-щелочной серии.

• Преобладающая часть разнообразных амфиболитов, слагающих пластовые тела Ёнского ЗКП, соответствует базальтам толеитовых серий, сформированным вероятнее всего в условиях континентальных обстановок.

• Преобладающая часть ультрабазитов, находящихся в ассоциации с амфиболитами, являются метакоматиитами не только по общим петрохимическим характеристикам, но и по CaO/Al203 отношениям и содержанию TiO2. Список литературы

1. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). (Главный редактор Ф.П. Митрофанов). 1996.

2. Пожиленко В.И. К проблеме эклогитов Ёнского сегмента Беломорского составного террейна (северо-восток Фенноскандинавского щита) // Материалы 45 (XLV) Тектонического совещания «Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой». – М.: ГЕОС, 2013а. – С. 163 – 167.

3. Пожиленко В.И. К проблеме метаморфизма гнейсов Ёнского сегмента Северо-Запада Беломорского подвижного пояса // Материалы Х Всероссийской Ферсмановской научной сессии «Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона», 8-9 апреля 2013 г., Апатиты. – Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2013б. – С. 92-96.

4. Пожиленко В.И., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Кощеев О.А. Возраст эндогенных процессов Енского сегмента Беломорья. // Тез. докл. Всеросс. совещ. «Главные рубежи геол. эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологич. обоснование», 14-16 ноября 1995 г., Санкт-Петербург. - СПб., 1995. С. 53-54.

5. СлабуновА.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. – 296 с.

6. Jensen, L. S. A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks. Ontario Geological Survey Miscellaneous, 1976. –66 p.

7. Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. Journal of Petrology 27, (1986). – P. 745–750.

8. Pearce, T. H., Gorman, B. E. & Birkett, T. C. The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth and Planetary Science Letters 36, 1977. – P. 121–132.

9. Vojtech Janousek, Colin M. Farrow and Vojtech Erban. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). / Journal of Petrology 47(6): (doi: 10.1093/petrology/egl013), 2006. – P. 1255-1259.

РТ-УСЛОВИЯ МЕТМОРФИЗМА ПОРОД ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА НА ЭТАПАХ ОБРАЗОВАНИЯ ОРТОГНЕЙСОВ

Максимов О. А.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, olemaximov@mail.ru

Беломорский подвижный пояс – одна из наиболее сложных структур Фенноскандинавского щита, что во многом определяется длительным полициклическим развитием земной коры этой провинции. В его пределах был установлен древнейший в мире архейский эклогитсодержащий комплекс (Володичев, Слабунов, 2004). Гридинский эклогитсодержащий комплекс - важнейший объект для изучения геодинамических процессов в архее. Он представляет собой интенсивно мигматизированный меланж, в значительной степени преобразованный наложенными процессами деформаций и метаморфизма. Матрикс меланжа сложен метаэндербитами, гнейсами и гнейсогранитами (Слабунов, 2008). Обломочная составляющая представлена неравномерно распределенными в матриксе многочисленными телами линзовидной либо угловатой формы. Значительная доля изученных обломков сложена породами основного состава, преобразованными эклогитами, амфиболитами и метаморфизованными габброидами. Менее распространены обломки, метапироксенитов, цоизититов, кианит-гранат-биотитовых гнейсов.

Изучение пород матрикса меланжа, их формирование и метаморфическое преобразование является чрезвычайно важным для понимания эволюции Гридинского комплекса на этапе формирования ортогнейсов. Наиболее интересными для исследования являются метаэндербиты – породы, которые сформировались в условиях гранулитовой фации метаморфизма и содержат в себе информацию о высокотемпературном метаморфизме Гридинского комплекса.



Рис. 1. Коронарная структура метаэндербитов.

Метаэндербиты широко распространены на побережье и островах южнее с.Гридино. В данной работе представлены результаты детального изучения образцов с о.Прянишная луда и о.Коков-2, однако гранат-ортопироксеновый минеральный парагенезис обнаружен только на о.Прянишная луда. Метаэндербиты преимущественно лейкократовые (светло-серые), с розоватым или зеленоватым оттенком, среднезернистые-, крупнозернистые породы. Их главная текстурная особенность – наличие равномерно расположенных коронитовых агрегатов (рис. 1), сложенных различными минеральными агрегатами, преимущественно – амфиболом, гранатом и ортопироксеном (Сибелев и др., 2013). На выветрелой поверхности обнажений эти агрегаты выщелачиваются и породы приобретают «рябую» текстуру (Володичев, 1990).



Рис. 2. (А) – Ортопироксена из центральной части коронарной структуры (ранняя генерация Орх); (Б) – Обрастание ортопироксеном внутренней части гранатовых корон (ортопироксен гранулитовой фации). Изображения в отраженных электронах.

В породе обнаружены две генерации ортопироксена. Первая - крупные гипидиоморфные кристаллы ортопироксена (до 1,5 мм, рис. 2А) из центральной части коронарных структур. Находятся в амфибол-плагиоклаз-кварцевой массе. Предположительно эти ортопироксены являются реликтами первичной минеральной ассоциации. Вторая генерация представлена более мелкими ксеноморфными зернами (до 0,2 мм, рис. 2Б), которые приурочены к внутренней границе гранатовых «корон». Обнаружены кристаллы ортопироксена, которые находятся в равновесии с кристаллами граната, плагиоклаза, амфибола и биотита. Вероятнее всего, формирование второй генерации ортопироксенитов связано с этапом метаморфического преобразования пород в области повышенных температур.

Кристаллы граната (0,1-0,5 мм) формируют коронарные структуры вокруг Opx-Hbl-Bt-Pl-Qtz минеральной ассоциации. Пойкилобласты граната содержат включения кварца и плагиоклаза на внешней границе и амфибола, плагиоклаза, биотита, реже клинопироксена на внутренней границе зерен. В составе граната преобладают альмандиновый (35-47%) и пироповый (30-36%) миналы, концентрация гроссуляра 15-23%.

Амфибол в центральной части коронарных структур образует каймы вокруг крупных зерен ортопироксена. В менее сохранных породах (о.Коков-2) амфибол замещает ортопироксен и заполняет большую часть «корон». Кристаллы амфибола обладают гипидиоморфной формой и содержат включения плагиоклаза. Согласно классификации Б. Лика и др. (1997) изученные амфиболы попадают в поле магнезиальной роговой обманки, реже чермакита и паргасита.

Термобарометрия. Расчет РТ-условий гранулитового этапа метаморфизма по минеральной ассоциации Grt-Opx-Pl-Qtz(-Bt) выполнен при помощи программы TWQ (Berman, 1991, Berman et all., 1996, с дополнениями Д. Доливо-Добровольского). Для оценки РТ-параметров формирования амфибола использовались Hbl геобарометр (Hollister at all., 1987) и Grt-Hbl геотермометр (Powell, 1985). Исходя из принципов «классической термобарометрии» использовались химические составы краевых частей кристаллов, которые имеют непосредственный контакт друг с другом.



Рис. 3. РТ-диаграммы линий постоянного состава минералов изученных образцов метаэндербитов о. Прянишная луда. Минеральные парагенезисы: (A) – Grt-Opx-Pl-Qtz-Bt; (Б) – Grt-Opx-Pl-Qtz.

Таким образом, были установлены температуры и давления (по TWQ), при которых сформировался Grt-Opx-Pl-Qtz(-Bt) минеральный парагенезис. Вариации температуры 710-830 °C, при колебании давлений 9,5-11,5 кбар (рис. 3А,Б). Эти данные служат доказательством, что эндербиты Гридинского комплекса формировались в гранулитовой фации, в области повышенных температур и давления. Образование амфибола происходит при значительном снижении условий метаморфизма T=590-680 °C, P=4,5-9кбар. Из этого следует, что метаэндербиты Гридинского комплеса сформировались на этапе гранулитового метаморфизма и позднее были преобразованы в ходе ретроградного метаморфизма амфиболитовой фации, что привело к частичному (о. Прянишная луда) либо полному (о.Коков-2) замещению реликтового гранулитового минерального парагенезса (Grt-Opx-Pl-Qtz) более поздним амфиболитовым (Grt-Hbl-Pl-Qtz).

Список литературы

1. Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л., 1990. 248 с.

2. Володичев О. И., Слабунов А. И. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология, 2004, С. 609-629.

3. Сибелев О. С., Гоголе М. А., Максимов О. А. Геологическая позиция и условия формирования метаэндербитов Гридинской зоны эклогитсодержащего меланжа (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 16. Петрозаводск, 2013. С. 5-20.

4. Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита) Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2008.-296 с.

5. Berman, R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications; in, Quantitative methods in petrology: an issue in honor of Hugh J. Greenwood; Eds. Gordon, T M; Martin, R F. Canadian Mineralogist 1991.v. 29, 833-855.

6. Berman R.G., Aranovich L.Y., Contrib. to Mineral. & Petrol., 1996, 126, 1-24.

7. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. American Mineralogist, 1987. v.72, p.231-239.

8. Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised // J. Metamorph. Geol. 1985. Vol. 3, N 3. P. 231-243.

ФОСФАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ТУРКЕСТАНСКОГО ПОЯСА

Марфин А.Е., Герасимов В.К.

Национальный исследовательский Томский государственный универсиmem, marfin1309@gmail.com

Редкометальные пегматиты обогащённые фосфатными минералами довольно редки. Обычно они относятся к фосфор-тантал-литиевому эволюционному ряду, для которого характерно широкое развитие в качестве породообразующих фаз минералов группы амблигонит-монтебразита (Загорский В.Е. и др, 1997).

Гораздо реже в пегматитах этого ряда породообразующими становятся дополнительно минералы группы литиофилит-трифилина. Ещё реже встречаются пегматитовые поля, в которых породообразущие фосфаты лития, железа и марганца, трифилин и литиофилит ассоциируют с безлитиевыми фосфатами железа и марганца группы триплита.

Указанные жилы обычно принадлежат уже к пегматитам другого, фосфор-олово-берилиевого эволюционного ряда. Именно к такому типу пегматитовых полей относятся жилы Каравшинского поля Туркенстанского пегматитового пояса на юге Кыргызстана. Фосфаты являются типичными второстепенными минералами всех редкометальных пегматитов Туркестанского пояса, но только в Каравшинском поле они приобретают статус породообразующих минеральных фаз, слагая до нескольких процентов объёма отдельных жил. Такое большое значение минералов этой группы в строении пегматитов, объясняется генерацией гранитных расплавов материнских для жил в среде изначально обогащённой фосфором.

В ходе предшествующих исследований минералогии пегматитов пояса (Гинзбург А.И., 1951) в них было установлено более двух десятков минеральных видов группы фосфатов (Таблица 1).

Таблица 1.

N₂	Название	Формула	Сингония	Твердость	Спайность	Цвет
1	Вавелит Wavellite	Al ₃ (PO ₄) ₂ (OH) ₃ ·5H ₂ O	р	4-5	сов. {110}	белый, зеленоватый
2	Крандалит Crandallite	CaAl ₃ (PO ₄) ₂ (OH) ₅ ·H ₂ O	тр	5-6	сов.{0001}	белый, желтоватый
3	Гордонит Gordonite	MgAl ₂ [OH/PO ₄] ₂ ·8H ₂ O	Т	3-3,5	сов. {010}	белый, сероватый
4	Baшегиит Vashegyite	Al ₃ [(OH) ₃ /(PO ₄) ₂]·6H ₂ O	р	3		белый, зеленоватый
5	Амблигонит Amblygonite	(Li,Na)Al(PO ₄)·F	Т	5,5-6	сов. {100}, отчет. {110}	белый, желтоватый
6	Cаркопсид Sarcopside	(Fe,Mn,Ca) ₃ (PO ₄) ₂	р	5	-	желтый, зеленоватый
7	Фторапатит Apatite-(CaF)	Ca ₅ (PO ₄) ₃ F	г	5	-	10 H 16 0 H
8	Трифилин Triphylite	Li(Fe ²⁺ ,Mn)PO ₄	р	4-5	сов. {100}	синий,
9	Арроядит Arrojadite-(pbfe)	Na ₂ Fe ₄ Mn(PO ₄) ₄	М	5	сов. {001}	зеленыи
10	Литиофилит Lithiophilite	Li(Mn,Fe)PO ₄	р	4-5	-	розовый,
11	Marниотриплит Triplite Mg	MgFeMn ₂ (PO ₄)F	М	4	-	коричневый
12	Maгниофилит Magniofilit	$(Mg,Fe,Fe^{2+})_3(PO_4)_3$	р	4	-	
13	Ландезит landesite	(Mn,Mg) ₉ Fe ₃ (PO ₄) ₈ (OH) ₅ ·3H ₂ O	р	3-3,5	-	красно- коричневый
14	Беусит Beusit	$(Mn^{2+},Fe^{2+},Ca,Mg)_3(PO_4)_2$	р	3,5-4,5		красно-бурый
15	Грифит Griphite	$Na_4Ca_6(Mn,Fe^{2+},Mg)_{19}$ $Al_8Li_2(PO_4)_{24}$	К	3,5-4,5		бурый
16	Сиклерит Sicklerite	$Li_{<1,0}(Fe^{3+},Mn^{2+})PO_4$	р	4-4,5		коричнево- черный
17	Аллюодит Alluaudite	Na ₂ Fe ₂ Mn(PO ₄) ₃	М	5		зеленовато- черный
18	Крыжановскит Kryzhanovskite	MnFe2(PO4)2(OH)2·H2O	р	4		бурый
19	Синканкасит Sinkankasite	H ₂ MnAl(PO ₄) ₂ (OH)·6H ₂ O	Т	4		белый
20	Вивианит Vivianite	Fe ₃ (PO ₄) ₃ ·8H ₂ O	М	1,5-2	сов. {010}	синий, зеленый

Пер	ечень фо	сфатов	пегматитов	Т	уркестанского п	ояса.
-----	----------	--------	------------	---	-----------------	-------

Примечание: Сингония p – ромбическая, тр – тригональная, т – триклинная, г – гексагональная, м – моноклинная, к – кубическая

Предметом наших исследований стал наиболее распространённый фосфат каравшанских редкометальных пегматитов – трифилин. Изучена ранняя генерация минерала приуроченная к кварцевым ядрам блоковой зоны внутренних частей жил. По результатам обработки данных микрозондового анализа, был рассчитан минальный состав данных образцов и построена тройная диаграмма (Рисунок 1).



Рис. 1. Тройная диаграмма LiMgPO4 - LiFePO4 - LiMnPO4.

Расчёт производился на литиофилит (LiMnPO4), трифилин (LiFePO4) и магнезиальный фосфат лития (LiMgPO4). Содержание последнего, в данных образцах, достигает в некоторых случаях 7 %. Это позволяет говорить о том, что данный трифилин - высокомагнезиальный, что довольно необычно.

Трифилин обычно образует неправильные по форме выделения или субизометричные желваки размером в сантиметры и первые десятки сантиметров. Реже встречаются грубо огранённые призматические кристаллы таких же размеров. Цвет минерала тёмно-зелёный, серозелёный, иногда с сизым и голубовато-синими оттенками. Появление синих цветов окраски связано с плёночными выделениями позднего вивианита. Окраска трифилина всегда неоднородна из-за массы точечных включений сульфидов (из которых нами, микрозондом, установлен сфалерит) и более крупных альбита и мусковита. Некоторые желваки по краям несут следы окисления, выражающиеся в побурении окраски. Рентгеноструктурный анализ показал, что параметры элементарной ячейки зелёного трифилина близки к таковым трифилина других месторождений (Таблица 2). У окисленного бурого они заметно ниже.

Таблица 2.

Месторождение		Параметры, А	A
	а	b	c
Зелёный трифилин Карав- шинского поля	6,0560	10,3929	4,7094
Бурый трифилин Каравшин- ского поля	6,0205	10,3357	4,7290
Трифилин Варутреск(Швеция)	6,04	10,39	4,72

Параметры элементарной ячейки трифилина.

Как видно из этих данных, неокисленный зелёный трифилин пегматитов Каравшинского поля, по соотношению Fe и Mn более близок к трифилину пегматитов Калбинского хребта (Гинзбург А.И., 1951), а по повышенному содержанию Mg к трифилину описанному А.А. Беусом (Беус А.А., 1951) в пегматитах Туркестанского хребта. Химический состав минерала приведён в Таблице 3.

Таблица 3.

Компоненты	1	2	3
Li2O	Не опр.	6,83	8,33
Na2O	-	0,64	-
MgO	1,81	3,03	0,72
CaO	-	0,16	0,34
MnO	12,58	11,52	12,40
FeO	29,98	32,28	30,05
Fe2O3	-	1,14	1,07
P2O5	46,28	44,54	44,76
Тп.п	Не опр	0,24	0,25
Σ	90,65		

Химический состав (мас. %) трифилина.

Примечание. 1- трифилин пегматитов Каравшанского поля. Микрозондовый анализ, аналитик Марфин А.Е. 2- трифилин пегматитов Туркестанского хребта(Беус, 1951). 3 – трифилин Калбинского хребта(Гинзбург, 1951).

В парагенезисе с изученным трифилином наблюдается кварц, мусковит, калиевый полевой шпат, альбит, белый натровый берилл и пластинчатый колумбит. Данная ассоциация указывает на сравнительно раннее появление минерала в пегматитах.

Список литературы

1. Беус А.А. Новые фосфаты из пегматитов Туркестанского хребта // Тр. Минерал. Музея АН СССР. Изд-во АНСССР, 1951 – Вып. 3 с. 19-36

2. Гинзбург А.И. Трифилин в пегматитах Калбинского хребта и процессы его изменения // Тр. Минерал. Музея АНСССР. Изд-во АНСССР, 1951 – вып.3. с.37-73.

3. Минералогические таблицы. Справочник. // Е.И.Семёнов, О.Е. Юшко-Захарова, И.Е.Максимюк и др. – М.: Недра, 1981 – 399 с.

4. Редкометальные пегматиты // В.Е.Загорский, В.М.Макагон, М.Н.Шмакин и др. – Новосибирск: Наука, 1997. – (гранитные пегматиты; Т.2). – 285с.

ВАРИОЛИТЫ ЛЕХТИНСКОЙ СТРУКТУРЫ, КАРЕЛИЯ

Матреничев А.В.¹, **Матреничев В.А.**^{1,2}, **Березин А.В.**^{1,2} ¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, matrenichev@gmail.com

²Санкт-Петербургский государственный университет

Вариолитовые вулканиты давно известны и широко распространены, особенно в метаморфических толщах докембрия, однако, проблема их происхождения представляет собой один из наиболее продолжительно дискутируемых петрологических вопросов. В работе приводится описание и геохимическая характеристика вариолитов Лехтинской структуры из сев. Карелии.

Вариолиты обнаружены в юго-восточной части Лехтинской структуры, на побережье оз. Летнее. Здесь геологическое строение определяется синклинальным залеганием верхнеятулийских супракрустальных

образований метаморфизованных в зеленосланцевой фации. Нижняя часть разреза представлена афировыми и миндалекаменными метабазальтами. Выше по разрезу они перекрываются пологозалегающими кварцитопесчаниками и аркозовыми метапесчаниками с карбонатным цементом. Непосредственно на метапесчаниках залегают слабо рассланцеванные афировые коматиитовые метабазальты. В зоне контакта метапесчаники смяты в открытые складки с шарниром полого падающим к северу и вертикальным кливажем, который прослеживается и в перекрывающих метавулканитах. В нижней части пачки коматиитовых метабазальтов преобладают афировые разности с реликтами плохо проявленной подушечной отдельности. Вверх по разрезу появляются латерально не выдержанные прослои лапиллевых и бомбовых туфов. Для верхней части пачки метавулканитов характерно широкое распространение вариолитовых лав. Наблюдения за направлением кровли в отдельных потоках коматиитовых метабазальтов, а так же пространственное положение выходов пирокластических образований и вариолитов подчеркивает синклинальное строение структуры.

Обнаруженные вариолиты можно разделить на два типа. К первому типу относятся породы с большим количеством мелких (3 – 8 мм.) светлых вариолей, образующие маломощные зоны, в лавовом потоке. Отсутствуют признаки коалесценции мелких вариолей с образованием более крупных. Второй тип вариолитов – прикровельные вариолиты, сформировавшиеся в кровельных частях потоков (рис. 1). Размер отдельных вариолей варьирует от 0.5 см до 3 - 4 см. В прикровельных вариолитах отдельные более светлые вариоли появляются в средней части потока, размер и количество, которых увеличивается по направлению к кровле потока, вплоть до их полного слияния в более светлые шлиры или линзы с изрезанной границей (рис. 1). В некоторых случаях материал коалесцировавших вариолей перемещался в виде расплава по контракционным трещинам, в результате чего сформировались участки брекчий, где остроугольные обломки меланократового матрикса сцементированы лейкократовым материалом вариолей. Как правило эти участки включают зоны взрывного отделения флюидной фазы с мгновенной кристаллизацией и дроблением пород. Такие зоны хорошо диагностируются по цвету, который меняется с серо-зеленого на коричневатый и серый. В зонах дробления появляется брекчия (рис. 1), состоящая из обломков матрикса (иногда с вариолями), сцементированных закристаллизовавшимся флюидом. Иногда, вместо брекчирования происходит формирование директивной системы трещин, выполненных полевошпат – карбонатным материалом. Трещины, как правило, маломощные и слабо изогнуты, что свидетельствует о хрупко-пластичном состоянии лав в этой зоне.



Рис. 1. Рисунок по фотографии. Прикровельные вариолиты Лехтинской структуры. А – матрица; Б – отдельные вариоли и границы коалесцирующих вариолей и линз/прослоев; В – брекчированный матрикс, сцементированный закристаллизовавшимся флюидом.

Метаморфизм полностью изменил минеральный состав вулканитов, сейчас и вариоли и матрица сложены агрегатом метаморфических минералов: хлорит, амфибол, клиноцоизит, биотит, карбонат, калиевый полевой шпат. Редко, в интерстициях, появляется кварц и альбит. Основная масса вариолей сложена микрозернистым калишпат-амфиболовым агрегатом, в котором встречаются реликты порфировых вкрапленников размером 0.1 – 0.2 мм. (до 0.4 мм.). Первичные минералы замещены хлоритом и окаймляются кварцем, который подчеркивает угловатые формы. Как в вариолях, так и в матрице обычны псевдоморфозы хлорита и амфибола по игольчатым ветвящимся кристаллам, напоминающие структуру микроспинифекс. В матрице такие структуры встречаются чаще, чем в вариолях, однако, в вариолях микроспинифекс может обособляться в центре, подчеркивая кинетическую кристаллизационную зональность, тогда в центре вариоли наблюдается агрегат субпараллельных закалочных кристаллов, а краевая зона сложена криптокристаллическим агрегатом. В других случаях микроспинифекс может достигать края вариоли, однако пересечения ее границ не наблюдалось (рис.2). Возможно, это обусловлено увеличением интенсивности метаморфиче



Рис. 2. Микрофотография шлифа вариолитов Лехтинской структуры. Верхний левый угол фотографии – вариоль, правый нижний – матрица.

ской перекристаллизации на границе вариоль-матрица.

Для нивелирования метаморфических преобразований химический состав отдельных зон вариолитов определялся микрозондовым сканированием по площади размером от 1.1 мм2 до 3.8 мм2.

Химический состав вариолитов до отделения флюидной фазы и после её отделения различается. Общим для них является высокое содержание MgO (MgO = 12 - 17 масс.%) и FeO (FeO = 9 - 16 масс.%) в матрице и очень высокие содержания Al2O3 (Al2O3 = 20 - 24 масс.%) и K2O (K2O = 5 - 9 масс.%) в вариолях.

Для вариолитов до отделения флюида характерно повышенное содержание SiO2 в матрице (SiO2 = 53 – 55 масс.%) относительно вариолей (SiO2 = 49 – 50 масс.%) и пониженное CaO в матрице (CaO = 8 – 9 масс.%) по сравнению с вариолями (CaO = 10 – 12 масс.%). Сумма щелочей в вариолях (Na2O+K2O = 7 – 9 масс.%, K2O/Na2O = 1.8 – 3.5) вдвое превышает их содержание в матрице (Na2O+K2O = 4 – 5 масс.%, K2O/Na2O = 0.9 – 1.2), причём, за счет K2O.

Вариолиты с признаками отделения флюида отличаются пониженным содержанием SiO2 в матрице (SiO2 = 46 - 50 масс.%) относительно вариолей (SiO2 = 52 - 57 масс.%). По содержанию CaO матрица не отличается от состава матрицы в вариолитах без отделения флюида. Но при отделении флюида вариоли резко обедняются CaO (2 - 3 масс.%), тогда как в матрице содержание CaO остается на прежнем уровне (6.9 - 8.1 масс.%). Одновременно матрица резко обедняется щелочами (Na2O+K2O = 0.7 - 1.5 масс.%) особенно Na2O (K2O/Na2O = 3.5 - 6).

Для вариолитов были определены концентрации редких и рассеянных элементов LA ICP MS, сканированием той же площади, для которой были измерены содержания породообразующих компонентов. Они характеризуются рядом специфических геохимических признаков, например, концентрации наиболее некогерентных элементов (РЗЭ, Sr, Y, Zr, Nb, Ti) в матрице и вариолях не различаются (рис. 3), а спектры распределения РЗЭ практически совпадают, при крайне незначительном обогащении легкими лантаноидами (1.2<La/Yb<4.6, YbN=4-7) и устойчивой положительной аномалии церия 1.25<Ce*<1.32. Геохимическая специфика подчеркивается низким Zr (35-75мкг/г) и Nb (3-4мкг/г) и крайне высокими отношениями Ti/Y>900 и Ba/Sr – 15-20 для матрицы, 30-50 для вариолей. В матрице концентрируются Li, Cr, Zn, Cu, Ni, Co, элементы, которые характеризуются узким интервалом значений ионного радиуса (r) 0.68Å – 0.83Å и незначительными вариациями отношения заряд/радиус (Z/r) 2 – 3. Вариоли обогащены Rb, Ba, V, Ga (Z/r < 2, при r > 1Å).



Рис. 3. Мультиэлементная диаграмма для вариолитов Лехтинской структуры.

Происхождение вариолитов, как правило, рассматривается в рамках двух моделей - смешение двух расплавов (Fowler et al., 2002; Красивская и др., 2010) и ликвационная дифференциация (Solovova et al., 2005; Philpotts, 2008). В рамках модели смешения двух расплавов надо ожидать соответствия составов вариолей и матрицы составу реальных вулканических или дайковых пород. Материал матрицы, изученных вариолитов, по составу близок к высокомагнезиальным разновидностям пород абсарокит-шошонитовой серии и находит аналоги среди палеопротерозойских вулканитов Карелии (Матреничев, Беляцкий, 2003). В то же время, аналоги материала вариолей – ультракалиевые высокоглиноземистые породы с плоским спектром распределения РЗЭ и столь низким содержанием Zr – не встречаются.

Основные тенденции ликвационной дифференциации высокомагнезиальных расплавов обогащенных летучими компонентами сводятся к тому, что одна из разделяющихся жидкостей обогащается щелочами и Al2O3 (Пугин, Хитаров, 1978), но перераспределение РЗЭ не отмечаТаблица 1.

Средние содержания элементов-примесей в расплавах (мкг/г) и рассчитанные Kd

Элемент	Rb			Ba			>			Ga			Li		
C M	322	++	8.8	3728	+	704	414	++	10.5	37.7	Ŧ	1.4	8.7	Ŧ	0.5
CB	47.6	++	10.6	942	Ŧ	226	236	+	13.7	24.3	++	2.2	15.9	Ŧ	0.9
Kd M/B	0.15	++	0.03	0.26	++	0.08	0.57	++	0.04	0.65	++	0.06	1.8	H	0.2
элемент	Cr			Co			Cu			Cu			Zn		
C M	1230	++	124	24.2	++	5.2	116	++	22.6	4.9	++	0.6	80.7	H	18.8
C B	1664	++	91.2	98.0	Ŧ	5.4	485	++	13.4	28.9	Ŧ	1.2	364	Ŧ	28.1
Kd M/B	1.4	++	0.2	4.2	+	1.0	4.3	++	0.8	5.9	Ŧ	0.8	4.7	Ŧ	1.2
]										

Примечание. С М – среднее значение концентрации элемента в матрице. С В – среднее значение концентрации элемента в вариоле. Кd M/B – коэффициент распределения элемента матрица/вариоль. ется (Veksler et al., 2006). Одним из характерных признаков магматической несмесимости является обогащение магнезиально-железистого расплава Ni (Cawthorn, McCarthy, 1977), Zn и обеднение Rb (Veksler et al., 2006).

Сравнительный анализ имеющихся геологических и геохимических данных свидетельствует в пользу ликвационной модели формирования вариолитов Лехтинской структуры с разделением на высокомагнезиальный расплав умеренной щелочности в матрице и высокоглиноземистый ультракалиевый расплав в вариолях. Соотношение содержаний элементов-примесей позволяет выделить группу алкофильных элементов (Rb, Ba, V, Ga) с коэффициентом распределения Квысокомагнезиальный/ ультракалиевый<1 (табл. 2). Сродство к магнезиально-железистому расплаву наблюдается для Co, Ni, Cu, Zn (Kd>4) и Li, Cr (1<Kd<2). Для РЗЭ, Sr, Y, Zr, Nb, Ti коэффициент распределения между двумя жидкостями близок 1, что резко отличается от поведения этих элементов в системе расплав-кристалл.

Результаты исследований палеопротерозойских вариолитов Лехтинской структуры расширяют современные представления о моделях магматического петрогенезиса и дополняют сведения о поведении элементов-примесей в магматических процессах. Тем не менее, авторы понимают поверхностность первых результатов, необходимость более детальных исследований и не претендуют на решение проблемы генезиса вариолитов.

Авторы благодарны за обсуждение работы и ценные замечания В.В. Травину.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 13-05-00402 А

Список литературы:

1. Cawthorn R., McCarthy T. EPSL 1977. 37. pp. 339-346.

2. Fowler A., Berger B., Shore M., Jones M., Ropchan J. Precambrian Research. 2002.115. pp. 311-328

3. Philpotts A.R. J. Petrol. 2008. 49. pp. 2171-2175.

4. Solovova I.P., Girnis A.V., Kogarko L.N. et al. Lithos. 2005. 85. pp. 113.

5. Veksler I., Dorfman A., Danyushevsky L. et al. Contrib. Mineral. Petrol. 2006. 152. pp. 685-702.

6. Красивская И.С., Шарков Е.В., Бортников Н. С. и др. Петрология. 2010. Т.18. №3. сс.282-296.

7. Матреничев В.А, Беляцкий Б.В. Древнейшие абсарокиты. Щелочной вулканизм Большезерской структуры, западная Карелия \\ Геохимия магматических пород. Труды XXI всероссийского семинара Щелочной магматизм Земли. Апатиты 2003. стр.103-104. Пугин В.А., Хитаров Н.И. Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М.: Наука, 1978. 176 с.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ РЕКИ ЛОСОСИНКИ И ОЗЕРА ЧЕТЫРЕХВЕРСТНОГО (ПЕТРОЗАВОДСК)

Медведев А.С., Слуковский З. И., Бубнова Т. П. Институт геологии КарНЦ РАН, sanjam22@mail.ru

Введение. Гранулометрический состав является важной характеристикой для понимания принципов распределения химических элементов в донных отложениях рек и озер. В ходе данной работы были отобраны пробы донных осадков в реке Лососинке и в озере Четырехверстном. Оба эти водоема располагаются в городской черте, и поэтому испытывают весомую антропогенную нагрузку.

