
Геология и полезные ископаемые Карелии

12

ПЕТРОЗАВОДСК 2009

KARELIAN RESEARCH CENTRE
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCE
INSTITUTE OF GEOLOGY



**GEOLOGY
AND USEFUL MINERALS
OF KARELIA**

Issue 12

**Edited by
A. I. Golubev and A. I. Slabunov**

PETROZAVODSK
2009

КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ



ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КАРЕЛИИ

Выпуск 12

**Ответственные редакторы
А. И. Голубев, А. И. Слабунов**

ПЕТРОЗАВОДСК
2009

УДК 55 (470.22)+553 (470.22)
ББК 26.3
Г36

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

А. И. Голубев (председатель), *О. И. Володичев*, *В. Я. Горьковец*,
В. В. Ковалевский, *В. Н. Кожевников*, *А. И. Слабунов* (зампредседателя), *М. М. Филиппов*,
Н. В. Шаров, *В. В. Щипцов*, *Н. Б. Лаврова* (секретарь)

Рецензент В. И. Робонен

ISBN 978-5-9274-0398-1

© Карельский научный центр РАН, 2009
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2009

В. И. Иващенко, А. И. Голубев

КОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ – ПЕРСПЕКТИВНАЯ БАЗОВАЯ ЗОЛОТОРУДНАЯ ФОРМАЦИЯ КАРЕЛЬСКОГО РЕГИОНА

Введение

Колчеданные месторождения (Cu, Zn, Pb) с путным золотом являются одним из ведущих генетических типов золоторудных месторождений (Сафонов и др., 2004). По данным Н. И. Еремина и др. (2002б), в России и странах СНГ на долю колчеданных месторождений приходится почти 20% запасов Au и около 8% его добычи. На Фенноскандинавском щите золотонесущие колчеданные месторождения относятся к VMS-типу (Eilu, 1999). По состоянию изученности они известны только для протерозоя Финляндии (Оутокумпу – добыто 28 т Au, Виханти и Пюхясалми – ~30 т Au и др.) и Швеции (Ренстром – 25,2 т Au, Кристенберг – 20,1 т Au, Гарпенберг – 14,0 т и др.) (Sundblad, 2003). На российской части Фенноскандинавского щита в Карелии имеющиеся здесь серноколчеданные месторождения приурочены исключительно к архейским зеленокаменным поясам. Содержания золота в них, так же как и других рудных элементов (Cu, Pb, Zn), хотя и не достигают промышленно значимых величин (Рыбаков, 1987), представляются все же достаточно высокими в геохимическом аспекте, что предопределяет принципиальную возможность для колчеданного оруденения Карельского региона быть источником рудного вещества, в том числе и золота, в более поздних рудогенных процессах.

Согласно современным генетическим концепциям, образование промышленных золоторудных объектов, помимо других факторов, в значительной мере определяется также процессами ремобилизации и активной миграции золота с явлениями рециклинга, что особенно характерно для мезотермального орогенического типа золотого оруденения, являющегося ведущим генетическим типом месторождений золота в докембрии (Groves et al., 2003), включая Фенноскандинавский щит (Eilu, 1999; Sundblad, 2003) и Карелию (Иващенко, 2006).

Главным в формировании мезотермальных орогенических месторождений золота, кроме факторов, определяющих эффективное функционирование любой эндогенной золоторудной системы (Константинов и др., 2002), является их приуроченность к соответствующей геодинамической обстановке и наличие базовых золоторудных формаций, вовле-

каемых в рудогенный процесс. В геодинамическом аспекте зарождение и развитие золоторудных орогенических систем обусловлены эндогенными процессами коллизионной стадии конвергентного взаимодействия океанических и континентальных плит или внутриконтинентального плитного взаимодействия различной природы. Базовые золоторудные формации характеризуются повышенными, но не достигающими промышленных параметров содержаниями золота, форма нахождения которого предопределяет возможность его последующей ремобилизации и концентрирования в экономически значимых масштабах. Другими словами, базовая золоторудная формация и золотосодержащая не являются синонимами, так как не всякая золотосодержащая формация может быть базовой золоторудной по определению. Главными базовыми золоторудными формациями на территории Карелии являются черносланцевая, колчеданная, джеспилитовая и порфировая (Иващенко и др., 2005). Наиболее благоприятным при формировании мезотермальных золоторудных объектов представляется совокупное участие в рудообразующем процессе нескольких базовых золоторудных формаций. Масштабность сформированного при этом оруденения в значительной степени будет определяться металлогеническим потенциалом этих формаций (или одной из них) в пределах перспективной рудоносной площади (металлогеническая провинция, зона, область, район, узел и др.). Наиболее рациональным определением термина «металлогенический потенциал» представляется предложенное ВСЕГЕИ (Богданов, 2006). Согласно приложению к рассматриваемой проблеме, под металлогеническим потенциалом базовой золоторудной формации конкретной территории понимается общая сумма прошедших соответствующую апробацию запасов и прогнозных ресурсов (по категориям) золота, а также прогнозируемых его ресурсов мезотермального типа, сформированных с участием базовой формации. Металлогенический потенциал колчеданного оруденения Карелии как перспективной базовой золоторудной формации, ввиду отсутствия в связи с ним рудных объектов с апробированными запасами и прогнозными ресурсами золота, определяется только его прогнозируемыми ресурсами.

Колчеданное оруденение Карельского региона

В Карелии колчеданное оруденение, по масштабности проявления соответствующее месторождению, известно только в пределах архейской Карельской гранит-зеленокаменной области (Хаутаваарское, Соанварское, Парандовское и др.) (рис.). Наибольший вклад в изучение этих месторождений внесли исследования С. И. Рыбакова (1987 и др.) и В. Е. Попова (1991 и др.), по данным которых серноколчеданные месторождения в Карельской гранит-зеленокаменной области представлены преимущественно прерывистыми линейно-вытянутыми зонами субмеридионального – северо-западного простирания, контролируемые глубинными разломами и сопряженными с ними вулканическими аппаратами и мафит-ультрамафитовыми интрузивами. Вмещающими породами для колчеданных руд являются кварциты, серицит-кварцевые сланцы, кремнистые туфы, туффиты и другие метавулканиды.

Рудные тела – субсогласные пластовые линзовидные, реже жильные (ремобилизованные?). Для них характерно кулисообразное размещение в пределах одной или нескольких крутопадающих зон. Мощность рудных тел достигает 20–25 м, длина – до 1 км. Их центральные части обычно сложены массивными пиритовыми рудами, зальбанды и фланги – вкрапленными и полосчатыми пирит-пирротиновыми. Главными рудными минералами являются пирит и пирротин; в незначительном количестве, а в ряде случаев в промышленных концентрациях присутствуют халькопирит и сфалерит. Встречаются также магнетит, галенит, пентландит, реже хромит, ильменит, барит, арсенопирит. По составу выделяются два минеральных типа руд: пирротин-пиритовые и халькопирит(±сфалерит)-пиритовые, в разном количественном соотношении распространенные на всех колчеданных месторождениях региона. Первый тип является доминирующим на Парандовском, Хаутаваарском, Шуйском, Няльмозерском, Бергаульском, Чалкинском, Ведлозерском и Улялегском месторождениях, второй более характерен для Ялонварского и Соанварского месторождений, а также для колчедановорудных объектов Каменноозерской зоны и некоторых других (Виетукка-лампи и др.).

Формирование рудных тел было полистадийным, местами с телескопированием и метасоматическим развитием сульфидов по вмещающим осадочно-вулканогенным породам. При этом даже в массивных пиритовых рудах часто сохраняются реликты линзовидно-полосчатых, полосчатых, сланцевых и пльчатых текстур замещенных метавулканидов. Структуры пиритовых руд грано- и гетеробластовые, мелко-, средне- и крупнозернистые. На некоторых месторождениях (Чалкинском, Шуйском, Бергаул) отмечаются фрагменты оолитовых текстур, а в массивных пиритовых рудах Парандовского и Няльмозерского месторождений – реликты колломорфных рудных выделений.

Пирротиновые руды обычно развиваются по пиритовым. Для них характерны массивные, брекчие-

видные, вкрапленные и прожилково-вкрапленные текстуры и разнозернистые аллотриоморфнозернистые структуры. На Няльмозерском, Хаутаваарском, Чалкинском, Ялонварском и Соанварском месторождениях развита в виде сульфидно-кварц-карбонатных прожилков и вкрапленности более поздняя галенит-сфалеритовая минерализация.

Количество серы в рудах изменяется в широких пределах – 15–25% и выше. Содержания других полезных компонентов, характерных для колчеданных месторождений, также сильно варьируют (Cu – до 3,5%, Zn – до 1,2%, Pb – до 0,03%, Ni – до 0,056%, Co – до 0,053%, Mo – до 0,035%, Sn – до 0,06%).

В Беломорском мобильном поясе, палеопротерозойских зеленокаменных поясах и свекофенидах Приладожья колчеданное оруденение представлено лишь мелкими рудопроявлениями.

Ввиду значительных метаморфо-метасоматических преобразований (преимущественно эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации) типизация архейских колчедановорудных объектов Карелии крайне затруднительна, но все же по устойчивой пространственной ассоциированности многих из них с базальт-андезиобазальт-риодацитовыми вулканическими комплексами, низким содержаниям меди и повышенным – серебра по сравнению с золотом наиболее вероятно их принадлежность к типу курокко. Парандовское месторождение рассматривается как предполагаемый докембрийский аналог месторождений кипрского типа (Еремин и др., 2002а). Метаморфические изменения колчеданных руд, развившиеся преимущественно в их перекристаллизации и повсеместной пирротинизации, сопровождались также перераспределением рудных компонентов (главным образом, Cu, Zn, Pb, As). Они концентрировались на флангах рудных тел и за их пределами в виде рассеянной вкрапленности и прожилков. Относительная «обогащенность» колчеданных руд Карелии медью и полиметаллами характерна для месторождений с широким распространением кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов и не претерпевших метаморфизм выше эпидот-амфиболитовой фации (Северо-Вожминское, Соанварское, Ялонварское, Койкарское).

Северо-Вожминское месторождение – наиболее типичный пример колчеданно-полиметаллической рудной формации Карельского региона, не испытавший существенных метаморфических преобразований (Кулешевич и др., 2005), расположено в Каменноозерском рудном районе Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса. Для колчеданной минерализации этого района в целом характерен слабый метаморфизм, свидетельством чего являются сохранность первичных слоистых текстур руд, оолитовых, фрамбоидальных и глобулярных структур пирита и присутствие шунгита (Кулешевич и др., 2005). Колчеданное оруденение на Северо-Вожминском месторождении приурочено преимущественно к двум крутопадающим, субсогласным пластообразным залежам мощностью 3,0–20,5 м в лопийских вулканитах (андезиобазальты-дациты) и кварц-альбит-серицитовых сланцах,

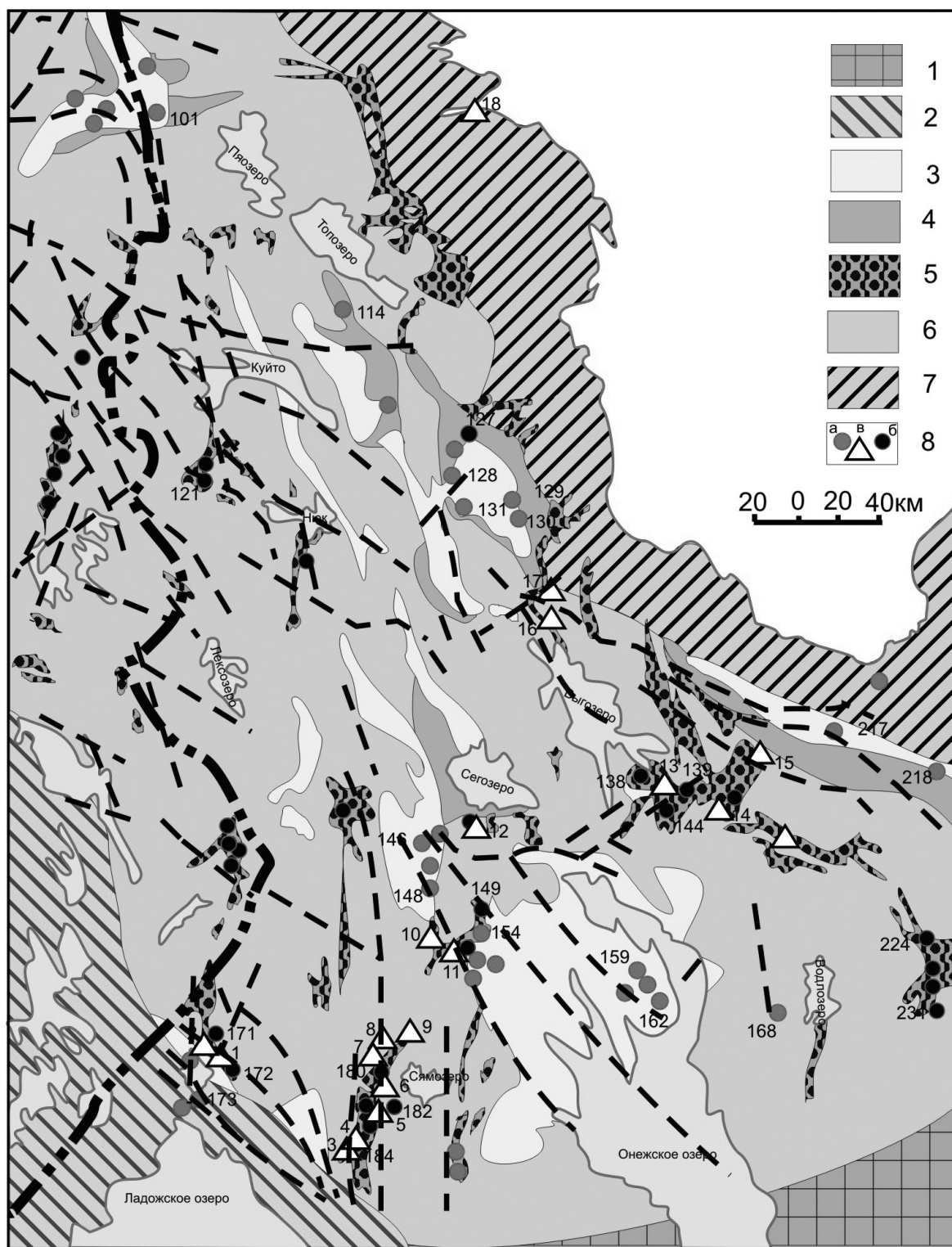


Схема размещения колчеданных и золоторудных месторождений и проявлений на территории Карелии (с использованием данных: Рыбаков, 1987; Коровкин и др., 2003; Минерально-сырьевая база., 2005, 2006):

1 – платформенный чехол; 2 – Свекофенский складчатый пояс; 3–6 – Карельская гранит-зеленокаменная область: 3 – ятулий, людиковский, калевий, велсий нерасчлененные, 4 – сумий и сариолий нерасчлененные, 5 – лопий, 6 – комплекс основания; 7 – Беломорский мобильный пояс; 8 – колчеданные и золоторудные месторождения и проявления: а, б – золоторудные (а – протерозойские, б – архейские), в – колчеданные; 1–18 – колчедановорудные объекты (1 – Ялонварское, 2 – Соанварское, 3 – Ведлозерское, 4 – Няльмозерское, 5 – Улягское, 6 – Хаутаваарское, 7 – Шуйское, 8 – Планшет 6–8, 9 – Чалкинское, 10 – Корбозерское, 11 – Койкарское, 12 – Бергаул, 13 – Северо-Савинское, 14 – Золотопорожское, 15 – Северо-Вожминское, 16 – Парандовское, 17 – Идельское, 18 – Кивгуба; 101–231 – золоторудные объекты (101 – Майское; 114 – Шомбозерское; 121 – Таловейс; 127 – Лобаш-1; 128 – Нигалма; 129 – Шуезерское; 130 – Риговарака; 138 – Заломаевское; 139 – Южно-Заломаевское; 144 – Рыбозерское; 146 – Питкулампинское; 148 – Ятулий-1; 149 – Педролампи; 154 – Эльмус; 159 – Весеннее; 162 – Космозерское; 168 – Меридиональная зона; 171 – Соанварское; 172 – Ялонвара, Хатуноя; 173 – Пякюля, Янис; 180 – Центральное; 182 – Новые Пески; 184 – Ведлозерское; 217 – Нименгя; 218 – Кожозерское; 224 – Надвиговое; 231 – Кенозерское)

прослеживающимся по простиранию на 200–400 м и падению – до 400 м. Руды – массивные, полосчатые и вкрапленные, представлены халькопирит-пиритовым, сфалерит-пиритовым, халькопирит-сфалерит-пиритовым и пиритовым минеральными типами. Изредка в них встречаются галенит, пирротин, арсенопирит, блеклые руды, ковелин, борнит и дюрлеит (Кулешевич и др., 2005; Минерально-сырьевая база., 2005). Запасы (тыс. т) меди на месторождении составляют по C_1+C_2 – 10,2 при среднем содержании 0,28%; цинка по C_1 – 18,9, C_2 – 15,7, прогнозные ресурсы по P_1+P_2 – 138,6 тыс. т при среднем содержании 1,7% (Минерально-сырьевая база., 2005). В рудах постоянно присутствует золото (0,1–1,2 г/т) и серебро (5,0–167,1 г/т). Исходя из геологической и минералого-петрографической характеристики пород и руд данного месторождения (Кулешевич и др., 2005), оно представляется наименее затронутым регенерационными метаморфическими преобразованиями и соответственно наиболее полно отражающим исходную геохимическую специфику колчеданного оруденения в архее Карелии по сравнению с другими месторождениями, подвергшимися гораздо более сильному метаморфизму. Установленные в рудах Северо-Вожминского месторождения содержания главных рудных (Zn, Cu) и второстепенных (Au, Ag) элементов сопоставимы с таковыми в протерозойских колчеданных месторождениях Фенноскандинавского щита и в более молодых других регионов, относимых к типу куро (Еремин и др., 2002а).

Типичным представителем колчеданных месторождений Карелии, метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой фации и частично зеленосланцевой, является *Ялонварское месторождение*, детально охарактеризованное В. Е. Поповым (1991, 1994). Согласно его данным и результатам предыдущих исследований (Потрубович, Анищенкова, 1956; Рыбаков, 1987 и др.), частично дополненных и уточненных нами, колчеданное оруденение локализовано в верхах разреза ялонварской свиты лопия в пачке (мощностью 50–200 м) переслаивания дацитовых туфов, туффитов и силицитов, преобразованных в кварц-хлорит-серицитовые, кварц-эпидот-хлоритовые, углеродсодержащие и другие сланцы с маломощными прослоями железистых кварцитов. Установлено два вытянутых в северо-западном направлении лентообразных горизонта – северо-восточный (Ялонварское серноколчеданное месторождение) и северо-западный (руд. Хювя-Нойвисто). Колчеданные тела (>10) линзовидной и пластовой формы при мощности 12 м протягиваются на 320–350 м.

Среди руд выделяются сплошные, полосчатые, вкрапленные и прожилково-вкрапленные разновидности. Последние более типичны для фланговых частей месторождения. В некоторых рудных телах сплошные руды приурочены к их центральным частям, а полосчатые и вкрапленные – к краевым (периферийным). Несмотря на это, границы рудных тел обычно резкие, контрастные. В сплошных массивных рудах изредка отмечаются реликты слоистой текстуры и колломорфной структуры. Преобладают

руды с разнообразными полосчатыми текстурами и бластическими структурами. Главный рудный минерал колчеданных залежей – пирит. Широко распространены также пирротин, халькопирит, магнетит, сфалерит и галенит, тяготеющие к флангам рудных тел. Изредка встречается борнит, ильменит, хромит, марказит, лимонит. В единичных знаках отмечается тетраэдрит, арсенопирит, пентландит, самородное серебро, макинавит, ванадинит. В ряде случаев полиметаллическая минерализация совместно с кварцем и карбонатом выполняет прожилки и секущие зонки в колчеданных рудных телах и, вероятно, связана с более поздними процессами рудообразования.

В колчеданных рудах в пределах месторождения в целом и в отдельных рудных телах в частности содержание второстепенных минералов значительно варьирует. Так, магнетит локализован преимущественно в центральной части рудного поля (Попов, 1991) и совместно с халькопиритом, сфалеритом и галенитом в выклинивающихся частях колчеданных тел (Рыбаков, 1987). Полиметаллическая минерализация сконцентрирована в основном на флангах месторождения и за его пределами.

Для верхних частей разреза ялонварской свиты отмечается положительная корреляция между содержаниями полиметаллов в колчеданных рудах и относительным объемом кислых вулканитов в составе рудовмещающих пород и отрицательная – для меди. Пирротиновые руды, образующиеся при метаморфизме пиритовых, в большей степени тяготеют к зальбандам рудных тел. Для них характерны брекчиевидные текстуры и аллотриоморфнозернистые структуры.

По данным В. Е. Попова (1991), преобладающими минеральными типами руд колчеданной Ялонвары являются пиритовый, пирит-пирротиновый, пирротиновый. Менее распространены (в порядке убывания) халькопирит-пирит-пирротиновый, пирит-пирротин-магнетитовый (с содержанием магнетита до 80%), халькопирит-магнетитовый, сфалерит-пиритовый, сфалерит-галенит-халькопирит-пиритовый. Содержания серы в сплошных пиритовых рудах составляют 35–47%, меди и цинка в соответствующих типах руд – до 3,5%. Кроме того, в колчеданных рудах отмечаются повышенные концентрации Ti – до 1%, Ni, Co, V, Mn, Cr, Ba – до 0,1; Mo – 0,05%; As – 0,02%, Ag – до 10 г/т. По данным спектрального анализа, в них также установлены (в г/т): Be – 2, B – 100, Sc – 220, Pb – 100, Ga – 22, V – 22, Zr – 150, Yb – 5, Sr – 220, Ge – 5. В сплошных колчеданных рудах содержится золото (до 0,14 г/т).

Утвержденные в ГКЗ запасы серного колчедана по Ялонварскому месторождению составляют 2151,9 тыс. т при среднем содержании серы 26,61% (кат. C_1) и 745,6 тыс. т с содержанием серы 20,64% (забалансовые) руды.

Согласно данным В. С. Попова и др. (1994ф), прогнозные ресурсы меди на Ялонварском месторождении оцениваются в 98 тыс. т с содержанием 0,78% до глубины 300 м и 156 тыс. т – до 500 м.

Большинство колчеданных месторождений Карелии метаморфизовано в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях и характеризуется преимущественно пирит-пирротиновым типом рудной минерализации. К наиболее сильно метаморфизованным колчедановорудным объектам относятся фальбандовые проявления района *Кивзубы* Беломорского мобильного пояса (Гинсбург, 1921 и др.), относящиеся к сульфидному медь-никель-кобальтовому с Au и Ag типу. Оруденение пространственно, а вероятно, и генетически ассоциируется с хетоламбинскими ортоамфиболитами. Рудная минерализация сконцентрирована в субпараллельных зонах СЗ простирания протяженностью до 6 км и мощностью до 10–60 м с прожилково-вкрапленным оруденением, слагающим кулисообразные линзовидные залежи и жилы мощностью 0,6–4,8 м длиной 300–400 м с массивными рудами: пирит, пирротин, халькопирит, магнетит; второстепенные – пентландит, сфалерит, галенит, молибденит, арсенопирит, лелленгит, самородный висмут. Содержания полезных компонентов в рудах существенно варьируют: Ni – 0,09–0,6%, Cu – 0,1–1,85%, Co – 0,12–0,56%, Au – до 0,9, Ag – до 10 г/т. Висмут-мышьяковистая и благороднометаллическая минерализация наложена на колчеданную и контролируется зонами сдвиговых дислокаций (Ахмедов и др., 2001).

Золоторудный потенциал колчеданного оруденения Карелии

В работах многих исследователей указывалось, что оруденение большинства колчеданных месторождений и проявлений Карелии имеет повышенные содержания золота. Обычно эти значения не превышают 0,5–0,6 г/т, но нередко отмечаются и промышленно значимые концентрации золота. Их появление обусловлено тем, что на фоне метаморфических преобразований колчеданного оруденения Карелии на некоторых месторождениях (Соанварское, Ялонварское, Няльмозерское, Ведлозерское и др.) проявлена их интенсивная локальная регенерация по протяженным линейным зонам сдвиговых дислокаций, сопровождающихся метасоматитами березит-пропилитового ряда и золотонесущей полисульфидной минерализацией. Наиболее характерными примерами такого типа золоторудных объектов Карелии являются месторождение Рыбозерское и рудопроявления Соанйоки, Талпус. По комплексу характеристических признаков они соответствуют мезотермальным золоторудным месторождениям орогенического типа в зонах сдвиговых дислокаций (по: Groves et al., 2003).

Расположенное в Южно-Выгозерской структуре Сумозерско-Кенозерского неоархейского зеленокаменного пояса месторождение *Рыбозеро* локализовано в метакоматиитах, базальтах и разнообразных сланцах, пространственно ассоциируясь с пирит-пирротиновой колчеданной минерализацией. Золотонесущее прожилково-вкрапленное оруденение, представленное пиритом, пирротинном, халькопиритом,

сфалеритом, галенитом, арсенопиритом, бурнонитом, висмутином, тетраэдритом, алтаитом, ульманитом, колорадоитом и самородным золотом, слагает два крутопадающих линзовидно-пластовых рудных тела (0,8–1,5 × 340–850 м), контролирующихся субмеридиональной зоной (протяженность ~5 км) смятия, расщепления и метасоматических преобразований (пропилитизация, лиственитизация, березитизация), приуроченной к ядерной части синформы. Средневзвешенные содержания золота в рудах составляют 1,8–2,32 г/т, запасы по С₂ – 3,28 т, прогнозные ресурсы по Р₂+Р₃ – 15 т (Минерально-сырьевая база., 2005).

Согласно современным генетическим концепциям, образование золоторудных месторождений (в особенности орогенических мезотермальных) в значительной мере определяется процессами ремобилизации и активной миграции золота с явлениями рециклинга. Вследствие этого установленные на карельских колчеданных месторождениях признаки ремобилизации и перераспределения золота с концентрированием в зонах сдвиговых дислокаций свидетельствуют о том, что при формировании золоторудных орогенических мезотермальных месторождений, как ведущего генетического типа на Фенноскандинавском щите, колчеданная рудная формация, наряду с черносланцевой, джеспилитовой и золото-порфировой, вероятно, выступала в роли одной из базовых золотонесущих формаций. Согласно геологическим и геохронологическим (Кулешевич, 2006) данным, образование орогенического мезотермального оруденения в Карельском регионе, по-видимому, связано с эндогенными процессами коллизионной стадии в надсубдукционной зоне или с внутриконтинентальным плитным взаимодействием. Коллизионное гранитообразование в этом аспекте представляется одним из наиболее благоприятных факторов для формирования этого типа оруденения.

Имеющиеся аналитические данные по колчеданным месторождениям Карелии свидетельствуют о том, что многие из них (в особенности с уровнем метаморфизма, не превышающим эпидот-амфиболитовую фацию) характеризуются повышенными содержаниями Au и Ag (табл.). Вследствие этого породы и руды колчеданных месторождений, являющиеся своеобразным «коллектором» благородных металлов, могут существенным образом влиять на золоторудный потенциал отдельных структур и Карельского региона в целом при условии вовлечения их в рудогенные процессы, ответственные за формирование орогенических мезотермальных месторождений в зонах сдвиговых нарушений глубинного заложения. Как оказалось (Колодяжный, 2006; Леонов, 2008), глубинные разломы, контролировавшие изначально размещение колчеданных месторождений (рис.), впоследствии подновлялись и длительно эволюционировали как сдвиговые дислокации, обеспечивая тепло- и массоперенос из глубинных геосфер и способствуя в благоприятных условиях, к каковым относятся районы развития колчеданного оруденения, обра-

зованию благороднометалльной минерализации мезотермального орогенического типа. Согласно сделанным нами расчетам, золоторудный потенциал колчеданного оруденения Карелии оценивается в 370 т (табл.), а наиболее перспективной площадью на предмет выявления крупных золоторудных концен-

траций орогенического типа в колчеданосных структурах представляется Соанлахтинская с Соанварским колчеданным месторождением (золоторудный потенциал 151 т) и серией золоторудных проявлений (Соанйокское, Пролонваара, Синкори и др.) в ее пределах.

Средние содержания рудных элементов в колчеданных месторождениях Карелии и их золоторудный потенциал

Месторождение	S, %	Cu, %	Zn, %	Pb, %	As, ppm	Ag, ppm	Au, ppb	Запасы руды	Ресурсы руды	Au потенциал
Северо-Вожминское	–	0,28	1,7	До 0,6	–	5–170	100–1200	3463	11 616	7,6
Хаутаваарское	32,6	0,4–0,65	0,6–1,0	–	50	0,5–0,7	1–6	14 592	72 000	46,8
Няльмозерское	34,55	0,004	До 1,0	До 0,05	40	До 15–	До 3900	5916	18 000	11,7
Шуйское	34,04	0,02	До 0,02	До 0,02	До 200	–	10–800	3043	6800	4,4
Парандовское	38,16	0,04	До 0,01	До 0,01	150	0,6–81	30–1000	12 227	47 200	30,7
Ялонварское	26,61	До 3,54	До 1–2	До 0,4	До 200–	До 500	До 200	2500	12 500	8,1
Чалкинское	27,6	0,1–2,7	–	0,1–2,7	10	4	50	623	2210	1,4
Соанварское	32,25	До 0,81	До 0,2	До 0,2	–	До 15	10–300	70 000	233 000	151,4
Улягское	36,9	–	–	–	До 1800	–	–	174	–	0,1
Ведлозерское	25,5	0,02	0,1	0,03	–	До 174	До 2700	1333	3600	2,3
Планшет 6–8	33,9	–	–	–	–	–	–	4743	–	3,1
Койкарское	31,05	–	–	–	–	–	До 60	8859	15 100	9,8
Корбозерское	29,5	–	0,2–1,0	–	–	–	До 80	50 847	65 000	42,3
Идельское	17,85	–	–	–	–	–	–	15 518	–	10,1
Кивгуба	~10,0	0–2,4	0–1,68	–	–	0–75,7	0–10,36	–	40 000	40,0
Золоторудный потенциал в целом по колчеданному оруденению Карельского региона										370,0

Примечание. Прочерк обозначает отсутствие аналитических данных. В рудах Хаутаваарского и Шуйского месторождений отмечаются повышенные содержания (ppm) Se – соответственно 10 и 60, Парандовского – Se – до 30, Mo – до 350, Ni – до 200, Co – до 570, Улягского – Ni, Co – до 100, Sb – до 500. Запасы и ресурсы руды – в тыс. т; золоторудный потенциал – в тоннах, рассчитывался исходя из среднего содержания золота 0,65 г/т в исходных колчеданных рудах, взятого по эталонному (неизмененному) колчеданному месторождению – Северо-Вожминскому; таблица составлена с использованием данных: Леонтьев и др., 2003.

Заключение

Колчеданные месторождения (Cu, Zn, Pb) с попутным золотом являются одним из ведущих генетических типов золоторудных месторождений в мире. Для Фенноскандинавского щита этот тезис с некоторыми ограничениями применим только к протерозою. В архее щита и Карельского региона в частности колчеданные месторождения с промышленным золотом неизвестны. Однако в геохимическом плане наличие повышенных содержаний золота в колчеданном оруденении архея определяет его как перспективную базовую золоторудную формацию, кото-

рая могла служить источником рудного вещества, в том числе и благородных металлов, при формировании более поздних месторождений золота, главным образом, мезотермального орогенического типа. Металлогенический потенциал колчеданного оруденения Карелии на золото в таком аспекте оценивается в 370 т. Наиболее перспективной площадью на золоторудные месторождения орогенического типа в колчеданосных структурах Карелии представляется Соанлахтинская с Соанварским колчеданным месторождением (золоторудный потенциал 151 т) и серией уже известных проявлений золота (Соанйокское, Пролонваара, Синкори и др.) в ее пределах.

ЛИТЕРАТУРА

Ахмедов А. М., Воинова О. А., Калабашкин С. Н. и др. Компьютерная карта золотоносности докембрия Карельского региона масштаба 1 : 1 000 000. Анализ перспектив // Региональная геология и металлогения. Вып. 13–14. СПб., 2001. С. 84–104.

Богданов Ю. В. Металлогенический потенциал и/или металлогенические ресурсы // Региональная геология и металлогения. 2006. № 29. С. 70–73.

Гинсбург И. И. Полезные ископаемые побережья Кандакшского залива Белого моря. Труды Северной Научно-промысловой экспедиции. Вып. 7. Петроград, 1921. 64 с.

Еремин Н. И., Дергачев А. Л., Позднякова Н. В., Сергеева Н. Е. Эпохи вулканогенного колчеданного рудообразования в истории Земли // Геология рудных месторождений. 2002а. Т. 44, № 4. С. 259–275.

Еремин Н. И., Сергеева Н. Е., Дергачев А. Л., Позднякова Н. В. Благородные металлы в рудах вулканогенных колчеданных месторождений // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов: Материалы Всерос. симпозиума, 2002б. С. 150–153.

Иващенко В. И. Золото Фенноскандии – металлогения и перспективы золотоносности территории Карелии // Тр. Карельского НЦ РАН. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 84–111.

Иващенко В. И., Кулешевич Л. В., Лавров О. Б., Ручьев А. М. Отчет по научно-исследовательской теме «Эндогенные золоторудные системы докембрия Карелии». Петрозаводск, 2005. 70 с.

Колодяжный С. Ю. Структурно-кинематическая эволюция Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое (Балтийский щит). М., 2006.

Константинов М. М., Косовец Т. Н., Кряжев С. Г. и др. Строение и развитие золотоносных рудообразующих систем. М., 2002. 192 с.

Кулешевич Л. В. Эволюция эндогенных режимов формирования золотого оруденения Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 81–99.

Кулешевич Л. В., Фурман В. Н., Федюк З. Н. Перспективы золотоносности Каменноозерской структуры Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 50–67.

Леонов М. Г. Горизонтальные протрузии в структуре литосферы Земли // Геотектоника. 2008. № 5. С. 3–36.

Леонтьев А. Г., Голованов Ю. Б., Дегтярева Т. А., Ярцев В. М. Отчет по теме «Составление карты полезных ископаемых Республики Карелия масштаба 1 : 500 000» 2003 // Фонды КГЭ.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1 / Под. ред. В. П. Михайлова и В. Н. Аминова. Петрозаводск, 2005. 278 с.

Попов В. Е. Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка. Л., 1991. 287 с.

Попов В. Е. и др. Пакет геологической информации по Янисъярвинской площади. Петрозаводск, 1994. 26 с.

Потрубович Л. Н., Анищенкова О. Н. Отчет Янисъярвинской партии о геолого-поисковых и съемочных работах в Сортавальском районе КФССР в 1953–55 гг. Т. 1, кн. 1. 271 с.; кн. 2. 181 с. // СЗГУ. Л., 1956.

Рыбаков С. И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л., 1987. 266 с.

Сафонов Ю. Г., Попов В. В., Волков А. В. и др. Геодинамические факторы образования крупных и сверхкрупных докембрийских золоторудных концентраций // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М., 2005. С. 15–46.

Eilu P. Fingold – a public database on gold deposits in Finland // Geol. Survey of Finland. Report of Investigation 146. Espoo, 1999. 224 p.

Groves D. I., Goldfarb R. J., Robert F., Hart C. J. R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Economic Geology. 2003. Vol. 98. P. 1–29.

Sundblad K. Metallogeny of gold in the Precambrian of Northern Europe // Economic geology. 2003. Vol. 98. P. 1271–1290.

Л. В. Кулешевич, В. Д. Слюсарев, М. М. Лавров

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ХАУТАВААРО-ВЕДЛОЗЕРСКОЙ ПЛОЩАДИ

В статье приводятся результаты многолетних металлогенических исследований (ЭПГ и Au), данные по интрузивному магматизму, изменениям пород, оруденению, минералогии Хаутавааро-Ведлозерской площади. Основные полевые материалы по базит-гипербазитовому магматизму были собраны В. Д. Слюсаревым, М. М. Лавровым, М. Г. Поповым, по колчеданным рудам – С. И. Рыбаковым, по кислым интрузиям и рудной минерализации – Л. В. Кулешевич, с учетом отчетных и опубликованных данных КГЭ, по материалам А. Ф. Горошко и В. В. Сиваева.

Геологическое строение и магматизм Хаутавааро-Ведлозерской площади

Лопийские вулканогенно-осадочные толщи вьетуккалампинской, лоухиваарской, каляярвинской, усмитсанъярвинской свит и прорывающие их интрузивы, выделяемые в Хаутаваарской структуре Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, формировались в разных обстановках в интервале времени от 3,02 до 2,67 млрд лет. Изучением геологического строения территории занимались геологи ИГ КарНЦ РАН, КГЭ, ИГГД, СЗТГУ (С. И. Рыбаков, А. И. Светова, В. И. Робонен, В. В. Сиваев, А. Ф. Горошко и др.). Их данные по геологии и результаты, полученные авторами при металлогенических исследованиях, позволили составить современное представление о последовательности магматизма и выделить типы руд, встречающиеся в пределах площади (табл. 1, рис. 1).

Породы *вьетуккалампинской свиты* развиты в западной части площади, слагают несколько вулканических построек (Чалкинскую, Игнойльскую, Хаутаваарскую), имеющих разный коэффициент эксплозивности (Рыбаков, 1978, 1987). Андезиты Игнойльского нека имеют возраст 2995 ± 20 млн лет, дайки – 2945 ± 18 (U-Pb метод по циркону; Овчинникова, 1994). Вулканиды представлены шаровыми и миндалекаменными лавами, агломератовыми, лапиллиевыми и псаммитовыми туфами, туффитами, туфопесчаниками, в меньшем объеме углеродистыми сланцами с прослоями хемогенных кварцитов и маломощными горизонтами сульфидов, которые накапливались в субаквальной обстановке. Выделяемые в разрезе маломощные сульфидоносные горизонты являются первичными накопителями рудогенных элементов.