При исследовании, донные наносы и отложения, в первую очередь подвергаются механическому (или гранулометрическому) анализу, под которым следует понимать комплекс мер, направленных на установление в них количественного содержания частиц различного размера. Данные о содержании той или иной фракции дают представление о генезисе, физико-механических и химических свойствах, инженерногеологических и геохимических особенностях и минеральном составе отложений (Рухин, 1969; Коваль, Войцеховский, 2001). Кроме того, при эколого-геологическом изучении донных осадков важно иметь в виду, что от механического состава аллювия зависит его способность накапливать различные поллютанты – тяжелые металлы, радиоактивные элементы, углеводороды и т. д. (Янин, 2009;Лукьянов и др., 2011). Е. П. Янин (ГЕОХИ РАН,Москва) даже выделяет особый вид донных отложений – техногенные илы, образующиеся исключительно в водных объектах промышленно-урбанизированных территорий.

Объект и методы исследований. Река Лососинка – малая река, длина которой составляет 21,21 км (Каталог..., 2001).

Озеро Четырехверстное расположено в южной части города, в микрорайоне Ключевая. Площадь водоема 11,8 га. Котловина имеет простое строение, с глубоководными участками в северной и центральной части озера. Основные морфометрические характеристики:

Высота над уровнем моря – 102,2 м.

- Площадь зеркала озера 0,118 кв.км.
- Длина береговой линии 1,5 км.
- Длина озера 0,6 км.
- Максимальная глубина 4,6 м.

(Потахин, 2011).

Отбор донных отложений реки Лососинки был произведен в летнеосенний период 2011 года. Полевые работы на озере Четырехверстном проходили весной 2012 года. На пересохших участках реки пробы отбирались при помощи специальной лопатки из нержавеющей стали, а изпод слоя воды – с применением дночерпателя системы Экмана-Берджи (площадь захвата 225 см2).

После просушки собранного материала до воздушно-сухого состояния при помощи стандартного сита с размером ячеек 2 мм из каждого образца была удалена часть фракций, стоящих (по классификации Л. Б. Рухина) выше границы галечно-гравийных пород с песками (табл. 1). Поэтому дальнейшим гранулометрическим исследованиям были подвергнуты усредненные части проб с размером зерен, соответствующим лишь песчаной, алевритовой и глинистой фракциям.

Таблица 1

Порода	Размер зерен, мм
Глыбы	>1000
Валуны, камни	1000–200
Галька, щебень	200–10
Гравий, дресва, хрящ	10–2
Песок	2–0,05
Алеврит	0,05–0,005
Глина	<0,005

Классификация осадочных пород (Рухин, 1969)

В данной работе определение механического состава отложений было сделано лазерным методом, который, в отличие от классических способов гранулометрического анализа (ситовой, пипеточный, ареометрический и др.), менее трудоемок и заметно ускоряет получение необходимых результатов (Здобин, Семенова, 2011; Di Stefano et al., 2010). В качестве базового прибора для определения распределения частиц образцов проб по размерам использовался многофункциональный анализатор частиц серии LS13 320 (фирмы Beckman Coulter, США).

Исследования проводились в лаборатории геологии, технологии и экономики минерального сырья Института геологии КарНЦ РАН.

Определения выполнялись методом лазерной дифрактометрии в воде на основе использования физического принципа рассеяния электромагнитных волн различной длины. Это позволяло анализировать частицы размером от 0,04 до 2000 мкм (т. е. от коллоидных глинистых до грубозернистых песчаных частиц осадка) в соответствии со стандартом ISO 13320-1. Чтобы исключить погрешности измерений из-за процесса коагуляции (слипания мелких зерен), все образцы были дополнительно обработаны ультразвуковыми волнами. Обработка аналитических данных осуществлялись при помощи программ Microsoft Excel 2007.

Результаты.Проведенные исследования показали, что для большинства проб донных отложений реки Лососинки характерно преобладание песчаных фракций (рис. 1), т.е. фракций с размером зерен от 0,1 до 0,25 мм и от 0,25 до 0,5 мм. Суммарно средне и мелкозернистая фракции составляют в среднем 54 % от массы пробы. Тонкозернистые песчаные (0,1–0,05 мм), алевритовые и глинистые частицы вместе в среднем составляют 17,2 % от общей массы всех исследованных образцов донных отложений реки Лососинки.

В озере Четырехверстном для большинства проб характерно преобладание фракций с размером зерен от 1 до 2 мм (рис.2) и от 1 до 0,5 мм. Суммарно они составляют 57 % от общей массы пробы.

Проведенное изучение донных отложений дает информацию не только об осадконакоплении на дне городской реки, но и будет полезным при дальнейших гидробиологических и геоэкологических исследованиях.



Рис. 1. Среднее содержание фракций донных отложений городской части р. Лососинки

размеры фракций, мм



Рис. 2. Среднее фракций донных отложений в озере Четырехверстном

Список литературы

1. Здобин Д. Ю., Семенова Л. К. О гранулометрическом анализе глинистых грунтов: лазерные и классические методы // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2011. № 6. С. 560–567.

2. Каталог озер и рек Карелии / Под ред. Н. Н. Филатова и А. В. Литвиненко. Петрозаводск, 2001. 290 с.

3. Потахин М.С. Морфологические особенности водоемов г. Петрозаводска // Водная среда и природно-территориальные комплексы: исследование, использование, охрана. Материалы IV Школы-конференции молодых ученых с международным участием (26–28 августа 2011 г.). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. С. 180-183.

4. Рухин Л. Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Изд. 3-е. Л., 1969. 704 с.

5. Янин Е. П. Особенности гранулометрического состава русловых отложений малой реки в зоне влияния промышленного города // Известия высших учебных заведений.Геология и разведка. 2009. № 3. С. 69–74.

6. Di Steano C., Ferro V., Mirabile S. Comparison between grainsize analyses using laser diffraction and sedimentation methods// Biosystems Engineering. 2010. Vol. 106, N 2. P. 205–215.

ИЗУЧЕНИЕ ГЕНЕЗИСА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫХ СОЛЕЙ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Мелехина Е.А., Наумов Д.Ю

Пермский государственный национальный исследовательский университет, lu809@mail.ru

Изотопные соотношения водорода и кислорода являются единственными характеристиками вещественного состава молекул воды, позволяющими изучать их историю прямыми методами. Именно поэтому использование стабильных изотопов водорода и кислорода завоевало широкую популярность при исследовании генезиса природных вод (Ферронский, Поляков, 2009).

Интерпретация данных об изотопном составе природных вод дает ключ к пониманию процессов формирования подземных вод за геологическое время.

Целью работы являлось определение генезиса подземных вод на основании данных анализа стабильных изотопов кислорода и водорода. Объектом изучения были подземные воды надсолевой толщи и рассолы солевой толщи на территории СКРУ-1 Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей.

Территория исследований расположена в центральной части Верхнекамского месторождения солей (ВКМС), которое в структурном плане приурочено к центральной части Соликамской впадины Предуральского краевого прогиба.

Шахтное поле рудника СКРУ-1 расположено на северном крыле Соликамского участка центральной части ВКМКС. Производственные подразделения СКРУ-1 расположены на двух промышленных площадках. Площадка № 1 (основная площадка) и площадка № 2 БИС расположены в пределах промышленной зоны г. Соликамска в 1,5 км друг от друга (рис. 1).

Геологический разрез ВКМКС представлен отложениями вендского комплекса, девонской, каменноугольной, пермской систем и четвертичными отложениями. Собственно месторождение представлено солями нижнепермской галогенной формации Соликамской впадины, которая включает отложения карнауховской, березниковской свит и нижнесоликамской подсвиты (Харитонов, 1992).

Соляная толща месторождения, имеющая форму линзы мощностью до 550 м и площадью порядка 8,1 тыс. км2, прослеживается в меридиональном направлении на 205 км, в широтном – до 55 км. Толща подразделяется (снизу вверх) на подстилающую каменную соль, калийную залежь и покровную каменную соль.

По схеме гидрогеологического районирования территории России исследуемый район относится к северной части Предуральского артезианского бассейна Восточно-Европейской системы артезианских бассейнов, к Северо-Предуральскому бассейну блоково-пластовых вод – индекс III-7A (Балдин, 1996; Харитонов, 2002).



Рисунок 1. Обзорная схема территории СКРУ-1.

По условиям взаимосвязи водоносных подразделений с поверхностью в вертикальном разрезе осадочного чехла выделяется два гидрогеодинамических этажа, разделенные региональным иренским водоупором (отложения кунгурского яруса пермской системы). В верхний гидрогеодинамический этаж входят все надиренские подразделения. В нижний – все более древние гидрогеологические подразделения, которые практически утратили связь с поверхностью и характеризуются застойным гидродинамическим режимом.

Нижний (подсолевой) гидрогеологический этаж включает в себя

шесть водоносных комплексов: нижнепермско-верхнекаменноугольный карбонатный (P1-C3), московский (C2m), башкирско-верхневизейский (C2b-C1v3), средне-нижневизейский терригенный (C1v2-1), турнейсковерхнедевонский карбонатный (C1t-D3) и верхне-среднедевонский терригенный (D3-D2).

В верхнем гидрогеодинамическом этаже выделяются следующие гидрогеологические подразделения (снизу вверх) – слабоводоноснаянижнесоликамская соляно-мергельная подсвита P1sl1, водоносная верхнесоликамская терригенно-карбонатная подсвита P1sl2, слабоводоносный локально-водоносный шешминскийтерригенный комплекс – P1šš, водоносные горизонты четвертичных отложений (pgQ, aQ) (Балдин, 1996; Харитонов, 2002).

В ходе выполнения научно-исследовательском работы отобрано и проанализировано 30 проб: 5 проб подземных вод из надсолевой толщи и 25 проб рассолов из горных выработок.

Пробы отбирались в герметичные пластиковые бутылки объемом один литр для проведения общего химического анализа и в одноразовые медицинские шприцы объемом 5 см3. Консервация проб не проводилась. Хранение проб осуществлялось при комнатной температуре.

Проведено определение генезиса исходя из анализа химического состава проб и их положения. Рассолы отнесены к следующим генетическим типам: закладочные – 25 проб, постседиментационный – 1 проба.

Определение стабильных изотопов водорода 2H и 18O в пробах проводилось с применением лазерного изотопного анализатора состава воды Picarro L1102-i.

Определение генетического типа рассолопроявлений с применением величин ионных соотношений не позволяет достаточно точно выявить тот или иной генетический тип рассола. Причины довольно просты: формирование рассолов при взаимодействии с вмещающими породами, перепады температуры и давления, продолжительностью контакта с породами и многое другое. Поэтому было решено провести исследования химического состава в комплексе с изотопными исследованиями.

Результаты содержания стабильных изотопов наносятся на график соотношения содержания дейтерия от 18О, описываемой прямой Крейга: δD, ‰ = 8δ18O+10‰.

В подземных водах содержание дейтерия 2Н изменяется от минус 113,0 до минус 111,0 ‰, среднее значение минус 111,8 ‰, а содержание 180 – от минус 13,7 до минус 11,9 ‰, среднее значение – минус 13,1 ‰. Данные точки располагаются практически на прямой Крейга, что свидетельствует об их инфильтрационном происхождении.

Изотопный состав рассолов имеет более широкий диапазон: содержание 2Н изменяются от минус 115,7 до минус 89,4 ‰, среднее значение минус 100,1 ‰, содержание 18О – от минус 13,4 до минус 7,6 ‰, среднее значение составляет минус 10,2 ‰. Постседиментационные рассолы имеют изотопный состав по 18О минус 8,3 и по 2Н минус 95,8 ‰.

Взаимоотношение содержания 2H и 18О в пробах рассолов и подземных вод из надсолевой толщи показано на рисунке 2. Связь изотопов с Br/Cl*103 показана на рисунках 3 и 4.



Рисунок 2. Взаимосвязь содержания стабильных изотопов δ2Н и δ18О в пробах рассолов и подземных вод надсолевой толщи



Рисунок 3. Связь содержания δ2H и Br/Cl·103 в пробах рассолов и подземных вод надсолевой толщи



Рисунок 4. Связь содержания $\delta 180$ и Br/Cl·103 в пробах рассолов и подземных вод надсолевой толщи172

Список литературы

1. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:50 000 Верхнекамской площади с общими поисками в Соликамском, Усольском и Березниковском районах Пермской области, выполненном в 1988-1992 г/г./ ГП «Геокарта»; Отв. исп. Харитонов Т.В. Пермь, 1992.

2. Отчет о комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1:50000 Верхнекамской площади на территории действующих горнодобывающих предприятий и детально разведанных участков (информационный отчет): Отчет о НИР /Западуралгидрогеология; Отв. исп. В. А. Балдин. Сылва, 1996.

3. Создание сводных геологической и гидрогеологической карт Верхнекамского месторождения калийных солей масштаба 1:100 000. Листы: Р-40-138; О-40-5(в.п.); 6, 7(з.п.), 17(в.п.); 18; 19 (з.п.); 29 (в.п.); 30; 31 (з.п.), 42 (с.п.). В 5-ти книгах, 4-х папках / ФГУП «Геокарта-Пермь»; Отв. исп. Т.В.Харитонов. Пермь, 2002.

 Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы Земли. -М.: Научный мир, 2009. - 632 с

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПОЛУЧЕНИЯ НАНОСТРУКТУР ШУНГИТОВОГО УГЛЕРОДА РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ

Михайлина А.А.

Институт геологии Карельского научного центра Российской академии наук, eniaam@list.ru

Природный углерод, входящий в состав шунгитовых пород многокомпонентен по своей структуре – он представляет собой смесь углеродных аллотропов. Природный углерод может быть представлен несколькими типами, а именно: глобулярным типом углерода, пачечным, чешуйчатым и пленочным (Ковалевский, 1994; Ковалевский, 2007).

На данный момент установлено, что углерод, входящий в состав шунгитовых пород, является их основной активной компонентой. Для него характерен глобулярный тип, а именно наличие глобул – фуллереноподобных образований, содержащих пакеты плавно изогнутых углеродных слоев, охватывающих нанопоры (Ковалевский, 1994).

Известно (Рожкова, 2011), что ШУ имеет два уровня структурной организации. Первый уровень соответствует глобулярным кластерам шунгитового наноуглерода с характерным радиусом частиц более 100 нм. Второму уровню структурной организации соответствуют более мелкие частицы (с характеристическим радиусом ~ 10 нм), формирующие открытые и закрытые поры (доступные и недоступные погло-

щаемым веществам). Поры на II уровне организации характеризуются внутренней фрактальной структурой, образованной наночастицами размером ~ 1 нм.

Оба уровня структурной организации представляют собой комбинации из основного структурного элемента. Основной минимальный структурный элемент шунгитового углерода (ШУ) охарактеризован (Рожкова, 2011), как изогнутый графеновый фрагмент размером < 1 нм. Предполагается, что из основного структурного элемента можно получить наноструктуры природного углерода.

Для получения типов природного углерода предлагаются несколько способов: метод механического воздействия, метод химического воздействия и метод термобарического воздействия.

Проводились: химическое воздействие (кислотная обработка), окисление воздухом и озоном; термообработка и механическое диспергирование (Рожкова, Грибанов, 2007; Рожкова, 2009).

Во многих потенциальных применениях наночастицы (НЧ) углерода шунгитов предложено изучать в форме дисперсий (Рожкова, Грибанов, 2007). Дисперсии НЧ углерода – перспективные объекты водоподготовки, биомедицинских исследований и применения (Рожкова, 2011; Пиотровский и др., 2007).

Было показано (Рожкова, 2011), что структурные элементы ШУ благодаря своему размеру (0,4-0,7 нм) и кривизне поверхности легко переходят в водную дисперсию и стабилизируют нанокластеры углерода в ней, а именно обеспечивают полярность, необходимую для образования комплексов с водой. Они определяют электронную и пространственную структуру наночастиц шунгитового углерода, а также предопределяют специфическую дифильность свойств шунгитов (Рожкова, Грибанов, 2007).

Таким образом, целью работы было исследование дисперсий ШУ на предмет возможности получения наноструктур различного типа, характерных для природного углерода.

Объектами исследования являются дисперсии ШУ: водные и в органических растворителях. Для изготовления дисперсий использовался шунгит I разновидности месторождения Шуньга.

НЧ из водной дисперсии были перерастворены в органических растворителях при последовательной замене воды на растворители с понижением полярности, как описано в (Рожкова, 2012).

Размер частиц в дисперсии и распределение частиц по размерам определяли методом динамического светорассеяния (ДСР) на анализаторе размера наночастиц Zetasizer Nano ZS (Malvern Instruments). Метод ДСР (или другое название метода фотонная корреляционная спектроскопия) основан на анализе спектра рассеянного света. Данный метод

позволяет измерять размеры частиц (наночастиц) от 0,5 нанометров до нескольких микрон.

Путем конденсации дисперсий на стеклянной подложке, были получены пленки, морфология, размер агрегатов и толщина которых исследовалась на цветном лазерном сканирующем 3D-микроскопе Keyence серии VK.

При помощи классического сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) VEGA 11 LSH фирмы Tescan с энергетической анализирующей приставкой INCA Energy фирмы Oxford Instruments анализировалась структура и морфология агрегатов НЧ в пленках дисперсий ШУ.

На первом этапе работы исследовались водные дисперсии ШУ. По данным ДСР – средний размер углеродных НЧ в водной дисперсии составляет ~50 нм.

Рассмотрение пленок на 3D-микроскопе показало, что в пленках водных дисперсий хорошо различимы агрегаты частиц углерода, состоящие из множества взаимоподобных элементов.

На снимках пленок из водной дисперсии наночастиц ШУ видны структуры, напоминающие сетку. Средний размер глобулярных кластеров в центре ячеек сетки составляют ~ 100 нм, размер пор ≤ 100 нм. Для водных дисперсий отличительной чертой является глобулярная форма агрегатов.

Вторым этапом работы было исследование дисперсий ШУ в органических растворителях, таких как: изопропиловый спирт (ИПС), хлороформ, тетрагидрофуран (ТГФ), толуол и четыреххлористый углерод (ССІ4).

Исследование пленок дисперсий ШУ в органических растворителях на 3D-микроскопе показало, что с понижением полярности связь между образующимися агрегатами исчезает.

Метод СЭМ показал, что протяженные структуры, напоминающие цепочки, наблюдаются только в пленках из ИПС. В пленках дисперсий ШУ в ССІ4 присутствуют агрегаты в виде пачек. В пленках дисперсий ШУ в толуоле можно увидеть слоистые агрегаты.

Таким образом по проделанной работе можно отметить следущее: Для водных дисперсий характерной является глобулярная форма агрегатов. В ИПС присутствует сетка из углеродных НЧ, но узлы в ней деформированы. В дисперсиях с ССІ4 различимы агрегаты в виде пачек. В дисперсиях с хлороформом предполагается возможность образование слоев. Введение ШУ в ТГФ не изменяет структуру растворителя.

Автор выражает благодарность А.Н. Терновому, В.А. Колодей и А.С. Горюнову за помощь в проведении экспериментов.

Работа поддержана грантами ОНЗ РАН-5 и РФФИ №13-03-00422.

Список литературы

1. Ковалевский В.В. Структурное состояние шунгитового углерода // Журнал неорганической химии. 1994. Т. 39, №1. С. 31 – 35.

2. Ковалевский В.В. Шунгитовые породы – кристаллогенез и нанотехнологии // Материалы научной сессии. Петрозаводск, 2007. С. 35 – 36.

3. Рожкова Н.Н., Грибанов А.В. К вопросу об основном структурном элементе шунгитового углерода // Материалы научной сессии. Петрозаводск, 2007. С. 86 – 89.

4. Рожкова Н.Н. От стабильной водной дисперсии графеновых фрагментов к вариации текстурных характеристик шунгитового углерода // Материалы Всероссийской конференции. Петрозаводск, 11 – 13 ноября 2009. С. 212 – 216.

5. Рожкова Н.Н. Наноуглерод шунгитов. Петрозаводск, 2011. 100

6. Рожкова Н.Н. Роль непланарных графеновых частиц в формировании нанокластеров шунгитового углерода // Геология Карелии от архея до наших дней. 2011. С. 180 – 187.

7. Рожкова Н.Н. Агрегация и стабилизация наночастиц углерода шунгитов // Экологическая химия. 2012. №4. С. 240-251.

8. Пиотровский Л.Б., Еропкин М.Ю., Еромкина Е.М., Думпис М.А., Киселев О.И. Механизмы биологического действия фуллеренов – зависимость от агрегатного состояния // Психофармакология и биологическая наркология. 2007. Т. 7, № 2. С. 1548 – 1554.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОРУДЕНЕНИЕ УЧАСТКА МОРОШКОВОЕ ОЗЕРО (МОНЧЕГОРСКИЙ РАЙОН): НОВЫЕ ДАННЫЕ

Мирошникова Я.А., Чернявский А.В., Пахомовский Я.А.

Геологический институт Кольского науцного центра РАН, miroshnikova@geoksc.apatity.ru, chernyavsky@geoksc.apatity.ru

Участок Морошковое озеро находится в южной части Мончегорского рудного узла и известен еще с 30-х годов XX века. В то время здесь проводились широкие геофизические и геологические поисковые работы на Cu и Ni. В результате было разведано небольшое по запасам Cu-Ni месторождение, выработанное к концу 40-х гг. Оно представляло собой линзы сульфидов с высоким содержанием никеля в актинолит-хлоритовых сланцах (зона смятия), которые были приурочены к субмеридиональному контакту диорито-гнейсов с норитами (Рутштейн С.М., 1933). Поиски на элементы платиновой группы (ЭПГ) на данном участке в то 176 время не производились.

Впоследствии этот участок привлек внимание геологов уже в 90-х гг., когда проводились обширные поиски на ЭПГ-оруденение. В этот период были пройдены несколько канав, пробурено две скважины. В рассланцованных метагабброноритах была найдена платинометальная минерализация с содержанием суммы платиноидов и золота до 1 г/т.

В ходе полевых работ 2010 - 2013 гг. нами были изучены взаимоотношения породных разновидностей на детальном участке (рис. 1), расположенном на восточном побережье озера Морошковое. Здесь была выявлена сульфидная минерализация двух типов: 1) минерализация в породах (метамафитах) тектонической зоны СЗ простирания; 2) минерализация в жильных телах. Проявление минерализации первого типа, в тектонической зоне, было известно ранее. Оно было обнаружено А.А. Ефимовым в 2001 г при поисковых работах ОАО «ПАНА» на платиноиды.

В аншлифах, изготовленных из двух проб (рис. 1), была изучена рудная минерализация второго типа. Исследования показали, что рудная минерализация на детальном участке связана с жилами норитового состава, которые залегают среди средне-мелкозернистых метаноритов. Видимая мощность наиболее крупной жилы в пределах скального выхода достигает 30 см. Многочисленные апофизы, отходящие от мощных жил во всех направлениях, имеют сложную, извилистую форму и в большинстве случаев являются секущими по отношению к вмещающим метапироксенитам.

Минеральный состав жил изменчив – от преимущественно норитового до амфибол-плагиоклазового, общим для всех типов жил является присутствие магнетитовой вкрапленности. Наиболее мощные жилы в центральной части детального участка сложены черной на сколе, с зеленоватым оттенком, крупнозернистой массивной породой, где хорошо видны крупные выделения магнетита и более мелкая сульфидная вкрапленность. Содержание магнетита и сульфидов изменчиво - от единичных зерен до 3 об. %. По простиранию участки жил, образованные преимущественно амфиболизированным ортопироксеном, переходят в участки амфибол-плагиоклазового состава.

Диагностика минералов, в связи с малым размером выделений и однородных участков индивидов, основывалась на оценочных анализах при помощи энергодисперсионных спектрометров Röntec и Bruker X Flash-5010 к сканирующему электронному микроскопу LEO-1450. Последний был также использован для получения изображений участков полированных шлифов в обратно-рассеянных электронах. Изучение рудных минеральных ассоциаций проводилось с помощью микроскопа Axioplan, оснащенного соответствующей видеоаппаратурой, позволяющей проводить фотодокументацию исследуемых объектов.



Рис. 1. Геологическая карта участка Морошковое озеро: 1 - нориты; 2 - метанориты; 3 - метагаббронориты; 4 - жильные метанориты (мощность тел 5 - 30 см); 5 - жилы плагиоклаз-амфиболового состава сложной морфологии (мощность тел 5 см - 2 м); 6 - метагаббродолерит (дайка); 7 - тектоническая зона; 8 - разлом; 9 - азимут простирания трещиноватости; 10 - контуры выходов на поверхность коренных пород; 11 - точки отбора образцов.

Изучение рудной минерализации показало, что главные сульфидные минералы представлены халькопиритом, миллеритом и борнитом, более редко встречаются пирит и пирротин. Эти минералы образуют как более крупные зёрна до 2 мм, так и мелкую вкрапленность. Наряду с отдельными зёрнами этих минералов, довольно часто встречаются срастания, борнита с халькопиритом, борнита с миллеритом, пирита с халькопиритом. Отличительной особенностью борнита является наличие тонких прорастаний халькопирита и ковеллина, образующих решётчатые узоры (рис. 2 б,е). Встречен сложный сросток халькопирита с пиритом и сфалеритом (рис. 2 г).

Галенит присутствует в виде мелких зёрен (до 10 мкм) на границах халькопирита и пирита, а также в качестве включений в зёрнах халькопирита, пирита и борнита (рис. 2 д,е). Минералы благородных металлов встречаются в виде мелких включений на границах зёрен главных сульфидных минералов (рис. 2 а-в).

Среди оксидных минералов главными являются магнетит, титанит, ильменит, также встречаются редкие зёрна рутила.

Рудная минерализация метаноритовых жил представлена главным образом борнит-халькопирит-миллеритовым типом, который пространственно тесно ассоциирует с магнетит-титанит-ильменитовым типом. Возможно, замещение титаномагнетита вторичными магнетитом и ильменитом под воздействием магматических флюидов привело к осаждению сульфидов борнит-халькопирит-миллеритового состава и минералов платиновых металлов.



Рис. 2. Морфология рудных минералов в жильных метаноритах участка Морошковое озеро: а – срастание халькопирита (Сср) с миллеритом (Mlr) и борнитом (Bn); б – зерно маякита (Mjk) на границе борнита (Bn) с халькопиритом (Сср), вростки ковеллина (Сv) в борните (Bn); в – включения зёрен маякита (Mjk) в миллерите (Mlt); г – срастание халькопирита (Сср), пирита (Ру) и сфалерита (Sp) с включениями зёрен галенита (Gn); д, е – сросток халькопирита (Сср) с борнитом (Bn), включение галенита (Gn) в борните (Bn), развитие ковеллина (Сv) по трещине в зерне халькопирита (Сср).
Список литературы:

1. Рутштейн С.М. Геологическое строение и оруденение для трех основных массивов Монча-тундры. // Хибинские Апатиты, Часть VI, Л.: ОНТИ СВНХ, 1933, с. 168-175.

ПРОМЫШЛЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ СЛОЖНОМЕТАМОРФИЗОВАННОГО КОМПЛЕКСА УЧАСТКА «ВЫСОТА-181»

Никифоров А. Г.

Инстинут геологии Карельского научного центра РАН eoaster@yandex.ru

Введение. На участке «Высота-181» (западная часть Хизоваарского рудного поля) установлены промышленные минералы, формирование которых связано с длительным периодом геологического развития структуры. На особенности минералообразования решающую роль оказали процессы метаморфизма и связанные с ним на поздних стадиях проявления метасоматоза, при этом большая роль принадлежит процессам кислотного выщелачивания. Главным промышленным минералом является гранат в ассоциациях с кианитом, ставролитом, мусковитом, кварцем и полевым шпатом. Проявление комплексных гранатовых руд «Высота-181», является примером структуры, состоящей из нескольких доменов, сложенных метаморфитами, отличительной особенностью которых является результат образования новых минералов на стадии кислотного выщелачивания. В силу наилучшей проницаемости для растворов гранат-биотитовые гнейсы в большей степени изменены метасоматически, чем амфиболиты и метаандезиты. В работе используются данные, полученные на основе минералого-технологического картирования площади в масштабе 1:5000.

Геолого-минералогические факторы, имеющие технологическое значение. В процессе поэтапного минералого-технологического картирования выявлялись и изучались геолого-минералогические факторы, непосредственно влияющие на технологическую оценку, обогащение и переработку минерального сырья. Изучение факторов проводилось в два этапа: на уровне участка работ и на уровне конкретных комплексных руд. При составлении алгоритма использовались данные, приведенные Изоитко В. М. (Изоитко В. М., 1997).

Особенности месторождения

- 1. Характеристика вмещающих и оруденелых пород
- 2. Магматизм

- 3. Метаморфизм и метасоматические изменения пород
- 4. Тектоника
- 5. Форма и размеры рудных тел
- 6. Степень равномерности оруденения
- 7. Количество природных типов руд
- 8. Стадийность минералообразования
- 9. Наличие зональности

Особенности руд (минеральный состав и структурно-текстурные особенности)

- 1. Количественное соотношение минералов
- 2. Физические свойства минералов
- 3. Состав рудных минералов
- 4. Морфология агрегатов, индивидов и скульптура их граней
- 5. Особенности роста, зональность, структуры распада
- 6. Соотношение контрастных и близких по свойствам минералов
- 7. Форма, размеры и характер границ зерен
- 8. Степень однородности строения, наличие включений

Особенности участка «Высота-181» (Развитие метасоматической зональности, неоднородность пород в пределах одного метаморфического комплекса, наложенные этапы деформаций, неоднородная обнаженность, крайне сложный рельеф) учтены в процессе минералого-технологического картирования.

Метаморфиты и метасоматиты участка «Высота-181». Формирование метасоматических комплексов связано с процессами кислотного выщелачивания и Fe-Mg метасоматоза. Кислотнощелочные метасоматиты представлены кварцитами, Ky и Grt кварцитами, Ms-Qtz сланцами и промежуточными зонами Grt-St-Ky-Pl-Qtz, Grt-Bt-Ms-Ky-Pl-Qtz состава. Во всех тыловых и промежуточных зонах присутствует Grt, что связано с высоким содержанием Mg и Fe компоненты в исходных породах и тесной пространственной связью метасоматитов с Fe-Mg амфиболитами. Формирование кислотнощелочных метасоматитов происходит по протолиту метаморфических пород различного состава: Grt и безгранатовым амфиболитам, Amph гнейсам, метаандезитам и Bt-Grt гнейсам. Метасоматические колонки во всех случаях будут выглядеть различно, но самые поздние метасоматиты будут представлены Ky и Grt кварцитами с Ms или без него.

Метасоматические колонки кислотного выщелачивания приведены ниже, курсивом выделены минеральные фазы, имеющие промышленное значение. Использовались также данные Бушмина С. А. и Глебовицкого В. А. для Хизоваарской структуры (Бушмин С. А., 1978; Глебовицкий В. А., Бушмин С. А. 1983)

Гранатовые и безгранатовые амфиболиты, промежуточные метасо-

матические зоны по ним Grt+Amph+Pl Grt+Amph+Pl+Qtz+St Grt+Amph+Pl+Qtz+St+Ky Grt+Pl+Qtz+St+Ky (обособление ассоциаций Grt+Ky+St в кварците) Grt+Ky+Qtz Метаандезиты и амфиболитовые гнейсы, промежуточные метасоматические зоны Grt-Amph-Bt-Ms-Pl-Qtz и Grt-St-Ms-Pl-Qtz состава Grt+Amph+Bt+Pl+Qtz Grt+Amph+Bt+Ms+Pl+Qtz+St

Grt+Bt+Ms+Qtz+Pl+St (содержание St и Bt взаимозависимо)

Grt+Bt+Ms+Qtz+Ky (Ky и St как правило в малых количествах, как) Grt+Ms+Qtz+Ky (слюды в малом количестве, что характерно для метасоматитов по метаандезиту)

Grt+Qtz+Ms

Гранат-биотитовые гнейсы, промежуточные зоны метасоматоза, представленные чередующимися Grt-Bt-Ms-Ky / Grt-St-Ky гнейсами и Grt-Bt-Ms сланцами, а также метасоматиты тыловых зон Grt-Ms-Qtz, Grt-Ky-Qtz состава

Grt+Bt+Pl+Qtz

Grt+St+Bt+Ms+Pl+Qtz (происходит дифференциация на обогащенные Bt и существенно St полосы и линзы).

```
Grt+St+Pl+Qtz+Ky
Grt+Bt+Ms+Pl+Qtz+Ky
Grt+Pl+Ky+Qtz
Grt+Pl+Ms+Ky+Qtz
Grt+Ky+Qtz
Grt+Ky+Qtz
Grt+Ky+Qtz
Grt+Ms+Qtz
Ky+Qtz
Grt+Qtz
```

Процессы сопряженного с кислотным выщелачиванием основного метасоматоза проявлены локально и не влияют на оценку комплексных руд участка. Значимыми можно считать проявления анхимономинеральных гранатитов, формирование которых связано с Fe-Mg метасоматозом (Бушмин С. А., 1978).

Промышленные минералы.

Гранат присутствует практически во всех метаморфических и метаморфогенно-метасоматических комплексах проявления. Интерес вызывает гранат, содержащийся в амфиболитах (Миясиро А., 1976) и во всех метасоматических зонах проявления. Высокая концентрация граната наблюдается в промежуточных и тыловых зонах кислотнощелочных метасоматитов. Это связано в первую очередь с высоким содержанием Fe и Mg минералов в породах протолита. В результате можно наблюдать повсеместно распространенные Grt и Grt-Ky кварциты. Следует отметить, что в гранатах развитых метасоматитов высоко процентное содержание альмандиновой компоненты. На всей территории проявления распространены гранатиты, как следствие сопряженного с кислотным выщелачиванием Fe-Mg метасоматоза.

Формирование мусковита происходит при выносе Fe и Mg в процессе кислотного выщелачивания в породах, содержащих биотит. В соответствии с этим, наибольшее содержание мусковита отмечается в промежуточных метасоматических зонах по протолиту Grt-Bt гнейсов.

Биотит и мусковит часто образуют каймы вокруг граната, содержание мусковита при этом зависит от степени метасоматической переработки породы (Щипцов В. В. и др., 2013). По слюдам часто проявлена милонитизация, при этом наибольшее количество мусковита наблюдается в полосах тыловых метасоматитов Grt-Ms-Qtz состава

Ставролит присутствует как минерал промежуточных зон метасоматоза по всем метаморфическим комплексам. Формирование ставролита возможно при кислотном выщелачивании Fe минералов Grt-Bt гнейсов. При этом наблюдается наследованная полосчатость в метасоматитах, с разделением на Grt-Bt и St зоны. Минерал часто проявлен в виде скелетных образований, часто обнаруживаются псевдоморфозы Ку по St крестам в зернах граната.

Формирование кианита является характерным для кислотнощелочного метасоматического выщелачивания. При последовательном выносе Fe, Mg, Ca, K наиболее представительным становится Qtz-Ky метасоматический парагенезис. Кианит выделяется в метасоматитах в виде ярко окрашенных, реже бесцветных крупнозернистых таблитчатых кристаллов, а также в виде игольчатых, радиально-лучистых агрегатов. Размер от миллиметра до первых сантиметров, зерна не ориентированы.

Опыт изучения участка включает выделение «технологических типов» пород (Щипцов и др., 2009). Такие типы включают в себя несколько минеральных комплексов, объединенных едиными технологическими свойствами и имеющих преобладающие содержания тех или иных промышленных минералов. Также выявлена наилучшая методика геологического картирования, сочетающая как петрографическую характеристику сложнометаморфизованных комплексов, так и фациальное разделение метасоматических зон (Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. 1996).

Благодарность автора. Автор выражает признательность В. В. Щипцову за научное руководство и рекомендации, Т. П. Бубновой и Л. С. Скамницкой за помощь в подготовке материалов и составлении алгоритма работ, а также П. Я. Азимову за консультации в области петрологии.

Список литературы

1. Бушмин С. А. Метасоматиты месторождения Хизоваара (Северная Карелия)// Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1978. №7.

2. Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Спб. Издательство ВСЕГЕИ. 1996.

3. Глебовицкий В. А., Бушмин С. А. Послемигматитовый метасоматоз. Л. «Наука». 1983.

4. Изоитко В. М. Технологическая минералогия и оценка руд. СПб. «Наука». 1997.

5. Минеральное сырье Лоухского района. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1991.

6. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М. «Мир». 1976.

7. Небокситовое алюминиевое сырье России/ В. А. Коротеев, В. Н. Огородников, Ю. Л. Войтеховский и др. Екатеринбург: УО РАН. 2011.

8. Соколов Ю. М., Бушмин С. А. Пегматитизация и метасоматоз кианит-андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Л. «Наука». 1978.

9. Щипцов В.В., Бубнова Т.П., Скамницкая Л.С., Гаранжа А.В., Ручьев А.М. Гранатовые руды Карелии. Петрозаводск. 2009. 208 с.

10. Щипцов В.В., Бубнова Т.П., Скамницкая Л.С., Никифоров А.Г. Оценка влияния метаморфогенно-метасоматических процессов на качество промышленных минералов. сборник «Инновационные процессы комплексной и глубокой переработки минерального сырья» (Плаксинские чтения – 2013). – Томск: ТПУ, 2013.

ПРИМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ ЗОН СДВИГОВЫХ ДИСЛОКАЦИЙ

Нилов М.Ю.

Инстинут геологии Карельского научного центра РАН, mnilov@rambler.ru

Введение. Поисково-разведочные работы на Au являются технически и методически сложной и неоднозначной задачей, требующей тщательного подхода к выбору комплекса используемых методик и следования оптимальной стадийности исследований, продиктованных критериями поисковой модели. На территории Фенноскандинавского щита основная часть Au-рудных месторождений сосредоточена в архейских и протерозойских зеленокаменных поясах (ЗП). При поисках подобных месторождений различные геофизические методы могут применяться на всех стадиях – от аэромагнитных исследований при картировании зеленокаменных толщ, до каротажа скважин при выделении рудных интервалов. В данной работе представлен опыт использования электротомографии сопротивления и вызванной поляризации (ВП) с целью выделения главного структурного рудоконтролирующего элемента - зон сдвиговых дислокаций.

Объекты исследования. Опытно-методические работы проводились автором в коллективе лаборатории геофизики ИГ КарНЦ РАН на месторождениях золота «Таловейс» и «Новые Пески». Первое открыто в 1987 г. (Ушков, 1989) в Костомукшском ЗП и приурочено к двум гранитным телам, прорывающим метакоматииты и метабазальты контокской серии лопия (Фурман, 2001; Кулешевич, Фурман, 2009). Не смотря на разгоревшуюся в последнее десятилетие дискуссию относительно генезиса и возраста рудных процессов (Минерально-сырьевая..., 2005; Ларионова, 2008; Самсонов и др., 2004; Кулешевич, Фурман, 2009; и др.) всеми исследователями отмечается приуроченность золотокварцевых жил, имеющих наибольшие концентрации полезного компонента, к зонам сдвиговых дислокаций северо-северо-восточного простирания.

Месторождение «Новые Пески» расположено в пределах Ведлозерско-Сегозерского ЗП, севернее оз. Шотозеро. В ранге рудопроявления оно выявлено по результатам работ ПГО «Севзапгеология» (Сиваев, Горошко, 1988). На протяжении более чем тридцатилетней истории изучения данного объекта менялись представления о его генетической принадлежности к различным формационным типам (Сиваев, Горошко, 1988; Минерально-сырьевая..., 2005; Кулешевич и др., 2012; Ручьёв, Нилов, 2014), но последними работами показана чёткая связь рудогенных процессов с зонами сдвиговых дислокаций в амфиболитах.

Методика исследований. Электротомография является методическим подходом к схеме регистрации, обработке и интерпретации данных с использованием программных комплексов (Griffiths, Barker, 1993; Бобачёв и др., 2007). На стадии полевых наблюдений многократное использование большого числа одновременно заземлённых электродов позволяет получить с одной расстановки до нескольких тысяч замеров, относящихся к разным глубинным уровням. Последовательное перемещение установки приводит к созданию массива данных, наиболее полно характеризующего геоэлектрический разрез. Степень детальности и глубинность исследования задаются шагом между электродами и общей геометрией их расстановки. Важной частью методики электротомографии является этап математической обработки. В настоящее время разработаны алгоритмы инверсии и программные средства (Gunther, 2005; Loke, 2009), позволяющие моделировать геоэлектрический разрез.

Методика электротомографии не ограничивает выбор установки и

позволяет работать практически всеми схемами, используемыми в методах сопротивления. Это дает возможность повысить чувствительность к различным объектам и ограничить влияние помех.

В соответствии с предположением о субвертикальном залегании маломощных зон сдвиговых деформаций, имеющих, вероятно, пониженное сопротивление по сравнению с обрамляющими породами, была выбрана комбинация из двух встречных трёхэлектродных установок A-MN и MN-B (pole-dipole). Она сочетает чувствительность к объектам такого типа с защищённостью от влияния приповерхностных неоднородностей, характеризуется высоким уровнем сигнала и значительной глубинностью, превосходящей другие установки в 1,5-2,5 раза (Candasayar, Basokur, 2001; Dahlin, Zhou, 2004; Бобачёв и др., 2007).

Полевые работы выполнены с использованием электроразведочной станции «Скала-48» и двух кос по 24 электрода в каждой. Линейный шаг между электродами составил 5 м, питающий электрод «С» был вынесен перпендикулярно профилю на 2 км. Этот приборный комплекс позволяет регистрировать кажущееся сопротивление горных пород, а также оценивать способность среды к поляризации под воздействием внешнего электромагнитного поля по параметру кажущейся заряжаемости С (мс), то есть дает возможность выявить области развития вкрапленной электронпроводящей минерализации.

Фактический материал. Электроразведочные работы с применением описанной методики проведены на участках опытно-методических исследований по отдельным профилям, пересекающим заверенные прямыми геологическими наблюдениями зоны сдвиговых дислокаций. На основе инверсии полученных данных построены геоэлектрические модели кажущегося удельного сопротивления рк и кажущейся заряжаемости C (рис. 1, 2).

Анализируя результаты проведённых исследований можно выявить корреляцию в поведении геофизических параметров на обоих объектах (рис. 1, 2). В приповерхностной части всех представленных разрезов наблюдается масса неоднородностей, характеризующих перекрывающие четвертичные отложения, петрофизические свойства которых, по всей видимости, не выдержаны в плане. Основная часть разреза коренных пород характеризуется высокими значениями кажущегося удельного сопротивления (рк более 10000 Ом*м) и низкой способностью к поляризации под воздействием приложенного электромагнитного поля (С менее 12 мс), что характерно для массивных кристаллических пород. Причём максимальные показатели рк для гранитов участка «Таловейс» несколько выше чем для амфиболитов участка «Новые Пески». На обоих профилях выделены зоны аномально низкого удельного сопротивления (менее 1500 Ом*м) пространственно коррелирующие с зо-



Рис. 1 Геоэлектрические разрезы кажущегося удельного сопротивления и заряжаемости с наложенной схемой интерпретации по участку «Таловейс»: 1 – гранит-порфиры; 2 – зоны рассланцевания и гидротермально метасоматических изменений; 3 – золотоносные кварцевые жили вскрытые горными выработками либо скважинами; 4 – прогнозируемые золотоносные кварцевые жилы; 5 – границы зон рассланцевания по результатам интерпретации геофизических данных; 6 – устья скважин и их номера; 7 – канавы; 8 – разведочный шурф

нами повышенной поляризации (более 15-20 мс). Подобные значения не характерны ни для метаморфических ни для интрузивных пород, и могут быть объяснены избыточным увлажнением в зонах рассланцевания и наличием вкрапленности сульфидов. Данное предположение согласуется с результатами прямых геологических наблюдений в горных выработках и скважинах. Вышеизложенные факты позволяют считать подобное распределение геоэлектрических параметров в разрезе геофизическим критерием рудоконтролирующих зон сдвиговых дислокаций в аналогичных геологических условиях.

Заключение. Опытные исследования показали применимость ме-



Рис. 2. Геоэлектрические разрезы кажущегося удельного сопротивления (а), заряжаемости (b) и результаты интерпретации (c) по участку «Новые Пески»: 1 – четвертичные отложения; 2, 3 – апогаббровые амфиболиты различной степени нарушенности; 4 – область рассланцевания

тодики электротомографии для выделения, в рассмотренных геологических условиях, рудоконтролирующих зон сдвиговых дислокаций на основе распределения кажущегося удельного сопротивления в геоэлектрическом разрезе, и возможность делать выводы о наличии рудной минерализации в них при наблюдении аномалий повышенной поляризуемости.

Благодарности автор выражает всем коллегам, осуществлявшим посильную помощь в проведении полевых экспериментов и обсуждении результатов, а также коллективу ООО «Онего-Золото». Список литературы

1. Бобачев А. А., Яковлев А. Г., Яковлев Д. В. Электротомография – высокоразрешающая электроразведка на постоянном токе // Инженерная геология, 2007. №3. С. 31-35.

2. Кулешевич Л. В., Дмитриева А. В., Елисеев М. А., Лавров О. Б., и др. Минералогия рудных месторождений Карелии: минеральные ассоциации, типоморфизм и условия образования // Основные результаты научных исследований Института геологии КарНЦ РАН 2009–2012 по программе фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2008–2012 гг. VII. Науки о Земле. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2012. С. 35-40.

3. Кулешевич Л.В., Фурман В.Н. Золоторудное месторождение Таловейс в Костомукшской зеленокаменной структуре (Карелия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. №1. С. 58-76.

4. Ларионова Ю.О. Изотопная геохимия и геохронология золоторудной минерализации в архейских и палеопротерозойских комплексах Карелии: Автореф. дис. канд. геол-мин. наук. М.,2008. 20 с.

5. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Книга 1. Горочие полезные ископаемые. Металлические полезные ископаемые. – Петрозаводск: «Карелия», 2005. 280 с.

6. Ручьёв А.М., Нилов М.Ю. Золото-сульфидное проявление «Новые Пески»: рудоконтролирующие сдвиговые дислокации и их геофизические признаки // Труды Карельского научного центра Российской Академии Наук. 2014. №1. С. 90-102.

7. Самсонов А.В., Бибикова Е.В., Ларионова Ю.О. и др. Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Костомукшского района, Западная Карелия: петрология, геохронология и тектонические условия становления // Петрология. 2004. Т. 12 №5. С. 495-529.

8. Сиваев В. В., Горошко А. Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые Улялегского массива гранитов рапакиви и его обрамления // Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1:50000 и среднемасштабного глубинного геологического картирования, проведенных Ведлозерской партией в 1983-88 г. в Южной Карелии. Петрозаводск. 1988.

9. Ушков В.В. Отчёт по теме: «Перспективы золотопромышленного оруденения Костомукшской структуры» (в сводном отчёте Иванова Н.М. и др. «Типизация зеленокаменных поясов Карело-Кольского региона и оценка перспектив их рудоносности») // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1989.

10. Фурман В.Н. Отчёт о результатах поисковых работ на золото, проведённых в южной части Костомукшской зеленокаменной структуры в 1998-2001 гг. // ТТГФ РК. Петрозаводск, 2001.

11. Candansayar M.E., Basokur A.T. Detecting small-scale targets by the 2D inversion of two-sided three-electrode data: application to an archaeological survey // Geophysical Prospecting, 2001. №49. P. 40-58.

12. Dahlin T., Zhou B. A Numerical Comparison of 2D Resistivity Imaging with Ten Electrode Arrays // Geophysical Prospecting, 2004. № 52. P. 379-398.

13. Griffiths, D.H., Barker, R.D. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology // J. Appl. Geophysics, 1993. №29. P. 211-226.

14. Günther, T. (2005): Inversion Methods and Resolution Analysis for the 2D/3D Reconstruction of Resistivity Structures from DC Measurements PhD Thesis, University of Mining and Technology, Freiberg (Germany)

15. Loke, M.H. Tutorial - 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Malaysia: Geotomo Software, 2009. 124 p.

ИЗУЧЕНИЕ ФЛЮИДНЫХ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦАХ ИЗ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ И ЮГО-ВОСТОЧНОГО КИТАЯ МЕТОДОМ КР-СПЕКТРОСКОПИИ.

Пихулина А.В., Баданина Е.В., Бочаров В.Н.

Санкт-Петербургский государственный университет, a.pikulina@list.ru

Задачей нашего исследования явилось изучение минералов в составе флюидных и расплавных включений (ФВ и РВ) и кристаллических включений (КВ) в кварцах из редкометальных гранитов и пегматитов Забайкалья и Юго-Восточного Китая. Объектами исследования являются редкометалльные граниты Ачиканского массива (Восточное Забайкалье) и массива Ичунь (Юго-Восточный Китай) и пегматиты Малханского месторождения (Центральное Забайкалье). Из 7 образцов пород были изготовлены 12 двустороннеполированных пластинок. Флюидные и кристаллические включения в различных генерациях кварца были описаны и задокументированы на поляризационном микроскопе Leica DFC295 (кафедра геохимии СПбГУ).

В гороховидном кварце из амазонитовых гранитов Ачиканского массива обнаружены единичные расплавные раскристаллизованные (до 20-40 мкм) включения, первичные и вторичные газово-жидкие двухфазные (от 10 до 100 мкм) и кристаллические включения минералов, в том числе рудных, сильно варьирующие по размерам. В отличие от Li-F редкометальных гранитов Ачиканского массива в Li-Cs-F гранитах Ичуньского месторождения в кварцах расплавные включения не обнаружены. Здесь встречено обилие мелких двухфазных флюидных включений (преимущественно 10-20 мкм) и кристаллических включений слюд.

В кварцах из кварц-альбит-лепидолитового парагенезиса с рубеллитом пегматитовой жилы Соседка обнаружены кристаллические включения эльбаита и мусковита. В составе флюидных включений диагностированы кристаллы ортоборной кислоты – сассолина. Также в составе флюидного включения идентифицировано соединение CO32-.

Для диагностики минеральных фаз и состава растворов во включениях был использован метод рамановской или КР-спектроскопии. Главными преимуществами этого метода являются: возможность получать спектры очень мелких объектов - до 1 микрометра и проникновение зондирующего луча внутрь прозрачной среды (Рёддер, 1987). Метод позволяет анализировать вещества в разном состоянии: твердом, жидком, газообразном; возможность проводить как качественный, так и количественный анализ; однозначное установление присутствия анионных групп (Колесов, 2009). Также стоит отметить появление общедоступной базы данных рамановских спектров различных минералов rruff.info.

Рамановские спектры были получены на спектрометре Horiba Jobin-Yvon LabRAM HR. В спектрометре присутствуют 2 лазера с различными длинами волн - He-Cd (325 нм) и Ar (514 нм). Мощность лазера может меняться от 8 до 50 мВ. Микроскоп оборудован объективами 10Х, 50Х, 100Х; увеличение окуляра – 10Х. Первичная обработка спектров выполнена в программе LabSpec. Наши исследования были выполнены с помощью Ar лазера. Для всех исследованных включений были подобраны оптимальные условия съемки (время накопления данных в среднем составило – 15-20; количество повторов – 5-10; объектив 50х-100х; конфокальное отверстие – 250-350). Полученные спектры были обработаны с помощью программы Origin 8.0.

Нами отработаны методические приёмы получения и идентификации спектров минералов и растворов в составе включений в кварцах и получены следующие результаты:

1. В гранитах Ачиканского массива обнаружены кристаллические включения Fe-колумбита и Mn-танталита. На рис. 1 приведены спектры суммарного спектра включения и минерала-хозяина (кварца) в образце AU-1798. Анализ спектров двух минералов (рис. 2) показал соответствие их, Fe-колумбиту (96%) и Mn-танталиту (на 97%) по данным базы данных rrufinfo (http://rruff.info/).

2. В кварце из протолитионитовых гранитов Ичуньского массива были обнаружены Li-биотит, мусковит и альбит в составе кристаллических включений.



Рис.1 Суммарный спектр кварца с включением и спектр чистого кварца



Рис.2 Спектры соответствующие Мп-танталиту и Fe-колумбиту.

3. В кварцах из кварц-альбит-лепидолитового парагенезиса пегматитовой жилы Соседка Малханского месторождения были обнаружены кристаллические включения эльбаита и мусковита и флюидные включения с кристаллами ортоборной кислоты - сассолина Сассолин диагностирован по линии 881 см-1. На рис.3 приведены спектры сассолина и соединения СО32-.



Рис.3. Спектры сассолина и соединения СО32-.

Список Литературы

1. База данных http://rruff.info/

2. Колесов Б.А. Раман-спектроскопия в неорганической химии и минералогии, Новосибирск. Изд-во СО РАН, 2009

3. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах т.1, Москва «Мир» 1987

4. С.З. Смирнов., И.С. Перетяжко и др. Первая находка сассолина

(H3BO3) во флюидных включениях в минералах // Геология и Геофизика, 2000

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 13-05-01057а.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ВЕРЕТЕНИНСКОЙ ЗАЛЕЖИ МИХАЙЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

Прийменко В.В^{1,2}., Петров С.В.¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, ²ООО «Лаборатория изучения минерального сырья» priymenkovladimir@ gmail.com

Введение. В последние десятилетия из-за истощения запасов богатых руд традиционных месторождений благородных металлов всё большее внимание уделяется нетрадиционным их источникам. Результаты многолетних исследований ученых Воронежского государственного университета (Абрамов и др., 2009, Чернышов и др., 2003), специалистов Михайловского горно-обогатительного комбината, ЗАО «Механобр инжиниринг» (Петров, Сентемова, 1998) и Санкт-Петербургского университета (Петров, Прийменко, 2011, Пономарева, 2013) и др. показывают, что железистые кварциты Михайловского месторождения железа, является перспективным комплексом пород для проявления золоторудной минерализации. Месторождения железа осадочно-метаморфизованного геолого-промышленного типа с повышенной золотоносность широко распространены в Бразилии. Попутная добыча золота осуществляется на месторождениях Morro Velho, Cuiabá, São Bento и других (Diogenes et al., 2007), где золото связано с гидротермально-метасоматическими изменениями по железистым кварцитам. Подобные объекты известны в ЮАР, Канаде, Индии и Австралии (Oberthur et al., 1990; Nurmi et al., 1991; Hammond et al., 2006; Pal and Mishra, 2004). В нашей стране золото из железистых кварцитов не извлекается в промышленных целях (Двойнин, 2003), но исследования подобной возможности проводилось как в пределах КМА, так и на объектах Балтийского щита: месторождениях Оленегорской группы Кольского полуострова (Мызников, и др. 1996), а также на месторождении Костомукшское в Карелии (Петров, Головина, 2006; Головина, 2007).

Краткая геологическая характеристика. Михайловское месторождение железа расположено в Курской области близ города Железногорск. Месторождение приурочено к центральной и западной части Михайловской грабенсинклинали, выполненной нижнепротерозойскими образованиями (Чернышов, и др. 2003) и представлено Веретенинской залежью. Она представлена породами нижней и верхней подсвит коробковской свиты курской серии (Понамарёва, 2013). Суммарная мощность рудного тела достигает 900 и более метров. Руды на железо представлены двумя промышленными типами: осадочно-метаморфизованные железистые кварциты и богатые железные руды коры выветривания железистых кварцитов (Понамарёва, 2013).

Продуктивная и вмещающие толщи пород месторождения осложнены складчатостью высоких порядков с широко распространенными разрывными нарушениями, которые контролируют развитие гидротермально-метасоматических изменений. Из более поздних образований выделяются широко развитые площадные и линейные коры выветривания (Петров, и др. 2011, 2013).

Химический состав золотоносных метасоматитов. Исследование химического состава одной из проб сульфидизированных железистых кварцитов пробирно-атомно-абсорбционным методом показало присутствие высоких концентраций золота и серебра 18.3 г/т и 5,6 г/т соответственно.

Проба, имеющая ураганное содержание золота для изучаемого объекта ярко характеризует эпигенетические процессы минералообразования в железистых кварцитах. Химический состав пробы изучен рентгенофлюоресцентным методом (табл. №1). Для сравнения ниже приведены результаты среднего определения состава неизмененных железистых кварцитов Михайловского месторождения – без гидротермально-метасоматических изменений.

Минеральные парагенезисы и последовательность образования рудных минералов. Исследование минеральных ассоциаций рудных минералов Веретениской залежи Михайловского месторождения микроскопическими методами показало, что формирование золоторудной минерализации проходило в шесть этапов (табл. 2).

1) Наиболее ранние рудные минералы представлены пиритом первой генерации, причем среди пирита выявлено два морфологических типа: фрамбоидальный пирит-1 А и идиоморфный пирит-1 Б. Эти минералы могут отражать первично осадочно-вулканогенную природу железистых кварцитов. В эту же стадию кристаллизуется гематит-1 и пирротин-1. Микрослоистость можно отнести к первичной текстуре характерной для железистых кварцитов.

2) Затем, в процессе метаморфизма в рудной ассоциации путем замещения гематита-1 образуется магнетит-1. Магнетит-1 и гематит-1 унаследуют тонкослоистую текстуру. В отношении благородных металлов первые две стадии минералообразования имеют содержания ниже

Таблица 1

Результаты полуколичественного химического анализа, мас.%

	Сумма	100.00		100.00						
	S	6.67							0.18	
	Bi	0.01		ı						
	Ni	0.01		-						
	Cu	0.04	тробам)	-						
	P205	0.11	по 10 г	0.34						
пробы М556	Na2O	-	варцитов (0.20						
	K20	0.04	1CTbIX K	2.16						
	MgO	8.31	в железі	4.52						
	OuM	0.10	ій соста	0.07						
	CaO	0.78	Средні	2.00						
	A12O3	0.39		0.63						
	Fe2O3	33.48		42.22						
	SiO2	50.06		47.69						

Химический состав отражает закономерности процессов минералообразования, которые подробнее разберем ниже.

предела обнаружения метода.

3) Этап характеризуется гидротермально-метасоматическим преобразованием пород и руд, отвечающим фации лиственитов (новообразованные карбонат+хлорит). Характерные рудные минералы этой стадии: пирит-2, халькопирит, пирротин-2, который образует включения в пирите-2, мартит-1. Магнитная порошкография показала, что пирротин-2 магнитный минерал, что указывает на его моноклинную сингонию в отличие от гексагонального пирротина-1. На этой стадии золото не обнаружено в самостоятельной форме, но отмечается его повышенный геохимический фон (до 0,45 г/т).

4) Следующий этап минералообразования отвечает метасоматическому процессу березитизации руд (новообразованные кварц+мусковит); на этой стадии образуются магнетит-2, теллуриды висмута, висмутин и самородный висмут. К этой стадии относится и самородное золото-1, оно содержит в своем составе до 19-22 % серебра.

5) Этап характеризуется низкотемпературным метасоматозом, в процессе которого по пириту образуется марказит. Нерудный минерал характерный для этой стадии метасоматоза является барит.

6) Гипергенез широко проявлен в рудах Михайловского месторождения, рудные минералы представлены: окислами и гидроокислами железа: мартит-2, гидрогематит, гётит. Самородное золото становится зональным, внешние периферические зоны становятся высокопробными, содержание серебра в этих зонах снижается до 2-9%. «Очищенное от серебра» самородное золото весьма характерно только для этой стадии гипергенеза.

Выводы: Железистые кварциты Михайловского месторождения КМА, являются перспективным объектом на обнаружение самостоятельных рудопроявлений Au. Золото представлено самородной формой и имеет высокие показатели пробности 780 – 980 ‰, а его повышенные концентрации связаны с гидротермально-метасоматическими изменениями. Самородный висмут и висмутин входит в один минеральный парагенезис с самородным золотом-1, что можно использовать как поисковый критерий. Закономерность отражена и в химическом составе - позволит оптимизировать затраты на поисковые работы, связанные с получением аналитики. В железистых кварцитах без наложенных эпигенетических ассоциаций содержание золота не превышает кларкового.

Выражаем благодарность сотрудникам геологической службе Михайловского месторождения и сотрудникам ЗАО «Механобр Инжиниринг Аналит» и отдельно к. х. н. Л.А. Ушинской, а также преподавателям и сотрудникам кафедры геологии месторождений полезных ископаемых СПбГУ И.П. Тарасовой, А.П. Бороздину, Л.Л. Бедеровой, Ю.С. Полеховскому, А.С. Воинову, А.Н. Зайцеву. Исследования проведены с использованием оборудования ресурсного центра СПбГУ «Геомодель» и при поддержке НИР СПбГУ шифр № 3.0.113.2010 и № 3.38.690.2013.

Таблица №2

Рудные минералы	Этапы минералообразования						
	1	2	3	4	5	6	
Пирит 1 А фрамбои- дальный	+						
Пирит-1 Б	+						
Гематит-1	+						
Пирротин (гекс.)-1	+						
Магнетит-1		+					
Пирит-2			+				
Халькопирит			+				
Пирротин (мон.)-2			+				
Мартит-1			+				
Висмутин				+			
Самородный Висмут				+			
Магнетит-2				+			
Самородное Золо- то-1				+			
Марказит					+		
Бисмоклит						+	
Самородное Золо- то-2						+	
Мартит-2						+	
Гидрогематит						+	
Гётит						+	

Последовательность образования рудных минералов

Список литературы

1. Головина Т.А. Благородные металлы в породах Костомукшского железорудного месторождения. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. к.г.м.н. – 2007. – с.18.

2. Двойнин В.В. К проблеме Золотоносности железистых кварцитов и хвостов обогащения Лебединского, Стойленского и Коробковского месторождений КМА. Неделя горняка – 2003. – семинар №19 – 2003 – с. 150-151.

3. Мызников И.К., Шелехов А.Н. Технологическая оценка отвальных хвостов магнитной сепарации железистых кварцитов КМА для организации попутной золотодобычи. Проблема комплексного использования руд. 2-й Межд. симп. – Тез. докл. – СПб:СПбГИ, 1996 – с.76

4. Петров С.В., Сентемова В.А. Благородные металлы в железистых кварцитах и возможность их извлечения. Обогащение руд. -1998. -№6. -с.36-40.

5. Петров С.В, Головина Т.А. Минералогия и геохимия благородных металлов во вмещающих породах и рудах костомукщского месторождения железистых кварцитов (Карелия). Вестн. Воронеж. ун-та сер. геол.- 2006. - №2. с. 149-158.