Деятельность этих вулканов происходила близко по времени с основным вулканизмом. Геологические и геохимические данные позволили С. А. Светову (2005) разработать модель геодинамического развития Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса и показать, что накопление ранних вулканитов и осадков среднего и кислого состава (вьетуккалампинской свиты) началось на энсиалической островной дуге, синхронно с ним в задуговом бассейне происходило излияние толеитовых базальтов и коматиитов лоухиваарской свиты.

Вулканическая серия *лоухиваарской свиты* представлена подушечными, массивными и миндалекаменными лавами и туфами толеитовых базальтов и коматиитами, отлагавшимися в протоокеаническом бассейне. Коматиитовые базальты несут признаки контаминации коровым материалом (Светов, 1997). Их возраст оценивается в 2980 ± 99 млн лет. Для коматиитов лоухиваарской свиты характерен в целом повышенный фон Ni, Co и присутствие рудной минерализации. Вулканитам комагматичны маломощные силлы и дайковые тела перидотитов. Представляют большой интерес участки сближенно расположенных зон колчеданной минерализации во вмещающих толщах с коматиитами на уч. Хаутаваарском, испытывавшие метаморфогенно-метасоматические преобразования.

Формирование ассоциации вулканитов кислого – среднего состава и осадочных пород *каляярвинской свиты* (BADR-серии) проходило в интервале 2,9–2,85 млрд лет в ходе развития вулканической дуги, заложенной позднее уже на коллажированном континентальном склоне – западной окраине Ведлозерского блока (Светов, 2005). Она представлена переслаивающейся толщей агломератовых, лапиллиевых и псаммитовых туфов и туффитов среднего состава, редкими прослоями лав, углеродсодержащими сланцами, силицитами с прослоями карбонатсодержащих сланцев, полосчатой формацией (ПЖФ) с горизонтами богатых колчеданных руд, обогащенных Zn, Cu. Дацинты, риолиты, дацитовые порфириты, их туфы, туфоконгломераты параллелизуются с кивилампинским кислым комплексом Сайозерской структуры и возмозерской свитой в Каменноозерской структуре. Дайки, сопровождающие магматический комплекс, секут лоухиваарскую свиту (2860–2862 млн лет),

Игнойльскую вулканическую постройку (2862 млн) и габбро вьетуккалампинского комплекса (2854±14 млн лет; табл. 1). Дайки комагматичны Шуйскому комплексу, коррелируемому с Шилосским диорит-плагиогранитным в Южно-Выгозерском зеленокаменном поясе (Кулешевич, Костин, 2003; Кулеше-

вич, 2006). Горизонты вкрапленно-прожилковых, полосчатых и массивных колчеданных руд калаярвинской свиты, а также небогатая сульфидная минерализация на контакте порфировых даек показывают устойчивый повышенный фон и часто содержат более высокие концентрации золота.

Т а б л и ц а 1

Корреляция геологических событий, магматизма и формирования оруденения в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе

№	Стратиграфическая шкала, рубеж	Геодинамическая обстановка, режим	Возраст, млн лет (ссылка)	Литология и магматический комплекс, млн лет	Металлогеническая специализация
Центрально-Карельская зона. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс.					
Хаутаваарская, Койкарская, Семченская, Эльмусская, Сайозерская, Остерская, Гармозерская структуры					
7				Кивачский к-с	
6	Неоархей: AR ₂ . Лопий: L ₂ ² (2650–2700)	Континентальная коллизия	2670 2700–2670 (10, 14, 15)	Метасоматиты сдвиговых зон. Виртаойский комплекс: лейкограниты, редкометаллные пегматиты. Хаутаваарский массив (2670): монцититы, сиениты, Na-K-граниты. Хижозеро: граниты (2700). Гармозерский к-с: гранодиориты, трондьемиты. Ондозеро, р. Суна: К-граниты (2684, 2689±30; 2700)	Ау-кварцевая, Ау-сульфидная (в шир-зонах) Ta, Nb, Li Мо, Ау-кварцевая Mo, Cu, Zn, Pb, Ау-полиметаллическая (Cu-Мо-порфировая)
5	L ₂ ² (2700–2800)	Пулл-апарт бассейн	2770–2725 (10, 12, 13) 2744 (10)	Сяргозерский к-с: сиениты, прорывающие гранодиориты (2770±15). Паданский к-с: габбро, монцитидиориты, гранодиориты (2737±10; 2740, 2744). Аминдомая (2725±20). Эльмусский к-с: пироксениты, сиениты. Чалкинский массив: порфировидные граниты (2744±5). Усмисанъярвинская свита (?). Полимиктовые конгломераты, граувакки (?)	Апатит, Ti, TR (?)
4	L ₂ ¹ (2800–2850)		2810 (11) 2830 (10)	Карташинский массив: граниты (2810±60 ?) Палай Ламба: плагиопорфиры (2830). Кульонская и лаваярвинская свиты: базальты.	Мо, редкие металлы, (Ау-S?)
3	Мезоархей L ₂ ¹ (2850–2900)	Окраинно-континентальная	2840–2876 (10) 2854–2862 (7, 9)	Шуйский к-с, ранняя фаза Хаутаваарского массива: диориты, плагиограниты (2850), р. Лижма: трондьемиты (2850). Остерский к-с: гранит-порфиры (2860, 2876). Семченский к-с: габбро-диориты, тоналиты (2840, 2849). Дайки, сопровождающие их. Вьетуккалампинский к-с: габбро, феррогаббро. Хюрсюльский к-с: оливиниты, перидотиты, пироксениты. Калаярвинская свита: дациты, риолиты, туфы (2854, 2862), дайки кварцевых порфиров п. Хаутаваара (2862±41). Кивилампинская свита: дациты, риолиты, туфы (2860)	(Ау-S ?) Ау-S Ti, Fe, Cu (ЭПГ, Ау) Ni, Cu, Co (Ау с порфирами) Колчеданы (с Cu, Zn, Ау) Ау-S минерализация
2	L ₁ ¹ (2900–3000)	Островодужная Задуговый бассейн	2935 (8) 2945 (7) 2947 (16) 2985 (6), 2965–2992 2965–2980 (5) 2937–2980 3020 (4)	Койкары: дациты (2935±15). Вьетуккалампинская свита, Хаутаваара: андезиты, дациты (некк Игнойла – 2995±19), туфы. Дайки (2945±18). Осадки (2947). Чебинский массив: граниты (2985±10). Сайозерский к-с: габбро, диориты (2992; 2965; 2980). Палай ламба: гранодиориты (2950). Лоухиваарская свита: коматиты, базальты (2965, 2974, 2980). Интрузивные тела. Питкялампинская свита (2937, 2944, 2980): коматиты, базальты. Сайозерская толща: андезиты, дациты (3020±10)	Колчеданы Ni, Cu, Co (ЭПГ, Ау)
1	Палеоархей: AR ₁ (>3000)		3150–3391 (1, 2, 3)	Ведлозерский комплекс: диориты, тоналиты. Волоцкая толща: амфиболиты (3391±76)	

П р и м е ч а н и е. 1 – (Пухтель и др., 1991); 2 – (Lobach-Zhuchenko et al., 1993); 3, 4 – (Лобиков и др., 1980); 5 – (Светов, Хухма, 1998); 6 – (Беляцкий и др., 2002); 7 – (Овчинникова и др., 1994); 8 – (Бибилова, Крылов, 1983); 9 – (Самсонов и др., 1996); 10 – (Лобач-Жученко и др., 2000); 11 – (Максеев и др., 2000); 12 – (Иванников, 1997); 13–14 – (Чекулаев и др., 1994, 1997); 15 – (Лобач-Жученко, Левченков, 1985). 16 – (Светов, 2005) (ссылки см. в ст.: Кулешевич, 2005). Жирным выделены рудные формации, содержащие золото (рудопоявления обнаружены).

Модель формирования колчеданных руд для Карелии и Фенноскандинавского щита, а также связь оруденения с вулканогенными формациями были разработаны С. И. Рыбаковым (1978, 1987). Работы В. В. Сиваева, А. Ф. Горошко, И. Н. Рундквист (1976) и последние данные опробования С. И. Рыбакова показали перспек-

тивы руд, обогащенных полиметаллами и медью. Таким образом, из изложенного становится очевидно, что ассоциации вьетуккалампинской и особенно калаярвинской свит являются рудовмещающими для стратифицированных колчеданных руд и могут быть золото-содержащими.

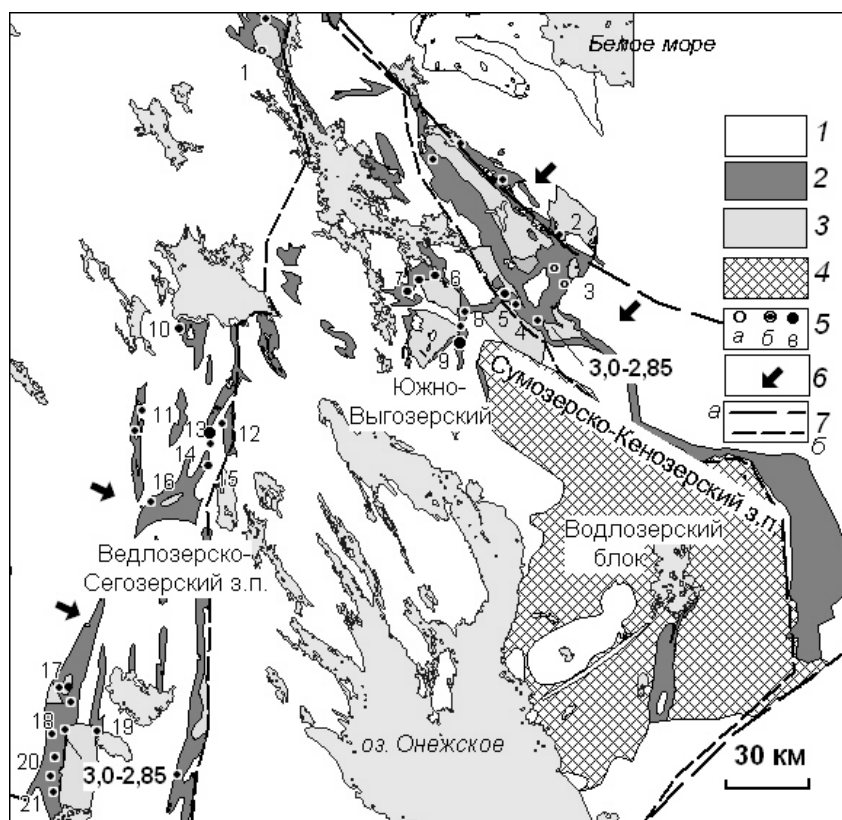


Рис. 1. Схема расположения благороднометалльных проявлений в зеленокаменных поясах в обрамлении Водлозерского блока (составлена Л. В. Кулешевич):

1 – нерасчлененные области; 2 – лопийские зеленокаменные пояса ранней генерации (3,0–2,86 млрд лет); 3 – интрузивные тела гранитоидов; 4 – образования Водлозерского блока; 5 – золоторудные и золотосодержащие проявления (мелкие значки) и месторождения (более крупные); 6 – направление субдукции (по моделям В. Н. Кожевникова, С. А. Светова, А. В. Самсонова); 7 – палеопротерозойская тектоническая зона (а) и контур более древних образований Водлозерского блока (б). Названия рудных объектов по номерам не приводятся

Повторное приоткрывание бассейнов сопровождалось накоплением толеитовых базальтов и туфо-конгломератов *кульюнской свиты*, затем формированием вулканогенно-осадочных комплексов *усмит-санъярвинской свиты*. В верхних частях разрезов отдельных структур зеленокаменного пояса присутствуют полимиктовые конгломераты, граувакки, слоистые и косослоистые осадки, сопоставимые с формациями Тимискаминг и Шавма в зеленокаменных поясах Канады и Зимбабве.

Накопление золота на Хаутавааро-Ведлозерской площади, так же как и в других структурах пояса, происходило совместно с сульфидами, и поэтому вулканогенно-осадочные комплексы кислого – среднего состава с горизонтами колчеданных руд, сформировавшиеся на ранней аккреционной стадии, представляют максимальный интерес, тогда как на коллизионной стадии развития первостепенное значение приобретают гранитоидные тела, разнообразные зоны преобразований и в целом структурный контроль. Интрузивный базит-гипербазитовый магматизм и зоны изменений этих пород являются концентраторами ЭПГ. Так как кислые – средние вулканогенно-осадочные комплексы подробно охарактеризованы в работах С. И. Рыбакова (1978, 1987), А. И. Световой (1988), С. А. Светова (2005), в данной статье рассмотрим лишь интрузивные образования, наиболее перспективные относительно благородных металлов.

Вмещающие толщи прорываются разнообразными интрузивными телами (базит-гипербазитовыми, ТТГ, гранитами, табл. 1): хюрсьюльским перидотит-пироксенитовым комплексом, вьетуккалампинским габброидным, шуйским диорит-плагиогранитным

(2850 млн лет), порфировидными К-Na-гранодиоритами-гранитами Чалкинского массива (2745 млн лет), гранитами (2700 млн лет), Хаутаваарским субщелочным массивом (возраст разных фаз от 2,85 до 2,67 млрд лет). Наиболее поздними магматическими образованиями в структуре являются малые интрузии и дайки лейкогранитов и редкометалльных пегматитов виртаюкского комплекса, палеопротерозойские габбро-долериты кивачского комплекса, Улялгский и Салминский массивы гранитов-рапакиви и сопровождающие их дайки и пегматиты в южной части Няльмозерской площади (1,65–1,57 млрд лет), которые секут лопийские толщи и зоны с оруденением. С ними связаны контактовые метаморфогенно-метасоматические преобразования пород и такие изменения, как биотитизация, эпидотизация, грейзены, скарны в самой южной части пояса. Кроме того, для полиметаллической минерализации в скарнированных породах и оруденения уч. Новые Пески предполагается связь с рифейскими гранитами (Кулешевич, Горошко, 1988; Горошко, 1993, 1998; Металлогения Карелии, 1999). Металлогеническая специализация интрузивных комплексов отражена в табл. 1.

Интрузивный базит-гипербазитовый магматизм в Хаутаваарско-Ведлозерской структуре представлен лопийскими и палеопротерозойскими массивами, небольшими пластовыми телами и дайками. С коматиитами лоухиваарской свиты связаны небольшие тела серпентинизированных перидотитов и габбро. Наиболее крупные массивы – Хюрсьюльский и Вьетуккалампинский (рис. 2), к палеопротерозойским относится Кивач (расположен севернее площади и в статье не рассматривается).

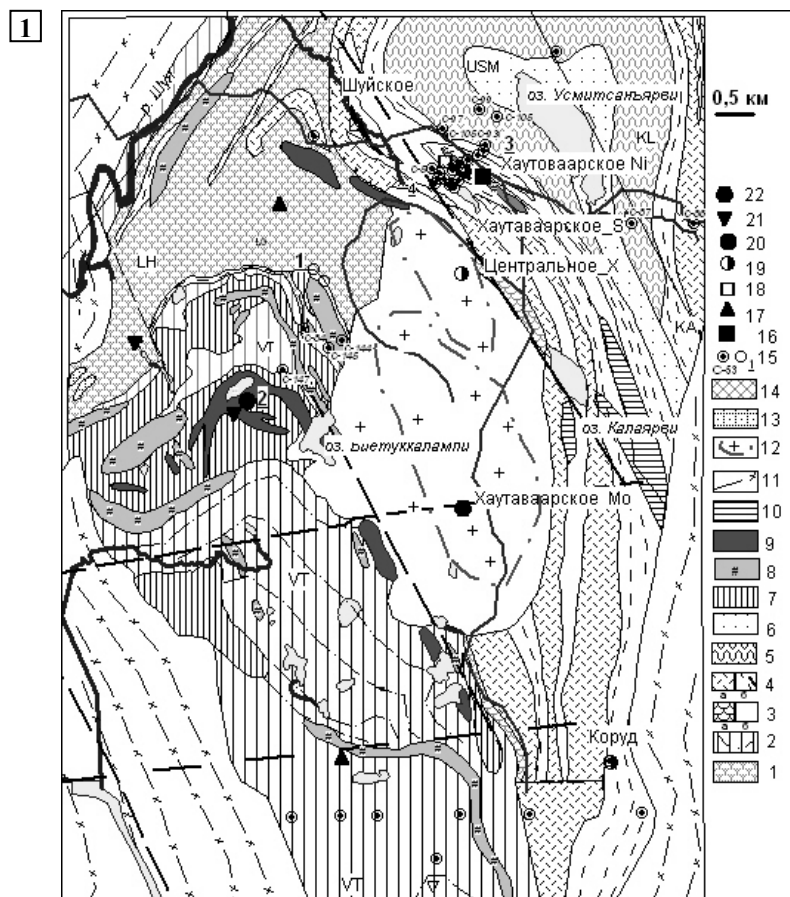


Рис. 2. Схема геологического строения и размещения благороднометалльной минерализации на Хаутавааро-Ведлозерской площади (по материалам КГЭ и ИГ КарНЦ РАН: 1 – Хаутаваарский и 2 – Хюрсюльский участки; электронный вариант составлен Л. В. Кулешевич, С. А. Красиным):

1 – лоухиваарская свита (базальты, коматититы); 2 – виетуккалампинская свита; 3–4 – калаярвинская свита (3 – базальты, породы среднего состава, 4 – туфы среднего состава); 5 – кульонская свита (базальты); 6 – усмитсаньярвинская свита; 7 – габбро; 8 – ультрабазиты (Хюрсюльский к-с); 9 – феррогаббро (Виетуккалампинский к-с); 10 – габбро-диабазы; 11 – диориты, плагиограниты (Шуйский к-с), в том числе гранито-гнейсы; 12 – граниты и субщелочные фазы (обведены) Хаутаваарского массива; 13 – Na-K-граниты; 14 – граниты-рапакиви; 15 – скважины и их номера, обнажения; 16–22 – проявления: 16 – сульфидно-медно-никелевые, 17 – медные, 18 – колчеданные, 19 – золоторудные и золотосодержащие, 20 – титаномагнетитовые, 21 – тантал-ниобиевые, 22 – молибденовые. Цифры – участки работ: 1 – Фукситовый, 2 – Виетуккалампи, 3 – Хаутаваарский, 4 – Хюрсюля, подписи остальных вынесены на рисунках

Хюрсюльский базит-гипербазитовый массив вытянут в субмеридиональном направлении, имеет длину 12,5 км, ширину – до 2,5 км, по геофизическим данным прослеживается на глубину до 6 км. Он круто погружается на восток под углом 85°, смещен по субмеридиональной зоне, хорошо выделяется по магнитной аномалии. Массив изучался в 60–70-е годы М. Г. Поповым, С. А. Морозовым, В. В. Сиваевым, А. Ф. Горошко, геологами и геофизиками СЗТГУ и ЗГТ. Он дифференцирован и представлен несколькими фазами оливинитами-перидотитами и пироксенитами, включает крутопадающие тела и прорывается дайками габбро, имеющими отчетливые секущие контакты. Интрузивные ультрабазиты содержат клин вмещающих пород. Дайки габбро, секущие массив, имеют мощность от нескольких до 50 м, по составу они высокотитанистые (содержат титаномagnetит), контрастно выделяются

в магнитном поле (рис. 2). Они секут также вмещающие толщи, в том числе калаярвинскую свиту. В более ранних работах их геологическая позиция рассматривалась не всегда однозначно: они относились либо к поздней фазе хюрсюльского комплекса, либо к кивачскому комплексу.