6. Понамарёва М. М. Золото в коре выветривания железистых кварцитов михайловского и старооскольского железорудных районов КМА (Центральная Россия). Вестник Воронежского государственного ун-та, серия геология. - №1 – 2013 – с. 155 – 162.

7. Петров С.В. Прийменко В.В. Золотоносность железистых кварцитов Михайловского месторождения Курской магнитной аномалии и оценка возможности извлечения золота из хвостов обогащения. Материалы XI конференции СНО геологического факультета СПбГУ, 2011 – с. 63–65.

8. Петров С.В., Прийменко В.В. Новые данные по золотоносности железистых кварцитов и Михайловского месторождения Курской магнитной аномалии. Материалы XII конференции СНО геологического факультета СПбГУ 2013 – с. 83 – 84.

9. Чернышов Н. М., Абрамов В. В., Кузнецов В. С. К вопросу о выборе технологий обогащения и извлечения благородных металлов из железистых кварцитов, черных сланцев и продуктов их переработки. Вест. Воронежского государственного ун-та, серия геология. –. № 2. – 2009 – с. 110-122.

10. Чернышов Н.М., Петров С.В., Молотков С.П. Особенности распределения и формы нахождения благородных металлов в железистых кварцитах Михайловского месторождения КМА и их техногенных продуктах (Центральная Россия). Вест. Воронежского государственного унта, серия геология. –. № 1. – 2003 – с. 93-104.

11. Nabarun Pal and Biswajit Mishra. Epigenetic Nature of the BIFhosted Gold Mineralization at Ajjanahalli, Southern India: Evidence from Ore Petrography and Fluid Inclusion Studies. Gondwana Reserch, V. 6, No, 3, pp. 531-540

12. Nurmi P.A., Lestinen P., Niskavaara H. Geochemical characteristics of gold deposits in the fennoscandian shield, and a comparison with selected

Canadian and Australian deposits, - 1991 - pp. 101.

13. T. Oberthur, R. Saager, H. – P. Tomschi. Geological, mineralogical and geochemical aspects of Archean Banded Iron-Formation-hosted gold deposits: Some examples from Southern Africa. Mineralium Deposita 25, -1990 – pp 125-135.

14. Diogenes Scipioni Vial, Ed DeWitt, Lydia Maria Lobato, Charles H. Thorman. The geology of the Morro Velho gold deposit in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. Ore Geology Reviews, Issues 3–4, November 2007 - pp. 511-542.

ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ AU ЖЕЛЕЗНЫХ РУД МИХАЙЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КМА

Прийменко В.В.^{1,2}, Петров С.В.¹, Бороздин А.П.¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет ² ООО «Лаборатория изучения минерального сырья» priymenkovladimir@gmail.com

Введение. Благородные металлы являются ценным сырьем и благодаря их уникальным физико-химическим свойствам они находят все большее применение в промышленности и медицине. Производство ювелирных изделий из драгоценных металлов в последние годы испытывает интенсификацию. Также благородные металлы являются стратегическим сырьем и залогом стабильности национальной валюты. Таким образом, растёт потребность в добыче благородных металлов, параллельно с истощением и отработкой известных уникальных и крупнейших месторождений этой группы полезных ископаемых. Все больше внимания уделяется забалансовым рудам и нетрадиционным источникам благородных металлов.

Оценка возможности извлечения благородных металлов как попутного продукта месторождений, является важной задачей, так как в этом случае значительно уменьшаются капитальные затраты, производственные расходы, резко снижается себестоимость золота, следовательно, даже низкие и убогие содержания металла могут оказаться рентабельными для переработки (Мызников, Шелехов, 1996; Петров, Прийменко, 2013).

При создании технологии переработки важное значение имеет выбор рационального метода извлечения, особенности распределения благородных металлов и форма их нахождения в руде, а при попутном извлечение значение последних возрастает многократно вследствие низких концентраций металла (Двойнин, 2003; Петров, Прийменко, 2011). Отдельной проблемой для попутных золоторудных концентраций 200 является отсутствие однозначного понимания геологического контроля таких проявлений. В российском правовом поле извлечение попутных компонентов невозможно без оценки ресурсов и подсчета запасов, которые необходимы в том числе и для обоснования горно-обогатительных работ (Двойнин и др., 2003). Особенно сложным процессом представляется постановка поисково-оценочных и разведочных работ на уже работающем горнодобывающем предприятии.

Краткий горно-геологический очерк. Месторождения железа осадочно-метаморфизованного промышленного типа руд являются одним из главных источников железа в мире и связаны с железистыми кварцитами докембрийского фундамента. С этим промышленным типом связаны крупнейшие железорудные провинции: железорудный пояс Лабрадора (Канада), Верхнего озера (США), широко известны железорудные районы Бразилии, ЮАР, Индии, Австралии, Китая, Украины и другие (Авдонин В.В. и др., 2005). В России месторождения железистых кварцитов являются главными продуцентами железа. Крупнейшими являются месторождения Курской магнитной аномалии (КМА): Коробковское, Лебединское, Стойленское, Салтыковское, Михайловское и другие.

На Михайловском месторождение выделяют два основных технологических типа руд железа: неокиленные железистые кварциты и окисленные железистые кварциты (Петров, 2007; Чернышов Н. М. и др., 2009).

Разведанные запасы железной руды с учетом плащеобразных богатых руд Михайловского месторождения составляет более 11 млрд тонн. Обогатительное предприятие Михайловского месторождения обладает колоссальной производительностью и перерабатывает более 45 млн т неокисленной руды в год с получением магнетитового концентрата путём мокрой магнитной сепарации (ММС).

Железистые кварциты в целом обладают повышенной золотоносностью: известны месторождения в Бразилии, где параллельно с извлечением железа из пластовой железорудной формации (banded iron formation) ведется извлечение золота. Среди них месторождения Morro Velho, Cuiabá, São Bento (Luiz Cláudio Ribeiro-Rodrigues et al., 2007, Sérgio Luiz Martins Pereira et al., 2007, Junqueira et al., 2007).

В России золото из пластовой железорудной формации в промышленных целях не извлекается (Двойнин и др., 2003, Мызников, Шелехов, 1996), но исследования подобной возможности проводилось на объектах КМА и на месторождениях Балтийского щита (Головина, 2006, 2007, Петров, 2007). Среди российских месторождений повышенный геохимический потенциал золота имеет Михайловское месторождение (Гзогян Т.Н. и др., 2001), железорудная веретениская залежь которого является частью нижнепротерозойских образований курской серии. Повышенная золотоносность связана с гидротермально-метасоматическими образованиями широко развитыми в пределах залежи (Петров, Прийменко, 2011).

Результаты опытного гравитационного обогащения руд железа Михайловского месторождения. Изученные нами пробы руд Веретенинской залежи характеризуют новое рудопроявление золота, связанное с весьма сложным многостадийным гидротермально-метасоматическим преобразованием железистых кварцитов. Рудопроявление обнаружено в Юго-Восточной части карьера Михайловского месторождения. Морфология и объем рудного тела остаются неясными вследствие недостаточности данных в условиях промышленной отработки руд на железо. Содержания золота в рядовых пробах по данным пробирного-атомноабсорбционного анализа иногда достигают 18,3 г/т, и отмечаются ураганные до 42 г/т.

Как показало изучение состава рудных минералов, золото имеет самородную форму и образует сростки с висмутином закономерно развивающимся по самородному висмуту. Постоянной примесью самородного золота является серебро, при этом золото представлено двумя генерациями. Первая генерация характеризуется пробностью 780‰, вторая – 800-980‰. Повышенная пробность золота-2 вызвана гипергенным обогащением первой генерации (Чернышов Н. М. и др., 2009; Петров, Прийменко, 2011, 2013).

С точки зрения технологической минералогии выделяется два типа зерен самородного золота. Первый тип представлен зернами золота свободными от срастаний размерами от 20 до 700 мкм. Объемное отношение золота первого типа – 85 %. Второй - представлен закономерными срастаниями золота и теллуридов висмута, где золото обычно выполняет ядерную часть сростков, а теллуриды формируют каймы обрастания. Размер таких выделений меняется от 30×15 мкм до 150×80 мкм. В общем объеме золота содержание зерен второго типа составляет 15%. С морфологической точки зрения золото характеризуется сложными ксеноморфными формами.

Для проектирования технологии обогащения на новом рудопроявление золота была взята малая технологическая проба М-556. Содержание Au и Ag в этой пробе, полученные пробирным атомно-абсорбционным методом, составляют 18,3 и 5,6 г/т соответственно. При подготовке к опытам навеска пробы массой 1,81 кг была дезинтегрирована до класса -1+0 мм, после чего расситована на классы -1+0,5 мм (массы 0,49 кг) и -0,5+0 мм (масса 1,32 кг).

Содержание магнетита, по результатам минералогического анализа образцов, в среднем по образцам приблизительно 30-35%, то есть проба является богатой рудой для извлечения магнетитового концентрата. В

образцах содержится более 1% моноклинного пирротина - также высокомагнитного минерала. Таким образом можно предположить, что при магнитной сепарации в слабом поле золото в пробе М-556, в связи с его диамагнитными свойствами будет концентрироваться в немагнитной фракции.

Гранулометрический состав золота и золото-теллуридных агрегатов срастаний позволяет сделать второе предположение: при магнитной сепарации извлечение золота в хвосты магнитной сепарации должно возрастать с уменьшением класса разделяемого материала.

Магнитная сепарация в слабом магнитном поле в воздушной среде (СМС) произведена посредством ручного магнита в чехле (РМЧ). Выход магнитной фракции класса -1+0,5 мм составил 46,94%, немагнитной – 53,06%, а выходы продуктов для класса -0,5+0 – 47,73% и 52,27% соответственно.

Далее с применением гравитационного концентратора типа СКЛ-2, был получен гравитационный концентрат из немагнитной фракции -0,5+0 мм, так как предполагалось, что большая часть самородного золота попадет в него. Содержание золота в концентрате составило 257 г/т, при массе концентрата 65,86 г, что соответствует извлечению золота из исходной пробы 67,41%. Из концентрата были получены препараты для изучения минерального состава: пирит - 65%; магнетит - 15 %; висмутин в сростках с самородным висмутом – 15 %; пирротин 1-2%; обломки кварца до 3 % (в сростках с магнетитом). Насчитано более 200 знаков золота, что соответствует 1-2 % от общей массы концентрата. Приблизительный минералогический анализ промежуточного продукта гравитационной сепарации показал, что значительное количество зерен золота осталась в нем. Это вызвано недостаточным вскрытием золота в сростках и требует проведения дополнительных опытов с промпродуктом. Минералогический анализ гравитационного концентрата из немагнитной фракции класса -1+0,5 мм позволил установить три знака золота со средними размерами около 600 мкм, таким образом извлечение золота в крупный класс можно считать незначительным.

Вывод: показана принципиальная возможность извлечения золота из хвостов магнитной сепарации руд Веретенинской залежи Михайловского месторождения, а при проведении дополнительных опытов возможно достигнуть уровня извлечения металла в концентрат не менее 90%. Руды Михайловского месторождения являются перспективными для попутного извлечения золота, однако в силу российского законодательства в сфере недропользования, а именно необходимости подсчета и постановки запасов на государственный баланс реализация подобного проекта может оказаться экономически неэффективным мероприятием.

Выражаем благодарность сотрудникам геологической службе Ми-

хайловского месторождения и сотрудникам ЗАО «Механобр Инжиниринг Аналит», а также преподавателям и сотрудникам кафедры геологии месторождений полезных ископаемых СПбГУ. Исследования проведены с использованием оборудования ресурсного центра СПбГУ «Геомодель». Работа выполнена при поддержке НИР СПбГУ шифр №3.0.113.2010 и №3.38.690.2013.

Список литературы

1. Авдонин В.В., Бойцов В.Е., Григорьев В.М., Семинский Ж.В., Солодов Н.Ф., Старостин В.И.. Месторождения металлических полезных ископаемых. 2-е изд., испр. и доп. – М.: Академический Проект, Трикста, 2005. – с. 720.

2. Гзогян Т.Н., Мельникова Н.Д. Поиски нетрадиционных источников сырья: Есть ли золото на Михайловке? Горный инф.-аналит. Бюлл., 2001 – №8 – С.20-23.

3. Голивкин Н.И., Кононов Н.Д., Орлов В.П. и др. Железные руды КМА. Под ред. В.П. Орлова, И.А. Шевырева, Н.А. Соколова. М: ЗАО «Геоинформмарк» 2001 – с. 616.

4. Двойнин В.В. К проблеме Золотоносности железистых кварцитов и хвостов обогащения Лебединского, Стойленского и Коробковского месторождений КМА. Неделя горняка – 2003. – семинар №19 – 2003 – с. 150-151.

5. Мызников И.К., Шелехов А.Н. Технологическая оценка отвальных хвостов магнитной сепарации железистых кварцитов КМА для организации попутной золотодобычи. Проблема комплексного использования руд. 2-й Межд. симп. – Тез. докл. – СПб:СПбГИ, 1996 – с.76

6. Петров С.В., Сентемова В.А. Благородные металлы в железистых кварцитах и возможность их извлечения. Обогащение руд. -1998. -№6. -с.36-40.

7. Понамарёва М. М. Золото в коре выветривания железистых кварцитов михайловского и старооскольского железорудных районов КМА (Центральная Россия). Вестник Воронежского государственного ун-та, серия геология. - №1 – 2013 – с. 155 – 162.

8. Петров С.В. Прийменко В.В. Золотоносность железистых кварцитов Михайловского месторождения Курской магнитной аномалии и оценка возможности извлечения золота из хвостов обогащения. Материалы XI конференции СНО геологического факультета СПбГУ, 2011 – с. 63–65.

9. Петров С.В., Прийменко В.В. Новые данные по золотоносности железистых кварцитов и Михайловского месторождения Курской магнитной аномалии. Материалы XII конференции СНО геологического факультета СПбГУ 2013 – с. 83 – 84. 10. Чернышов Н. М., Абрамов В. В., Кузнецов В. С. К вопросу о выборе технологий обогащения и извлечения благородных металлов из железистых кварцитов, черных сланцев и продуктов их переработки. Вест. Воронежского государственного ун-та, серия геология. –. № 2. – 2009 – с. 110-122.

11. Чернышов Н.М., Петров С.В., Молотков С.П. Особенности распределения и формы нахождения благородных металлов в железистых кварцитах Михайловского месторождения КМА и их техногенных продуктах (Центральная Россия). Вест. Воронежского государственного унта, серия геология. –. № 1. – 2003 – с. 93-104.

12. Nurmi P.A., Lestinen P., Niskavaara H. Geochemical characteristics of gold deposits in the fennoscandian shield, and a comparison with selected Canadian and Australian deposits, - 1991 – pp. 101.

13. Luiz Cláudio Ribeiro-Rodrigues, Claudinei Gouveia de Oliveira, Gunther Friedrich. The Archean BIF-hosted Cuiabá Gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Ore Geology Reviews 32, -2007 – pp. 543 – 570.

14. Sérgio Luiz Martins Pereira, Lydia Maria Lobato, Juliano Efigênio Ferreira, Eduardo César Jardim. Nature and origin of the BIF-hosted São Bento gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil, with special emphasis on structural controls. Ore Geology Reviews, Volume 32, Issues 3–4, November 2007 – pp. 571-595.

15. P.A. Junqueira, L.M. Lobato, E.A. Ladeira and etc. Structural control and hydrothermal alteration at the BIF-hosted Raposos lode-gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. Ore Geology Reviews 32, -2007 – pp. 629 – 650.

2D ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПРЕДЕЛАХ ЮЖНО-ОНЕЖСКОЙ МУЛЬДЫ

Рязанцев П.А.¹, Фадеева Н.В.²

¹Инстинут геологии Карельского научного центра РАН, chthonian@yandex.ru, ²Институт геофизики УрО РАН

Введение. Актуальной задачей на сегодняшний день является интерпретация существующих гравитационных карт с использованием новых методов моделирования (Блох, 2009). Исследование регионального поля силы тяжести позволяет выделить новые геологические структуры глубинного залегания, не выходящие на уровень эрозионного среза, либо перекрытые мощным чехлом четвертичных отложений. В работе представлены результаты решения обратной задачи гравиметрии (ОЗГ) по наблюдённому полю в пределах Южно-Онежской мульды. Интерес к такому объекту обусловлен наличием интенсивных геофизических аномалий неустановленной природы. Основной целью проведённых исследований являлось создание 2D плотностной модели на основе итерационного алгоритма, как средства для структурного анализа строения региона.

Геолого-геофизическая характеристика исследуемого района. Исследуемый район является составной частью Туломозерско-Онежской подзоны Центрально-Карельской структурно-формационной зоны в Карельской геотектонической области. Южно-Онежская мульда (или синеклиза) имеет форму близкую к овальной и протягивается от г. Петрозаводска в юго-восточном направлении более чем на 120 км, достигая 50-70 км по ширине. В верхней части мульда сложена терригенными отложениями вепсийского и калевийского надгоризонтов и интрузивными образованиями Ропручейского плутонического комплекса (Геология Карелии, 1987).

Тектонические процессы внесли существенный вклад в формирование современного облика исследуемого района. Терригенные отложения, а также согласно залегающие с ними пластовые тела габбродолеритов имеют северо-западное простирание и пологое ($5^{\circ}-10^{\circ}$, реже до 25°) падение на юго-запад на восточном крыле. Весь исследуемый район разбит многочисленными разнонаправленными разрывными нарушениями на ряд крупных и мелких блоков. Преимущественное развитие имеют разломы северо-западного и северо-восточного простирания (Онежская..., 2011).

Геофизические исследования регионального характера выполнялись в различных масштабах. По данным 1:200000 гравиметрической съёмки устанавливается соответствие областей пониженных значений силы тяжести синклинорным зонам, тогда как локальные положительные аномалии объясняются наличием интрузивных образований. При изучении территории Южно-Онежской мульды большое значение играет сейсмологический профиль МОВЗ Мяндусельга-Петрозаводск-Вознесенье проходящий в восточной части изучаемого района, вдоль Онежского озера. Его анализ позволил изучить глубинное строение района, которое характеризуется как сложное, с большим количеством нарушений и раздробленностью коры на блоки (Глубинное строение..., 2004). Анализ геолого-геофизических данных показал, что их часто не достаточно для детального исследования глубинного строения региона и решения геологических задач.

Алгоритм создания плотностной модели. Для проверки существующих геолого-геофизических представлений и получения качественно

новой информации о строении земной коры в пределах Южно-Онежской мульды, было выполнено 2D плотностное моделирование. Для этого использовались следующие исходные данные: сетка гравитационных наблюдений Δg; геометрия разреза, представленного слоисто-блочной моделью; начальные значения плотностей слоев и блоков; ограничения, накладываемые на вектор плотностей. Модель подбиралась путём определения набора плотностей для блоков, который обеспечивает сходимость измеренного и модельного полей. Метод решения, основанный на работе (Мартышко и др., 2010) заключается в реализации следующих шагов:

1. Параметризация слоисто-блоковой модели.

2. Работа алгоритма послойного подбора плотностей. На начальном этапе методом минимизации подбирается плотность только для одного слоя модели. На каждом последующем шаге количество слоев, участвующих в минимизации, увеличивается на единицу.

Основное используемое предположение при создании модели – слоисто-блоковое строение земной коры с постоянной плотностью в пределах одного слоя. Для сопоставления с аномалиями наблюденного поля Δg в расчеты вводят отклонения истинной плотности ок от некоторого фонового значения оF, так называемую фоновую плотность. Слоистая среда изначально задается в виде набора границ уk(x), k=1..М и набора плотностей (ок- оF). Слой – область с плотностью (ок-оF) выше заданной границы yk(x) до предыдущей границы yk-1(x). По умолчанию принимается, что первая граница – это дневная поверхность y0(x)=0.

Переход от многослойной среды с плотностями тел (σk - σF) к представлению модели среды в виде аномальных тел с относительными плотностями $\Delta \sigma k = (\sigma k+1 - \sigma k)$, k=1..M, осуществляется следующим образом. Последовательно для всех границ yk(x), k=1..M проводится горизонтальная линия Hk. Затем для полученных аномальных тел определяется плотность: если граница слоя yk(x) находится выше уровня Hk, то область, заключенная между yk(x) и Hk, берется с плотностью + $\Delta \sigma k$, если граница yk(x) ниже Hk, то область берется с плотностью - $\Delta \sigma k$. Вводится новое обозначение σM +1= σF для сохранения единого вида в формулах.

В общем случае, значение горизонтальной границы Hk может задаваться произвольно. Для минимизации краевых эффектов предлагается использовать следующее выражение Hk – это среднее значение для у-компонент двух крайних точек границы слоя в пределах выделенного профиля. Дополнительно предлагается для тел, имеющих значения yk(x), равные нулю, задавать H=0 для удобства вычислений и представления поля. Кроме того, чтобы оптимально рассчитать поле, необходимо подобрать также среднее значение измеренного и модельного полей. Для этого преобразуется задача минимизации.

Используемый алгоритм устойчивого решения двумерной ОЗГ имеет следующие возможности для проведения разностороннего анализа изучаемой территории:

1. выделение гравиактивного слоя;

2. определение слоев, параметры которых могут быть существенно изменены;

 определение плотностей конкретной произвольной части модели.

Заключение. В результате проведённых работ создана 2D плотностная модель, характеризующая изменение плотностных свойств геологической среды. При этом удалось достичь удовлетворительной сходимости наблюдаемых и синтетических данных. Полученная модель соответствует как имеющимся петрофизическим данным о плотностных характеристиках слагающих мульду пород, так и сейсмическим параметрам, описывающим глубинное строение района. Проанализировав модель, можно сделать вывод о том, что со структурной точки зрения Южно-Онежская мульда представляет собой синформу, охватывающую всю мощность консолидированной коры. Кроме того, определено пространственное распределение крупных геологических объектов и блоков земной коры, различающихся по характеру плотностных неоднородностей. Установлено наличие глубинных образований связанных с Бураковско-Кожозерской тектонической зоной.

Список литературы

1. Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. Учебное пособие. [Электронный ресурс], 2009. – 232 с. Режим доступа: www.sigma3d.com

2. Геология Карелии / Ред. В.А. Соколов, В.С. Куликов, М.М. Стенарь. – Л: Наука, 1987. – 231 с.

3. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Ред. Н.В. Шаров. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. – 353

4. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Цидаев А.Г. Построение региональных геофизических моделей на основе комплексной интерпретации гравитационных и сейсмических данных// Физика Земли. – 2010. – №11. – С. 23–35.

5. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Глушанин Л.В., Шаров Н.В., Щипцов В.В. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. – 431 с.

ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ОТВАЛОВ ШЛИХООБОГАТИТЕЛЬНОЙ ФАБРИКИ ПРИИСКА КОНДЁР-УОРГАЛАН (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

Розенблюм А.К. ^{1,2}, Петров С.В. ¹, Бороздин А.П. ¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, email annarznblm@mail.ru ²ООО «Лаборатория изучения минерального сырья»

В августе 2013 года при поддержке компании «Русская Платина» состоялась экспедиция преподавателей и студентов Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета на ультраосновной платиноносный массив Кондёр. Во время посещения шлихообогатительной фабрики (ШОФ) прииска Уоргалан, отрабатывающего россыпное месторождение платиноидов в долинах рек Кондёр и Уоргалан, руководителем экспедиции С.В. Петровым было предложено в рамках научно-технического сотрудничества провести исследование вещественного состава и технологических свойств отвалов этого предприятия. Подобный интерес к хвостохранилищу был вызван проведенными в 2012 году ОАО «Иргиредмет» работами, показавшими, что некоторая часть металла не извлекается при доводке шлиха, а среднее содержание платиноидов в отвалах достигает 1 г/т (Оценить..., 2012). Таким образом, целью данной работы стало определение вещественного состава и технологических свойств хвостов ШОФ для оценки возможности их промышленного использования.

Особенности объекта работ. Россыпное месторождение Кондёр расположено в юго-восточной части Сибирской платформы (восточная часть Алданского щита) в междуречье Омни и Маймакана (бассейн р. Мая). Находится на территории Аяно-Майского района Хабаровского края. Россыпь локализована в долинах рек Кондёр и Уоргалан. Общая протяженность россыпного месторождения составляет 60 км. Средняя ширина составляет 360 м. Средняя мощность платиноносного слоя составляет 2,4 м при среднем содержании платиноидов от 2 до 5 г/м3. В долине реки Кондёр было сосредоточено около 65% запасов, 23% - в долине р. Уоргалан, и остальное в ручьях в пределах кольцевого Кондёрского хребта. На современном этапе разработки россыпи основные запасы в долине р. Кондёр отработаны и ведется разработка россыпей р. Уоргалан (PGM placer..., 2014).

Крупнообломочный материал россыпи представлен дунитами, клинопироксенитами, косьвитами и щелочными породами широко распространенными в составе щелочно-ультраосновного массива Кондер. Песчанистая фракция состоит из породообразующих и акцессорных минералов массива. Тяжелой фракция представлена магнетитом, хромшпинелидами, оливином, пироксенами, амфиболами, гранатами, апатитом. В подчиненных количествах диагностированы оксиды и гидроксиды железа, хромдиопсид, сульфиды (пирит, пирротин, пентландит) (Лазаренков и др., 2002). Минералы платиновых металлов встречаются повсеместно и представлены более чем 100 минеральными видами. Однако при эксплуатации около 99% платиноидов извлекается в виде ферроплатины (PGM placer..., 2014).

Эксплуатация россыпного месторождения силами AC «Амур» началась еще в 1984 году, то есть объект эксплуатируется уже более 30 лет. Современное хвостохранилище ШОФ прииска Уоргалан существует уже не менее 10 лет. За это время накопились достаточные запасы неизвлеченного металла, чтобы можно было рассматривать хвостохранилище ШОФ как техногенное месторождение.

Технологические свойства хвостов ШОФ. Для изучения вещественного состава и технологических свойств отвалов ШОФ АС «Амур» предоставила три пробы массой около 10 кг каждая. Оценка гранулометрического состава проб показала, что более 70% материала проб представлено классом +3 мм, что делает невозможным эффективное гравитационное отделение минералов платиновых металлов. Материал проб был дезинтегрирован на лабораторной щековой дробилке ЩД-6 с контрольным грохочением до класса -3+0 мм (рис. 1). Раздробленный материал был расситован на сите 2 мм с получением классов +2 мм и -2+0 мм. Из каждого класса была подготовлена представительная аналитическая навеска для определения массовой доли платины. Содержание





металла определялось пробирным атомно-абсорбционным методом в лаборатории ЗАО «РАЦ Механобр Инжиниринг Аналит». На основании результатов анализа был рассчитан технологический баланс ситового опыта (табл. 1).

Таблица 1.

Проба	Массо- вая доля Рt в про- бе, г/т	Класс +2 мм			Класс -2+0 мм			
		Выход, %	Массо- вая доля Pt, г/т	Извле- чение, %	Выход, %	Массо- вая доля Pt, г/т	Извле- чение, %	
ТΠ 1	0,79	5,18	0,15	0,98	94,82	0,83	99,02	
ТΠ 2	0,61	6,25	0,11	1,14	93,75	0,64	98,86	
ТΠ 3	0,73	3,79	0,05	0,26	96,21	0,75	99,74	
Среднее	0,71	5,07	0,10	0,79	94,93	0,74	99,21	

Результаты ситового анализа проб хвостов ШОФ

Среднее извлечение платины в класс -2+0 мм составило 99,2%, а в крупный класс -3+2 мм – 0,79%. Это свидетельствует о достаточной глубине измельчения материала для проведения дальнейших опытов. Кроме того, по технологическому балансу были определены средние содержания платины в пробах хвостов ШОФ. Содержания металла в разных пробах оказалось весьма близким и меняется от 0,6 до 0,8 г/т. Это дает возможность предположить высокий уровень равномерности распределения металла в хвостохранилищах ШОФ, что несомненно требует дополнительной проверки путем проведения опробования хвостохранилища по равномерной сети.

Материал класса -2+0 мм был подвергнут гравитационной сепарации на концентраторе типа СКЛ-2 с получением трех продуктов – гравитационного концентрата, промежуточного продукта и хвостов. По результатам пробирного анализа всех продуктов был рассчитан технологический баланс гравитационного опыта (табл. 2).

Гравитационная сепарация позволила получить концентраты с содержаниями металла от 7 до 17 г/т при извлечении в среднем по трем пробам 90%. Извлечение металла в промежуточный продукт не превышает 8,2%, а в среднем составляет 5%. Таким образом, глубину измельчение до класса -2+0 мм можно считать достаточной. Металл, извлеченный в промежуточный продукт представлен, скорее всего, сростками минералов платиновых металлов с породообразующими или другими рудными минералами. Вероятно, экономически обоснованным окажется процесс доизмельчения промпродукта до более тонкого класса и возвращение его на гравитационный сепаратор для доизвлечения металла. Отметим здесь, что пересчет технологического баланса на исходную пробу (до отсева класса -3+2 мм) дает суммарное извлечение платины в концентрат и промпродукт для пробы ТП1 – 95,43%, ТП2 – 94,79% и ТП3 – 92,58%.

Таблица 2.

Результаты гравитационной сепарации

Про- ба	Мас- совая доля Pt в пробе, г/т	Концентрат			Промпродукт			Хвосты		
		Вы- ход, %	Мас- совая доля Pt, г/т	Из- вле- че- ние, %	Вы- ход, %	Мас- совая доля Pt, г/т	Из- вле- че- ние, %	Вы- ход, %	Мас- совая доля Pt, г/т	Из- вле- че- ние, %
ТΠ 1	0,83	4,61	17,1	95,14	20,36	0,05	1,23	75,03	0,04	3,63
ТΠ 2	0,64	7,97	7,03	87,69	26,16	0,20	8,19	65,87	0,04	4,12
ТΠ 3	0,75	9,83	6,69	87,40	22,65	0,18	5,42	67,51	0,08	7,18
Сред- нее	0,74	7,47	10,27	90,08	23,06	0,14	4,95	69,47	0,05	4,98

фракции -2+0 мм проб хвостов ШОФ

Для изучения особенностей минерального состава гравитационные концентраты были подвергнуты ручной магнитной сепарации в слабом поле с помощью магнита РМЧ. Анализ магнитного и немагнитного продукта на содержание платины был выполнен только для пробы ТПЗ (табл. 3).

Таблица 3.

Результаты магнитной сепарации проб гравитационных концентратов

Проба	Массо- вая доля Рt в про- бе, г/т	Магнитная фракция			Немагнитная фракция			
		Выход, %	Массо- вая доля Pt, г/т	Извле- чение, %	Выход, %	Массо- вая доля Pt, г/т	Извлече- ние, %	
ТΠ 3	6,69	79,79	3,52	41,99	20,21	19,20	58,01	

Такое распределение платины по продуктам магнитной сепарации может быть вызвано двумя причинами: 1. в магнитную фракцию извлечена платина, представленная магнитными железо-платиновыми сплавами, а также другие минералы МПГ, находящиеся в тесном срастании с ферроплатиной; 2. минералы МПГ в магнитной фракции находятся в тесных срастаниях с магнетитом. Минералы МПГ немагнитной фракции представлены, вероятно, сульфидами и арсенидами платиновых металлов.

Для изучения особенностей минерального состава планируется проведение минераграфических и электронномикроскопических исследований концентратов и промпродуктов гравитационной сепарации.

Выводы. В результате проведенных исследований установлена принципиальная возможность извлечения платиноидов из хвостов шлихообогатительной фабрики прииска Уоргалан гравитационным методом с предварительным доизмельчением материала до класса -3 мм. Суммарное извлечение металла в гравитационные концентраты составляет не менее 90%. Анализ результатов магнитной сепарации концентратов позволяет предположить широкое разнообразие минеральных видов – носителей платиновых металлов.

Благодарности. Авторы выражают благодарность директору прииска «Кондёр» С. Г. Голодникову, главному геологу прииска В. В. Желудкову, а также президенту компании «Русская платина» М. А. Галаеву, без поддержки которого посещение месторождения и прииска были бы не возможны. Также авторы глубоко признательны руководителю лаборатории пробирного анализа ЗАО «РАЦ МИА» Л. А. Ушинской.

Работа выполнена при поддержке НИР СПбГУ шифр №3.0.113.2010 и №3.38.690.2013.

Список литературы.

1. Оценить технологическую эффективность работы ШОФ прииска «Кондер» путем проведения опробования продуктов доводки шлюзовых концентратов и разработать рекомендации по совершенствованию её технологической схемы с целью повышения извлечения ценных компонентов\/Информационная записка о научно-исследовательской работе. ЗАО «Иргиредмет».,2012ф

2. Лазаренков В.Г., Петров С.В., Таловина И.В. Месторождения платиновых металлов. – «Недра», 2002 – 298с.

3. PGM placer deposits and their sources in the ultramafic and alkaline rocks of the concentrically zoned Kondyor massif, Far East, Russia. Mochalov A.G., Golovkin S.A., Petrov S.V., Borozdin A.P., Yakubovich O.V., Safay A.A., Prikhodko V.S., Antonov A.A., Korneev S.I., Saint-Petersburg, 2014

РЕЛИКТЫ ПЕРВИЧНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ХРОМШПИНЕЛИДОВ В МЕЗОАРХЕЙСКИХ КОМАТИИТАХ СОВДОЗЕРСКОЙ И КОСТОМУКШСКОЙ СТРУКТУР

Рыбникова З.П.

Институт геологии Карельского научного центра PAH zoya_rybnikova@mail.ru

В докладе приводятся результаты минералого-геохимического изучения акцессорных минералов группы шпинели являющихся важными индикаторами Р-Т режимов кристаллизации и дифференциации ультраосновных расплавов из мезоархейских коматиитов Фенноскандинавского щита.

Исследование проводилось на примере пород коматиитовой серии, к которой относятся высокомагнезиальные вулканиты (MgO>18 вес.%, SiO¬2<52 вес.%, с суммой щелочей < 2 вес.% (LeBas, 2000)), имеющие уникальные структурные характеристики: дифференцированное строение лавовых потоков, в кровле которых широко проявлены спинифексструктуры, а в подошвенных частях присутствуют кумулятивные зоны.

В работе анализируются коматиитовые серии наиболее представительных зеленокаменных поясов Фенноскандинавского щита: Ведлозерско-Сегозерского (Совдозерская структура - Центральная Карелия), Гимольско-Костомукшского (Костомукшская структура, Северо-Западная Карелия).

Коматиит-базальтовые серии Совдозерской структуры представлены фрагментами тектонически совмещенных стратифицированных разрезов, выполненных массивными, подушечными, вариолитовыми лавами в чередовании с прослоями туфового и терригенного-осадочного материала. Реконструированная мощность коматиит-базальтовых серий варьирует от 900 м до 2000 м (Светов, 2005). Коматииты в общем разрезе формируют небольшие пачки (серии лавовых потоков) мощностью от 50 до 600 м, в которых широко представлены массивные и дифференцированные лавы (с содержанием 18 < MgO < 26 вес.%) мощностью от 5 до 40 м.

Для изучения акцессорных шпинелидов пробы были отобраны из кумулятивной зоны дифференцированного лавового потока (мощностью около 3 м, MgO > 27 вес.%) из центральной части структуры (мыс. Мустаниеми). Детальное описание разрезов и участков работ приведено в монографии (Светов, 2005).

Минеральный состав коматиитов представлен вторичным метаморфическим парагенезом: серпентином, тремолитом, хлоритом, эпидотом, магнетитом, карбонатом, кумулятивные структуры представлены псевдоморфозами оливина, выполненными серпентиновым или хлоритовым агрегатом.

Породы коматиитовых ассоциаций претерпели регионально-метаморфические преобразования в условиях зеленосланцевой-эпидот-амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа в интервале давлений Р~2-4 кбар и температурах 500-540оС (Володичев и др., 2002).

Время формирования мафитовой ассоциации ВСЗП находится в пределах 3,0-2,9 млрд лет, что установлено на основе датирования секущих даек дацитов и изучения внутриформационных осадков (Светов, 2005).

Коматиитовый разрез Костомукшской структуры сформирован автобрекчиями, массивными и подушечными лавами в переслаивании с туфами. Коматииты данной структуры имеют значительные вариации содержания MgO в породах от 13 до 30 вес.%, при этом в разрезе доминируют вулканиты с MgO>18 вес.%.

Для исследования акцессорных шпинелидов выполнено опробование ортокумулятивной части (мощность зоны - 3 м, содержание MgO -32 вес.%) массивного лавового потока коматиитов, имеющих реконструированную мощность - 12 м.

Sm-Nd возраст коматиитов в структуре равен 2843 -39 млн лет, что согласуется с U-Pb возрастом перекрывающих ультраосновную толщу риолитов – 2795 -29 млн лет (Puchtel et al., 1998). Метаморфические преобразования пород проходили в несколько этапов развития зеленокаменного пояса в интервалах давлений Р~4-10 кбар и T=530-640oC (Володичев и др., 2002).

Для изучения акцессорных шпинелидов в коматиитовых комплексах было выполнено опробование орто- или мезокумулятивных зон дифференцированных лавовых потоков во всех изучаемых структурах, по единой методике. Образцы отбирались из «придонных» участков кумулятивных зон лавовых потоков, первоначально обогащенных оливином (с содержанием оливиновых псевдоморфоз от 70 до 95%). Из образцов изготавливались шлифы и аншлифы (в общей сложности около 100 препаратов). Изучение морфологии и химического состава минералов проведено на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments) в аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск).

Важно подчеркнуть, что все изучаемые коматииты относятся к единому Al-недеплетированному типу (CaO/Al2O3<1, 15<Al2O3/ TiO2<30, с близким к хондритовому типу распределения РЗЭ элементов). Экспериментальные данные позволяют предполагать образование коматиитов в ходе высоких степеней плавления мантийного перидотита с формированием Ol и Ol-Opx реститов при давлениях не превышаю-
щих 4.5-6 Гпа (Herzberg, 1995) .

Детальные СЭМ исследования проб показали, что во всех изучаемых породах присутствует несколько генераций шпинелидов, составляющих 1-3 % от валового объема породы. Рассмотрим характеристику первично-магматических шпинелидов выявленных в изучаемых коматиитах.

В результате изучения установлено, что одна из существующих разновидностей шпинели представлены крупными, идиоморфными (размером от 0.07 до 3 мм) зернами выявленных в интеркумулятивном пространстве коматиитов Совдозерской структуры.

Зерна данного типа визуально четко отличаются от всех прочих наличием ярко проявленной внутренней зональности (существованием в них ядер) и общей плохой сохранностью (пересекаются многочисленными трещинами, по которым развивается актинолит и тремолит). В зернах выделяются:

Ядра – представленные алюмохромит-субферриалюмохромит-ферриалюмо-хромитом. Состав их варьирует в интервалах (вес.%): Cr2O3 43.31-47.36, Al2O3 8.98-12.90, FeO 32.71-39.53, MgO 0.49-1.77, ZnO 1.82-3.11, MnO 1.43-2.35, V2O3 0-0.79, TiO2 0.06-0.80.

Кайма ядер в зернах выполнена субалюмоферрихромит-феррихромитом и характеризуются повышенными содержаниями железа, хрома при снижении содержания глинозема. Концентрации основных окислов варьирует (вес.%): Cr2O3 33.00-45.53, Al2O3 0.13-6.04, FeO 41.44-61.69, MgO 0.07-1.08, ZnO 0-2.30, MnO 1.68-2.66, V2O3 0-0.77, TiO2 0.11-0.77.

Внешняя оторочка зерен сформирована хроммагнетит-магнетитом, следующего состава (вес.%): Cr2O3 5.80-31.73, Al2O3 0-0.41, FeO 58.17-91.59, MgO 0-0.76, ZnO 0-1.10, MnO 0 - 1.72, V2O3 0-0.58, TiO2 0-0.36.

Фигуративные точки зональных зерен шпинелидов (ядра зерен) Совдозерской структуры на классификационной диаграмме Н.В.Павлова (Павлов, 1949) частично ложатся на первичный тренд магматической дифференциации шпинелей, остальные точки (кайма ядер и краевые части зерен) располагаются по тренду метаморфических преобразований шпинели в коровых условиях.

Поиск данного типа шпинели в коматиитах Костомукшской структуры позволил так же выявить подобные минеральные фазы, где они представлены единичными идиоморфными зернами (размером от 0.1 до 1 мм), имеющими трещиноватое строение и области наложения поздних метаморфических минералов – актинолита и тремолита.

Внутренняя зональность в данном типе зерен проявлена, однако изза большого количества трещин, сохранность реликтовых ядер значительно хуже. Отдельные зерна имеют разбитые на сектора ядра.

Профильным СЭМ изучением зерен установлено, что ядра зерен соответствуют по составу хромит-субферрихромит-алюмохромиту, со следующей характеристикой (вес.%): Cr2O3 47.20-51.61, Al2O3 7.66-13.64, FeO 31.47-36.95, MgO 0.91-2.29, ZnO 1.26-2.26, MnO 0.24-1.63, V2O3 0-0.42, TiO2 0-0.51.

Кайма ядер в зернах (а также сектора между фрагментами ядер) выполнены феррихромитом. Содержание окислов находится в интервалах (вес.%): Cr2O3 29.75-50.24, Al2O3 0.26-4.30, FeO 32.89-66.17, MgO 0.16-1.95, ZnO 0.40-2.41, MnO 0.74-1.90, V2O3 0-0.92, TiO2 0.09-1.11.

Внешняя оторочка зерен сформирована хроммагнетитом-магнетитом (вес.%): Cr2O3 2.44-27.02, Al2O3 0-0.65, FeO 68.83-95.61, MgO 0-0.78, ZnO 0-0.73, MnO 0-0.99, V2O3 0.07-0.92, TiO2 0-0.70.

На классификационной диаграмме Н.В.Павлова фигуративные точки шпинелидов (ядра зерен) из коматиитов Костомукшской структуры формируют область наиболее близкую к тренду магматической дифференциации, чем в Совдозерской структуре.

Основываясь как на морфологии зерен, наличии ярко выраженных ядерных участков в них, а так же высоких концентрациях Cr2O3 и Al2O3 в ядрах, данная группа шпинелидов Совдозерской и Костомукшской структур, может быть отнесена к реликтам первично магматических акцессорных шпинелей.

Проведенное изучение шпинелидов в мезоархейских коматиитах ключевых структур Фенноскандинавского щита показало, что в условиях метаморфических преобразований в отдельных структурах сохраняются реликты первично магматических акцессорных фаз, хотя доминирующим развитием пользуются поздние метаморфические хроммагнетиты, магнетиты.

Выявление реликтовых зерен может основываться на изучении типоморфных особенностей акцессорных шпинелидов. Для зерен сохранивших реликтовые ядра первично-магматических фаз характерны крупные, идиоморфные (размером до 3 мм) кристаллы с многочисленными трещинами, по которым развиваются амфиболы и корродированные внешние границы. Реакционные процессы, приводящие к изменению состава шпинели, приводят к формированию зональных структур в зернах, которые четко диагностируются при использовании СЭМ.

Первично магматические реликты шпинелидов (ядра) установленные в Совдозерской и Костомукшской структурах имеют общие характеристики, относятся к ряду хромитов-ферриалюмохромитов и характеризуются максимальными концентрациями (вес.%) Cr2O3 43.31-51.61, Al2O3 7.66-13.64 и минимальным содержанием FeO 31.47-39.53, что позволяет химически четко идентифицировать первичные реликтовые зерна в породах.

Использование программного комплекса Petrolog 3.1. позволило рассчитать температуры кристаллизации шпинелидов в расплавах. Для

первично-магматических шпинелидов из Совдозерской и Костомукшской структур получены близкие значения температур кристаллизации 1371-1472оС (Совдозерская структура) и 1310-1450оС (Костомукшская структура), что согласуется с полученными ранее данными по температурам излияния коматиитовых расплавов (Светов, 2005).

Проведенные исследования показали, что в мезоархейских коматиитах (сформированных в интервале от 3.0 до 2.8 млрд лет) сохраняются акцессорные шпинелиды хромит–алюмохромитового типов, которые являются устойчивыми к метаморфическим преобразованиям в широком диапазоне температур и давлений (от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций метаморфизма).

Обнаруженные реликтовые зерна хромитов – субферриалюмохромитов (Cr2O3 44.21–53.20%, Al2O3 8.86–13.55%), на наш взгляд являлись равновесными первичномагматическими минеральными фазами в коматиитовых расплавах и кристаллизовались в интервале температур 1310–1470oC.

Выявленная геохимическая зональность в первично-магматических шпинелидах является результатом равновесной кристаллизации с постепенным понижением температуры. Данный процесс привел к формированию на инициальной стадии кристаллизации твердых растворов алюмохромита - субферриалюмохромита.

Список литературы

1. Володичев О.И., Кулешевич Л.В., Кузенко Т.И. Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии // Рукописный науч. отчет, ИГ КарНЦ РАН. 2002. 187с.

2. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Инта геол. наук. Сер. руд. месторожд. 1949. Вып. 103, № 3. 88 с.

3. Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. 230 с.

4. Herzberg C. Generation of plume magmas through time: an experimental perspective // Chemical Geology. 1995. 126. P.1-16.

5. Le Bas M.J. IUGS Reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // J. Petrol. 2000. V. 41. P.1467–1470.

6. Puchtel L.S., Hofmann A.W., Mezger K. et al. Oceanic plateau model continental crustal growh in the Archaean: A case study from Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. 155. P. 57-74.

О ФАЗОВОМ СОСТАВЕ УГЛЕРОДА ШУНГИТОВЫХ ПОРОД МАКСОВСКОЙ ЗАЛЕЖИ

Садовничий Р. В.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, romanpost1@rambler.ru

Введение. Шунгитовые породы являются уникальными природными образованиями, в состав которых входят графеноподобный шунгитовый углерод (Рожкова, 2011) и различные минералы (кварц, силикаты, карбонаты и сульфиды). Содержание углерода колеблется от 5 до 98 %. Шунгитовые породы приурочены к образованиям людиковийского и калевийского надгоризонтов палеопротерозоя (Онежская структура). На территории Карелии разрабатываются Зажогинская и Максовская залежи высокоуглеродистых шунгитовых пород крупного Зажогинского месторождения. Максовская залежь имеет в поверхностном срезе эллипсоидальную форму размером 500 на 700 м, а в разрезе представляет собой куполообразную структуру с максимальной мощностью пласта шунгитовых пород до 120 м. В северной части залежи отмечены карбонатно-биотитовые метасоматиты и несколько малых интрузий габбродолеритов. Шунгитовые породы Максовской залежи различаются по своему составу и строению, среди них выделяют разновидности с массивной, прожилковой, брекчиевой и слоистой текстурой (Атлас текстур..., 2006).

Объекты и методы. По результатам проведённых исследований (Садовничий, 2013), углерод шунгитовых пород Максовской залежи различается по морфологии. В шунгитовых породах с массивной текстурой, углерод выполняет функцию цементирующей массы (матрикса), в которой «цементируются» микрозёрна кварца, силикатов и сульфидов (рис 1, а). Постседиментационные процессы карбонатизации, дегидратации и уплотнения первичного шунгитового вещества, а также проявления дизьюнктивных дислокаций разного масштаба привели к брекчированию шунгитовых пород (Органическое вещество..., 1994). Шунгитовые брекчии состоят из обломков, представленных массивной шунгитовой породой, и окружающего их кварцевого и углерод-кварцевого цемента, в котором углерод в виде плёнок окаймляет зёрна кварца (рис. 1, б). Таким образом, в шунгитовых породах Максовской залежи можно выделить как минимум две морфологические разновидности углерода - «матричный» углерод массивных шунгитовых пород и «плёночный» углерод цемента брекчированных пород.



Рис. 1. Микрофотографии аншлифов: а — шунгитовая порода с массивной текстурой, δ – «цементная» часть брекчированной шунгитовой породы

Целью работы было сравнение данных разновидностей шунгитового углерода методом термического анализа. Работы проводились на приборе NETZSCH STA 449F1, температурный максимум достигал 1200° С, скорость нагрева составляла 10 град./мин. Для исследования были отобраны образцы шунгитовой породы массивной и брекчиевой текстуры. Часть образцов брекчированных пород была раздроблена, из полученного материала были извлечены зёрна углеродсодержащего кварца, составляющего цементную часть пород. Данный кварц также исследовался методом термического анализа.

Результаты. Согласно с ранее проведёнными исследованиями (Zaidenberg et al, 1998), температура выгорания углерода прямо пропорциональна степени упорядоченности его структуры: чем меньше межплоскостное расстояние в шунгитовом углероде, то есть, чем более упорядочена его структура, тем выше температура выгорания. В соответствии с этим, по термическим характеристикам изученных образцов мы можем судить о степени упорядоченности в них углерода.

Проведенные исследования показали, что для шунгитовых пород с массивной текстурой на термограмме чаще всего наблюдался один симметричный пика горения углерода. Максимальная температура выгорания углерода варьировала в диапазоне от 608° до 690° С. Для шунгитовых пород с брекчиевой текстурой наиболее характерным было наличие двух и более пиков. Максимальная температура выгорания углерода установлена от 557° до 704° С. Каждый пик горения углерода соответствует его определённой фазе. Таким образом, шунгитовые брекчии являются неоднородными по фазовому составу входящего в них углерода. Сравнительные результаты термического анализа представлены на рис. 2. Кривая ДСК (дифференциально-сканирующая калориметрия) указывает на тепловой эффект реакции, ТГ (термогравиметрия)– на изменение массы образца).



Рис. 2. Термограммы образцов массивной и брекчированной шунгитовых пород

Так как обломочная часть брекчированных шунгитовых пород представлена тем же углерод-кремнистым веществом, что и массивные шунгитовые породы (рис. 1,а), то один из пиков термограммы шунгитовых брекчий всегда будет соответствовать «матричному» углероду.

Помимо этого, методом термического анализа был исследован кварц, входящий в состав цемента шунгитовых брекчий. Материал был отобран при помощи бинокуляра из крупки раздробленной породы. Цвет кварцевых зёрен варьировал от белого до тёмно-серого, что было обусловлено наличием в них «плёночного» шунгитового углерода. Результаты исследования показали, что углерод в отобранном кварце представлен одной фазой и выгорает при температуре 692°–722° С, что превышает среднюю температуру выгорания углерода в шунгитовых породах массивной текстуры. Содержание углерода в образцах кварца составляло 3,4 – 4,3 %. Сопоставление термограмм брекчированной шунгитовой породы и отобранного из неё кварца показано на рис. 3.



Рис. 2. Термограммы образцов массивной и брекчированной шунгитовых пород

Таким образом, «плёночный» углерод, входящий состав цемента шунгитовых брекчий, имеет более совершенную структуру, чем «матричный» углерод массивных шунгитовых пород. Вследствие этого, пик выгорания «плёночного» углерода цементной части на термограммах брекчированных шунгитовых пород будет соответствовать более высоким температурам, чем пик выгорания «матричного» углерода обломков. Результаты исследований, проведённых методами Рамановской спектроскопии и трансмиссионной электронной микроскопии (van Zuilen et al, 2012), также указывают на вариации степени структурной упорядоченности углерода в шунгитовых породах.

Выводы.

1. Результаты термического анализа показали, что наиболее однородными по фазовому составу углерода являются шунгитовые породы с массивной текстурой. Брекчированные шунгитовые породы чаще всего содержат две и более углеродных фаз, включая «матричный» углерод обломков и «плёночный» цемента.

2. Исследования «плёночного» углерода, входящего в состав углерод-кварцевой цементной части шунгитовых брекчий, методом термического анализа показали его более совершенную структуру, чем «матричного» углерода, что может быть вызвано физико-химическим взаимодействием углерода и поверхности минеральных зёрен в процессе кристаллизации породы.

3. Содержание в шунгитовых породах нескольких углеродных фаз согласуется с существующими представлениями о генезисе шунгитовых брекчий, согласно которым вслед за уплотнением и растрескиванием первоначальных шунгитовых пород шло поступление углеродсодержащих кремнистых растворов, которые заполняли образовавшиеся трещины. Таким образом, в состав породы входил углерод другой генерации, отличавшийся более высокой степенью структурной упорядоченности.

За помощь в проведении работы выражаю благодарность Рожковой Н. Н., Терновой Г. С. и Щипцову В. В.

Работа поддержана грантами ОНЗ РАН-5 и РФФИ №13-03-00422.

Список литературы:

1. Атлас текстур и структур шунгитоносных пород Онежского синклинория / Ред. М. М. Филиппов, В. А. Мележик. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006, 80 с.

2. Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения). Ред. М. М. Филиппов, А. И. Голубев, П. В. Медведев и др. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1994. 208 с.

3. Рожкова Н. Н. Наноуглерод шунгитов. Петрозавосдк: Карельский научный центр РАН, 2011. 100 с.

4. Садовничий Р. В. Рожкова Н. Н. Минеральные ассоциации высокоуглеродистых шунгитовых пород Максовской залежи (Онежская структура) // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. Серия Геология докембрия. 2014, №1, стр. 148–158.

5. Zaidenberg A.Z., Rozhkova N.N., Kovalevski V.V., Tupolev A.G. Shungite carbon and fullerenes // Fullerene Science and Technology. 1998, V.6, N3, P.511–517.

6. Mark A. van Zuilen, Daniel Fliegel, Richard Wirth, Aivo Lepland, Yuangao Qu, Ania Schreiber, Alexander E. Romashkin, Pascal Philippot. Mineral-templated growth of natural graphite films // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2012, 83, 252–262.

ТИПОХИМИЗМ ЦИРКОНОВ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКО-МЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Сагитова А.М., Баданиана Е.В.

Санкт-Петербургский государственный университет, adel-sagitova@yandex.ru

Нами изучены морфология и состав цирконов Орловского, Спокойнинского, Этыкинского месторождений и Тургинского массива в Восточном Забайкалье.

Орловский массив является сателлитом Хангилайского интрузива. Интрузив расположен в центральной части Агинской палеозойской плиты, сложенной преимущественно слабометаморфизованными песчаносланцевыми породами. На поверхности интрузив образует три массива: центральный по положению Хангилайский массив сложен двуслюдяными и мусковитовыми гранитами, западный сателлит – Орловский – представляет собой дифференцированный массив Li-F гранитов с танталовой минерализацией, восточный – Спокойнинский – сложен вольфрамоносными мусковит-альбитовыми гранитами (Сырицо, 2002).

Этыкинский массив представлен амазонит-альбитовыми гранитами с танталовой минерализацией. Расположенный в непосредственной близости Тургинский массив амазонитовых гранитов является безрудным (Сырицо, 2002).

Все изученные цирконы полупрозрачны, окрашены в буровато-желтые оттенки. Они представлены удлиненными призматическими кристаллами с пирамидальными окончаниями. Хорошо развиты грани (110) и (101), иногда появляются грани (211). Удлинение варьирует от 1:1,5 у этыкинских цирконов и до 1:5 у орловских. Нами была оценена температура кристаллизации цирконов по морфологии кристаллов (Pupin, 1980). Она составляет 6000С для цирконов Этыки, Спокойнинского, Турги и 600 - 7000С для цирконов Орловки.

Химический состав цирконов был изучен на микроанализаторе САМЕСА SX-100 и на ионном зонде SIMS (г. Ярославль).

На диаграмме в координатах U/Th – Zr/Hf (рис.1) цирконы из Этыкинского и Спокойнинского поле дают локальные поля составов, в отличие от цирконов из протолитионитовых гранитов Орловки.



Рис.1. Цирконы на диаграмме Zr/Hf - U/Th



Рис. 2, 3. Нормированные на хондрит содержания РЗЭ в цирконах Этыки и Турги (по S.Sun and W.F.McDonough)

На нормированных на хондрит спектрам распределения РЗЭ очень наглядно различаются цирконы рудного Этыкинского массива и безрудного Тургинского (рис. 2, 3). Для этыкинских цирконов характер-224 ны высокие суммарные содержания РЗЭ, в основном за счёт HREE и сглаженную Се-аномалию, что указывает на их метасоматический генезис. Тургинские цирконы отличаются ярко выраженными Се- и Еuаномалиями, что свидетельствует об их образовании на магматическом этапе (Hoskin, Schaltegger, 2003).

Магматические и метасоматические цирконы было предложено разделять по величине Се-аномалии и степени дифференциации LREE (Pelleter E. et al., 2007; Hoskin 2005). Как видно из диаграммы (рис.4), в поле магматических цирконов попадают только тургинский и орловский цирконы. Цирконы Этыки, судя по диаграмме, являются метасоматическими образованиями, а спокойнинские - проявляют разную степень гидротермальной переработки. Цирконы из протолитионитовых гранитов Орловки распределяются в широкой области, отражая сложный многостадийный генезис.



Рис. 4. Распределение цирконов редкометальных месторождений Восточного Забайкалья на диаграмме Ce/Ce* - Smn/Lan.

По «Ті-в цирконе» термометру (Watson et al., 2006) температуры образования цирконов варьируют от 690 до 935оС, что на порядок выше температур, определённых по морфологии кристаллов цирконов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 13-05-01057а. Список литературы

1. Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды восточного Забайкалья и проблемы редкометального оразования. СПб: Издательство С.-Петербургского университета, 2002. 357с.

2. 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, 2005, 69, 637–648

1. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. // Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2003, v. 53, p.27-62

2. Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Moutaqqi A., Annich M., El Hakour A., Deloule E., Feraud G. Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U – Pb dating of gold mineralization (Tamlalt – Menhouhou gold deposit – Morocco). // Chemical geology, 2007, v. 245, p. 135-161

3. Pupin, J. P., Zircon and granite petrology, Contrib. Mineral. Petrol., 1980, 73: 207

4. Sun S.-s. and W.F.McDonough. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. // Geological Society, London, Special Publications 1989; v. 42; p. 313-345

5. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile. // Contrib Mineral Petrol, 2006; 151, p. 413 – 433

КОРУНДОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЭКЛОГИТАХ КУРУ-ВААРЫ (СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА)

Сидоров М.Ю., Волошин А.В., Савченко Е.Э., Селиванова Е.А. Геологический институт Кольского научного центра РАН, sidorov@geoksc.apatity.ru

Наиболее изученные проявления эклогитов в северо-западной части Беломорского подвижного пояса находятся районе оз. Бабинская Имандра (Широкая и Узкая Салма) – оз. Экоостровская Имандра – оз. Чалмозеро (карьер Куру-Ваара). В пегматитовом карьере Куру-Ваара широко распространены «южные» и «северные» эклогиты, выделяемые по их геологическому положению, составу, возрасту и степени регрессивных метаморфических преобразований (Shchipansky et al., 2012a; Shchipansky et al, 20126).

В «южных» эклогитах и находящихся в них пегматоидных образованиях выявлены три типа корундовой минерализации. Первый тип был найден в пегматоидных образованиях, которые находятся в одной из линз наименее измененных эклогитов и не наблюдаются во вмещающих мигматизированных гранитогнейсах. По морфологии пегматоидные образования представляют собой линзовидные обособления, мощность которых меняется от 2 до 30 см, а длина от 15 см до 2,5 м. Они относительно прямолинейны и простираются в разных направлениях, нередко образуя системы наподобие штокверков (рис. 1А). Контакт между пегматоидными образованиями и вмещающими эклогитами четкий и неровный, эклогиты на контакте не изменены.

Пегматоидные образования сложены кварцем (55-70%) и полиминеральными агрегатами (рис. 1Б). Полиминеральные агрегаты состоят из ортоклаза (7-10%), биотита (5-7%), плагиоклаза (An25-40, 5-7%), граната (3-5%), кианита (3-4%), амфибола (3-4%), клинопироксена (3-4%), корунда (1-2%) и эпидота, замещающего плагиоклаз (1-2%). Акцессорные минералы представлены рутилом, ильменитом (реликты в рутиле), турмалином, цирконом, борнитом и халькопиритом.

Корунд развит только в полиминеральных агрегатах. Непосредственного контакта корунда и кварца, а также корунда и кианита не наблюдается. Корунд почти не содержит примесей и отвечает формуле Al2O3. Он представлен ксеноморфными (рис. 1В) и удлиненными кристаллами (рис. 1Г), ориентировка которых совпадает с ориентировкой лейст биотита. Корунд встречается чаще всего в ассоциации с биотитом и ортоклазом, также встречены единичные зерна в плагиоклазе.

Цирконы из пегматоидных образований представляют собой удлинённо-призматические кристаллы с осцилляторной зональностью, характерной для цирконов из магматических пород (рис. 2А). Твердофазные включения в цирконах представлены кварцем, плагиоклазом, микроклином, биотитом и рутилом (рис. 2Б-Е). Корунд в цирконах не обнаружен. Включения были определены с помощью рамановского спектрометра HORIBA Jobin-Yvon Labram HR800 при следующих режимах: время экспозиции 4-5 с, число повторений 10-15, Ar-лазер 514,5 нм мощностью 50 mW.

Совместное нахождение корунда и кварца в одной генетически связанной ассоциации известно в двух разных генетических обстановках. Во-первых, неравновесная корунд-кварцевая ассоциация появляется в тыловой зоне метасоматической колонки вторичных кварцитов (Жариков и др., 1998). Во-вторых, эта ассоциация найдена в нескольких комплексах, испытавших высокотемпературный (гранулитовый) метаморфизм (Kato et al, 2011) и была получена в экспериментальных условиях (Harlov et al, 2002). Корунд-кварцевая ассоциация в пегматоидных образованиях в эклогитах Куру-Ваары обнаруживает сходство с обеими вышеупомянутыми генетическими обстановками. Полиминеральные агрегаты, скорее всего, являются псевдоморфозами по каким-то первичным минералам и во время преобразований полностью изолировались от кварца ортоклазовыми и кианит-плагиоклазовыми каймами, в след-



Рис. 1. Три типа корундовой минерализации в «южных» эклогитах и пегматоидных образованиях.

А - Общий вид пегматоидных образований в эклогитах. Б - Строение пегматоидных образований. 1 - агрегаты зерен кварца, 2 - полиминеральные агрегаты. В - Ксеноморфный кристалл корунда (Сгп) вместе с ортоклазом (Ог) и биотитом (Вt) (без анализатора). Г - Удлиненные кристаллы корунда (без анализатора). Д - Корунд первого типа в эклогитах вместе с плагиоклазом (Pl) и кианитом (Ку). Е - Корунд второго типа в эклогитах с плагиоклазом и амфиболом (Атр). Снимки Б, В, Г и Е - проходящий поляризованный свет, снимок Д - обратно-рассеянные электроны.

ствии чего корунд сохранился.