Оливиниты содержат SiO₂ от 32,95 до 37,88%, MgO до 37,76%, концентрация NiO 0,12–0,47%, CoO 0,022%. В перидотитах SiO₂ 38,33%, MgO до 33,3%, NiO – 0,3%, CoO – 0,035%. В метапироксенитах (в том числе амфиболизированных) количество SiO₂ увеличивается до 50,03%, CaO 15,16%, MgO 15,08%. Содержание P₂O₅ и V₂O₅ составляет 0,069 и 0,15%. Секущие их феррогаббро содержат SiO₂ 47,71%, MgO 14,5%, CaO 10,58%, концентрация TiO₂ в них повышается до 3,65%, что характерно для габбро вьетуккалампинского комплекса. Состав пород приводится по материалам М. Г. Попова (табл. 2).

Таблица 2
Химические составы пород участков Вьетуккалампи и Хюрсюля, мас. %

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	47,75	46	42,82	43,3	55,28	58,18	59,24	34,82	33,33	43,78	47,39	43,09	50,89
TiO ₂	1,54	2,04	2,86	2,04	0,93	1,21	1	0,26	0,53	0,6	3,65	3,22	0,95
Al ₂ O ₃	12,32	11,27	10,23	9,69	13,02	12,32	11,41	0,84	3,33	3,73	3,65	10,81	14,35
Fe ₂ O ₃	4,72	5,91	8,5	9,2	1,59	1,3	2,15	9,35	8,12	7,3	2,68	5,02	6,74
FeO	13,04	14,61	16,52	13,86	9,81	13,41	14,85	4,71	7,22	6,46	10,35	14,50	11,49
MnO	0,25	0,22	0,24	0,22	0,19	0,11	0,07	0,19	0,21	0,2	0,25	0,78	0,31
MgO	5,88	5,89	5,48	7,45	5,28	6,62	6,2	35,15	30,16	23,54	15,08	5,65	1,59
CaO	8,91	9,35	9,2	9,18	6,61	1,29	0,43	1,28	2,94	9,16	15,16	10,58	5,92
Na ₂ O	2,05	1,79	1,52	1,48	3,66	1,5	0,48	0,057	0,088	0,24	0,65	3,03	4,98
K ₂ O	0,38	0,4	0,3	0,25	1,36	1,13	0,27	0,011	0,011	0,017	0,15	0,20	0,62
H ₂ O	0,17	0,13	0,06	0,22	0,29	0,21	0,17	0,66	0,44	0,22	0,25	0,13	0,08
ppp	2,57	2,09	1,88	2,24	1,42	2,3	2,98	12,90	8,79	4,64	3,75	3,24	1,73
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,08	0,07	0,15	0,21	0,27	0,027	0,061	0,005	0,046	0,16	0,20
Сумма	99,66	99,79	99,69	99,2	99,59	99,79	99,52						
CoO	0,014	0,006	0,015	0,024	0	0,0004	0,005	0,022	0,017	0,019	0,019	0,0018	0,006
NiO	0,005	0,004	0,005	0,006	0,006	0,003	0,008	0,195	0,17	0,082	0,039	0,001	0,004
CuO	0,01	0,009	0,012	0,011	0,006	0,005	0,006	0,0013	0,0017	0,009	0,036	0,007	0,005
Cr ₂ O ₃	0,006	0,004	0,004	0,006	0,005	0,009	0,006	0,25	0,21	0,27	0,053	0,005	0,023
V ₂ O ₅	0,14	0,186	0,234	0,278	0,045	0,001	0,006	0,022	0,041	0,062	0,071	0,02	–
ZnO	0,017	0,018	0,017	0,04	0,012	0,017	0,16						
Li ₂ O	0,008	0,0047	0,0035	0,0039	0,0086	0,0288	0,0287						
Rb ₂ O	0,0019	0,0017	0,0013	0,0016	0,008	0,0063	0,003						
Cs ₂ O	0,0005	0,0005	0,0008	0,0006	0,0006	0,0013	0,0007						
S	0,093	0,02	0,29	0,15	0,01	0,33	0,81	0,043	0,07	0,06	0,062	0,13	0,1
n	10	1	1	1	1	1	1						
Автор. №	9946/5-9958/2	9951	9950	9958/3	9953/2	9946/7	9946/1	Средние содержания, по М. Г. Попову (1968)					

Примечание. 1–7 – габбро с вкрапленностью титаномagnetита и ильменита, данные В. Д. Слюсарева; 2–4 – рудное феррогаббро с титаномagnetитом и ильменитом до 20%; 5 – пегматоидное габбро; 6 – измененные дайки с сульфидами (пирротин, халькопирит, пирит – до 10%) и ильменитом (1–2%); 7 – гранат-куммингтонит-кварц-сульфидные метасоматиты; 8–13 – метаморфизованные ультраосновные породы (серпентиниты и др., по М. Г. Попову); 8 – оливиниты, 9 – амфиболизированные перидотиты, 10 – оливиновые метапироксениты, 11 – метапироксениты амфиболизированные, 12 – феррогаббро, 13 – лейкогаббро.

Коллажирование пород Хюрсюльского массива на позднем коллизионном этапе привело к смещению западной и восточной его частей друг относительно друга и появлению клина вмещающих пород (рис. 2). В это же время, по-видимому, внедрились дайки габбро, кварц-полевошпатовых порфиров и гранитов; последние вызвали наиболее интенсивные изменения в ультрабазитах. Изменения в ореоле кислых даек и в зонах деформаций в ультрабазитах проявились в интенсивном развитии биотита, хлорита, тремолита, талька, карбоната, их прожилков, переотложении никелевой минерализации. В габбро и в контактовых зо-

нах с плагиопорфирами по плагиоклазу образуется эпидот, по пироксену – актинолит, а также зоны кварцевых жил и прожилков с сульфидами.

К вьетуккалампинскому комплексу относятся массивы и небольшие дайки габбро («феррогаббро»), расположенные западнее и ЮЗ озер Вьетуккалампи, Рая-лампи и в других частях площади. Габбро прорывают вьетуккалампинскую, лоухиваарскую и калаярвинскую свиты. Крупные массивы типа Вьетуккалампи подобны Шилосскому в Южно-Выгозерском зеленокаменном поясе: дифференцированы от мезократовых до меланократовых габбро, содержат

рудные и пегматоидные зоны, хорошо выделяются в магнитном поле (с ΔZ до 6000 нТл) в связи с повышенным содержанием титаномагнетита и ильменита (Слюсарев и др., 1981). Особый тип метаморфизованных в амфиболитовой фации тел габброидов и оруденения в них представлен на Ведлозерском участке в южной части зеленокаменного пояса месторождением Палалахти, где породы преобразованы в амфиболиты, а Ti-Fe-руды представлены существенно ильменитовым типом с высоким содержанием Ti (Минерально-сырьевая база., 2005).

Массив *Виетуккалампи* изучался по двум профилям, вкрест предполагаемого простираения интрузивного тела (Слюсарев и др., 2007). Рудная зона в нем имеет мощность ~70 м. Оруденение представлено титаномагнетитом и ильменитом от 6 до 25%. Лейкократовость пород увеличивается к СВ. Массив пересекается многочисленными порфировыми дайками, кварцевыми диоритами, мелкозернистыми габбро-диабазам. На контакте с одной из таких порфировых даек в габбро развиты наложенные гранат-куммингтонит-кварцевые либо кварц-куммингтонитовые метасоматиты, окварцевание, биотитизация, кварцевые жилы, которые сопровождаются турмалином и сульфидами.

Габбро – мелко- и равномернозернистые породы, иногда участками пегматоидного и гранофи-

рового строения. По минеральному составу это плагиоклаз и амфибол, встречаются реликты пироксена, почти полностью замещенного роговой обманкой. Плагиоклаз раскислен до андезина, по нему развивается эпидот. Роговая обманка темно-зеленая, замещается хлоритом. Биотит встречается в количестве 1–3%, но вблизи кислых порфировых даек, диоритов и прожилков его количество может достигать 5–20%. Титаномагнетит имеет решетку распада, представленную ильменитом. Количество сульфидов составляет 1–3%, апатит (0,5–1%) имеет игольчатый облик. Гранофиры развиваются в форме червеобразных сростаний кварца и альбита, окружают плагиоклаз, что указывает на повышенное количество кремнезема и щелочей в конце процесса кристаллизации.

По химическому составу (табл. 2, рис. 3) габбро уч. Виетуккалампи содержат SiO_2 42,82–54,12%, сумма щелочей – до 3,21%, MgO 4,1–7,45%; в пегматоидном теле (анализ № 1) сумма щелочей достигает 5,02%. В титаномагнетитовых рудах суммарное содержание железа равно 20–25%, TiO_2 – до 2,86%, V_2O_5 0,28%, S 0,72–0,81%. Габбро участка Рая-Лампи содержат повышенные концентрации железа (6–7% Fe_2O_3 , 13–14% FeO), TiO_2 (1,40–2,0%) и V_2O_5 (0,10–0,14%).

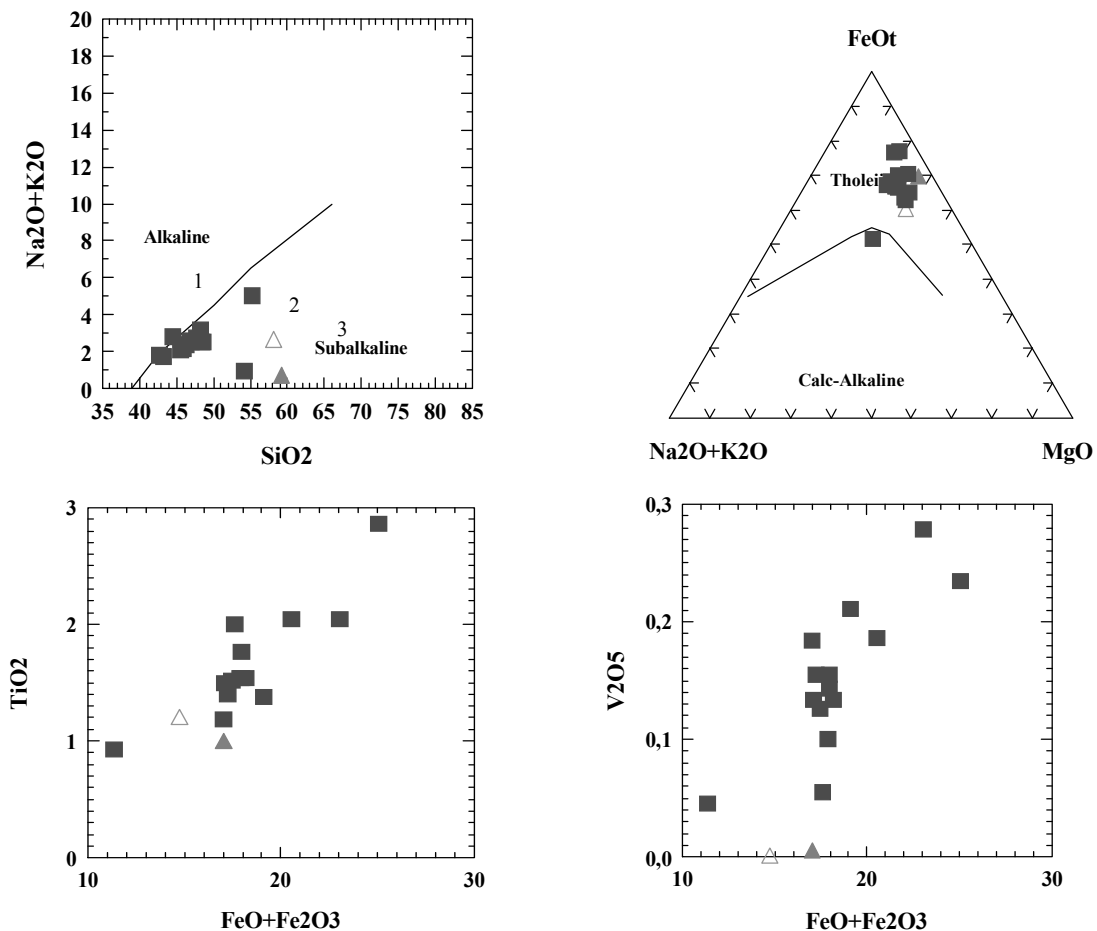


Рис. 3. Петрохимические диаграммы для пород Виетуккалампинского комплекса:

1 – оруденелые метагаббро; 2 – плагиопорфиры (дайки); 3 – куммингтонитовые метасоматиты

Петрохимическая характеристика ультрабазитов дается по материалам М. Г. Попова (табл. 2). Оливиниты и перидотиты содержат SiO_2 33,33–34,82%, MgO 30,16–35,15%, NiO до 0,47%, CoO ~ 0,02%. В метапироксенитах (в том числе амфиболизированных) количество SiO_2 увеличивается до 43,73%, MgO 23,54%. В секущих их дайках феррогаббро количество SiO_2 составляет 43,09–47,39%, TiO_2 до 3,65%. В лейкогаббро и пегматоидных повышается Na-щелочность, за счет увеличения количества плагиоклаза.

Дайки тонкозернистых плагиопорфиров (андезитов, дацитов; табл. 2) обычно тонкозернистые, порфировые или фельзитовые, состоят из плагиоклаза, кварца, темноцветные минералы в них представлены биотитом, роговой обманкой, плагиоклаз замещается эпидотом. По зонам рассланцевания развивается мусковит. Из рудных минералов встречается ильменит (1–3%), пирротин и халькопирит (1–3%). Порфировые дайки (андезитов, дацитов, риолитов) наиболее кучно расположены в западной части участка, их мощность иногда достигает 20 м. Дайки кварцевых диоритов встречены в СВ части участка (обн. 9953/3). В поле развития даек отмечается вкрапленность сульфидов и повышенные содержания золота в дайках и габброидах.

В западной части уч. Виетуккалампи на контакте дайки и габбро в зоне кварц-амфиболовых метасоматитов (мощность 2–10 м) с характерными удлиненными порфиробластами куммингтонита, граната, кварца, эпидота, биотита развита сульфидная вкрапленность (до 10–12%). Она представлена пирротинном, халькопиритом, пиритом, ильменитом. Вблизи кварцевого ядра происходит укрупнение всех минералов и наложение более поздних слюд и турмалина. В метасоматитах содержание SiO_2 59,24%, CaO снижается, концентрация Li_2O возрастает до 0,03% (в связи с появлением биотита и турмалина), а TiO_2 достигает 1,21% благодаря ильмениту и сфену (табл. 2, № 6–7).

Изучение составов амфиболов из метагаббро и метасоматитов вблизи с дайкой позволяет сказать, что в габбро развита кальциевая роговая обманка с отношением $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}$ как 1,22–1,52/0,65–0,78, в мета-

соматитах, как и было определено, – куммингтонит (табл. 3).

Оксиды из рудных горизонтов интрузии габбро уч. Виетуккалампи представлены титаномагнетитом, ильменитом, сфеном в количестве до 15–20%. Титаномагнетит образует октаэдрические зерна и их срастания размером до 2–3 мм. Он обычно бывает частично или полностью замещен ильменитом, при этом иногда сохраняется лишь скелетная решетка ильменита, которая позднее замещается сфеном. Решетка распада двух фаз обычно образуется при охлаждении высокотитанистого магнетита: при этом избыток Ti-фазы выделяется в виде пластинок ильменита ($T \sim 650^\circ\text{C}$). Дальнейшие его замещения связаны с метаморфизмом руд. Замещенные сфеном зерна окружены каймами биотита, что свидетельствует о привносе K и перераспределении Fe, Mg, Ti. Титаномагнетит в наименее измененных габбро содержит Ti 5,75% (табл. 4), V – 0,50–0,61%, Mn – до 0,72%.

Ильменит встречается в куммингтонитовых метасоматитах, в эпидотизированных габбро с сульфидами (табл. 4/11–13), а также в измененных кислых дайках, секущих габбро и сильно обогащенных Ti за счет миграции его из титаномагнетита (табл. 2/6–7). Его особенностью является обогащение Mn, что характерно для метасоматических процессов, сопровождающих отложение золото-сульфидной минерализации. В рудных горизонтах встречается циркон. Циркон содержит Zr 47,23–38,46%, примеси Fe до 2,22–7,52%, Ca 0,41%, Mn 0,57%, Hf до 1,14%. Образование циркона, вероятно, также связано с процессами преобразования габбро.

Кислый интрузивный магматизм. Средние и кислые архейские интрузии Хаутаваарской структуры образуют зональные или многофазные массивы: наиболее ранним из них является Шуйский комплекс (ТТГ), более поздними – порфировидные K-Na-гранодиориты и граниты (Чалкинский комплекс). Субщелочные породы (монциты–сиениты, субщелочные граниты) слагают позднюю фазу Хаутаваарского массива.

Т а б л и ц а 3
Состав амфиболов из габбро и метасоматитов уч. Виетуккалампи

Компонент	1		2		3		4		5	
	9958/2-1		9958/2-2		9958/2-3		9958/2-4		9946/7	
	%	ф. ед.	%	ф. ед.	%	ф. ед.	%	ф. ед.	%	ф. ед.
Si	21,18	6,78	21,12	6,47	21,67	6,77	21,74	6,78	25,89	7,98
Al	5,83	1,94	6,81	2,17	5,91	1,92	6,17	2,00	4,95	1,59
Fe	16,38	2,64	15,95	2,46	15,39	8,70	15,34	2,41	14,46	2,24
Mg	4,45	1,65	5,05	1,79	4,86	2,42	4,87	1,75	6,36	2,26
Mn	0	0	0,36	0,06	0,33	1,76	0	0	0	0
Ti	0	0	0,24	0,04	0,41	0,08	0,31	0,05	0	0
Ca	8,57	1,92	7,5	1,61	8,24	1,80	8,16	1,78	1,68	0,36
Na	0,92	0,36	0,93	0,35	0,94	0,36	0,97	0,37	1,51	0,57
K	0,43	0,1	0,36	0,08	0,6	0,13	0,64	0,14	0	0
Sc	0,29		0		0		0			
O	41,25		41,67		41,66		41,79		43,73	
Сумма	99,39		99,99		100,01		99,99		98,58	
Al^{IV}		1,22		1,52		1,23		1,22		0,02
Al^{VI}		0,72		0,65		0,70		0,78		1,56

П р и м е ч а н и е. 1–4 – роговая обманка из рудной зоны в габбро; 5 – куммингтонит из метасоматитов.

Таблица 4

Состав рудных минералов из феррогаббро уч. Виетуккалампи

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Fe (%)	76,89	76,96	77,04	74,36	66,85	74,78	0,31	0,43	36,67	31,08	36,37	36,62	34,45
Ti				1,98	5,75		22,65	22,67	31,67	31,25	31,9	31,7	31,78
V	0,61	0,56	0,5	0,58	0,51								
Al							0,4	0,36					
Si					0,75	0,96	15,61	15,58					
Ca					0,69	0,19	16,76	19,76					
Mn					0,72	0,45				6,11			2,07
O	22,5	22,48	22,46	23,08	24,73	22,91	41,26	41,22	31,66	31,56	31,73	31,67	31,7
Сумма	100	100	100	100	100	99,29	96,99	100,02	100	100	100	99,99	100

Примечание. 1–6 – магнетиты из рудного габбро (обр. 9936); 7–8 – сфен (обр. 9936); 9–13 – ильменит: 9 – обр. 9936, габбро с титаномагнетитом, 10 – измененное, 11–12 – обр. 9946/7, метасоматиты куммингтонитовые, 13 – обр. 9958/2, зона в габбро с Au-сульфидной минерализацией. М/з анализы выполнены в ИГ КарНЦ РАН (аналитик А. Н. Терновой), приведены к 100%.

Шуйский комплекс включает кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты с возрастом 2850 млн лет, прорывает лопийские толщи (в том числе калаярвинскую свиту) и вызывает их деформации. Разлит в обрамлении и краевых частях структуры, реже в ее центральных частях, образуя небольшие массивы, вероятно, слагает раннюю фазу Хаутаваарского массива. Кварцевые диориты содержат олигоклаз, биотит, кварц, роговую обманку, в незначительном количестве мусковит, микроклин, из акцессорных встречаются апатит, ортит, сфен, магнетит. Количество SiO_2 в них составляет 62,5%, сумма щелочей 6,45% (табл. 5). Гранодиориты и плагиограниты содержат плагиоклаз, кварц, биотит, небольшое количество микроклина (иногда до 10%). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, рутилом, ильменитом, вторичные – эпидотом, хлоритом, серицитом. Количество SiO_2 в этих породах составляет 68,96%,

сумма щелочей 7,35%, $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$. Появление тонкошелушчатого серицита и зон с эпидотом и сульфидами в этих гранитоидах заслуживает внимания при опробовании.

Чалкинский массив и подобные тела в пределах Хаутаваарской площади представлены кварцевыми диоритами (1-я фаза) и лейкократовыми порфировидными плагиомикроклиновыми гранитами. Содержание SiO_2 в них 61,32–74,06% (от кварцевых диоритов до порфировидных гранитов, табл. 4), сумма щелочей 5,66–8,27%, соотношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ – от 1,58 до 0,88. Возраст пород ~2744 млн лет. *Нерасчлененные граниты нормального и субщелочного ряда* по площади образуют небольшие обособленные тела, породы неравномернозернистые, порфировидные (размер вкрапленников микроклина достигает 1–2 см в диаметре). Вероятно, коррелируются с чалкинскими. Содержат SiO_2 71,94–73,58%, сумма щелочей 8,33–8,53%.

Таблица 5

Химический состав диоритов, гранитов и сиенитов Хаутаваарской структуры

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	62,50	68,96	73,58	71,94	55,03	66,70	65,16	69,57	71,29	61,32	74,06	73,92	74,46	72,8
TiO_2	0,59	0,36	0,10	0,24	0,73	0,49	0,63	0,38	0,37	0,56	0,18	0,05	0,05	0,045
Al_2O_3	16,15	14,99	14,54	14,58	15,86	15,18	18,19	14,76	14,15	15,92	13,51	15,42	13,85	13,7
Fe_2O_3	6,51	3,21	1,55	2,32	7,66	3,31	1,41	2,81	2,00	1,80	0,22	0,42	0,52	0,24
FeO	–	–	–	–	–	–	1,05	–	0,76	3,66	1,15	0,43	0,43	0,33
MnO	0,10	0,06	0,16	0,02	0,12	0,06	0,05	0,04	0,05	0,08	0,03	0,013	0,018	0,004
MgO	2,50	1,22	0,49	0,69	4,98	1,48	0,49	1,00	0,90	3,76	0,30	0,15	0,15	0,1
CaO	4,27	2,36	1,23	1,67	6,09	2,02	1,64	2,03	1,65	4,10	0,98	1,12	0,70	0,32
Na_2O	3,49	4,36	4,60	4,50	3,59	4,01	6,58	4,45	3,41	3,47	3,87	6,67	4,97	2,26
K_2O	2,96	2,99	3,73	4,03	3,00	5,50	4,08	4,08	4,03	2,19	4,40	0,74	4,26	9,5
S	0,1	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,035	0,03	0,05	–	–	–	–	–
P_2O_5	0,19	0,13	0,06	0,10	0,4	0,17	0,26	0,16	0,14	0,11	0,11	–	–	–
ппп	1,22	0,82	0,33	0,52	1,59	1,04	0,76	0,76	1,32	1,22	0,60	0,45	0,12	0,11
H_2O	0,34	0,25	0,31	0,40	0,17	0,29	0,17	0,19	0,20	0,26	0,11	0,20	0,13	0,12
Сумма	100,80	99,74	100,57	101,01	99,25	100,51	100,44	100,23	100,27	99,61	99,55	99,59	99,74	99,33
n	4	14	10	11	4	8	2	10	5	8	1	1	1	2
$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	6,45	7,35	8,33	8,53	6,59	9,51	10,66	8,53	7,44	5,66	8,27	7,41	9,21	11,76
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	1,18	1,46	1,23	1,12	1,20	0,73	1,61	1,09	0,85	1,58	0,88	9,01	1,17	0,24
al	1,79	3,38	6,67	4,84	1,25	2,22	6,17	3,87	3,87	1,73	8,09	15,42	12,59	20,15
Ka	1,80	1,44	1,25	1,24	1,73	1,21	1,19	1,26	1,42	1,97	1,21	1,31	1,08	0,98
mg	0,43	0,43	0,36	0,37	0,57	0,35	0,28	0,42	0,39	0,56	0,29	0,25	0,23	0,27
A/CNK	1,26	1,19	1,14	1,10	1,08	1,05	1,09	1,09	1,23	1,35	1,12	1,21	1,03	0,96

Примечание. Использованы химические анализы: № 1–9 из: Сиваев, Горошко, 1988, № 10–11 – из: Стратиграфия докембрия., 1992 и авторов. 12–14 – анализы выполнены в ИГ КарНЦ РАН. Шуйский комплекс: 1 – диорит, 2 – гранодиорит, 3 – гранит; 4 – граниты, секущие шуйский комплекс. Хаутаваарский массив: 5 – монзонит, 6 – кварцевый сиенит, 7 – сиенит, 8, 9 – субщелочной гранит. Чалкинский массив: 10 – кварцевый диорит, 11 – порфировидный К-гранит, секущий диориты. Комплексы: 1–4 – Шуйский комплекс, 5–9 – Хаутаваарский массив, 10–11 – Чалкинский массив; 12 – дайки риолитов уч. Виетуккалампи (обр. К-4/1); 13 – дайки крупнозернистых К-гранитов (обр. К-1/4); 14 – калиевый пегматоидный гранит (обр. К-1/3, К-4/2).

Хаутаваарский массив имеет размер $6 \times 2,5$ км. Неоднороден, содержит несколько фаз внедрения. Кровля массива погружается на запад под углом $30-45^\circ$, СВ контакт близкий к вертикальному залеганию. Массив слагают породы нормального и субщелочного ряда (диориты-гранодиориты и монцитоны, сиениты, граниты; табл. 5). В контактовых зонах он содержит ксенолиты амфиболитов луохиваарской свиты и микроклинизированные тонкозернистые дациты калаярвинской свиты. Субщелочные породы представлены монцитонами, кварцевыми сиенитами, щелочными сиенитами, Na-K гранитами. Количество SiO_2 в монцитонах и в кварцевых сиенитах колеблется от 55,03 до 66,70–65,16%, в субщелочных сиенитах и гранитах составляет 69,57–71,29%. Количество щелочей увеличивается от 6,59 до 10,64%, глиноземистость весьма высокая, $\text{A/CNK} = 1,05-1,23$, $\text{mg} = 0,28-0,51$ (реже до 0,57). Содержание малых элементов (в г/т) составляет: Rb 241–248, Sr 406–407 ($\text{Rb/Sr} = 0,59-0,61$), Ba 1850–2210 (высокое), Y 20–24, Zr 263–270, Nb 18–19 (Ранний докембрий., 2005). K-Na-породы комплекса попадают в субщелочную область.

В ореоле массива развиты высокотемпературные изменения вмещающих пород – микроклинизация и биотитизация, в том числе наложенная на габбро. В обрамлении массива и в ореоле поздних его фаз проявлена молибденовая минерализация и золото-сульфидно-кварцевые жилы (Сиваев, Горошко, 1988). Возраст пород поздних фаз внедрения, по последним данным, оценивается в 2670 млн лет.

Дайки крупнозернистых и пегматоидных красных гранитов, как предполагается, генетически связанные с Улягским массивом гранитов-рапакиви, содержат до 50–70% микроклина. Они отличаются от других гранитов повышенным количеством SiO_2 – 72,8–74,46%, суммой щелочей 9,23–11,43%, Rb_2O 0,1125–0,1283% и Cs_2O 0,042%.

Метаморфические преобразования пород достигали зеленосланцевой-амфиболитовой фации умеренных давлений, в локальных шир-зонах – повышенных давлений с бластическим развитием минералов. В ореоле массивов внутрискрустных архейских гранитов и гранитов-рапакиви в южной части пояса фиксируются деформации и приконтактные метаморфические и метасоматические преобразования.

Полезные ископаемые. В Хаутавааро-Ведлозерской структуре (рис. 1) известны разнообразные типы руд: вулканогенно-осадочные стратифицированные колчеданные, сульфидно-медно-никелевые в ультрабазитах; среди руд черных металлов выделяются титаномagnetитовые (ильменит-титаномagnetитовые) в габбро, ильменитовые в амфиболитах по габбро, magnetитовые в полосчатых вулканогенно-осадочных толщах. Молибденовая минерализация развита в ореолах порфировидных гранитов и Хаутаваарского массива. Золото и платиноиды были обнаружены в ходе геологических работ КГЭ и ИГ КарНЦ РАН, эти данные вошли в кадастр (Рундквист, 1976; Сиваев, Горошко, 1988; Горошко, 1993, 1998; Рыбаков и др., 1994; Металлогения Карелии, 1999).

К главным типам *платинометалльных рудных формаций* в Хаутавааро-Ведлозерской площади относятся (по В. Д. Слюсареву и М. М. Лаврову; Металлогения Карелии, 1999; Рыбаков и др., 1994, даются упрощенно): 1 – магматическая ильменит-титаномagnetитовая сульфидсодержащая с ЭПГ в габбро; 2 – сульфидная медно-никелевая с ЭПГ в ультрабазитах (в том числе в зонах метаморфогенно-метасоматических преобразований); 3 – гидротермально-метасоматическая сульфидная с ЭПГ в вулканогенно-осадочных толщах и углеродистых сланцах.

Главными типами *золотосодержащих и золото-рудных формаций* являются (по А. Ф. Горошко, с некоторыми дополнениями): 1 – золото-сульфидная минерализация, ассоциирующая с колчеданами; 2 – золото-медно-молибден-порфировое оруденение в зонах изменений и окварцевания в ореоле Хаутаваарского и других массивов; 3 – золото-сульфидная минерализация в зонах расланцевания и низкотемпературных изменений в контактовых частях интрузий габбро и порфировых даек (Хюрсьюльский, Виетуккалампи и др.); 4 – золото-сульфидная, золото-сульфо-арсенидная минерализация (в Восточной и Западной субмеридиональной шир-зонах); 5 – золото-серебро-полиметаллическое оруденение в ореоле гранитов-рапакиви в скарнах и пропилитах; а также 6 – аллювиальные отложения с россыпным золотом в палеодолине р. Шуи.

Среди *рудоконтролирующих структур*, благоприятных для обнаружения золота на площади, можно выделить области доминирующего развития даек и зоны деформаций в обрамлении внутрискрустных гранитоидных тел. Более региональный характер носят субмеридиональные шир-зоны, тяготеющие к восточному и западному бортам структуры и связанные с коллизионным этапом развития территории. К ним приурочено большинство золоторудных проявлений. Главная Восточная зона смятия и расланцевания пород – Восточная шир-зона, по А. Ф. Горошко (1993), имеет ширину от 200 до 1800 м и прослеживается вдоль восточного борта Хаутаваарской структуры. Параллельно ей выделяется 2-я зона, протягивающаяся в том же направлении от оз. Сямозеро к северу. Третья, Западная Хюрсьюльская шир-зона выделяется вдоль западного борта структуры. Она насыщена дайками, и в нее попадают центральная тектоническая зона в ультрабазитовом массиве и его расланцованные контакты. В пределах этих меридиональных структур развита мелкая наложенная изоклиная складчатость, расланцевание и интенсивные низкотемпературные метасоматические преобразования березит-лиственитового и кварц-серицитового типа, наложенные на метаморфические парагенезисы, образовавшиеся при более высоких T и P .

Локализация благороднометалльной минерализации

1. Платиноиды и золото в сульфидно-медно-никелевых и титаномagnetитовых рудах в базит-гипербазитовых комплексах. Для Хаутавааро-Вед-

лозерской площади наиболее значимые концентрации ЭПГ и сопутствующего им Au были установлены в сульфидных медно-никелевых рудах в серпентинитах по перидотитам, метакоматиитах и в ильменит-титаномагнетитовых рудах, содержащих сульфидную вкрапленность в габбро, а также в зонах изменений этих пород и руд (табл. 5).

ЭПГ и Au в коматиитах и перидотитах (участки Хаутаваарский, Хюрсюля). Коматииты Хаутаваарской структуры в зонах рассланцевания и изменения превращены в сланцы, которые содержат тремолит, хлорит, карбонат, иногда тальк. Данный парагенезис отражает низкотемпературный характер их измене-

ний. К подобным зонам бывает также приурочена небогатая сульфидная вкрапленность (3–6%), представленная пирротинном, халькопиритом, пентландитом, магнетитом, ильменитом и более редкими минералами. На *Хаутаваарском участке* в бессульфидных коматиитах и интрузивных перидотитах и пироксенитах концентрация благородных металлов низкая, но иногда достигает Pt и Pd до 0,011–0,015 г/т, Au до 0,001–0,024 г/т. В зонах, обогащенных сульфидами (С-51), содержание Pt возрастает до 0,55 г/т, Pd до 1,1 г/т, Au до 0,31–0,45 г/т (табл. 6). Подобные тенденции характерны для тел перидотитов (С-154) и прорывающих их габбро (С-53).

Таблица 6

Содержание благородных металлов в породах и рудах некоторых участков Хаутавааро-Ведлозерской, Койкарской и Корбозеро-Семчереченской структур

Участок	Порода и рудная минерализация (№ образца)	N	Содержание (г/т)			
			Pt	Pd	Rh	Au
Виетукка-лампи	Габбро магнетитсодержащие (обн. 975/1, 977-б, у озера)	4	0,01–0,017	0,012–0,015		0,009–0,012
	Вмещающая туфогенная толща среднего состава с бедной сульфидной вкрапленностью (1, 2, 3)*	6	0,02	0,02–0,03		0,02
	Габбро мелкозернистое краевой зоны (9941/6 и 9)	2	0,016–0,020	0,006–0,007		0,001–0,002
	Габбро рудное магнетитсодержащее с бедной вкрапленностью сульфидов (9946/1–9951)	20	н–0,018	н–0,012	н	0,012–0,11
	Габбро рудное с сульфидами до 10% (9953/2, 9954, 9955)	6	н	н	н	0,07–0,55
	Габбро вблизи контакта с дайками дацитов, сульфидсодержащие (9958)	2	н	н	н	0,15–0,68
	(9958/2)	2	н	0,013	н	3,5–3,9
	9958/3	2	н	н	н	0,091–0,3
	9958/4	2	н	н	н	0,096–0,12
	Габбро с магнетитом до 30% (975/1)	2	н	н	н	0,0096–0,012
Хюрсюля	Массив. Серпентиниты по ультрабазитам с бедной сульфидной вкрапленностью (С-3)	10	0,011–0,014	0,014–0,015	н	0,001–0,024
	Пироксенит с бедной сульфидной вкрапленностью (С-4)	4	н	н	н	н–0,0086
	(С-29, Коруд)	2	0,0053–0,013	0,026–0,059	0,0011	0,0094–0,45
Хаутаваара	Серицит-хлорит-кварцевые сланцы по туфам с небогатой сульфидной вкрапленностью (С-115)	5	0,72–0,96	0,79–1,1	0,062–0,13	0,0012–0,1
	Углеродсодержащие сланцы с сульфидной вкрапленностью (С-51/173; С-53)	6	н	0,014–0,037	н	0,0048–0,44
	То же (С-68/298,7–304,2)	2	0,007–0,011	0,025–0,035		5,5
	Углеродсодержащие сланцы с бедной сульфидной вкрапленностью (С-121/21; 1224/10)	4	н	н–0,085	н	н–0,14
	Туфы с бедной сульфидной вкрапленностью (С-154)	2	0,019	0,06–0,064	н	н
	Пирротиновая руда (838/1-2)	4	н	0,014–0,044	н	0,03–0,24
	Магнетитовая руда (838; С-138/69)	4	н	н–0,018	н	н–0,06
	Хлорит-тремолит-серпентиновые сланцы (С-51)	8	0,039–0,55	0,25–1,1	0,0013–0,038	0,0017–0,0099
	Коматииты (1249/5) и туфы коматиитов с бедной сульфидной вкрапленностью (Р-426/6)	2	н–0,012	н	н	н–0,12
	Хлорит-тремолитовый сланец с сульфидами (С-154/20)	2	0,34–0,39	0,84–0,98	н	0,042–0,051
	Фукситовые сланцы с бедной сульфидной вкрапленностью вблизи коматиитов	2	0,71–0,72	2,1	0,025–0,026	0,021–0,081
	Метабазальты с бедной сульфидной вкрапленностью (С-154)	1	0,62	3,4	0,09	0,012
	Ультрабазиты с бедной сульфидной вкрапленностью (С-154)	4	н	н	н	н
	Габбро с сульфидной вкрапленностью	8	н–0,486	0,029–0,573	н–0,05	н–0,011
	Габбро эпидотизированное с сульфидной вкрапленностью (С-53)	2	0,195–0,292	0,402–0,479	0,04–0,047	0,008–0,01
		4	0,0053–0,11	0,012–5,0	0,01–0,02	0,061–0,31
Р. Семча-Корбозеро (Севернее Хаутаваары)	Углеродсодержащие сланцы с сульфидами (С-2)	2	н	0,086–0,091	н	н–0,19
	Березитизированные кислые вулканыты с сульфидной вкрапленностью (обр. С. И. Рыбакова)	2	н	н–0,005	н	0,45–39,2
	Метабазальты с бедной сульфидной вкрапленностью	2	н	0,10–0,11	н	н
Койкары	Актинолитовые сланцы с сульфидами	2	н	н	н	0,012–0,45

Примечание. Архив ИГ, использованы данные В. Д. Слюсарева, М. М. Лаврова, С. И. Рыбакова, А. И. Световой. N – количество анализов. Данные пробирно-спектрального анализа (выполнен в ЦНИГРИ, г. Тула), * – атомно-абсорбционный анализ (выполнен в ИГ КарНЦ РАН).