Второй и третий тип корундовой минерализации выявлены в «южных» эклогитах. "Южные" эклогиты сложены гранатом - 40%, симплектитами плагиоклаза и клинопироксена по омфациту - 40%, омфацитом - 10%, роговой обманкой - 5%, кварцем - 4%. Среди акцессорных минералов (1%) преобладают рутил и титанит, также отмечены зерна сульфидов, апатита, циркона, кианита, корунда. Корунд второго типа обнаружен в мелкозернистых агрегатах вместе с плагиоклазом, альбитом, сапфирином и шпинелью, образующих каймы вокруг зерен кианита и нередко полностью их замещающих. Подобная корунд-плагиоклаз-сап-228



Рис. 2. Цирконы из пегматоидных образований и рамановские спектры содержащихся в них включений.

А – осцилляторная зональность в цирконах, катодолюминесцентные изображения. Б, В, Г, Д и Е – рамановские спектры флогопита (Phl), рутила (Rt), микроклина (Micr), плагиоклаза (Pl) и кварца (Qrz) в цирконах.

фирин-шпинелевая ассоциация часто наблюдается в измененных эклогитах (Baldwin et al., 2007); предполагается, что она образуется на этапе декомпрессии во время эксгумации эклогитов. Ксеноморфные зерна корунда длиной до 0,3 мм беспорядочно распределены в плагиоклазе (рис. 1Д). Корунд второго типа почти не содержит примесей и отвечает формуле Al2O3.

В отличие от корунда второго типа корунд третьего типа обнаружен среди крупнозернистых амфибол-плагиоклазовых симплектитов в сильно измененных эклогитах, находящихся в приконтактовой зоне массивных эклогитов. Корунд третьего типа образует изометричные зерна до 0,6 мм (рис. 1Е), т.е. более крупные, чем зерна корунда второго типа. В них присутствуют трещины, заполненные слюдо-подобным минералом. Корунд третьего типа ассоциирует с коричневым амфиболом, который отсутствует в массивных эклогитах. Эти наблюдения позволяют сделать вывод, что корунд третьего типа образовался во время регрессивных преобразований массивных эклогитов, содержащих корунд второго типа.

Благодарности. Авторы статьи выражают благодарность В.В. Балаганскому, И.А. Горбунову, С.В. Мудруку, А.В. Чернявскому, Л.М. Лялиной и Е.Н. Козлову за помощь при обсуждении материалов статьи. Исследования финансировались программой ОНЗ-6 (проект ГИ КНЦ РАН «Динамика раннедокембрийской континентальной литосферы Фенноскандинавского (Балтийского) щита») и проектом РФФИ 14-05-31137-мол_а «Последовательность и кинематика деформаций в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене и взаимосвязь с ними беломорских эклогитов». Рамановские спектры включений в цирконах регистрировались в РЦ «Геомодель» Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета. Авторы благодарят сотрудников РЦ «Геомодель» за всестороннюю помощь и содействие.

Список литературы

1. Метасоматизм и метасоматические породы. Колл. авторов. Ред. В.А. Жариков, В.Л. Русинов. - М.: Научный мир, 1998, 492 с.

2. Baldwin J.A., Powell R., Williams M.L., Goncalves P. Formation of eclogite, and reaction during exhumation to mid-crustal levels, Snowbird tectonic zone, western Canadian Shield // Journal of metamorphic Geology, 2007, v. 25, p. 953-974.

3. Harlov D.E., Milke R. Stability of corundum and quartz relative to kyanite and sillimanite at high temperature and pressure // American Mineralogist, 2002, v. 87, p. 424-432.

4. Kato M., Hiroi Y., Harlov D.E., Satish-Kumar M., Hokada T. Metastable corundum + quartz + andalusite associations in politic granulite from the Kerala Khondalite belt, southern India // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, 2011, v. 106, p. 195-203.

5. Shchipansky A.A., Khodorevskaya L.I., Konilov A.N., Slabunov A.I. Eclogites from the Belomorian Mobile Belt (Kola Peninsula): geology and petrology // Russian Geology and Geophysics, 2012, v. 53, p. 1–21.

РОЛЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В СОРБЦИИ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РЕК УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Слуковский З.И.

Институт геологии Карельского научного центра РАН,

Введение. Донные отложения (ДО), неотъемлемые составляющие любого водного объекта, представляют из себя комплекс биогенных и минеральных веществ, которые в свою очередь подразделяются на автохтонные и аллохтонные компоненты изучаемой гидроэкосистемы. ДО образуются вследствие эрозионных, аккумуляционных и седиментра-

ционных процессов в верхней части литосферы, являя собой единство неживой и живой природы (Даувальтер, 2012). Согласно учению В.И. Вернадского о биосфере, ДО можно охарактеризовать как биокосное вещество, образующееся в условиях динамичного равновесия живой материи и абиогенных компонентов, поэтому пониманию роли органического вещества в ДО посвящено большое число исследований по всему миру (Вернадский, 2001).

Цель данной работы – показать связь между органическим веществом в загрязненных ДО рек города Петрозаводска Республики Карелии и накоплением тяжелых металлов (ТМ), поступающих в городские водотоки от различных антропогенных источников.

Объекты и методы исследований. Для исследований in situ были отобраны пробы ДО городских участков рек Лососинки и Неглинки, протекающих в нижнем течении по центральной части города Петрозаводска, крупного промышленного центра и транспортного узла на северо-западе Российской Федерации (рис. 1).



Рис. 1. Карта-схема расположения района исследований

На базе аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН были определены содержание ТМ и количество потерь при прокаливании (п.п.п.) масс-спектральным методом на приборе на приборе X Series-2 ICP-MS и весовым способом после нагревания исследуемых проб до температуры 1100°С, соответственно. Установлено, что при исследовании ДО водных объектов показатель «п.п.п.» служит хорошей количественной характеристикой содержания органики в водных осадках (Даувальтер, 2012). Контроль процессов, происходящих при прокаливании исследуемых образцов ДО, осуществлялся на термоанализаторе NETZSCHSTA 449F1. Основной вес проба теряет в диапазоне от 200 до 450°С (рис. 2), что является следствием выгорания органических соединений в исследуемых речных отложениях. Графическая и статистическая обработка полученных данных были осуществлены при помощи программ Microsoft Excel 2007, EasyCapture 1.2.0 и Inkscape 0.48.4.



Рис. 2. Термогравиметрическая кривая изменения массы вещества ДО в процессе прокаливании

Результаты и их обсуждение. Высокое содержание органики в воде и ДО водных объектов урбанизированных территорий является следствием процесса эвтрофикации – обильного поступления биогенных элементов фосфора и азота. Органическое загрязнение в свою очередь влечет за собой и высокий уровень загрязнения химического, так как органика – хороший сорбент ТМ, поступающих в водоемы или водотоки техногенно нарушенных территорий извне. Содержания ТМ в ДО городских участков рек Лососинки и Неглинки, в несколько раз превышающих фоновые и нормативные концентрации этих микроэлементов, иллюстрируют высокий уровень загрязнения изучаемых гидроэкосистем (Рыбаков, Слуковский, 2012; Слуковский, Бубнова, 2013).

Металлы, исследуемые авторами указанных работ преимущественно имеют тесную корреляционную связь с показателем «п.п.п.», что подтверждает концепцию об их закреплении органическим веществом ДО (рис. 3). Наибольшая теснота корреляционной связи отмечена между концентрацией в ДО рек г. Петрозаводска цинка и содержанием органики в речных осадках (рис. 4), RZn-п.п.п.=0.84 при p<0.01. Полученное уравнение регрессии можно использовать для расчета прогнозных значений показателя «п.п.п.», учитывая имеющиеся аналитические значения концентрации цинка в ДО исследуемых городских рек. (Аналитическим весовым методом было определено значение потерь при прокаливании лишь для 23 проб ДО, в то время как содержание ТМ (в том числе цинка) – для 95 образцов).



Рис. 3. Теснота связи между ТМ и органическим веществом в ДО петрозаводских рек



Рис. 4. Иллюстрация тесной связи концентраций цинка в ДО рек г. Петрозаводска и значений показателя «п.п.п.»

По полученным (прогнозным) данным видно, что наибольшее медианное содержание органического вещества в ДО городских участков петрозаводских рек содержится в пойменных осадках р. Лососинки приустьевого участка «Фонтан» и русловых ДО р. Неглинки (рис. 1). Русловые отложения р. Лососинки, протекающей по лесопарковым зонам города, характеризуются наименьшим содержанием органики.

Таблица 1.

	Неглинка,	Лососин-	Лососин-	Лососин-	Обе реки
	город	ка, «Фон-	ка, «Ме-	ка, город	(город)
		тан	рецкова»	(русло)	
Me	9.8	10.5	6.7	3.1	7.9
xmax	19.6	17.1	23.8	10.7	23.8
xmin	3.4	3.0	2.6	1.4	1.4
SMe	4.6	5.3	3.7	1.3	5.0
N	40	17	18	17	95

Содержание органического вещества в ДО различных городских участков рек г. Петрозаводска

Примечание. Ме – медиана, SMe – стандартное отклонение медианы, xMax и xMin – максимальное и минимальное значения в выборке, N – число вариант

В целом медианное содержание органического вещества в ДО рек Лососинки и Неглинки в черте города по всем выборкам (7.9 %) более чем в два раза превышает содержание органики (также по показателю «п.п.п.» – 3.7 %) в фоновом речном аллювии равнинных рек центральной части России (Янин, 2013). Отдельные участки рек г. Петрозаводска характеризуются содержанием органики, превышающим в 5 и более раз значения указанного фона. Полученные результаты по органическому загрязнению обозначенных участков петрозаводских рек коррелируют с данными содержания ТМ в русловых и пойменных осадках изучаемых городских водотоков (Слуковский, 2014). Таким образом, фактор эвтрофированности играет значительную роль в формировании неблагополучного экологического состояния карельских рек Лососинки и Неглинки, протекающих в нижнем течении по урбанизированной территории.

Список литературы:

1. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. – М.: Наука, 2001. – 376 с.

2. Даувальтер В.А. Геоэкология донных отложений озер. – Мурманск: Изд-во МГТУ, 2012. – 242 с.

3. Рыбаков Д.С., Слуковский З.И. Геохимические особенности загрязнения донных осадков зарегулированной городской реки // Ученые записки Петрозаводского государственного университета. – 2012, № 4. - C. 67-73.

4. Слуковский З.И. Эколого-геохимический анализ состояния донных отложений малых рек урбанизированных территорий (на примере города Петрозаводска). Автореф. на соиск. уч. степ. к.б.н. – Петрозаводск, 2014. – 142 с.

5. Слуковский З.И., Бубнова Т.П. Химический состав фракции <0,1 мм отложений реки Неглинки – индикатор загрязнения городского водотока // Ученые записки Петрозаводского государственного университета. – 2013, № 4. – С. 50–56.

6. Янин Е.П. Техногенные речные илы (вещественный состав, геохимические особенности, экологическая оценка) // Экологическая экспертиза. – 2013, № 1. – С. 2–195.

НОВЫЕ U-PB И SM-ND ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ФОРМИРОВАНИЯ И МЕТАМОРФИЗМА КОЛВИЦКОГО ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

Стешенко Е.Н., Серов П.А., Баянова Т.Б.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, steshenko@geoksc.apatity.ru

В данной работе приводятся геохимические характеристики для пород Колвицкого анортозитового массива (Кольский полуостров). В ходе полевых работ были изучены следующие разновидности пород в северо-западной части Колвицкого массива :

1) в основании массива залегает кандалакшская толща мезо-меланократовых гранатовых амфиболитов (200 м - 2.0 км). Средний химический состав по 10 анализам (мас.%): SiO2 – 49.71; TiO2 - 1.13 Al2O3 – 15.41; Fe2O3 – 3.08; FeO – 8.47; MnO – 0.19; MgO – 6.64; CaO – 9.24; Na2O – 3.06; K2O – 0.83. Для гранатовых амфиболитов методом U-Pb датирования по циркону по методике (Krogh, 1973) был определён почти конкордантный возраст 2423±3 млн.лет. Этот возраст интерпретируется как первый этап метаморфизма, т.к. проанализированный циркон характеризуется метаморфической природой (Митрофанов, 1993).

2) далее по разрезу развита интрузия Колвицких анортозитов имеющая пластообразную форму, разрез которой представляется в следующем виде:

а) в основании залегает лейкократовое метагаббро (200-300 м);

б) средняя часть (1-2 км) сложена метаанортозитами, иногда с маломощными прослоями и линзами лейкогаббро;

в) верхняя часть (200 до 1.5 км) - метагаббро.

Средний химический состав по 31 пробе (мас.%): SiO2 – 50.51; TiO2 – 0.37; Al2O3 – 23.55; Fe2O3 – 1.08; FeO – 4.13; MnO – 0.09; MgO – 4.01; CaO – 11.41; Na2O – 3.34; K2O – 0.46. Возраст формирования данных пород был определён U-Pb методом по цирконам, находящимся внутри зёрен первичного лабрадора, и составил 2450±10 млн.лет (Митрофанов, 1993).

3) выше по разрезу и гипсометрически залегает плоскотундровская толща гранат-пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев, (не менее 2 км). Средний химический состав по 19 пробам (мас.%): SiO2 – 48.08; TiO2 – 1.70; Al2O3 – 12.87; Fe2O3 – 2.83; FeO – 13.03; MnO – 0.24; MgO – 7.52; CaO – 10.61; Na2O – 2.24; K2O – 0.41 (по данным Козлова Н.Е).

Все породы Колвицкого массива испытали метаморфизм гранулитовой фации, в значительной степени катаклазированы и милонитизированы.

В лаборатории геохронологии и изотопной геохимии ГИ КНЦ РАН в 2014 году впервые, используя U-Pb метод датирования единичных зёрен циркона были получены новые данные о возрасте формирования анортозитов Колвицкого массива, который равен 2452±5 млн.лет. Благодаря этой работе предыдущие данные по определению возраста Колвицкого массива были воспроизведены более точным (U-Pb по единичным цирконам с использованием искусственного трассера 205 Pb) геохронологическим методом.

Наряду с U-Pb геохронологическими исследованиями был выполнен Sm-Nd анализ метагабброидов Колвицкого массива (проба 200). Ввиду того, что породы подвергались интенсивному изменению в условиях гранулитовой фации метаморфизма, анализировались преимущественно минералы метаморфического генезиса. Условия гранулитовой фации предполагают температуры порядка 700-800°С, поэтому можно с уверенностью говорить о том, что Sm-Nd системы были перестроены по крайней мере на уровне минералов.

Измерения изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd проводились на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием рениевых и танталовых лент. Среднее значение отношения 143Nd/144Nd в стандарте La Jolla за период измерений составило 0.511835±18 (N=15). Ошибка в 147Sm/144Nd отношениях составляет 0.3% (2 σ) – среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе не превышала 0.007%. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm равно 0.06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd - 0.5%. Изотопные отношения были нормализованы по отношению 146Nd/144Nd=0.7219, а затем пересчитаны на принятое

отношение 143Nd/144Nd в стандарте La Jolla=0.511860. Вычисление параметров изохрон проводилось с помощью программного комплекса ISOPLOT (Ludwig, 2008). При расчете величин \Box Nd(T) и модельных возрастов T(DM) использованы современные значения CHUR по (Bouvier et. al, 2008) (143Nd/144Nd=0.512630, 147Sm/144Nd=0.1960) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) (143Nd/144Nd=0.513151, 147Sm/144Nd=0.2136).

Из метагабброидов Колвицкого массива для Sm-Nd исследований были выделены фракции апатита, граната и сульфидных минералов. Минеральная Sm-Nd эррохрона по этим минералам и породе в целом показала возраст 1990±92 млн. лет (рис.1, табл.1), который соответствует времени свекофенского метаморфизма, широко проявленного в пределах Балтийского щита (Баянова, 2004; Геология рудных районов..., 2002; Ранний докембрий..., 2005). Важным моментом является то, что при Sm-Nd анализе этих метагабброидов были использованы сульфидные минералы, фигуративная точка которых лежит на полученной эррохроне. Учитывая, что согласно ранее полученным геохронологическим данным возраста пород Колвицкого массива лежат в пределах 2425-2450 млн. лет, можно предположить, что сульфидная минерализация является результатом флюидно-метасоматической переработки сульфидов и их переотложения в свекофенскую эпоху.

Таблица 1.

Образец мкг/г	Концентрация,		Изотопные отношения		Т D M, млн. лет	εNd(T)			
	Sm	Nd	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd					
метагаббро Колвицкого массива									
200 WR	0.845	3.35	0.1524	0.511823±9	3282	-4.6			
200 Sulf	0.068	0.435	0.0940	0.511204±23					
200 Ap	23.5	140.4	0.1011	0.511226±12					
200 Grt	0.660	0.552	0.7234	0.519387±17					

Результаты изотопного Sm-Nd анализа пород и минералов Колвицкого массива.

Примечание. WR – порода в целом, Ар – апатит, Grt – гранат, Sulf – сульфидные минералы.

Проверочные тесты на смешение в координатах 1/[Nd] – 143Nd/144Nd для всех изученных пород показывают отсутствие корреляционных связей между концентрациями неодима и изотопными составами, поэтому полученный возраст можно интерпретировать как возраст геологического события (метаморфизм), несмотря на повышенную величину СКВО.



Рис.1. Минеральная Sm-Nd эррохрона для метагабброидов Колвицкого массива.

На основе полученных данных можно сделать следующие выводы:

- комплексное использование двух различных изотопно-геохронологических методов (U-Pb по единичным зёрнам циркона и Sm-Nd по породе и минералам) позволило получить новые данные о возрасте формирования и метаморфизма в пределах Колвицкого габбро-анортозитового массива. Используя U-Pb метод датирования единичных зёрен циркона были получены новые данные о возрасте формирования анортозитов Колвицкого массива, который равен 2452±5 млн.лет. Изотопный Sm-Nd возраст по породе и минералам метаморфического генезиса равен 1990±92 млн. лет и соответствует, по-видимому, времени свекофенских метаморфических событий;

 использование рудных минералов при Sm-Nd датировании позволило установить время флюидно-метасоматической переработки сульфидов и их переотложения в свекофенскую эпоху.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №№ 13-05-00493, 13-05-12055 офи-м, программ ОНЗ РАН №№4, 6, IGCP-599.

Авторы выражают благодарность за помощь и поддержку при проведении данных исследований академику РАН Феликсу Петровичу Митрофанову.

Список литературы

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука.

2004. 174 c.

2. Митрофанов и др. ДАН. 1993. Т.331.№ 1. с.95-99.

3. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2002. 359 с.

4. Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука. 2005. 711 с.

5. Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 273 (1–2). P. 48–57.

6. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crystal evolution // Earth Plan. Sci. Letters. 1988. V. 87. P. 249-265.

7. Krogh T.E., // Geochim.et cosmochim.acta.1973.V.37.P.485-494.

8. Ludwig K. R. ISOPLOT/Ex - A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 3.6 // Berkeley Geochronology Center Special Publication. No. 4. 2008. 78 p.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕГОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В ДОЛИНАХ РЕК ТУЛОМА И ЛОТТА (СЕВЕРО-ЗАПАД КОЛЬСКОГО РЕГИОНА)

Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, tolstobrov@geoksc.apatity.ru

Введение. Северо-запад Кольского региона является классической территорией для изучения перемещения береговой линии моря, вызванного гляциоизостатическим поднятием в позднеплейстоцен-голоцене. Начиная с конца 19 вв. на побережьях Кольского полуострова начали проводиться работы посвященные изучению данной проблемы Г.И. Горецким (1941), А.А. Никоновым (1959) и др. Поднятие территории устанавливалось по наличию и распределению приподнятых древних береговых образований и осадков морского происхождения. Корреляция древних береговых образований проводилось по литологическим и палеонтологическим характеристикам. Результаты систематического изучения высот и распространения древних береговых уровней оформлялись в виде диаграмм, названных эпейрогеническими спектрами береговых линий. По данным диаграммам определялся градиент поднятия территории и масштабы распространения морского бассейна. При этом возраст образования береговых форм рельефа получить было сложно, а

порой и невозможно. Без точного датирования затруднена корреляция одновозрастных береговых форм в разных частях побережья, что привело к различным интерпретациям амплитуды и характера поднятия территории Кольского региона.

В последние годы 20 века на территории Кольского региона для изучения гляциоизостатического поднятия стала использоваться методика, предложенная скандинавскими учеными (Donner et al., 1977). Методики заключается в изучении донных отложений озерных котловин, изолированных от моря. На побережье Баренцева моря, используя данную методику, были проведены работы в районах г. Полярный, г. Никель и пос. Дальние Зеленцы (Corner et al., 2001). Также были исследованы донные отложения озерных котловин в долине р. Тулома (Колька и др., 2005). Для каждого района выполнено стратиграфическое расчленения морских и пресноводных осадков и реконструировано перемещение береговой линии моря.

В данной работе приводятся новые данные по литологическому, микропалеонтологическому и хронологическому анализам донных отложений озерных котловин расположенных в долинах рек Тулома и Лотта. На основе новых данных проведено сопоставление хронологии образования древних береговых форм рельефа с данными радиоуглеродного датирования донных отложений озер.

Изучение озерных котловин в долине реки Тулома. В районе изучены донные отложения трех озерных котловин (рис.1), расположенных на высотах от 23 до 93.4 м над уровнем моря.

В озере с высотной отметкой 23 м н.у.м. (рис.1) бурением вскрыта регрессивная последовательность фаций донных отложений от морских к пресноводным. Таким образом, в позднем плейстоцене по депрессиям (таким как Туломская и Лоттинская) море следовало за краем отступающего ледника, проникая вглубь континента. На свободных ото льда участках формировались морские осадки.

В озерной котловине с высотной отметкой 77 м н.у.м. (рис.1) установлены фации приледникового озера и пресноводного озера. Данный участок во время послеледниковой трансгрессии был блокирован мертвым льдом. Именно этим можно объяснить отсутствие в разрезе озера, расположенного ниже верхней морской границы, морских видов диатомовой флоры. Условия осадконакопления изменились после таяния льда (согласно радиоуглеродной датировке 9020±110 лет назад).

В озере с высотной отметкой 92.4 м (рис.1) вскрыты осадки приледникового озера, морские и пресноводного озера. В нижней части разреза представленной глиной отмечено отсутствие диатомовой флоры, что указывает на недостаточно благоприятные условия для их существования. Вверх по разрезу были обнаружены солоноватоводные виды диатомей, которые сменяются пресноводными. Видимо, участок долгое время был блокирован льдом. Освобождение территории ото льда произошло в момент, когда морская граница находилась примерно на одном уровне с озером, при этом сильному осолонению бассейна препятствовало поступление большого количества талых вод.



Рис. 1. Расположение (А) и разрезы (Б) донных отложений изученных озерных котловин в долине р. Тулома. Условные обозначения: 1-гиттия неслоистая; 2-алеврититстая гиттия неслоистая; 3-алевритистая гиттия слоистая; 4-песок; 5-глина; 6- прослои органического материала; 7-растительные остатки; 8-градационный контакт; 9-резкий контакт;10-зона нарушенной седиментации; 11-радиоуглеродные датировки.

Изучение озерных котловин в долине р. Лотта. На данной территории изучено пять озерных котловин (рис.2), расположенных на высотах от 83.7 до 114.4 м н.у.м.

В озерной котловине с высотной отметкой 83.7 м н.у.м. (рис.2) по всему разрезу отмечаются только пресноводные виды диатомовых водорослей. По результатам диатомового анализа в разрезе отмечается смена озерно-ледниковых условий осадконакопления озерными. Данный участок во время послеледниковой трансгрессии был блокирован мертвым льдом. Именно этим можно объяснить отсутствие в разрезе озера, расположенного ниже верхней морской границы, солоноватоводных и морских видов диатомовой флоры. Освобождение участка ото льда произошло согласно радиоуглеродной датировке 7110±100 лет назад. В озере с высотной отметкой 88.8 м н.у.м. (рис.2) после освобождения ото льда осадконакопления происходило в условиях приледникового озера, о чем свидетельствует отсутствие какой-либо диатомовой флоры в глинах с песком. Затем климатические условия стали благоприятными для развития живых организмов, что инициировало накопление биогенных осадков. Формирование биогенных осадков, представленных гиттией, происходило в пресноводных условиях.

При изучении донных отложений озера с высотной отметкой 97 м н.у.м. (рис.2) установлены две фации, отражающие изменения условий осадконакопления: приледникового озера и пресноводного озера. Долгое время озерная котловина была блокирована мертвым льдом. Начало накопления биогенного материала в озерной котловине произошло 8230±50 радиоуглеродных лет назад, что также отражает время освобождения озерной котловины ото льда. Отсутствие морских диатомовых водорослей показывают, что на данной территории в конце бореала морской бассейн находилось ниже высотных отметок 97 м.



Рис. 2. Расположение (А) и разрезы (Б) донных отложений изученных озерных котловин в долине р. Лотта. Условные обозначения см. рисунок 1.

В озере с высотной отметкой 103.6 м н.у.м. (рис.2) вскрыта последовательность фаций, которая указывает на пресноводный характер развития. Вначале осадконакопление происходило в приледниковом водоёме, о чем свидетельствует отсутствие диатомовой флоры в осадках представленных глиной. Радиоуглеродная датировка (7970±120 лет назад) нижней части гиттии, указывает косвенно на момент освобождения данной территории ото льда. По литологическим и микропалеонтологическим данным в разрезе донных отложений озера с высотной отметкой 114.4 м н.у.м. (рис.2) установлены фации приледникового озера и пресноводного озера, с постепенным переходом между ними. Формирование донных отложений озерной котловины в начальный этап развития проходило в суровых климатических условиях приледникового водоема, о чем свидетельствует отсутствие диатомовой флоры в песках и глинах с алевритом. Затем постепенно произошла смена условий осадконакопления к современному пресноводному озеру. Такая последовательность фаций осадков указывает на то, что озерная котловина долгое время была блокирована мертвым льдом, либо морская граница на данной территории находилась ниже расположения данной депрессии.

Хронология эпейрогенических спектров по данным радиоуглеродного датирования донных отложений. Как говорилось выше, систематическое изучение древних береговых образований оформлялись в виде диаграмм, названных эпейрогеническими спектрами береговых линий. Каждая линия диаграммы соответствует распространению одновозрастных древних береговых образований вдоль депрессии. Однако, возраст формирования каждого уровня до настоящего времени определить было сложно. Такие диаграммы были построены для долин р. Тулома (Горецкий, 1941) и Лотта (Никонов, 1959). Расположив на диаграммах данные датирования донных отложений озерных котловин, были определены временные рамки формирования береговых форм рельефа. В результате было установлено, что в долине р. Лотта формирование спектров позднеледниковой трансгрессии (l,h,g), трансгрессивной фазы бассейна портландия (f,e) и регрессивной фазы этого же бассейна (d5,d4) происходило во временном интервале с примерно 12000-10000 лет назад (время формирования краевых образований пояса I (Евзеров, Николаева, 2000)) до 10622±60 лет назад (Колька, 2005) момент отделения от моря оз. Раут. Аналогичные временные рамки определяются для уровней древних береговых форм рельефа в долине р. Тулома. Формирование большого количества уровней древних береговых образований за столь короткий промежуток времени указывает на быстрый темп регрессии моря. Во временном интервале от 10622±60 до 8230±50 лет назад (начало биогенного осадконакопления в озере с абс. отметкой 97 м) в долине р. Лотта произошло образование уровней регрессии бассейна портландия (d3,d2,d1). Уровни бассейна фолас (d,c5-c3) были сформированы в интервале времени от 8230±50 до 7110±100 (начало биогенного осадконакопления в озерной котловине с абс. отм. 83.7 м) В долине реки Тулома формирование уровней регрессии бассейна портландия (d3,d2) произошло в период 10622±60 - 9657±67 лет назад (время осадконакопления биогенного материала в оз. Угольное (Колька и др., 2005)). . Ранними исследователями предпринимались попытки определить возраст формирования определенного уровня береговых образований.

Результаты. В поздне- и послеледниковое время на территории северо-запада Кольского региона отмечается сложная палеогеографическая картина. Вслед за отступающим ледником по депрессиям вглубь континента проникали морские воды. Так в озерной котловине расположенной на высоте 23 м с момента освобождения её ото льда осадконакопление происходило в морских условиях. При этом существовали участки, на которых долгое время находились глыбы мертвого льда и тем самым блокировали озерные котловины. Поэтому в пределах данных участках не было морской седиментации. В таких условиях находились озера, изученные в долине р. Лотта и озерная котловина с абсолютной отметкой 77 м в долине р. Тулома. Освобождение озерных котловин ото льда произошло после падения уровня моря.

Радиоуглеродное датирование донных отложений озер позволили определить временные рамки формирования уровней древних береговых форм рельефа, развитых по долинам рек Лотта и Тулома. Таким образом, время формирования уровней позднеледниковой трансгрессии и бассейна портляндия устанавливается периодом от около 12000 до 10622±60 лет назад. Уровни регрессивной фазы бассейна портляндия (d3,d2) формировались 10622±60 - 9657±67 лет назад. Уровни бассейна фолас (d,c5-c3) были сформированы в интервале времени от 8230±50 до 7110±100.

Список литературы.

1. Горецкий Г.И. О роли местных географических условий в четвертичной истории (на примере изучения Кольской и Туломской долин на Кольском полуострове) // Проблемы физической географии. Т.10. М., 1941.

2. Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона // Геоморфология, N 1. 2000. С. 61-73.

3. Колька В.В., Демидова С.В., Феденя С.А. Новые данные о трансгрессии позднеледникового моря в пределах Туломской депрессии // Теория и практика комплексных морских исследований в интересах экономики и безопасности российского Севера: Тез. докл. Междунар. науч.-практ. конф. (г. Мурманск, 15-17 марта 2005 г.). Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2005. 180 с.

4. Никонов А. А. Восстановление неотектоники и палеогеграфии поздне-ледниковья с помощью эпейрогенического спектра в материковой части Кольского полуострова. //Докл. АН СССР, т. 125, № 4. 1959.

5. Corner G.D., Kolka V.V., Yevzerov V.Ya, Moller J.J., Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola

Peninsula, northwest Russia // Global and Planetary Change. -2001. -Vol.31. -P.153-175.

6. Donner J., Eronen M., Jungner H. The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway // Norsk geografisk Tidsskrift. 1977. V.31. P. 103-128.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИНАХ ЛОТТА-ТУЛОМСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Корсакова О.П.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, alexeeva@geoksc.apatity.ru

Работа выполнена на основе литологических и микропалеонтологических данных, полученных при изучении донных отложений трех озерных котловин, расположенных на разных высотных отметках в долинах рек Лотта и Тулома, Кольский полуостров (рис. 1): безымянное озеро, расположенное на левом берегу р. Лотта на 137 км дороги Мурманск-Лотта на высоте 83.7 м н.у.м.; безымянное озеро, находящееся в 5 км на северо-восток от устья р. Лотта на высоте 88.8 м н.у.м.; безымянное озеро, расположенное на левом берегу р. Тулома на высоте 23.0 м н.у.м. в 5 км на юго-запад от пос. Тулома. Материалы были получены в ходе полевых исследований 2012 г., а также использовались опубликованные данные (Колька и др., 2005).



Рис. 1. Расположение изученных озер: а – долина р. Лотта, б – долина р. Тулома.

Разрез донных осадков озера с абс. отм. 83.7 м н.у.м. представлен снизу вверх переслаиванием глины с песком, переслаиванием алеврита с органическим материалом, гиттией с единичными макроостатками растений. При изучении диатомовой флоры было обнаружено 39 видов и разновидностей пресноводных диатомовых водорослей (рис. 2). В нижней части разреза (интервал переслаивания песка и глины) обнаружены единичные створки диатомей плохой сохранности, представленных индифферентами (Staurosirella lapponica (Grun.) W. & R., Cocconeis placentula var. euglypta (Ehrb.) Grun. и др.) и галофобами (Frustulia rhomboides (Ehrb.) D. T., Eunotia praerupta Ehrb., Tabellaria flocculosa (Roth) Kütz.). Концентрация диатомей в данном интервале низкая: 0.6-3.7 тыс. створок на 1 г осадка. Выше по разрезу, в интервале, соответствующему неяснослоистому алевриту с органическим материалом, происходит увеличение численности диатомовых водорослей с 11 тыс. ств./г в нижней части интервала до 650 тыс. ств./г в верхней части интервала. Состав флоры достаточно бедный, преобладают индифференты (85-97%), галофобы составляют 0.5-6%, обнаружен один галофильный вид Cyclotella meneghiniana Kütz., содержание которого варьирует от 2 до 8%. Абсолютными доминантами являются перифитонный вид Staurosirella lapponica (Grun.) W. & R. и донный вид Tetracyclus glans (Ehrb.) Mills. Галофобы представлены бентосными Frustulia rhomboides (Ehrb.) D. T., Eunotia praerupta Ehrb. и планктонно-бентосным видом Tabellaria flocculosa (Roth) Kütz. В нижней части интервала неслоистой гиттии происходит значительное увеличение численности диатомей почти до 4 млн. ств./г, преобладают индифференты (97%), среди которых доминирующее положение занимает Staurosirella lapponica (Grun.) W. & R. (75% от общего числа видов), единично встречены галофобы (~1%) и галофил Cyclotella meneghiniana Kütz. (~2%). Кроме того, в этой части разреза наблюдается планктонный вид Aulacoseira valida (Grun.) Kramm. (до 10%).

Донные отложения озера с абс. отм. 88.8 м н.у.м. представлены снизу вверх неяснослоистой глиной с песком, алевритом и гиттией с органическими примазками, неслоистой гиттией. В осадках озера встречено 53 таксона пресноводных диатомовых водорослей (рис. 3). В нижней части разреза, которому соответствует неяснослоистая глина с песком, диатомовые водоросли практически отсутствуют, попадаются лишь единичные створки и их обломки, только в верхней части интервала алеврита и гиттии отмечено небольшое количество пресноводных перифитонных представителей Fragilariforma virescens (Ralfs) W. & R., Staurosirella lapponica (Grun.) W. & R., Eunotia praerupta Ehrb. Концентрация диатомовых водорослей в этом интервале увеличивается вверх по разрезу от 2.5 до 13.5 тыс. ств./г. Выше по разрезу в интервале гиттии



Рис. 2. Распределение диатомей в осадках озера с абс. отм. 83.7 м н.у.м., расположенного в долине р. Лотта.

Условные обозначения: 1 – неслоистая гиттия, 2 – переслаивание алеврита и гиттии, 3 – глина, 4 – слоистая гиттия, 5 – градационный контакт, 6 – неровный контакт с затеками, 7 – резкий контакт, 8 – макроостатки растений.

происходит значительное увеличение количественного и качественного состава диатомовых водорослей. Численность диатомей здесь изменяется от 325 тыс. ств./г на начальных этапах накопления гиттии до 9 млн. ств./г в верхней части разреза. Доминируют индифференты (60-90%), представленные донными (Eunotia faba (Ehrb.) Grun., Eunotia diodon Ehrb., Brachysira follis (Ehrb.) Ross и др.) и планктонно-бентосными формами (Fragilariforma virescens (Ralfs) W. & R., Aulacoseira distans (Ehrb.) Simons., Aulacoseira lacustris (Grun.) Kram., Cyclotella ocellata Pant., Gomphonema gracile Ehrb.). Также в гиттии обнаружены галофобы (10-30%), представленные бентосными (Brachysira brebissonii Ross, Brachysira serians (Bréb.) Round & Mann, Frustulia rhomboides (Ehrb.) D. T., Eunotia praerupta Ehrb.) и планктонно-бентосными видами (Tabellaria flocculosa (Roth) Kütz., Tabellaria fenestrata (Lyngb.) Kütz.). В этом интервале ближе к кровле разреза происходит увеличение роли бентосных видов до 52%, что указывает на некоторое обмеление водоема.

В отличие от описанных выше, в осадках озера безымянного с абс. отм. 23.0 м н.у.м., расположенного в долине р. Тулома, были обнаружены морские и солоноватоводные диатомеи (рис. 4). Донные осадки здесь представлены снизу вверх серой слоистой глиной, слоистой гиттией с единичными макроостатками растений, неслоистой гиттией с большим количеством макроостатков растений. В базальной части разреза, соответствующей глине, диатомовый комплекс представлен главным образом мезогалобами (до 60%) и галофилами (34-48%) с незначительной долей полигалобов (до 7%), которые представлены Cocconeis costata



Рис. 3. Распределение диатомей в осадках озера с абс. отм. 88.8 м н.у.м., расположенного в долине р. Лотта. Условные обозначения см. выше.

Greg., Cocconeis stauroneiformis (W. Sm.) Okuno, Pinnularia quadratarea (Schmidt) Cl. Среди мезогалобов следует выделить бентосные виды Cocconeis scutellum Ehrb., Mastogloia elliptica (Ag.) Cl., Rhabdonema arcuatum (Lyngb.) Kütz., Rhabdonema minutum Kütz. и эпифит Ctenophora pulchella (Ralfs ex Kütz.) Williams et Round. Галофилы представлены бентосными видами Fragilaria schulzii Brockm., Opephora olsenii Møller, Staurosirella pinnata (Ehrb.) W. & R., Tabularia fasciculata (C.Ag.) W. & R. и др. В интервале также присутствуют индифференты (до 3%), представленные бентосными Hantzschia amphioxys (Ehrb.) Grun., Navicula radiosa Kütz., Surirella brebissonii Kram. & Lange-Bert.

В нижней части слоистой гиттии абсолютное господство принадлежит мезогалобным видам (до 89%), доминирует планктонно-бентосный вид Paralia sulcata (Ehrb.) Cl. Выше по разрезу происходит значительное уменьшение доли мезогалобов (до 4%), происходит увеличение численного состава галофилов (до 60%) и индифферентов (до 13%), появляются галофобы (8-27%), что свидетельствует о смене условий седиментации с солоноватоводных на пресноводные. Среди галофилов преобладает Fragilariforma virescens var. subsalina (Grun.) Bukhtiyarova, выделяются Орерhora olsenii Møller, Staurosirella pinnata (Ehrb.) W. & R. Галофобы представлены: Brachysira brebissonii Ross, Frustulia rhomboides (Ehrb.) D. T., Tabellaria flocculosa (Roth) Kütz. и др.

Во время формирования интервала неслоистой гиттии с органикой установился пресноводный режим, так как в составе диатомовой флоры абсолютное господство принадлежит олигогалобам (96.5-99.6%). Ближе к кровле содержание галофильных видов (Fragilariforma virescens var. subsalina (Grun.) Bukhtiyarova, Staurosirella pinnata (Ehrb.) W. & R.) снижается до 1.5% от общего числа видов, и увеличивается количество галофобных видов до 75% (Eunotia exigua (Bréb. ex Kütz.) Rabenh., Frustulia rhomboides (Ehrb.) D. Т. и др.), содержание индифферентных диатомей варьирует от 8 до 37% (Aulacoseira distans (Ehrb.) Simons., Eunotia faba (Ehrb.) Grun.).



Рис. 4. Распределение диатомей в осадках озера с абс. отм. 23.0 м н.у.м., расположенного в долине р. Тулома. Условные обозначения см. выше.

Таким образом, на основе литологических и микропалеонтологических данных в долине реки Лотта можно выделить два этапа формирования донных отложений озерных котловин, отражающих изменения условий осадконакопления: приледникового озера и пресноводного озера. Возможно, данный участок долины некоторое время был блокирован мертвым льдом, о чем свидетельствует отсутствие солоноватоводных и морских створок диатомовых водорослей в разрезах донных отложений озер. Наличие морских и солоноватоводных видов в осадках озера с абс. отм. 23.0 м н.у.м. свидетельствует о проникновении по Туломской депрессии позднеледникового моря. Это также подтверждается наличием морских видов диатомей в осадках озера Раут, расположенного на высоте 93.0 м н.у.м. (Колька и др., 2005). В результате в долине реки Тулома были выделены следующие этапы: формирование осадков морского генезиса, формирование осадков переходной зоны от морских к пресноводным и накопление пресноводных современных отложений. Авторы благодарят заведующего лабораторией ГИ КНЦ РАН Кольку В.В. за помощь в полевых работах и полезные консультации в подготовке доклада.

Список литературы:

1. Колька В.В., Демидова С.В., Феденя С.А. Новые данные о трансгрессии позднеледникового моря в пределах Туломской депрессии // Теория и практика комплексных морских исследований в интересах экономики и безопасности российского Севера: Тез. докл. Междунар. науч.-практ. конф. (г. Мурманск, 15-17 марта 2005 г.) – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2005.-180 с.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОБЪЕКТОВ ГОРНОДОБЫВАЮЩЕГО КОМПЛЕКСА (НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫХ СОЛЕЙ)

Ушакова Е.С.

Естественнонаучный институт Пермского государственного национального исследовательского университета

Введение. Мировой опыт эксплуатации месторождений калийных солей имеет почти столетнюю историю. Добыча и обогащение хлористого калия является продуктом первого спроса на мировом рынке и в последние годы добыча руды производится крайне интенсивна. Анализ экологической ситуации на территории действующих горнодобывающих предприятий Канады, Германии, Белоруссии и России, осуществляющих разработку месторождений показывает, что основными источниками загрязнения природных вод являются места складирования твердых и жидких отходов горного и обогатительного производства – шламохранилища, отвалы, рассолосборники, а также территории промплощадок.

Освоение любого лицензионного участка сопровождается рядом определенных требований и соответствий, регламентированных нормативными документами. Проектные мероприятия по размещению и выбору мест строительства нового предприятия, с площадками хранения отходов, ограничены и связанны с экономическими, юридическими, горно-геологическими, экологическим, социальными аспектами. На сегодняшний день размещение объектов горнопромышленного комплекса обосновывается в первую очередь экономическими соображениями, при этом страдает экологическая составляющая. В последствие ущерб окружающей среды выражается возмещением штрафными санкциями, при этом возможность восстановления компонентов иногда бывает невозможной.

Для строительства земельных участков подготовка документации по планировке территории осуществляется в соответствии с земельным, водным, лесным и иным законодательством. Согласно градостроительному кодексу территориальное планирование предусматривает учитывать границы земель лесного фонда, границы земель особо охраняемых природных территорий регионального значения, границы земель обороны и безопасности, границы территорий объектов культурного наследия и т.д. [1]. Ограничения с юридической стороны вносит свои коррективы при определении границ не только горного отвода, но и земельного, которые также определяют размещение горнодобывающего комплекса со всеми вспомогательными объектами.

Ситуация на действующих горнодобывающих комплексах отражает полную зависимость от экономических, и геологических особенностей. Сложившаяся обстановка в пределах Соликамских и Березниковских рудоуправлений свидетельствует о техногенном загрязнении водных объектов, прилегающих к рудоуправлениям [2]. Геоэкологический анализ горнодобывающих комплексов на месторождениях калийных и магниевых солей показывает, что при выборе территории наиболее целесообразно использовать бассейновый подход.

Обоснование размещения основных объектов. В процессе эксплуатации месторождений природные компоненты характеризуются появлением и дальнейшим развитием новых процессов не свойственных данной территории, такие как ускоренная эрозия, плоскостной смыв грунтов в связи с вырубкой леса на водосборной площади, дефляция почв и земель, заболачивание, засоление и загрязнение почв, поверхностных и подземных вод, уменьшение биоразнообразия.

При выборе площадок под проектируемые объекты размещения галитовых отходов необходимо акцентировать внимание на связи между биотическим и абиотическим. Геохимические потоки, которые мигрируют вниз по склонам и аккумулируются в понижениях рельефа необходимо учитывать при этом скорость и перепады высот, определять взаимосвязь между геологической средой и биоценозом, которые развиваются совместно, и представляют единое целое. Выделение геосистемной единицы в ландшафте позволит более глубже проанализировать все возможные изменения внутри системы.

Размещение объектов хранения солеотходов с позиций возможного негативного воздействия на подземные воды с учетом геоморфологических и гидрогеологических факторов является совершенно неправильным решением. Этот вывод обусловлен тем, что указанный объект при
планировании размещения на склоне водораздела, где в основании, к примеру, находится довольно обширная заболоченная территория. Болото является показателем направления движения подземных вод и выхода их на земную поверхность. В случае просачивания рассолов, территория характеризующаяся застойным режим станет накапливать соли, что приведет к изменению гидрохимического режима в сторону деградации здесь всего живого.

Наиболее экологичным было бы размещение объектов максимально близко друг к другу, чтобы в случае аварийных протечек негативное воздействие распространялось бы на минимальную ограниченную площадь. В случае размещения объектов на нескольких водораздельных территориях, то при прогнозировании аварий миграция вещества затронет большие территории, нежели если взять только один участок речного бассейна.

Размещение планируемых объектов в пределах одного водосбора, к примеру с высокими высотными амплитудами обусловит активную фильтрацию, а гидродинамический режим на данных участках способствует наибыстрейшему выносу поллютантов, в случае создания экологически опасной ситуации. Варианты размещения, к примеру, на территории четырех бассейнов, то в случае не предвиденной аварийной ситуации распространение загрязнения распространится на все бассейны.

Однако необходимо учитывать участки речных бассейнов с их количеством водотоков. Поскольку к примеру, расположение объектов хранения солеотходов в верхних участках речных бассейнов наиболее благоприятны, потому что имеют максимальный промывной режим. Если в случае аварии произойдет утечка рассолов, то природная емкость способна разбавить водные артерии и справиться с техногенной нагрузкой. Выбор оптимального места размещения промышленных объектов определяет баланс природных компонентов с наименьшим техногенным воздействием. Правильное размещение объектов солеотходов, с учетом соблюдения технологии экранирования, а также вторичное использование отходов.

Согласно результатам литературного обзора в настоящее время широко ведется обсуждение всех возможных вариантов рационального размещения отходов с минимальным ущербом для окружающей среды [3, 4, 5]. Самый экономичный метод – утилизация и вторичное использование отходов, что является для отходов соледобычи перспективной задачей. Мероприятия по снижению экологической нагрузки на окружающую среду, планируемые на новых комбинатах, основаны на использование современных технологий в добывающем и производственном цикле, а также размещении отходов. В связи с чем, экологическая ситуация в районе современного горнодобывающего комплекса (при действительной реализации всего намеченного) будет существенно положительно отличаться от существующей ситуаций на действующих рудоуправлений.

Вывод. Наиболее уязвимыми природными компонентами при реализации проектных мероприятий являются поверхностные и подземные воды. Сложившаяся направленность условий миграционного перемещения вещества по поверхности в связи с условиями рельефа, определяющими с учетом объема выпадающих осадков интенсивность миграционных процессов. Водное перераспределение вещества является предпосылкой возможного формирования очагов загрязнения и ухудшения качества вод.

Знание минимальных основ движений природных вод, интерпретация топоосновы, позволит спроецировать возможную миграцию и предвидеть изменение состояния нескольких компонентов. Поскольку большую информативность имеет водосборная площадь реки, плотность рек второго порядка, крутизна склонов, наличие защищенных грунтов или условно защищенных, знание геолого-гидрогеологического разреза.

Альтернативное размещение отходов в результате обогащения солей взамен старым технологиям направлено на эффективное управление отходами с минимизацией техногенной нагрузки на окружающую среду к прилегающим территориям в местам складирования отходов. Сочетание с комплексом мероприятий по утилизации жидких и твердых солеотходов и выбор оптимального места размещения солеотходов обладает рядом положительных преимуществ, которое позволит минимизировать техногенную нагрузку на окружающую среду в пределах размещения солеотходов.

В связи с перечисленными особенностями при соблюдении природоохранных требований при строительстве и эксплуатации проектных сооружений позволит минимизировать необратимые негативные экологические изменения.

Список литературы

1. Градостроительный кодекс Российской Федерации от 29 декабря 2004 г. N 190-ФЗ

2. Khayrulina E. A., Maximovich N. G. Chemistry of ground water and surface water under development of potash salt deposit (Urals, Russia) // Book of abstracts of 9th Internat. Symposium on Environmental geochemistry, Aveiro (Portugal), July 15-21, 2012 – p. 86-87.

3. Environmental Aspects of Phosphate and Potash Mining. First edition. Printed by UNEP and IFA, Paris,December 2001.

4. Highley D., Bloodworth A., Bate R., Cameron D., Rayner D. Potash. Mineral Planning Factsheet. British Geological Survey,2006 URL: http:// www.mauk.org.uk

5. Highley D., Bloodworth A., Bate R., Cameron D., Rayner D. Underground Storage. Mineral Planning Factsheet. British Geological Survey, 2006 URL: http://www.mauk.org.uk

«ДАЙКА К.О. КРАТЦА»: МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОХИМИЯ

Фомина Е.Н.^{1,2}, Козлов Н.Н.³, Козлов Е.Н. ^{1,2}

¹Геологический Институт КНЦ РАН, efom-10@ya.ru ²Апатитский филиал Мурманского государственного технического университета ³Санкт-Петербургский государственный университет

В настоящей публикации изложены первые данные об интереснейшем геологиче-ском объекте, история открытия которого непосредственно связана с именем выдающе-гося советского геолога, членакорреспондента АН СССР Кауко Оттовича Кратца. В связи с этим мы посчитали необходимым представить полученные результаты исследования именно в рамках юбилейной XXV конференции, посвященной его памяти.

Несколько слов об обнаружении «дайки К.О. Кратца». История открытия этого любопытнейшего геологического объекта отсылает нас к наименее освещенным страни-цам биографии Кратца, с момента окончания им университета и до Великой Отечест-венной войны. Свидетельства о данном периоде геологической деятельности К.О. Крат-ца сохранились лишь в виде отчетов в территориальном фонде геологической информа-ции. По окончании в 1939 году геологического факультета ЛГУ, Кауко Оттович, будучи молодым 25-летним специалистом, становится сотрудником Ленинградского геологиче-ского управления по геологической съемке на Кольском полуострове. В период с 1939 по 1941 гг. Кратц, в качестве начальника Туарвыдской геолого-съемочной партии За-падно-Кейвской экспедиции, участвует в геолого-съемочных работах масштаба 1:100000 в пределах листа Q-36-12 (северо-западная часть Кейвской структуры). Именно в этот период, предположительно - в процессе проведения полевого сезона 1940 года, членами данной небольшой партии (а кроме Кратца в её состав входили лишь два человека, Н.В. Янковская (прораб) и Е.В. Петухова (коллектор)) были зафиксированы коренные выходы «щелочных пород типа щелочных сиенитов Ловозерских тундр». Данные поро-ды были встречены в трех километрах южнее оз. Ефимозеро в виде двух даек, приуро-ченных к зоне сочленения архейских гранитогнейсов Центрально-Кольского мегаблока и щелочных гранитов массива Западных Кейв. В отчете породы, слагающие дайки, на-званы «натролитовыми сиенитами», по аналогии со сходными породными разностями, впервые обнаруженными в данном районе В.И. Влодавцом в 1931 году. Также в здесь описан нефелиновый сиенит типа луяврита, элювиальный развал которого был найден к северу от оз. Яловое. В том же отчете все сведения о вышеназванных типах пород, кото-рые, как показали наши исследования, прозорливо рассматриваются авторами в качестве своеобразных «отпрысков Ловозерского плутона», сводятся к краткому изложению их минералогических и петрографических характеристик.

Следующее упоминание рассматриваемых дайковых тел появляется в отчете об экспедиционных работах Ефимозерской партии, проводившихся под руководством Е.В. Тавастшерн в 1957 году. Здесь прилагается их несколько более подробное полевое и петрографическое описание, а название пород, слагающих дайки вблизи оз. Ефимозеро, изменено на «натролитизированные нефелиновые сиениты», что, бесспорно, более точно отражает их генезис. В данном отчете также приведена лишь минералого-петрографическая характеристика пород, однако неоценимой информацией для даль-нейшего поиска «дайки К.О. Кратца» стало её появление на геологической карте, составленной Е.В. Тавастшерн с соавторами. Прежде, в отчете Туарвыдской геолого-съемочной партии, существовала лишь грубая привязка («в двух-трех километрах к югу от средней губы оз. Ефимозеро»).

На этом история открытия и изучения данной дайки заканчивается. Долгие годы, вероятно, в силу удаленности от основных транспортных магистралей Кольского полу-острова, в том числе и «вездеходных дорог», этот специфический объект не посещался специалистами-геологами. Однако о нем не забывали. При защите программы полевых исследований одного из отрядов, работы которого планировались в районе, непосредст-венно примыкающем к планшету К.О. Кратца, на ученом совете ГИ КНЦ РАН одним из опытнейших геологов института А.В. Волошиным была поставлена задача посещения и детального опробования пород дайки. Лето 2013 года, с его жаркой, безоблачной пого-дой, выдалось необычайно благоприятным для проведения полевых исследований, что позволило выполнить основные задачи отряда досрочно и выдвинуться на поиски «дай-ки К.О. Кратца». Несмотря на близость основного лагеря отряда на г. Макзабак от оз. Ефимозера (расстояние по прямой до средней губы не превышало 13 км), из-за слож-нейших природно-ландшафтных условий перемещение гусеничного вездехода МТЛ-б совершалось со скоростью, сильно уступавшей скорости пешехода. Лишь высочайший профессионализм водителя-вездеходчика позволил нам без значительных происшествий добраться до конечной точки маршрута.

При ближайшем рассмотрении дайка оказалась весьма протяженным (850 м по простиранию), практически прямолинейным телом выдержанной мощности (35-45 м), контакты которого круто (70-90°) падают на C3 310-320°. В рельефе оно выражается как прерывистая, хорошо обнаженная терраса высотой первые метры на склоне сопки, сло-женной щелочными гранитами. Поскольку сама дайка сложена меланократовыми разно-стями пород, она ярко выделяется на фоне обрамляющих кроваво-красных гранитов. Центральную часть объекта слагает массивная темно-зеленая мелкозернистая полнокри-сталлическая порода с порфировидной структурой и слабо проявленной плитчатой от-дельностью. В закалочных зонах мощностью 5-7 м она сменяется более плотной и вяз-кой породой, также темно-зеленого цвета, но с афанитовой структурой. Переход посте-пенный, контакт с вмещающими гранитами резкий. Метасоматически измененные гра-ниты, слагающие узкие (3-5 м) зоны, примыкающие к контакту, представляют собой среднезернистые породы зеленовато-серого цвета с варьирующим содержанием пустот в интерстиционном пространстве зерен породообразующих минералов. Эти пустоты за-полнены рыжевато-коричневыми тонкозернистыми минеральными агрегатами. Для дан-ных пород характерна реликтовая метаморфическая гнейсовидность, наследуемая от протолита, кососекущая по отношению к ориентировке контакта.

Определение химического состава минералов к настоящему времени не закончено, поэтому приводимые ниже данные о минералогии пород дайки и обрамляющих её мета-соматически измененных гранитов основываются на результатах исследования петро-графических шлифов в проходящем свете и рентгеновской диагностики. Минеральный состав пород дайки достаточно пестрый. Основные породообразующие минералы: цео-литы (гоннардит и натролит) – 25-35 об.%, калиевый полевой шпат – 10-25 об.%, амфи-бол нескольких генераций, по всей видимости различающихся по своему химическому составу, - 15-30 об.%, эгиринавгит – 10-20 об.%, лампрофилит – 5-10 об.%. Из акцес-сорных минералов встречаются единичные зерна апатита, циркона, рудных минералов и ряда минеральных фаз, не поддающихся однозначной оптической диагностике (возмож-но – астрофиллит, энигматит, щербаковит и др.). Степень идиоморфизма темноцветных минералов относительно более высокая, чем у лейкократовых, однако в порфировых вкрапленниках, сложенных плеохроирующим в коричнево-серых тонах амфиболом первой генерации (катафоритом?), нередко присутствуют идеально ограненные зерна гекса-гонально-призматического габитуса, сложенные цеолитами. Последние псевдоморфно заместили нефелин не только в хадакристаллах из вкрапленников, но и в базисе породы. Таким образом, по модальному составу порода осевой части дайки является натролити-зированным амфиболовым малиньитом, разновидностью щелочных пород, занимающей в классификации промежуточное положение между полевошпатовыми ийолитами и не-фелиновыми сиенитами. Определение минеральных фаз из пород закалочных зон ос-ложнено их микрозернистой структурой, из-за чего первые результаты их петрографи-чесского изучения не однозначны и в рамках данной публикации приведены не будут. Породы экзоконтактов сложены преимущественно микроклином (85-90 об.%) и натро-литом (5-10 об.%). В качестве темноцветных минералов выступают амфибол (предполо-жительно – арфведсонит) и эгирин-авгит (в сумме 3-5 об.%), минералы из подгруппы межслойно-дефицитных слюд (2-5 об.%), а так же минерал группы палыгорскита (0-2 об.%), по результатам проведенной рентгеновской диагностики и сопоставления рама-новского спектра с эталонами из базы данных RRUFF определенный как йофортьерит (Mn5Si8O20(OH)×8-9Н2О). Исходя из минерального состава, породы экзоконтакта, непосредственно примыкающие к контакту, являются среднетемпературными щелочными метасоматитами калиевого профиля (микроклинитами). В связи с этим интересна геохи-мическая зональность, установленная для пород дайки. Осевая её часть сложена основ-ными породами с калиево-натриевым типом щелочности (Na2O/K2O=2.8), а зоны закал-ки - средними породами, в которых отношение Na2O/K2O=0.4 является пограничным для калиево-натриевой и калиевой серий. Кроме различий в содержаниях SiO2, Na2O и K2O породы центральной и закалочных зон дайки различаются по количеству редкозе-мельных (REE) и ряда крупноионных литофильных (LILE) элементов (в первую очередь – Ва и Sr), которыми эндоконтактовые породы относительно обеднены. В тоже время содержания высокозарядных элементов (HFSE: Ti, Nb, Ta, Zr, Hf) в обоих типах пород сходны и значительно превышают средние как для сиенитов Хибин и Ловозера, так и для нефелиновых сиенитов в общем. Коэффициент агпаитности (Na2O+K2O)/Al2O3 для пород дайки близок к 1, что не позволяет их однозначно отнести к агпаитовой или миа-скитовой подгуппе фельдшпатоидных сиенитов. Стоит учесть, что в процессе наложен-ной натролитизации породы полностью утратили нефелин. Это, бесспорно, привело к изменению их первоначальных химических составов. Наблюдаемое псевдоморфное за-мещение нефелина натролитом (если принять данный процесс за изохорический), с уче-том размеров элементарных ячеек, равных 724.19 Å³ для нефелина и 2 246.07 Å³ для на-тролита при равных значениях Z=8, описывается схематической формулой

 $NaxK(1-x)AlSiO4 + 0.64H2O \rightarrow 0.32 Na2(Si3Al2)O10 \times 2H2O +$

[(x 0.64)Na++ (1 x)K++0.36AlO2-+ 0.04SiO20](раств.),

т.е. натролитизация сопровождалась переходом во флюидную фазу щелочей и диокиси алюминия при инертном поведении кремнезема. Однако, из-за существенной разницы между плотностями нефелина (2.55 - 2.66 г/см3) и натролита (2.20 - 2.26 г/см3), плот-ность породы снизилась. Это, в свою очередь, привело к кажущемуся увеличению содержаний SiO2 и прочих петрогенных компонентов, не участвовавших в процессе натро-литизации, при одновременном уменьшении концентраций Na2O, K2O и Al2O3 по срав-нению с первоначальными содержаниями в ненатролитизированной породе. Поэтому породы дайки, по своему химическому составу занимающие промежуточное положение между нефелиновыми сиенитами (ювитами) и малиньитами, до натролитизации должны были содержать меньше кремнезема и больше – щелочей и алюминия, т.е. неизмененные породы были ближе к малиньитам. Это согласуется с выводами, сделанными на основе изучения минералогии.

К моменту написания данной публикации были получены данные лишь по Rb-Sr и Sm-Nd изотопным характеристиками для валовых проб пород дайки. Расчет модельного самарий-неодимового возраста по полученным аналитическим результатам (147Sm/144Nd=0.087021, 143Nd/144Nd=0.512706) показал, что время отделения вещества протолита исследуемого объекта от деплетированной мантии по одностадийной модели равно 537 млн. лет, т.е. интрузив не мог сформироваться раньше палеозоя. Определен-ное для валовой пробы породы дайки отношение 87Sr/86Sr=0.70391 свидетельствует о её мантийном генезисе и об отсутствии контаминации радиогенным стронцием из проры-ваемых щелочных гранитов, что было ожидаемо из-за установленных различий в кон-центрациях стронция (3700-4100 ррт в натролитизированных малиньитах, 6-7 ррт во вмещающих гранитах). В связи с низким значением отношения 87Rb/86Sr = 0.033385 пер-вичный изотопный состав стронция, вероятно, был близок к наблюдающемуся в на-стоящий момент времени. Действительно, 380 млн. лет назад (предполагаемый момент формирования пород дайки) величина 87Sr/86Sr составляла 0.70373.

Обобщая полученные первые результаты, уже можно сделать выводы о том, что «дайка К.О. Кратца» является специфическим геологическим объектом палеозойской Кольской щелочной провинции. Она сложена достаточно редкой разновидностью пород – амфиболовыми малиньитами, измененными в результате наложенной натролитизации. Своеобразие химизма пород дайки заключается в высоком отношении (Na2O+K2O)/Al2O3 и резкой обогащенности некогерентными элементами (в первую оче-редь Ba, Sr, HFSE и REE), что определило присутствие в минеральном составе типичных минералов агпаитовой ассоциации (лампрофиллита, энигматита и др.).

В настоящее время комплексное изучение пород дайки и обрамляющих её метасо-матически измененных гранитов продолжается.

Благодарности. Авторы выражают благодарность А.В. Волошину (ГИ КНЦ РАН), придавшему первоначальный импульс данному исследованию. М.В. Шайдуку (ГИ КНЦ РАН) – за виртуозное управление транспортным средством в сложных ландшафтных ус-ловиях и безграничное спокойствие. Е.А. Селивановой и М.В. Тороповой (ГИ КНЦ РАН) – за выполнение рентгеновской диагностики минералов. Коллективу химико-аналитической лаборатории ГИ КНЦ РАН и И.Р. Елизаровой (ИХТРЭМС КНЦ РАН) - за определение химических составов пород. Т.Б. Баяновой (ГИ КНЦ РАН) - за содейст-вие при определении Rb-Sr и Sm-Nd изотопных характеристик. Рамановские спектры йофортьерита регистрировались в РЦ «Геомодель» Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета. Авторы благодарят сотрудников РЦ «Геомодель» за всестороннюю помощь и содействие. Отдельная благодарность выража-ется А.А. Арзамасцеву (ИГГД РАН) и М.Ю. Сидорову (ГИ КНЦ РАН) за ценные указа-ния, техническую помощь и поддержку на всех этапах исследования.