Сульфидная медно-никелевая минерализация *базит-ультрабазитового Хюрсюльского массива* приурочена к измененным (оталькованным) серпентинитам по перидотитам и представлена пирротинитом, пентландитом, виоларитом, халькопиритом. Содержание Ni в рудах достигает 0,2–0,6% (P_2 4,5 млн т; Минерально-сырьевая база..., 2005). Концентрация благородных металлов повышается только в зонах с сульфидной вкрапленностью.

Сульфидсодержащие сланцы по коматиитам и фукситовые листвениты вблизи контакта с ними (уч. *Фукситовый*). На контакте с метакоматиитами рассланцованные породы вулканогенно-осадочной толщи (кислые – на уч. Фукситовом) приобретают ярко-зеленый цвет и обогащаются тонкочешуйчатым изумрудно-зеленым фукситом, хлоритом, кварцем, карбонатом. Это происходит за счет дополнительного привноса K и Sr из метакоматиитов: вмещающие сланцы изменяются до лиственитов. Мощность изученных зон достигает 3–6 м, видимая протяженность – десятки метров. В этих зонах наблюдается увеличение суммы ЭПГ от 0,02 до 1,0–1,5 и 4,1 г/т (в 2–2,5 раза относительно коматиитов: Pt 0,72–0,62 г/т, Pd 2,1–3,4 г/т). Содержание Au в лиственитах составляет 0,12 г/т, геохимический фон – 0,02–0,06 г/т. Однако значительных концентраций Au из-за недостаточного объема опробования пока не обнаружено. Подобные зоны рудной минерализации, выявленные на Приполярном Урале (месторождение Чудное и др.), содержат ~40 г/т и представляют новый перспективный тип месторождений благородных металлов.

Рудопроявление Хюрсюльское. Вмещающие толщи и сам базит-ультрабазитовый Хюрсюльский массив испытали метасоматические преобразования в зонах деформаций и под влиянием внедрившихся даек кварц-полевошпатовых порфиров и гранитов. К подобным зонам деформаций и изменения чаще всего приурочены кварцевые жилы, прожилки с сульфидами и зоны с вкрапленной минерализацией, опробование которых проводилось КГЭ. На уч. Хюрсюльском было установлено, что зоны развития жил (встречается до 10 сближенных жил) имеют меридиональное простирание и значительную протяженность от 200 до 1500 м при мощности 0,3–5 м. Жилы и прожилки чаще локализируются на контактах с габбро, во вмещающей толще и реже в ультрабазитах. Сульфиды встречаются в альбандах жил и на их выклинивании. Руды гнездово-вкрапленные, мелкозернистые, с содержанием сульфидов 3–10%, представлены пирротинитом, халькопиритом, сфалеритом, пиритом. Концентрации элементов достигают Cu 0,2–0,5%, Zn 0,2–0,5%, Cd до 0,2%, Ag 10–20 г/т. Золото образует зерна размером менее 0,08 мм. Содержание Au в скважинах С-15ЮК, С-21ЮК, С-85 колеблется от 1 до 22 г/т (ср. 8 г/т, данные СЗМ и пробирного анализа, КГЭ). Хюрсюльское проявление оценено до глубины 350 м по P_2 10 т (Сиваев, Горошко, 1988; Минерально-сырьевая база..., 2005).

Благороднометалльная минерализация в феррогаббро вьетуккаламбинского комплекса приурочена к участкам титаномагнетитового оруденения, содержащим сульфиды (халькопирит, пирротин), к

ним тяготеют также платиноиды. На уч. Вьетуккалампи концентрация МПГ оказалась невысокой (сумма 0,02–0,04 г/т, табл. 5). На уч. Хаутаваарском, по данным М. М. Лаврова, в габбро, прорывающих ультрабазиты и содержащих титаномагнетит и сульфиды в количестве 5–7% (С-53), концентрация благородных металлов составляет: Pt 0,049–0,11 г/т, Pd до 0,74–5 г/т, Au до 0,061–0,31 г/т.

Рудопроявление Вьетуккалампи. Золото-сульфидное прожилково-вкрапленное оруденение было обнаружено в габброидах центральной части участка Вьетуккалампи. Рудная минерализация пространственно сближена с областью развития максимального количества порфировых даек, секущих метагаббро: они могли сопровождаться оруденением и могли оказать влияние на перераспределение первичной минерализации в габбро под воздействием сопровождающих их гидротермальных растворов. Габбро в рудной зоне эпидотизировано, биотитизировано и содержит сульфидов до 5–10%. Мощность зоны изменений 20 м. Рудное тело не оконтурено, его мощность до 2 м. Содержание Au в измененных габбро увеличивается от фоновых концентраций (0,001–0,002 г/т в краевой зоне интрузии) до 0,1–0,68 г/т (в околорудной зоне; табл. 6). В рудном теле, представленном маломощными кварцевыми прожилками с сульфидами, секущими измененные габбро, установлено до 3,5–3,9 г/т Au.

Сульфидная минерализация в габбро вкрапленная, реже прожилково-вкрапленная, представлена пирротинитом, халькопиритом, реже встречаются самородное серебро, галенит, золото пока обнаружено не было (табл. 7). Пирит (и марказит) приурочен к поздним кварцевым просечкам вблизи зон, пересекаемых дайками плагиопорфиров. Колломорфный марказит образует «ажурные» выделения, замещая пирротин. В зоне кварц-куммингтонитовых метасоматитов с сульфидами на этом же участке установлено 0,011 г/т Au (Слюсарев и др., 2007).

2. Золотосодержащие колчеданные руды. Колчеданные руды (месторождения *Хаутаваарское, Шуйское, Няльмозеро, Ведлозеро* и др.) – наиболее распространенная рудная формация в пределах всего Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Состав и строение залежей, метаморфические преобразования руд рассмотрены в работах С. И. Рыбакова (1978, 1980, 1987), В. Д. Конкина, Г. В. Ручкина (Конкин и др., 1974; Ручкин и др., 1973; Ручкин, 1984). Отложение колчеданных руд нижнего стратиграфического уровня (вьетуккаламбинская свита) происходило в палеодепрессиях вблизи центров эндогенной активности на раннем этапе развития зеленокаменного пояса. Более богатые массивные, полосчатые и вкрапленно-прожилковые колчеданные горизонты приурочены к калаярвинской свите и прослеживаются вдоль западной полосы структуры. Руды содержат примеси полиметаллов, среди них богатые пиритовые и пирротиновые почти не золотоносны; руды с халькопиритом содержат иногда повышенные концентрации золота. Золото в них было обнаружено КГЭ при переопробовании залежей на

флангах Хаутаваарского, Няльмозерского и Ведлозерского месторождений. По материалам авторов (табл. 6 и более ранние результаты С. И. Рыбакова), вмещающим оруденение толщам в целом присущи низкие фоновые, а иногда аномальные концентрации, составляющие 0,0012–0,1 г/т Au в туфах, 0,0048–0,44 г/т – в сульфидсодержащих черных слан-

цах. В пирротиновых разновидностях колчеданных руд установлено 0,03–0,24 г/т Au, в магнетитовых – 0,06 г/т. При значительном масштабе развития и невысоких концентрациях Au (ср. 0,2–0,3 г/т) прогнозные ресурсы категории Р₃ колчеданных месторождений и проявлений составляют 10–35 т (Сиваев, Горошко, 1988; Минерально-сырьевая база..., 2005).

Таблица 7

Микрозондовые анализы минералов из рудной зоны уч. Виетуккалампи

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
S (%)	39,82	39,21	42,43	33,02	13,72	42,9	43,14	0,23	1,77	1,91
Fe	28,98	29,33	55,78	2,46	2,04	57,1	56,86		1,18	1,22
Cu	31,2	31,47		64,52						
Pb					83,39					
Ag								99,77	97,05	97,05
Сумма	100	100,01	98,21	100	98,05	100	100	100	100	100
ф. ед.	ф. ед.	ф. ед.	ф. ед.	ф. ед.	ф. ед.	ф. ед.	ф. ед.			
S	2,21	2,18	1,14	0,99	0,99	1,70	1,71	0,01	0,06	0,06
Fe	0,92	0,94	0,86	0,04	0,08	1,30	1,29		0,02	0,02
Cu	0,87	0,88	0	1,97	0					
Pb				0	0,93					
Ag								0,99	0,92	0,92
Сумма	4	4	2	3	2	3	3	1	1	1
№ обр.	9946/7	9958/2	9946/7	9958/2	9958/2	9946/7	9958/2	9958/2	9958/2	9958/2

П р и м е ч а н и е. 1–2 – халькопирит, 3 – пирротин, 4 – халькозин, 5 – галенит, 6–7 – марказит коллоидного строения. 8–10 – самородное серебро. М/з анализы выполнены в ИГ КарНЦ РАН (аналитик А. Н. Терновой), приведены к 100%.

В Хаутаваарском рудном поле выделяются участки, наиболее обогащенные полиметаллами, с характерным развитием жильно-штокверкового окварцевания, т. е. с более поздними генерациями сульфидов. Мощность подобных зон бывает 1–10 м, протяженность 50–100 м. Рудная минерализация представлена пирротинном, пиритом, халькопиритом, сфалеритом. Руды содержат Zn до 20,44%, Cu до 1%, прогнозные ресурсы по цинку оцениваются в несколько тонн. Зоны золото-полисульфидной минерализации установлены в углеродистых сланцах и туфитах андезит-дацитового состава калаярвинской свиты. Состав вкрапленных и гнездово-прожилковых руд в этих скважинах преимущественно пирротинный (до 18–20%), присутствует халькопирит (1–2%). В рудах встречаются редкие минералы цумоит, буланжерит, джемсонит, в пирротине пламенивидный пентландит (обр. С-48/62 и С-89/136,5; Металлогеническая эволюция..., 1993). Содержание золота в них достигает 2 и 5,5 г/т (в С-51ЮК/275–284 м и С-68ЮК/298,7–304,2 м). В связи с близостью ультраосновного тела при метаморфизме руды обогащаются Ni – 0,03%, содержание Cu составляет 0,18–0,3%, ЭПГ до 0,021–2,2 г/т, по данным М. М. Лаврова, С. И. Рыбакова.

На Няльмозерском участке золото-полисульфидная вкрапленная минерализация локализована вблизи колчеданных руд в туфах среднего состава, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации и представленных гранат-амфиболовыми, кварц-биотитовыми и хлорит-кварцевыми сланцами. Отмечается влияние гранитов-рапакиви. Горизонт вкрапленно-прожилковых колчеданно-полиметаллических руд имеет мощность 80 м, прослеживается на 1300 м. Золото-сульфидная минерализация установлена вблизи колчеданных горизонтов в С-94Н (в интерва-

лах 42–47 м, 112–114,2 м и 119–123 м) и в С-99Н (182,6–186,3 м). Мощность золотосодержащих зон 2–5 м, судя по ситуации разреза, протяженность может быть значительная. Руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные, представлены пиритом, пирротинном (5–10%), с примесью арсенопирита, галенита, сфалерита (до 1%). В рудах установлено: Zn от 1 до 13,01%, Pb 0,05–0,67%, Ag 2–15 г/т, Au 0,3–3,9 г/т (Сиваев, Горошко 1988).

Ведлозерское проявление золото-сульфидных руд находится к СЗ от оз. Ведлозеро. Вмещающая вулканогенно-осадочная толща представлена породами калаярвинской свиты – гранат-биотит-амфиболовыми, серицит-кварц-плаггиоклазовыми и углеродсодержащими сланцами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Золоторудная минерализация здесь была обнаружена в брекчированных и окварцованных породах, содержащих сульфиды (3–5%) вблизи серноколчеданной залежи (висячем и лежащем боках, С-15В, данные КГЭ). Мощность зон минерализации 3–7 м, протяженность – до 1 км. Сульфиды представлены пиритом, пирротинном, единичными выделениями галенита, сфалерита, арсенопирита, реже встречаются шеелит, касситерит. Изучение минералогии руд Ведлозерского рудопроявления проводилось С. И. Рыбаковым и Н. Е. Сергеевой (обр. 1012/2; Металлогеническая эволюция..., 1993), которыми были обнаружены такие редкие минералы, как станнин (Cu 28,56–29,55%, S 30,26–31,22%, Fe 10,97–12,35%, Zn 0,78–1,55%, Sn 27,07–29,10%), Теканфильдит (Ag 59,22–62,70%, S 9,92–10,37%, Sn 9,04–9,61%, Te 20,05–20,98%), Fe-фрейбергит (Cu 13,1–18,6%, Ag 25,90–33,1%, Fe 5,30–5,8%, Sb 26,3–28,4%), пираргирит (Ag 62,4%, S 15,9%, Sb 21,5%), брейтгауптит (NiSb₂), ульманнит (NiSSb). Содержа-

ние Au в рудах – 0,1–3 г/т, Ag 5,7–174 г/т, W до 6–20 г/т. Прогнозные ресурсы золота 10 т (ср. 3 г/т Au) и 1 т серебра (при содержании 100 г/т; кадастр).

3. Золото-сульфидно-кварцевое оруденение в ореоле порфировых даек. Дайковый комплекс широко развит в Хаутаваарской структуре, особенно в обрамлении Хаутаваарского массива. Рудная минерализация выявлена в габбро на контакте их с дайками кварц-плагиопорфиров, однако оруденение не везде опробовано. К подобному типу относятся рассмотренные проявления Виетуккалампи, Хюрсюльское (табл. 6).

4. Молибденовое и золото-кварцево-жильное оруденение в эндо- и экзоконтактной зоне гранитных массивов. С субщелочным Хаутаваарским массивом связаны молибденовая и золото-кварцевая минерализация (*рудное проявление Центральное-Хаутаваарское и Хаутаваарское-Мо*). Прогнозные ресурсы молибдена в восточном ореоле массива категории P₃ составляют 100 тыс. т (ср. Mo 0,032%; Сиваев и др., 1982).

Метасоматические изменения во внешнем ореоле субщелочного массива представлены микроклинизацией и биотитизацией, околожильные изменения – серицитизацией. Золоторудная минерализация локализуется в северном эндоконтакте в кварцевой жиле ССВ простираения, имеющей крутое падение на ССЗ, длину 20 м и мощность 0,3 м. Руды вкрапленные, малосульфидные (пирита 0,5%). Самородное золото тонкодисперсное, образует уплощенные частицы размером 0,03–0,2 мм, его содержание колеблется от 0,03 до 20 г/т (P₂ 4,5 т; Сиваев, Горошко, 1988).

5. Золото-сульфидные проявления в зонах рассланцевания (шир-зонах) и метасоматического изменения вмещающих пород. Наибольшие перспективы Хаутавааро-Ведлозерской части зеленокаменного пояса связаны с золото-сульфидным и сульфидно-кварцевым формационными типами руд в субмеридиональной Восточной шир-зоне, примерами проявлений этого формационного типа являются Коруд, С-77ЮК, Новые Пески (Сиваев, Горошко, 1988). Золото-сульфидное проявление Коруд (севернее д. Игнойла) приурочено к толще калаярвинской свиты. Рассланцевание пород сопровождается серицитизацией, окварцеванием и турмалинизацией. Золотосодержащие интервалы были вскрыты в С-29ЮК (21–26 м и 109,6–110,2 м), их мощность 3,2 и 0,4 м. Падение рудных зон крутое, субсогласное со сланцеватостью вмещающих пород. Вкрапленные руды (Au 0,1–0,6 г/т) содержат арсенопирит и пирит

в количестве 0,5–1,0%, халькопирит, тонкодисперсное золото. Подобная вкрапленная минерализация золото-сульфидного типа (Au 0,6–1 г/т) с содержанием пирита и арсенопирита 3–5% была прослежена на простирании этой же рудной зоны в С-77 ЮК (6,8–8,85 м, мощность зоны 1,8 м) в окварцованных хлорит-серицит-кварцевых сланцах.

Рудное проявление Новые Пески расположено севернее Улягского массива в экзоконтактной зоне гранитов-рапакиви, в ороговикованных амфиболитах по базальтам. Как предполагают исследователи этого объекта (Сиваев, Горошко, 1988), на оруденение оказали дополнительное влияние граниты Улягского массива. На участке выявлены два золото-сульфидно-кварцевых рудных тела жильнообразной извилистой и пластовой формы мощностью от 0,2–0,4 м до 2,2 м, протяженностью около 200 м. Руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные, мелкозернистые с полосчатой текстурой. Они содержат пирит до 30–50%, арсенопирит 3–15%, единичные зерна сфалерита и золота размером 0,15 мм. Содержание Au в рудах колеблется от 3,2 до 56,4 г/т (ср. 10 г/т), Pd до 1,01 г/т, Pt 0,11 г/т. Прогнозные ресурсы оцениваются в 12 т (Сиваев, Горошко, 1988).

В заключение можно отметить, что метакматииты и интрузивные ультрабазиты с сульфидной минерализацией и зоны изменений в них, а также участки с порфировыми дайками относятся к перспективным на обнаружение платиноидов и золота (уч. Хаутаваарский и Хюрсюльский, Виетуккалампи). Приведенный обзор позволяет в пределах Хаутавааро-Ведлозерской площади выделить области, перспективные на золото, они соответствуют площадям, выделенным ранее А. Ф. Горошко: 1 – Хаутаваарское рудное поле (области развития колчеданных руд и коматиитов); 2 – две меридиональные шир-зоны Восточная (Калаярвинская) и Западная (Хюрсюльская); 3 – надкупольные ореолы Хаутаваарского массива и других тел гранитов и монзонитов. Наибольший интерес при поисках представляют: 1 – области концентрации даек габбро и порфиров с сульфидной вкрапленностью; 2 – участки колчеданных руд или сульфидной вкрапленности, близко расположенные от измененных ультрабазитов (коматиитов или перидотитов), 3 – ореолы гранитоидных, в том числе субщелочных, массивов с Cu-Mo-порфировой и полиметаллической минерализацией и 4 – шир-зоны с полиметаллической и арсенопиритовой минерализацией.

ЛИТЕРАТУРА

Горошко А. Ф. Вопросы геологии и металлогении южной части Карельского геоблока (на примере Хаутаваарской гранит-зеленокаменной структуры) // Геология Северо-Запада Российской Федерации. СПб., 1993. С. 171–192.

Конкин В. Д., Ручкин Г. В. Геотектоническая позиция серноколчеданных месторождений Карелии // Сов. геология. 1974. № 12. С. 94–104.

Кулешевич Л. В. Эволюция эндогенных режимов формирования золотого оруденения Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 81–99.

Кулешевич Л. В., Костин В. А. Кислый магматизм и золоторудная минерализация Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск, 2003. С. 44–57.

Кулешевич Л. В., Горошко А. Ф. Сурьмяно-мышьяковая минерализация в зонах свекокарельской и архейской активизации // Минералогия докембрия Карелии. Петрозаводск, 1988. С. 121–129.

Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1999. 340 с.

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

Попов М. Г. Хюрсюльский базит-гипербазитовый магматизм: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. 1968.

Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В. А. Глебовицкого. СПб., 2005. 182 с.

Ручкин Г. В. Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия. М., 1984. 237 с.

Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Ветошкин И. Д. и др. Пирротины колчеданных месторождений Карелии // Минералы и парагенезисы минералов рудных месторождений. М., 1973. С. 61–67.

Рыбаков С. И. Серноколчеданные месторождения Карелии. Л., 1978. 192 с.

Рыбаков С. И. Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембрия Карелии. Петрозаводск, 1980. 135 с.

Рыбаков С. И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л., 1987. 269 с.

Рыбаков С. И., Голубев А. И., Лавров М. М. и др. Платиноиды в докембрийских комплексах Карелии // Минералогия магматических и метаморфических пород докембрия Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 77–105.

Светов С. А. Коматит-толеитовые ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии. Петрозаводск, 1997. 172 с.

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

Светова А. И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии. Петрозаводск, 1988. 148 с.

Сиваев В. В., Горошко А. Ф., Горбатюк Л. В. Отчет о групповой геологической съемке и доизучению масштаба 1 : 50 000 северо-западного крыла Онежской мульды и ее обрамления, проведенных в 1978–1982 гг. 1982 // Фонды КГЭ. Инв. № 1529.

Сиваев В. В., Горошко А. Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые Улягского массива гранитов рапакиви и его обрамления. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 и среднемасштабного геологического картирования, проведенных Ведлозерской партией в 1983–1988 гг. в Южной Карелии // Фонды ТГФ. Петрозаводск, 1988. Инв. № 228-1.

Слюсарев В. Д., Кайряк А. И., Богачев А. И. и др. Новый генетический тип железных руд в Выгозерском зеленокаменном поясе юго-восточной Карелии // Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л., 1981. С. 39–51.

Слюсарев В. Д., Кулешевич Л. В., Лавров М. М. Благороднометалльная минерализация в габброидном массиве района оз. Виетуккалампи (Хаутаваарская структура) // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии. Петрозаводск, 2007. С. 112–116.

Л. В. Кулешевич, О. Б. Лавров, А. И. Голубев

ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩЕЕ МЕДНОСУЛЬФИДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ВОРОНОВ БОР И ПЕРСПЕКТИВЫ МЕДНОСУЛЬФИДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ КАРЕЛИИ

Современные оценки коренных комплексных месторождений показывают, что одним из перспективных источников золота являются гидротермальные сульфидные медные руды – медно-порфировые, медистые песчаники, медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические. В целом при невысоких концентрациях Au (0,3–0,8 г/т, редко до 1 г/т) и больше-объемном характере развития рудный потенциал этих месторождений может быть достаточно высок (>100 т), а добыча золота обычно осуществляется при их комплексном освоении (Некрасов, 2005). Меднорудные месторождения относятся к одним из перспективных на золото комплексным объектам.

В Карелии и палеопротерозойских толщах Лапландского зеленокаменного пояса значительное количество месторождений и проявлений меди (рис. 1), содержащих Co, U, заставили начать ревизию и пересмотр карельских медных объектов на предмет их генетической принадлежности и золотоносности (Голубев и др., 1994; Голубев, Кулешевич, 2001; Кулешевич, 2001, 2006; Кулешевич, Лавров, 2009; Кулешевич и др., 2009). В табл. 1 показана металлогеническая специализация вулканогенно-осадочных и интрузивных палеопротерозойских комплексов, развитых на Заонежской и Сегозерской площадях.

Геологическая позиция сульфидных медных проявлений центральной части Карельского кратона и их золотоносность

В центральной Карелии, в северном Заонежье, между озерами Сегозеро и Онежское и вдоль р. Кумы – в Кумсинской и Пергубской структурах (рис. 2, 3) сконцентрированы многочисленные небольшие месторождения и проявления медно-сульфидных руд, приуроченные преимущественно к ятулийским (2,3–2,1 млрд лет) толщам.

Для ятулийских пород характерно отложение в бассейнах троговой природы, которые были унаследованы еще от раннего палеопротерозойского (сумийского) рифтогенного этапа развития Карельского кратона. По мнению А. П. Светова, ятулийский бассейн охватывал весь Карельский кратон, а вулканические центры тяготели к СЗ зонам разломов (Светов, Свириденко, 1993).

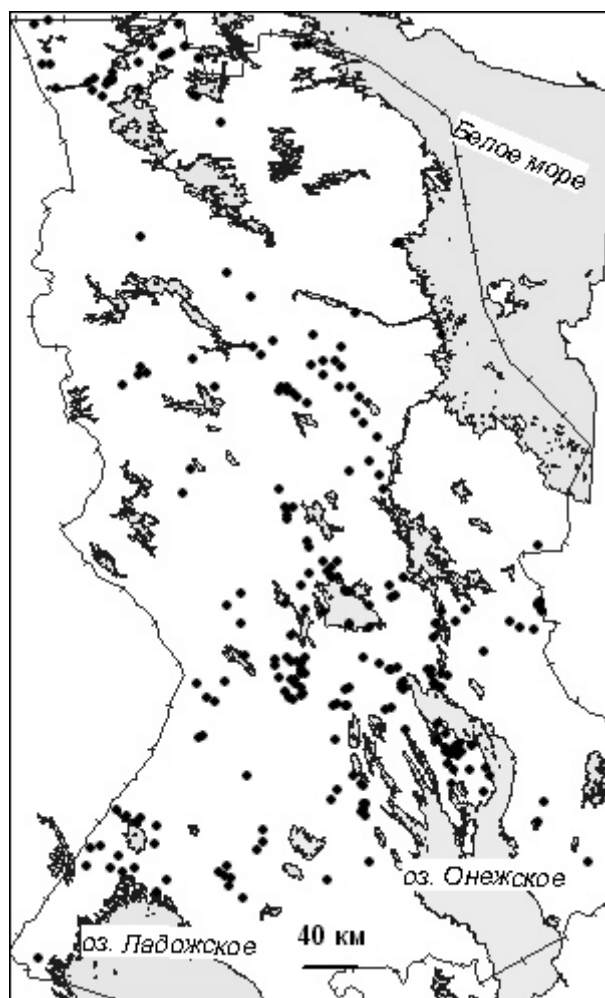


Рис. 1. Локализация сульфидных медных проявлений в палеопротерозойских отложениях (серые поля) на Карельском кратоне (база данных «Медь»)

Выделяются несколько фаз вулканизма с максимальным проявлением магматической активности в среднем и нижнем ятулии. Известно, что связанная с вулканизмом гидротермальная сульфидная медная минерализация тяготеет к гидротермально-измененным (эпидотизированным) метабазальтам (Голубев, Светов, 1983). Рудная минерализация в эпидотизированных метабазальтах

Таблица 1

**Металлогеническая специализация палеопротерозойских комплексов центральной части Карельского кратона
(Онежская структура – оз. Сегозеро)**

№	Стратиграфическая шкала, рубеж	Геодинамическая обстановка, режим	Возраст, млн лет (ссылка)	Литология и магматический комплекс (млн лет)	Металлогеническая специализация
Онежская эпикратонная впадина, Прионежский прогиб, Кумсинская и Сегозерская структуры					
7	Вепсийский надгоризонт 1800–1760	Заложение континентального рифта, СВ расколы. Осадочный континентальный бассейн	1,74–1,76 1770 (6)	Субщелочные фельзиты. Альбититы и др. метасоматиты (1,74–1,76–1,57). Ропручейский к-с: габбро-долериты (1770±12). Терригенный к-с, шокшинская и петрозаводские свиты: песчаники	Cu, Se, Ag, Au, Mo, Co, V, U, Th и др. Ti-Fe
6	1850–1800	Коллизионная		Метаморфические и метасоматические преобразования	
5	Калевийский надгоризонт 1920–1850 1950–1920	Рифтогенез (в краевых частях кратона) Внутриконтинентальная впадина		Виданский к-с: пикриты, базальты Сланцево-терригенный флишевый к-с: падоцкая и кондопожская свиты	Cu
4	Людиковийский надгоризонт. Суйсарский (2000–1950) и Заонежский (2100–2000) горизонты	Рифтогенный, СЗ расколы и формирование наложенных интракратонных впадин	1975 1974–2013 (3, 4, 5)	Кончезерский силл (1975±24). Суйсарский к-с: пикрито-базальты, габбро-перидотиты (2013, 1974, 1980±27). Заонежская свита: карбонатно-сланцево-базальтовый к-с	Ti-Fe, Cu U-V руды с Cu, ЭПГ и Au (наложение)
3	Ятулийский надгоризонт 2300–2100	Внутриконтинентальный троговый бассейн	2186 (3)	Пудожгорский и Койкарский к-сы долеритов (2186±68). Туломозерская свита, терригенно-карбонатный к-с: осадки, карбонаты. Терригенно-базальтовый к-с: кварцито-песчаники, гравелиты, кварцевые конгломераты , базальты	Ti-Fe руды с Cu, ЭПГ и Au Fe (гематитовые) руды Cu, (Cu, U, Th, Se, Mo, Ag, Au наложение)
2	Сариолийский надгоризонт 2400–2300	Пулл-апарт (интракратонный бассейн)		Селецкая и пальеозерская свиты: терригенно-осадочная толща	Au в конгломератах
1	Сумийский надгоризонт 2550–2400	Мантийный плюм, континентальный рифтогенез, трансформные разломы	? 2372–2449 (1, 2)	Рагнозерский к-с: монцодиориты, граниты. Кумсинский, сондальский к-сы: андезибазальты, конгломераты. Бураковско-Аганозерский к-с (обрамление Онежской структуры: перидотиты, пироксениты, габбро-нориты (2372±22; 2433±28, 2449±0,1)	? Cr, Ni, Ti, ЭПГ и сопутствующее Au

Примечание. Ссылки на номера см. в статье: Кулешевич, 2006: 1 – Amelin et al., 1995; 2 – Chistyakov et al., 1999; 3 – Беляцкий и др., 2002; 4 – Пухтель и др., 1995; 5 – Куликов и др., 1996; 6 – Бибикина и др., 1990.

зальтах представлена вкрапленностью ильменита, сфена, реже титаномагнетита и сульфидами меди. Средне-ятулийские базальты Медвежьегорской вулканической зоны (р-н г. Медвежьегорска, р. Кумса, СЗ побережье Онежского возраста, северное обрамление Онежской структуры), с предполагаемым центром вулканизма в Повенецком заливе, содержат вкрапленность сульфидов меди в количестве до 1–3% (до 0,62–2,87% CuO и 0,1–0,5% S). Средние концентрации рудогенных элементов – Cu, Ni, Co – в ятулийских metabазальтах и осадках обычно не превышают 0,005–0,068%, Zn – гораздо ниже (0,001–0,002%). Для Медвежьегорской вулканической зоны предполагалось существование рудной зональности относительно вулканического центра, расположенного в северной части Повенецкой губы (Голубев, Светов, 1983, рис. 2). Содержание Au, как показывает проведенное современное опробование этих пород, – менее 0,001 г/т. В связи с обогащенностью базальтов ятулийского возраста медью по существующим ранее точкам зрения на генезис этих объектов предполагалось, что они связаны с основным вулканизмом и

тяготеют к центрам эндогенной активности: 1) приурочены к зонам локально проявленной гидротермальной проработки в ятулийских базальтах, непосредственно связанной с этим же вулканизмом, и имеют зональное расположение; либо 2) связаны с вулканизмом и приурочены к местам разгрузки гидротерм в бассейнах с отложением стратифицированных вулканоогенно-осадочных руд в ятулийских кварцито-песчаниках; или же 3) формировались как гидротермальные медно-сульфидно-кварц-кальцитовые вкрапленно-прожилковые и кварц-карбонат-альбитовые жильные в metabазальтах и габбро-долеритах под влиянием отделяющихся растворов, связанных с внедряющимися интрузивными телами габбро (Сиваев и др., 1978; Голубев, Светов, 1983; Голубев и др., 1994; Смирнова и др., 1992).

В Кумсинской и в северном обрамлении Онежской структур сульфидное медное оруденение вмещают ятулийские вулканоогенно-осадочные толщи, представленные чередующимися последовательностями кварцито-песчаников и metabазальтов. В верхних частях разрезов они сменяются карбонатными

породами и аргиллитами, а в Онежской структуре перекрываются породами людиковийского возраста. Ятулийские терригенно-базальтовые толщи секутся силлами и дайками габбро-долеритов позднеятулийского или заонежского возрастов, их типичными представителями являются Койкарский (2,186–2,06 млрд лет) и Кончезерский (1,974 млрд лет) силлы. Габбро-долериты образуют пологие, участвующие в складчатости тела либо крутопадающие дайки, приуроченные к зонам СЗ

разломов. Габбро-долериты Койкарского типа содержат руды поздне- и постмагматического генезиса (Трофимов, Голубев, 1998; Филиппов и др., 2006), представленные титаномагнетитовыми и сульфидными медными с ЭПГ (Pt, Pd и Au). Таким образом, исследования ятулийского базитового магматизма показали первичное обогащение этих пород (базальтов и габбро) Ti, Fe и Cu, что определяет их геохимическую и металлогеническую специализацию на эти элементы.

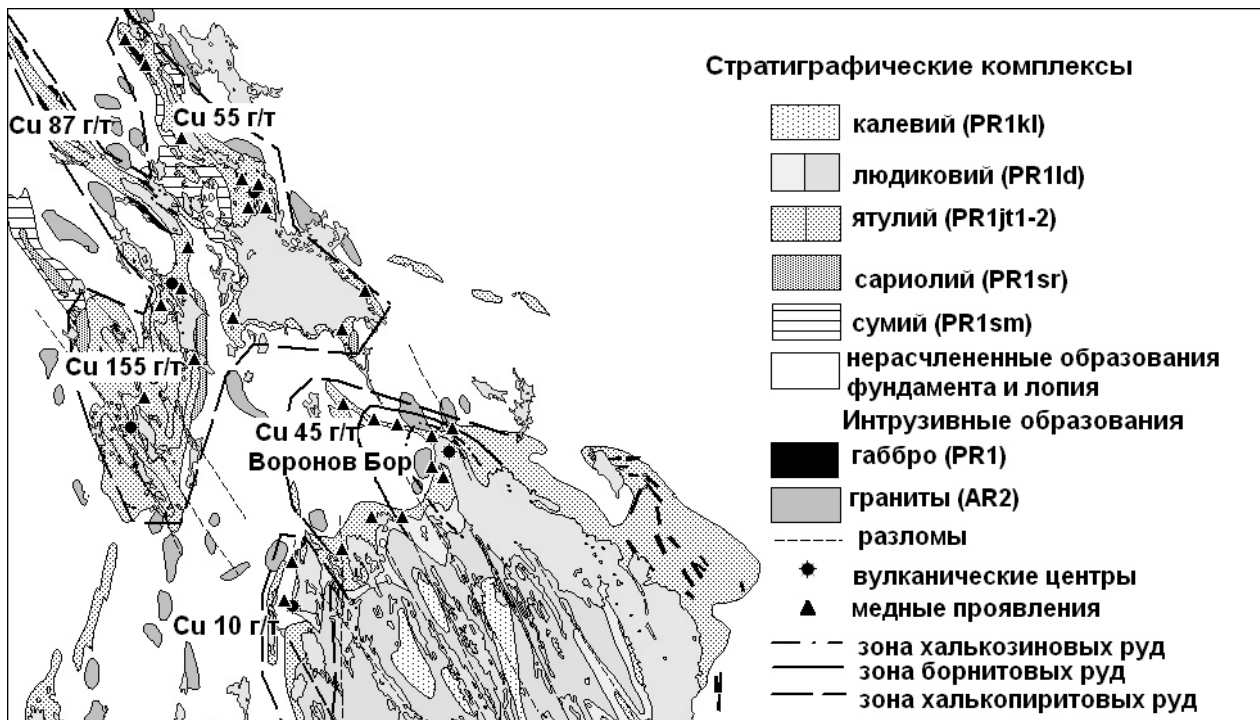


Рис. 2. Сульфидные медные проявления в ятулийских отложениях Центральной Карелии. Содержания Cu в породах и вулканические центры приведены по: Голубев, Светов, 1983

Однако работы, проводимые в последние 30 лет КГЭ, ВСЕГЕИ и авторами (ИГ КарНЦ РАН), показали, что вкрапленно-прожилковая и гнездовая минерализация наиболее богатых сульфидных медных проявлений локализуется лишь в определенных участках. Наше изучение рудопоявлений и зон метасоматических изменений позволяет утверждать, что сульфидное медное оруденение тяготеет преимущественно к региональным СЗ шир-зонам и узлам их пересечений с СВ деформациями и приурочено к щелочным метасоматитам, выделяемым как альбититы и эйситы и др. (Кулешевич, 2001; Кулешевич и др., 2009), которые часто локализуются на контактах даек габбро-долеритов.

Метасоматиты наиболее контрастно проявлены и обнаруживаются при полевых геологических исследованиях в породах основного состава. Наиболее отчетливо они видны и документируются на контакте даек габбро-долеритов ятулийского или заонежского комплексов, секущих ятулийские кварцито-песчаники по СЗ тектоническим зонам в центральной Карелии. Щелочные изменения завершаются поздними кварцевыми или карбонат-кварцевыми жилами с медной или полиметаллической минерализацией. В региональном плане формирование подобных рудоконтролирующих

структур нами связывается с позднеэокаленскими орогеническими процессами, затронувшими весь Карельский кратон в конце позднего палеопротерозоя (от 1,8 до 1,76–1,74 млрд лет) и нашедшими свое отражение в формировании складчато-разрывных деформаций и закономерном образовании небольших Au-Ag-Mo-содержащих медносulfидных месторождений и рудопоявлений.

Позднепалеопротерозойские медные и медьсодержащие месторождения и рудопоявления Карелии составляют обширную группу с содержанием сульфидов от 5 до 40%, Cu – от 1 до 14–20%, с прогнозными ресурсами меди до 170 тыс. т (Минерально-сырьевая база., 2005; табл. 2). В центральной Карелии (Кулешевич и др., 2009) они образуют несколько типов гнездово-вкрапленных и вкрапленно-прожилковых Au-Ag-содержащих руд и представлены: 1 – Au-Ag-Mo-содержащими халькопиритовыми и халькопирит-борнит-халькозиновыми типами в зонах изменения кварцито-песчаников (Воронов Бор, известны как медистые песчаники); 2 – Au-Ag-содержащими халькопиритовыми вкрапленно-прожилковыми рудами в альбититах по габбро и вблизи их контакта в кварцито-песчаниках (Шуэзерское, Орчень губа, Медные горы);

3 – Cu-Co-Mo-Au-Pd-U-V вкрапленно-прожилковыми рудами в альбититах и слюдястых метасоматитах в лудиковийских черносланцевых толщах (рудные объекты Падминской группы в Заонежье); 4 – медно-полиметаллическими (Cu, Pb, Zn, Mo) вкрапленно-прожилковыми рудами, наложенными на палеопротерозойские вмещающие толщи и граниты допротерозойского фундамента (Лебедева гора, Фаддейн-Келья); 5 – Cu-Co-Au-U-содержащими кварцевыми конгломератами (Маймъярви, Ятулий-1, Риговарака); 6 – Аухалькопирит-кварцевыми жилами в кварцито-песчаниках и метабазах (Воицкое, Воронов Бор).