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант 12–05–00244-а.

Список литературы

1. Акименко М.И., Когарко Л.Н., Сорохтина Н.В. Первые данные по петрологии, геохимии и минера-логии недавно открытого проявления щелочного магматизма Кандалакшского района // Труды X Всероссийской Ферсмановской научной сессии, 7-10 апреля 2013 г., г. Апатиты, ГИ КНЦ РАН. С. 48-50.

2. Арзамасцев А.А., Чащин В.В., Арзамасцева Л.В. Интрузия Нива – новое проявление агпаитового магматизма в Кольской щелочной провинции // Докл. РАН, 1999, т. 365, № 5. С. 653-656.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ КОМПЛЕКСА ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ В ЦЕНТРАЛЬНО-ИБЕ-РИЙСКОЙ ЗОНЕ ЗАПАДНОЙ ИСПАНИИ (ГРАНИТНЫЙ КУПОЛ ЛОГРОСАН)

Черемазова Е.В.

Национальный Минерально-Сырьевой Университет «Горный» kate@kareliangold.com

Территория центральной зоны Иберийского массива (западная Испания) представляет исключительный интерес, как с точки зрения геологического изучения, так и относительно оценки рудного потенциала отдельных участков по целому ряду элементов. Обширное проявление магматизма в процессе поздней стадии Варисского орогенеза послужило источником образования многочисленных гидротермальных оруденений различного типа (Sn-W, P, Pb-Zn, Pb-Zn, Cu, Pb-Ag, Sb, Au) (Dallmayer, Garcia, 1990), что обусловило богатую горнодобывающую историю региона. Однако, в основном, выработки велись до середины XX века и имели несистематический, локальный характер. Результаты ряда исследований, проведенных позднее различными геологическими службами Испании, подтверждают высокий потенциал региона на обнаружение промышленных месторождений вышеуказанных элементов, и в том числе золота (Aizpurúa et al., 1982).

В период с 15 октября 2013 г. по 15 апреля 2014 г. геологоразведочной компанией Mineral Exploration Network Ltd., в состав которой входят в основном студенты российских вузов, были проведены интенсивные полевые работы с целью поисков месторождений Au, W и полиметаллических руд (Ag-Zn-Pb-Sb) в пределах группы лицензий Логросан (общей площадью 148,7 км2) в Западной Испании (провинция Касерес).

Участок работ расположен в южной части Центральной Иберийской Зоны. Иберийский массив является юго-западным звеном Европейских Варисцид и сложен неопротерозойскими и палеозойскими метаосадочными толщами, которые на участке представлены граувакками, сланцами, кварцитами и в меньшей степени песчаниками (так называемый «Сланцево-Граувакковый Комплекс») (Dias et al., 1982). Зона интереса располагается на пересечении региональной надвиговой зоны северозападного простирания и коридора разломов юго-западной ориентировки. Основной рельеф образует система варисских параллельных складчатых хребтов, вытянутых от северо-запада к юго-востоку. Часть лицензий группы Логросан расположена в пределах антиклинория, где обнажаются докембрийские граувакки, конгломераты и кварциты с промежуточными известковистыми толщами (Locutura, Alcalde, 2007). Основной геологический интерес представляет одноименное интрузивное тело небольшого размера (4 км на поверхности). Купол Логросан сложен кислыми двуслюдяными гранитами S типа, внедрение которых привело к образованию зоны контактового метаморфизма (грейзенизация, турмалинизация), в пределах которой расположены кварцевые жилы, минерализованные W и P. К самим гранитам приурочена Sn жильная минерализация (Рис. 1).

Обоснованием для выделения данного участка послужило наличие исторических горных выработок Sn, W, P и Cu, а также интенсивной геохимической аномалии мышьяка и других элементов, установленные Геологической Службой Эстремадуры в ходе проведения геохимической съемки по потокам рассеяния. Кроме того, в районе зоны контакта



Рис. 1. Комплексная карта расположения минерализованных жил, исторических выработок и геохимических аномалий As (литогеохимическое опробование).

было найдено несколько самородков золота, которые в настоящее время хранятся в горном музее города Логросан.

Фосфатное оруденение представляет собой отдельные кварцапатитовые жилы и прожилки субвертикального залегания шириной от нескольких см до 3 метров. Второстепенные минералы представлены сульфидами (арсенопирит, халькопирит, пирит, марказит), кальцитом, Fe–Mg карбонатам и Fe–Mg оксидами. Большинство жил имеют изогнутые очертания, характерную штокверковую и брекчиевидную структуру. Для вмещающих пород сланцево-грауваккового комплекса характерно окварцевание и доломитизация (Vindel et al., 2014).

Внутригранитный жильный комплекс имеет касситерит-кварцтурмалин-амблигонитовый парагенезис (жилы шириной от нескольких см до 1 метра). Второстепенные минералы представлены станнитом, арсенопиритом и в небольших количествах халькопиритом, пиритом и сфалеритом (Baynat, 1980). Вольфрамит почти отсутствует в жилах с оловом, однако широко распространен в кварцевых жилах в зоне контакта (Рис. 1).

Компанией MEN (Finland) был выбран и использован комплекс геохимических и геофизических методов поисков, позволивший в короткие сроки уточнить границы известных минерализованных зон и выявить новые высокоперспективные участки.

Основным методом являлось геохимическое опробование поверхностных рыхлых отложений по сети 100х20 м, позволившее за период работы исследовать площадь более 50 км2 и отобрать более 40 тысяч проб, которые в свою очередь оперативно анализировались на портативном рентгенофлуоресцентном анализаторе InnovX Alpha.

Данный метод позволяет экспрессно, непосредственно в полевых условиях и с высоким качеством определять выбранные элементы-спутники. Был выявлен ряд интенсивных аномалий по мышьяку и другим элементам индикаторам, таким как W, Zn и Pb.

Для подтверждения наличия золотой минерализации на участке работ было проведено шлиховое опробование по потокам рассеяния и отобрано 115 образцов. Для шлиховых проб был проведен качественный минералогический анализ и подсчитано количество зерен золота (Рис. 1).

Параллельно поискам по вторичным ореолам рассеяния проводилась детальная наземная магнитная съемка по сети 100х2 метра, а также опробование обнажений и валунное картирование.

Результаты подтвердили пространственное совпадение аномалий мышьяка и вольфрама и обнаружили их высокую корреляцию. Кроме того, все ранее установленные минерализованные зоны находятся в пределах интенсивных комплексных As-Sn-W аномалий, шлиховых аномалий золота и контролируются контрастными градиентными зонами магнитного поля.

Предложенный комплекс методов позволил в короткие сроки выявить и оконтурить приоритетные участки для проведения поискового бурения.

Список литературы

1. Aizpurúa, J., Gumiel, P., Pineda, A. Introducción al estudio de los yacimientos de fosfatos del Macizo Ibérico meridional. Boletín Geológico y

Minero. 1982. Vol. 93. P. 390-414.

2. Dias, G., Leterrier, J., Mendes, A., Simões, P.P., Bertrand, J.M. U–Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). Lithos. 1998. Vol. 45. P. 349–369.

3. Dallmeyer, R.D., Garcia, M.E. Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Berlin: Springer-Verlag. 1990, P. 399-409

4. Locutura, J. and Alcalde C. (Eds.). Mapa Metalogenético de Extremadura a escala 1:250.000. Junta de Extremadura. Inst. Geol. Min. España, Madrid. 2007.

5. Sos Baynat, V. Sobre la Edad Geologica de las Casiteritas de Extremadura, Espana. Boletim de la sociedade Geologica de Portugal. 1980. Vol 22.

6. Vindel, E., Chicharro, E., Villaseca, C. Hydrothermal phosphate vein-type ores from the southern Central Iberian Zone, Spain: Evidence for their relationship to granites and Neoproterozoic metasedimentary rocks. Ore Geology Reviews. 2014. Vol. 62. P. 143–155.

ИССЛЕДОВАНИЕ УГЛЕРОДИСТОГО ВЕЩЕСТВА МЕТОДАМИ РЕНТГЕНОВСКОЙ ДИФРАКЦИИ И КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ

Шведайте Т.Ю.

Институт геологии Карельского научного центра РАН evidence-89@mail.ru

Шунгитовые породы представляют собой необычные по своей первичной структуре природные углеродсодержащие композиты, состав которых разнообразен как по содержанию углерода, так и по спектру минеральных компонентов. В состав минеральной части шунгитовых пород входят кварц, рудные минералы (пирит, халькопирит, сфалерит), а также различные алюмосиликаты (слюды, хлориты, амфиболы, полевые шпаты). Известно, что шунгитовые породы содержат от 1 до 99% углеродистого вещества (шунгит – углерод со следами кислорода, водорода, серы и азота).

Для исследований были отобраны 3 образца шунгитовых пород со скважины 71, расположенной в 2.9 км на юго-западе от деревни Малое Царево. Образцы были взяты с разных глубин по разрезу наиболее представительных толщ углеродистого вещества.

Образец №1 – глубина 23.4 м (верх толщ на непосредственном кон-

такте с туфоалевролитами), образец № 2 – глубина 36.7 м (середина толщ, удаленная от контактов с долеритом), образец № 3 – глубина 64.8 м (низ толщ на непосредственном контакте с долеритом).

Результаты, полученные методом дериватографии, показали, что содержание углерода в породе для всех отобранных образцов составляет порядка ~ 20 % (глубина 23.4 м – 21.6%, глубина 36.7 м – 23.0%, глубина 64.8 м – 18,2%).



Рис.1. Литолого-стратиграфическая колонка Нижнего Заонежья (Ковалевский и др., 2009).

Для исследования шунгитовых пород использовался метод рентгеновской дифракции. Рентгеновская дифракция — рассеяние рентгеновских лучей веществом в результате взаимодействия их с электронами, при котором из начального пучка лучей возникают вторичные отклоненные пучки той же длины волны. Рентгеновская дифракция широко используется в геологии. Она является универсальным неразрушающим методом анализа, предоставляющим информацию о структуре и фазовом составе различных материалов. Получение рентгенограмм образцов производилось с помощью порошкового рентгеновского дифрактометра ARL X'TRA. Прибор сконструирован по принципу вертикальной геометрии Брэгга - Брентано, что обеспечивает возможность горизонтального расположения проб. Для определения количественного содержания фазы в образце использовался пакет программного обеспечения Siroquant. Данная программа не требует специальных кристаллографических знаний для получения достоверных сведений о минеральной фазе образца.

Для подготовки проб шунгитовую породу перетирали с ZnO (в качестве эталона) в механической ступке в течении 30 минут, 1 часа и 2 часов при одной и той же мощности (в пропорциях 0.9 г – шунгитовая порода и 0.1 г – ZnO) (Шведайте, 2013). На графиках представлены ре-264

зультаты нескольких съемок для всех проб (рис.2).

Результаты качественного анализа образцов представлены в таблице 1. Из таблицы видно, что во всех образцах содержится достаточно большое количесво кварца. В образце № 2 имеются следы такой группы минералов, как амфиболы, а в образце № 3 наибольшее количесво составляет такой минерал, как альбит.

Таблица 1. Минеральный состав образцов по данным рентгенографии.

№ об- разца	Глуби- на, м	хло- рит	кварц	альбит	каль- цит	пирит	слюда	амфи- бол
1	23.4	++	+++	сл.	++	+	-	-
2	36.7	сл.	+++	+	-	+	-	сл.
3	64.8	++	++	+++	++	+	++	-
+++ большое кол-во, ++ среднее кол-во, + малое кол-во, Сл следы								





Рис.2. Процентное содержание углерода в образцах.

Как показал эксперимент, процентное содержание углерода в образцах, определенное методом рентгеновской дифракции, превышает таковые значения, полученные методом дериватографии. Из графиков, представленных на рисунке 2 видно, что чем дольше шунгитовая порода перемешивалась с ZnO в механической ступке, тем выше значение содержания углерода, и тем больше отличие от данных, полученных методом дериватографии.

Разница в результатах, полученных двумя методами, может быть связана с разницей между самими методами. Методом дериватографии процентное содержание углерода определяется по потери веса сгоревшего свободного углерода (прямой метод). При определении количества углерода методом рентгеновской дифракции, на результат влияет не только коэффициент поглощения µ, но и структура самого вещества, например пористость (Гинье, 1961).

Изменения морфологии минеральной части образцов и ZnO, который был введен в шунгитовую породу, исследовались на сканирующем электронном микроскопе VEGA 11 LSH фирмы Tescan с энергетической анализирующей приставкой INCA Energy фирмы Oxford Instruments. Анализируя снимки (рис.3), можно сказать о том, что размол частиц в трех образах различный, хотя пробоподготовка проводилась при одинаковых условиях.



а)
б)
в)
Рис.3. Снимки поверхности образцов: а) № 1, глубина 23.4 м, б) № 2, глубина 36.7 м,

в) № 3, глубина 64.8 м снятые при увеличении 3000.

Строение углерода исследовалось с помощью метода комбинационного рассеяния (рамановская спектроскопия). Суть метода заключается в том, что через образец исследуемого вещества пропускают луч с определенной длиной волны, который при контакте с образцом рассеивается. Полученные лучи с помощью линзы собираются в один пучок и пропускаются через светофильтр, отделяющий слабые рамановские лучи от более интенсивных релеевских. «Чистые» рамановские лучи усиливаются и направляются на детектор, который фиксирует частоту их колебания. Рамановская спектроскопия - весьма информативный неразрушающий метод. Она играет значительную роль в изучении структуры различных углеродных материалов. Съемка спектров производилась на спектрометре Nicolet Almega XR, система Almega управляется программой OMNIC. Это полностью интегрированный программный пакет для накопления данных, обработки спектров, библиотечного поиска, генерации отчетов и многого другого.

На рисунке 4 представлен фрагмент рамановского спектра для образца № 3. В таблице 2 представлены характеристики пиков для образов № 1, 2 и 3. Пики № 1, 3 и 5 связаны с дефектами в структуре слоя углерода; пик № 2 (D-пик) характеризует наличие дефектов по границам слоя; пик № 4 (G-пик) связан с колебаниями «растяжение-сжатие» сопряженных sp2-связей внутри углеродистого слоя.



Рис.4. Фрагмент спектра для образца №3 (глубина 63.4 м.)

Из таблицы 2 видно, что для D- и G-пиков образов № 1, 2 и 3 существует разница между значениями относительной интенсивности и значениями ПШПВ. Это может свидетельствовать о том, что дефектность в строении углерода может меняться от удаления шунгитовой породы от зон контактов.

Выводы:

 Углеродистое вещество было исследовано методом дериватографии и рентгеновской дифракции. Показано, что существует разница в значениях, полученных этими методами, и эта разница изменяется для разных шунгитовых пород.

2) Тонкое строение углерода исследовалось с помощью метода комбинационного рассеяния. Показано, что от удаления шунгитовой породы от контактовых зон, меняется и дефектность в строении углерода. Упорядоченность коррелирует с разницей, полученной методами рентгеновской дифракции и дериватографии.

Таблица 2.

Значения положения, относительной интенсивности и полной ширины на половине высоты (ПШПВ) пиков для всех образцов.

	№ пика	Положе-	Относи-	ПШПВ
		ние пика	тельная ин-	
			тенсивность	
Образец	1	1187	0.031	16
JN⊡ I	2	1340	1	20
	3	1523	0.036	22
	4	1571	0.844	23
	5	1605	0.299	12
	№ пика	Положе-	Относи-	ПШПВ
		ние пика	тельная ин-	
			тенсивность	
Образец	1	1198	0	17
JN <u>0</u> 2	2	1339	0.925	9
	3	1501	0.020	23
	4	1569	1	9
	5	1603	0.201	20
	№ пика	Положе-	Относи-	ПШПВ
		ние пика	тельная ин-	
			тенсивность	
Образец	1	1194	0.007	20
Nº 3	2	1342	0.969	17
	3	1509	0.031	23
	4	1572	1	16
	5	1607	0.201	21

3) Важным этапом при любом исследовании всегда является становление методики. Встает вопрос: Будет ли она для каждой породы разная или лучше будет найти оптимальную методику для всех пород? Особое внимание нужно уделять подготовке образца. Список литературы:

1. Гинье А. Рентгенография кристаллов. Теория и практика. – Государственное издательство физико-математической литературы, – 1961. – С.604.

2. Ковалевский В.В., Галдобина Л.П., Лазарева Т.Н., Чаженгина С.Ю. Гиперфуллереновое углеродистое вещество в шунгитовых породах Онежской структуры (Карелия) // Минерагения Докембрия. Материалы всероссийской конференции, 11-13 ноября 2009г., – Петрозаводск, – 2009. – С.106-109.

3. Шведайте Т.Ю. Исследование шунгитовых пород с разной степенью контактового метаморфизма методами рентгеновской дифракции // Материалы XXIV Молодежной научной конференции, посвященной памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца. «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северо-запада России», 7-10 октября 2013г., – Апатиты, – 2013. – С.126-129.

СОДЕРЖАНИЕ

КАУКО ОТТОВИЧ КРАТЦ (1914-1983 ГГ.) – ГОДЫ ЖИЗНИ И НА-УЧНОГО ТВОРЧЕСТВА 3

ЗАКОНОДАТЕЛЬСТВО РФ В ОБЛАСТИ ОХРАНЫ ОКРУЖАЮ-ЩЕЙ СРЕДЫ. СОВРЕМЕННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ, ПРОБЛЕМЫ И ВОЗМОЖНЫЕ ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ФЗ «ОБ ОХ-РАНЕ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ») Алексеев И.И. 9

ВЛИЯНИЕ СВАЛОК И ПОЛИГОНОВ ТВЕРЛЫХ БЫТОВЫХ ОТ-ХОЛОВ НА ПОЛЗЕМНЫЕ И ПОВЕРХНОСТНЫЕ ВОЛЫ НА ПРИ-МЕРЕ ИСТРИНСКОГО РАЙОНА МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ Алентьев Ю.Ю. 11

ПРОИСХОЖЛЕНИЕ ЗЕРЕН ЭПИЛОТА В СОВРЕМЕННЫХ АЛ-ЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРО-ЗАПАЛНОГО КАВКАЗА Антонова Д.О., Рубан Д.А. 13

ОЦЕНКА СТЕПЕНИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ВОЗЛУХА Г.ВОРОНЕЖА НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОГО СО-СТОЯНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА Беспалова Е.В. 16

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕ-СКИХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ В ПОРОДАХ ЭКЛОГИТОВОЙ АССОЦИ-АЦИИ ЁНСКОГО РАЙОНА Бежев Г.А. 22

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ БАЗИТОВ ПАЛЕО-ПРОТЕРОЗОЙСКОГО МАССИВА МОНЧЕТУНДРА (КОЛЬСКИЙ П-ОВ) Борисенко Е.С, Баянова Т.Б., Кунаккузин Е.Л. 26

ПЕРВИЧНЫЕ ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ ЗОЛОТО-СУЛЬ-ФИДНО-КВАРЦЕВОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЕ (ХАУТА-ВААРСКАЯ СТРУКТУРА, КАРЕЛИЯ) Вихко А.С. 30

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ БАЗИТОВЫХ ДАЕК ИНГУЛЬ-СКОГО И ВОЛЫНСКОГО МЕГАБЛОКОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА Вишневская Е.А., Митрохин А.В., Омельченко А.Н., Митрохна Т.В., Шумлянский Л.В. 36

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ СВЕТЛОБОРСКОГО И НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО МАССИВОВ, СРЕДНИЙ УРАЛ Гайфутдинова А.М., Никифорова В.С. 40

МЕЗОАРХЕЙСКИЙ ЧЕБИНСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАССИВ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ): СТРОЕНИЕ, ГЕОХИМИЯ И УСЛО-ВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ Гоголев М.А. 45

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО АМ-ФИБОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА, СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ БЕЛОМОР-СКОЙ ПРОВИНЦИИ

Горбунов И.А., Балаганский В.В., Мудрук С.В., Сидоров М.Ю., Картушинская Т.В. 48

НИЖНИЙ РАССЛОЕННЫЙ ГОРИЗОНТ НА УЧАСТКЕ КАМЕН-НИК ЗАПАДНО-ПАНСКОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУО-СТРОВ): ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ И ПЛАТИНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Грошев Н.Ю., Корчагин А.У., Иванов А.Н.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИ-ЗАЦИЯ ХАУТАВААРСКОГО МАССИВА (КАРЕЛИЯ) Дмитриева А.В. 61

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПИРОКСЕНОВ ИЗ ПА-ЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГАББРОНОРИТОВ ВОСТОЧНОЙ ЧА-СТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА Егорова С. В. 67

КОМПЛЕКСНЫЙ МОНИТОРИНГ АКТИВНОСТИ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ – ПОДХОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ Ершов В.В. 72

...

54

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУССКО-ПОЛЯНСКИХ РЕД-КОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА Заяц О.В. 78

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА РАМАНОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ МАЛАХИТА Казанцева М.И., Баданина Е.В. 82

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ВУЛКАНИТЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПАЙ-ХОЯ Канева Т.А. 86

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧАРНО-КИТОИДОВ ЛИТИНСКОГО И ГОЛОСКОВСКОГО ТИПОВ (ДНИ-СТЕРСКО-БУГСКИЙ МЕГАБЛОК УКРАИНСКОГО ЩИТА) Касьяненко Е.О. 91

БИОГЕННОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА СОРБЦИЮ ЛАНТАНОИДОВ ГЛИНИСТЫМИ МИНЕРАЛАМИ ПЕЩЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ Климова Е.В., Матреничев В.А[.] 94

ПИРОКСЕН ИЗ ГРАНИТОИДОВ НОВОУ КРАИНСКОГО КОМ-ПЛЕКСА УКРАИНСКОГО ЩИТА Коновал Н.М. 98

Li-F ГРАНИТЫ, ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫЕ С ГРАНИТАМИ А-ТИПА И ВЕРОЯТНОСТЬ ОБНАРУЖЕНИЯ В НИХ ПРОМЫШ-ЛЕННЫХ СОДЕРЖАНИЙ Та НА ПРИМЕРЕ САЛМИНСКОГО ПЛУТОНА, ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ.

Конышев А.А., Васильев Н.В., Зубков Е.С., Воронин М.В. 103

РУТИЛ КАК ИНДИКАТОР ТЕРМОБАРИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ МАНТИИ: ДАННЫЕ ЭКЛОГИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ АЛМАЗО-НОСНОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ КАТОКА, АНГОЛА Королев Н.М. 108

МОДЕЛИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ НЕОАРХЕЙ-СКОГО ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА ОСТЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ (СЕГОЗЕРСКО-ВЕДЛОЗЕРСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС, ВОДЛОЗЕРСКИЙ ДОМЕН, КАРЕЛИЯ) И ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГИ-ЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ Кучеровский Г.А. 113 ПАЛЕОПРОТЕРЗОЙСКИЕ ДАЙКИ ДОЛЕРИТОВ РАЙОНА ОЗ. ТУ-ЛОС – ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИ-СТИКА КЛЮЧЕВЫХ ОБЪЕКТОВ Куляшова А.В., Егорова С.В., Степанова А.В. 116

ВРЕМЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ OCHOB-НЫХ ПОРОЛ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЭПГ-СОЛЕРЖАШЕГО МАССИВА МОНЧЕТУНДРА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) Кунаккузин Е.Л., Серов П.А., Баянова Т.Б., Борисенко Е.С. 119

ФЛЮИЛНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ОЛОВОНОСНЫХ ТУР-МАЛИНИТОВ СЕВЕРНОГО МАССИВА (ЧУКОТКА) Кургузова А.В. 124

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕЛО-КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЗЕНСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ СЕ-ВЕРО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ (СКВ. КЕЛЬТМЕНСКАЯ-1) Кушим Е.А., Голубкова Е.Ю, Довжикова Е.Г. 129

ФАКТОРЫ ОКАТЫВАЕМОСТИ ЗЕРЕН МИКРОКЛИНА В СОВРЕ-МЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ МАЛЫХ РЕК СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА Кузьменко А.С., Рубан Д.А. 132

АКТИВНОСТЬ ВОДЫ ПРИ ГРАНУЛИТОВОМ МЕТАМОРФИЗМЕ И МЕТАСОМАТОЗЕ (РАЙОН ПОРЬЕЙ ГУБЫ БЕЛОГО МОРЯ) Лебедева Ю.М. 136

ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ И СОСТАВА ШИРКОНА И3 ЯСТРЕБЕЦКОГО REE-Zr МЕСТОРОЖДЕНИЯ, УКРАИНСКИЙ ШИТ Левашова Е.В.

ЁНСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС: ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОЛЫ ОСНОВНЫХ ТИПОВ СЛА-ГАЮШИХ ЕГО ПОРОЛ Лосев А.В, Пожиленко В.И. 145

РТ-УСЛОВИЯ МЕТМОРФИЗМА ПОРОД ГРИДИНСКОГО ЭКЛО-ГИТСОЛЕРЖАШЕГО КОМПЛЕКСА НА ЭТАПАХ ОБРАЗОВАНИЯ **ОРТОГНЕЙСОВ** Максимов О. А. 151

141

ФОСФАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМА	-
ТИТОВ ТУРКЕСТАНСКОГО ПОЯСА	
Марфин А.Е., Герасимов В.К. 15-	4
ВАРИОЛИТЫ ЛЕХТИНСКОЙ СТРУКТУРЫ, КАРЕЛИЯ	
Матреничев А.В., Матреничев В.А., Березин А.В. 15.	8
ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ РЕКИ ЛОСОСИНКИ И ОЗЕРА	1
YETBIPEXBEPCTHOLO (ITETPOSABOZCK)	_
Медведев А.С., Слуковский З. И., Буднова Т. П. 16.	5
ИЗУЧЕНИЕ ГЕНЕЗИСА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ВЕРХНЕКАМСКОГО)
МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫХ СОЛЕЙ ПО ДАН	-
НЫМ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ	
Мелехина Е.А., Наумов Д.Ю 16	9
ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПОЛУЧЕНИЯ НАНОСТРУК	-
Тур шунги төвөгө углерода различных типов Михайлина А.А. 17.	3
ΓΕΩΠΟΓИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОРУЛЕНЕНИЕ УЧАСТКА	
МОРОШКОВОЕ СПОЕМИЕ И ОТУДЕНЕНИЕ У МСТКА МОРОШКОВОЕ ОЗЕРО (МОНЧЕГОРСКИЙ РАЙОН): HOBII	9
	2
ДАШПИЕ Митонициоса II / Патиясаний / Р. Пахомороний II / 17.	6
мирошникова л.а., Чернявский А.Б., Пахомовский л.а. 170)
ПРОМЫШЛЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ СЛОЖНОМЕТАМОРФИЗО	-
ВАННОГО КОМПЛЕКСА УЧАСТКА «ВЫСОТА-181»	
Никифоров А. Г. 18	9
ПРИМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ РУ	-
ЛОКОНТРОЛИРУЮШИХ ЗОН СЛВИГОВЫХ ЛИСЛОКАШИЙ	
Нилов М.Ю. 18-	4
ИЗУЧЕНИЕ ФЛЮИЛНЫХ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕ	_
НИЙ В КВАРНАХ ИЗ РЕЛКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖЛЕНИЙ	ĭ
ЗАБАЙКАЛЬЯ И ЮГО-ВОСТОЧНОГО КИТАЯ МЕТОЛОМ КР	_
СПЕКТРОСКОПИИ	-
$\Pi_{\mu\nu\nu\nu\mu\nu\sigma} A B Fadauuua F B Fouanoa B H 10$	n
пихулина А.Б., Биоанина Е.Б., Бочаров Б.п. 190	,
ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ВЕРЕТЕНИНСКОЙ ЗАЛЕЖИ МИХАЙЛОВ	-
СКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУРСКОИ МАГНИТНОИ	
АНОМАЛИИ	
Прийменко В.В., Петров С.В. 19- 274	1

ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ АЦ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД	
МИХАИЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КМА Прийменко В.В, Петров С.В., Бороздин А.П.	200
2D ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПРЕДЕЛАХ	ЮЖ-
НО-ОНЕЖСКОЙ МУЛЬДЫ	
Рязанцев П.А., Фадеева Н.В.	205
ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ОТВАЛОВ ШЛИХООБОІ	АТИ-
ТЕЛЬНОЙ ФАБРИКИ ПРИИСКА КОНДЁР-УОРГАЛАН	
(ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)	
Розенблюм А.К., Петров С.В., Бороздин А.П.	209
РЕЛИКТЫ ПЕРВИЧНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ХРОМШПИН	ЕЛИ-
ДОВ В МЕЗОАРХЕЙСКИХ КОМАТИИТАХ СОВДОЗЕРСКОЙ І	И КО-
СТОМУКШСКОЙ СТРУКТУР	
Рыбникова З.П.	214
О ФАЗОВОМ СОСТАВЕ УГЛЕРОДА ШУНГИТОВЫХ ПОРОД	
МАКСОВСКОЙ ЗАЛЕЖИ	
Садовничий Р. В.	219
ТИПОХИМИЗМ ЦИРКОНОВ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДК	OME-
ТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ	
Сагитова А.М., Баданиана Е.В.	223
КОРУНДОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЭКЛОГИТАХ КУРУ-ВА	АРЫ
(СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖІ ПОЯСА)	ного
Сидоров М.Ю., Волошин А.В., Савченко Е.Э., Селиванова Е.А.	226
РОЛЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В СОРБЦИИ ТЯЖЕ	лых
МЕТАЛЛОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РЕК УРБАНИЗИРО	BAH-
НЫХ ТЕРРИТОРИЙ	
Слуковский З.И.	230
НОВЫЕ U-PB И SM-ND ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ФОРМИН	POBA-
НИЯ И МЕТАМОРФИЗМА КОЛВИЦКОГО ГАББРО-АНОРТ	03И-
ТОВОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)	
Стешенко Е.Н., Серов П.А., Баянова Т.Б.	235

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕГОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В ДО-ЛИНАХ РЕК ТУЛОМА И ЛОТТА (СЕВЕРО-ЗАПАД КОЛЬСКОГО РЕГИОНА) Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н. 239

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИНАХ ЛОТТА-ТУЛОМСКОЙ ДЕПРЕССИИ Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Корсакова О.П. 245

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОБЪЕКТОВ ГОРНОДОБЫВА-ЮЩЕГО КОМПЛЕКСА (НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕ-СТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫХ СОЛЕЙ) Ушакова Е.С. 250

«ДАЙКА К.О. КРАТЦА»: МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОХИМИЯ Фомина Е.Н., Козлов Н.Н., Козлов Е.Н.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ КОМПЛЕКСА ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕО-ФИЗИЧЕСИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ В ЦЕНТРАЛЬНО-ИБЕРИЙ-СКОЙ ЗОНЕ ЗАПАДНОЙ ИСПАНИИ (ГРАНИТНЫЙ КУПОЛ ЛО-ГРОСАН) Черемазова Е.В. 260

ИССЛЕДОВАНИЕ УГЛЕРОДИСТОГО ВЕЩЕСТВА МЕТОДАМИ РЕНТГЕНОВСКОЙ ДИФРАКЦИИ И КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ Шведайте Т.Ю. 263

254