Сульфидные медные вкрапленно-прожилковые и жильные проявления содержат в среднем 0,3–3 г/т

Au (реже выше) и до 100–900 г/т Ag. По историческим сведениям концентрация Au на некоторых месторождениях, например, таких как Воронов Бор и Воицкое, достигала 70–80 г/т, в медно-полиметаллических рудах участка Фаддейн-Келья установлено до 175 г/т, на рудных объектах Падминской группы – до 40–123 г/т, при средних содержаниях 0,16–0,23 г/т. Прогнозные ресурсы золота всех этих типов рудопоявлений на современный момент изученности оцениваются невысоко – в 15–20 т (в большинстве случаев по опробованию с поверхности или же получены при пересмотре и пересчетах старых данных) и требуют переоценки.

Таблица 2

Палеопротерозойские золотосодержащие месторождения и проявления меди Карелии (типичные объекты)

Тип руд	Название	Содержание Cu (%): макс.; ср. Рудный потенциал	Содержание Au (г/т): макс.; ср. Рудный потенциал	Спутники
Медистые песчаники	Воронов Бор	Макс. 5,8–6%; ср. 1,3% P ₂ 170 тыс. т	Макс. 3,7 и 77 г/т; ср. 1–1,3 г/т Добыто 0,75 т; P ₃ 15 т	Mo, Ag, Au, Se, Pb, Bi, W, Th, U
Cu-Au-U-кварцевые конгломераты	Маймъярви	Макс. 3,6%; ср. 0,8% P ₂ 162 тыс. т	Макс. 10 г/т; ср. 3,5 г/т P ₂ 18,5 т	Au, Ag, Th, U, Pb, Bi
	Ятулий-1	Ср. 0,3–0,4%	Макс. 13,6 г/т; ср. 1,36 г/т P ₂ 0,352 т, P ₃ 16 т	Au, Ag, Th, U, Pb, Bi
Au-Cu-сульфидные кварцево-жильные Медно-сульфидные жильные в альбититах	Воицкое	Макс. 14,2%; ср. 1,3% Добыто 100 т	Макс. 78 и 13,2 г/т; ср. 1,9 г/т Добыто 0,074 т	Ag, Au, Se, Th, U, Mo, Pb
	Шуэзерское Медные горы, Падун, Светлое Орчень губа, Кеч Лебедева гора	Макс. 5,5%; ср. 2,43% Макс. 3,62%; 2,7% Макс. 1,5% Макс. 1–3,45%	Макс. 6–20 г/т Макс. 27 г/т Макс. 15,6–20,1 г/т 0,3–3 г/т	Ag, Au, Se, Mo, Pb, Te, Th, U Ag, Au, Se, Mo, Pb, Te, Th, U Ag, Au, Se, Mo, Pb, Te, Th, U Zn, Pb, Ag, Au, Mo, Bi
Ag-Cu-полиметаллические в гранитах и вмещающих толщах	Фаддейн-Келья	Макс. 20% C ₂ 0,352 тыс. т	0,1–175 г/т; ср. 5,76 г/т	Ag, Zn, Pb, Au, Mo
Cu-Pd-Au-U-V в черных сланцах и песчаниках	Падминская группа объектов	Макс. 6,5%; ср. 0,24–0,84% C ₂ 2,9–12 тыс. т	Макс. 40–123 г/т, ср. 0,16–0,24 г/т C ₂ 0,5–1 т	Ag, Au, Se, Pb, Pd, Pt, U, Th, Mo, Zn

Примечание. Использованы данные кадастра (КГЭ), авторская база данных Л. В. Кулешевич, а также: Кулешевич, 2001; Минерально-сырьевая база..., 2005.

В Кумсинской структуре и северном обрамлении Онежской структуры в ятулийских кварцито-песчаниках, кварцевых гравелитах и конгломератах, иногда метабазах, а также в прорывающих их габбро локализуются многочисленные медно-рудные объекты (рис. 1–3). История медных промыслов и находки крупных самородков меди также имеют начало в Заонежье. Многие из них разрабатывались в Олонецкой губернии еще в XVIII–XIX вв., из них добывались попутно серебро и золото.

Для доказательства генетической связи и формационной принадлежности перечисленных проявлений были проведены геологические и минералогические исследования руд и окорудных метасоматитов. Первичным источником меди и некоторых других элементов для этих месторождений несомненно могли служить более глубокие уровни переработанных (выщелачиваемых) ятулийских базитов. В статье рассматривается наиболее типичный палеопротерозойский рудный объект – небольшое месторождение сульфидных медных руд Воронов Бор, относимое в геологической литературе к типу «медистые песчаники» (рис. 3).

Месторождение Воронов Бор

История исследований. Месторождение Воронов Бор было открыто в 1771 г. и разрабатывалось около 8 лет, затем после перерыва – с конца XIX в. по 1913 г. Часть руд была вывезена, часть складирована в штабеля, со временем разрушенные. На этом небольшом сульфидном медном месторождении, впоследствии отнесенном к формации медистых песчаников, было добыто 960 тыс. пудов медной руды. Оруденение представлено халькопиритовым, борнит-халькозиновым и промежуточным халькопирит-борнит-халькозиновым минеральными типами. Данные о золоте и серебре в медных рудах этого месторождения известны из исторических сведений и работ П. А. Борисова 1910 г. Доизучение месторождения и доопробование на золото проводилось в разные годы геологами различных производственных организаций, Карельской ГЭ и ИГ КарНЦ РАН (А. М. Тарасенковым, Ю. Б. Головановым, В. В. Сиваевым, авторами статьи и другими исследователями). Месторождение содержит в среднем 1,3% Cu (максимально до 6%, ресурсы меди категории P₂ составляют 170 тыс. т, забалансовые запасы – 11 тыс. т; Минерально-сырьевая база..., 2005).

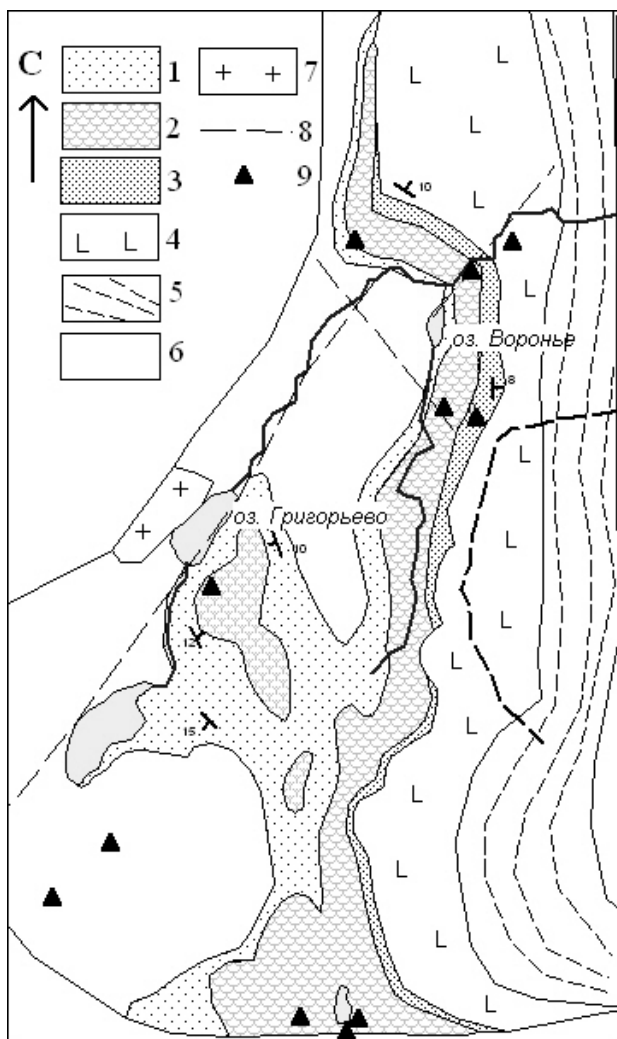


Рис. 3. Схема геологического строения участка Воронов Бор (построена на основе: Сиваев и др., 1978):

1–5 – породы ятулийского надгоризонта: 1 – кварцевые гравелиты, конгломераты, песчаники, 2 – metabазальты янгозерской свиты; 3 – кварцито-песчаники, гравелиты, 4 – metabазальты медвежьегогорской свиты; 5 – песчаники и сланцы туломозерской свиты; 6 – нерасчлененные толщи лопийского фундамента; 7 – граниты; 8 – разломы; 9 – проявления меди. Жирная пунктирная линия – тропа

Структура месторождения и положение оруденения. Месторождение Воронов Бор расположено в западном крыле Пергубской синклинальной структуры (северное обрамление Онежской структуры, переходящей в Кумсинскую). Оно приурочено к локальному участку деформаций в песчаниках и гравелитах медвежьегогорской свиты (PR1jt₂) вблизи контакта с metabазальтами янгозерской свиты (PR1jt₁) ятулийского надгоризонта. Полого падающие на восток породы осложнены складкой, сопровождающей формирование СЗ сдвиговой зоны (рис. 3). Эта зона и складчатость находятся на продолжении Святухинско-Космозерской зоны СРД, выделенной по работам «Невско-геология» и прослеживаемой из Онежской структуры на СЗ (Булавин, 1987, 1989; Металлогения Карелии, 1999). В пределах участка Воронов Бор аз. пад. в кварцито-песчаниках в непосредственной близости от основной горной выработки месторождения меняется от

восточных до западных румбов. В metabазальтах аз. пад. составляет 18–20° СВ. Вмещающие толщи смяты, образуют небольшую синклинальную структуру и метаморфизованы в условиях низкотемпературной зеленосланцевой фации. В южной части затопленного небольшого карьера интенсивно микроклинизированы.

Рудное тело по данным бурения, проведенного КГЭ, имеет форму линзы («пластовой залежи») длиной 300 м, падающей на восток под углом около 20°. Мощность рудного тела колеблется от 3 до 12 м, и оно прослежено на глубину до 120–150 м. Руды вкрапленно- и гнездово-прожилковые с содержанием сульфидов 5–40%. Пржилки чаще субвертикальные. Подобного типа проявления были установлены в пределах площади южнее и севернее участка Воронов Бор, обнаружены при бурении в С-89. На южном фланге участка месторождения вмещающие толщи секутся более мощными (0,05–1 м) пологими и крутопадающими кварцевыми жилами СЗ и СВ простирания. Их видимая протяженность до 20 м. В них, по данным КарГЭ, также установлена золото-сульфидная минерализация (Голованов и др., 1994).

Вмещающие толщи и их изменения. Вмещающие толщи представлены кварцито-песчаниками, кварцевыми гравелитами, в меньшем объеме конгломератами. В западной части участка обнажаются metabазальты, относимые к нижнеятулийским. Недеформированные породы залегают полого. Среднеятулийские metabазальты развиты восточнее участка. В восточной части участка развиты габбро-долериты, прорывающие вмещающие толщи, непосредственных контактов с ними не наблюдалось.

Гравелиты и песчаники параллельно-, косо- и градиционно-слоистые, мелко- и неравномерно-зернистые существенно кварцевые либо аркозовые. Гравийно-песчанниковый материал представлен кварцем, либо кварцем и полевым шпатом (10%) и еще более редко содержит обломки слюдистых сланцев. Размер зерен кварца 1–3 мм, полевого шпата – до 0,6–3 мм, размер слюдистых обломков до 3 см. Цементирующая масса представлена кварцем, тонко-чешуйчатой белой слюдой – серицитом (до 10–15%) и по характеру соединения обломков относится к цементу соприкосновения и заполнения. Калиевый полевой шпат в аркозовых песчаниках, попавший из разрушаемых лопийских К-гранитов, широко развитых на этой территории, относится к решетчатому микроклину, светло-розовый, обломочный, слабоокатанный, неравномерно-зернистый, размер зерен 0,3–3 мм, что указывает на недалекое перемещение от источника разрушения – подстилающих гранитов архейского основания.

Для неизмененных и слабо оруденелых кварцито-песчаников и гравелитов (табл. 3/ан. 9–10) характерны: высокие содержания SiO₂ (82–85%), низкие Al₂O₃ (~5%), сумма щелочей 1,5–2%, TiO₂ 0,2–0,35%. В аркозовых песчаниках количество Al₂O₃ возрастает до 8–10%, сумма щелочей – до 4–6%, среди них особенно K₂O – до 5,9%. Количество суммарного железа пропорционально меняется: увеличивается с увеличением количества халькопирита и уменьшается – с увеличением борнита и халькозина.

Породы слабо рассланцованы, но в зонах малоамплитудных деформаций видно, как слоистость сечется сланцеватостью, что фиксируется по переориентировке (перекристаллизации) серицита. Несмотря на, казалось бы, простой существенно кварцевый минеральный состав, песчаники и гравелиты вблизи рудной зоны также интенсивно подвергаются изменениям нескольких типов – окварцеванию, микроклинизации, эпидотизации и сфенитизации. Изменения пород сопровождаются увеличением количества редких акцессориев, циркона, апатита, радиоактивными минералами и медно-сульфидным оруденением.

Основные вулканы на участке месторождения представлены метабазами и зелеными хлоритовыми сланцами по ним. Породы подвержены синвулканическим (эпидотизация) и метаморфическим изменениям, на участке месторождения хлоритизированы и биотитизированы. Для слабо измененных ниже- и среднеуглистых метабаз Медвежьегорской зоны установлены следующие средние содержания: SiO_2 47,89–50,48%, MgO 6,7–7,61%, суммарного железа 12,29–13,76%, TiO_2 1,04–1,83% (табл. 3/ан. 1–3), K_f до 70–62%.

Метагаббро восточной части участка представлены мелко-, среднезернистыми массивными породами. Они также сильно изменены, имеют альбит-хлорит-амфиболовый состав с характерными реликтовыми зернами титаномагнетита, замещенного сфеном и гематитом, и содержат многочисленные секущие их гематит-эпидот-кварцевые прожилки и жилы с хлоритовой оторочкой.

Метасоматические изменения пород. К зоне деформаций в центральной части участка приурочены наиболее интенсивные изменения пород и фельзитовые жильные тела субщелочного состава, прорывающие метабаза, кварцито-песчаники, гравелиты и вызывающие изменения этих пород (альбитизацию, микроклинизацию и сопутствующие зоны переотложения компонентов). Состав измененных пород приводится в табл. 3 в сравнении со средними значениями слабо измененных пород.

Тонкозернистые фельзитовые породы жильной и сложной формы (четко не установленной в связи с тем, что карьер залит водой) пересекают метабаза и кварцевые гравелиты. Одна из таких жил, секущая метабаза западнее карьера, имеет мощность до 10 см и СВ простирание. На контакте с этими субщелочными афировыми, фельзитовыми породами идет интенсивное изменение вмещающих метабаз и гравелитов, сопровождаемое переотложением компонентов. В поле видимого развития изменений, в ореоле субщелочного тела, обычно сохраняются «теневые» текстуры матрицы: в метабазах – миндалекаменные, в осадках – песчаные и неравномернозернистые, градиционно-слоистые гравелитовые. Метабаза становятся темно-зелеными (биотит-хлоритовыми) с участками черного или желто-зеленого цвета (эпидота). Гравелиты и кварцито-песчаники приобретают розовую окраску.

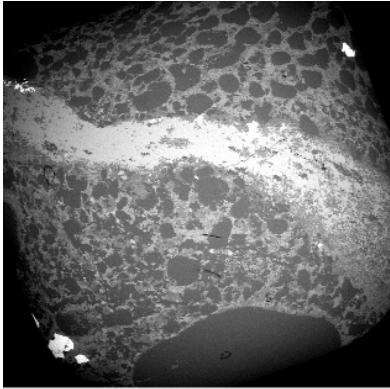
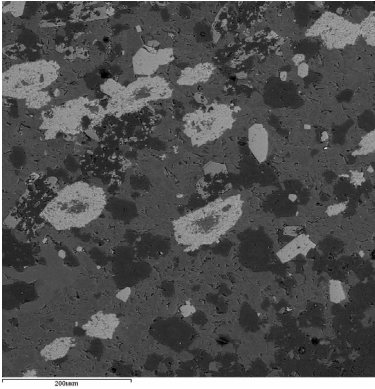
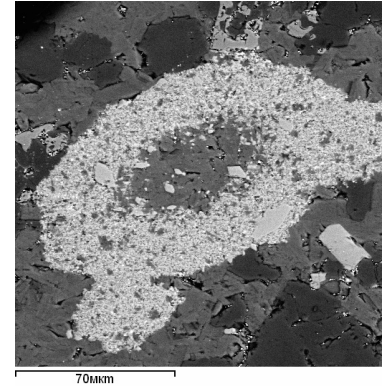
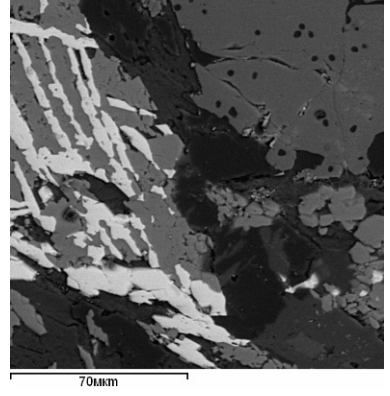
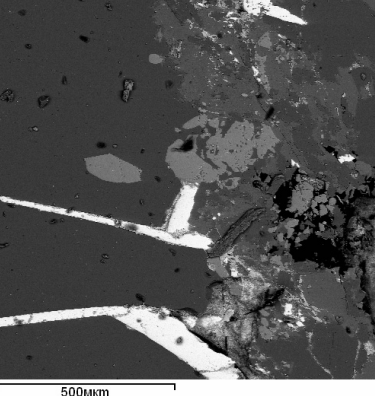
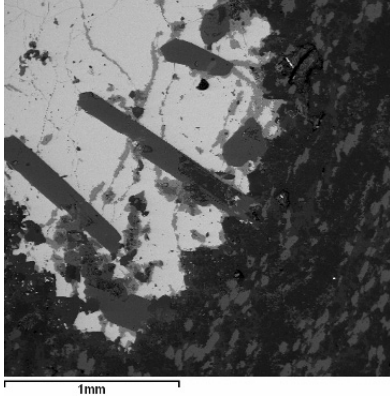
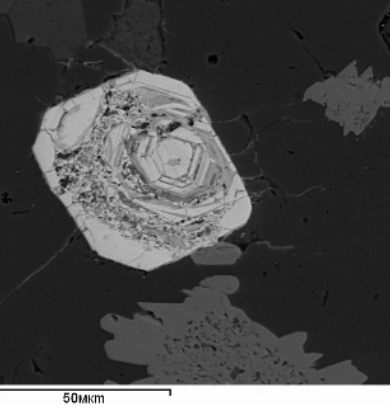
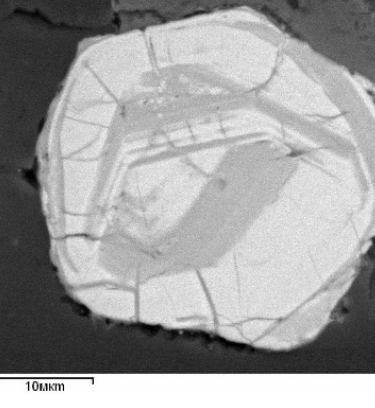
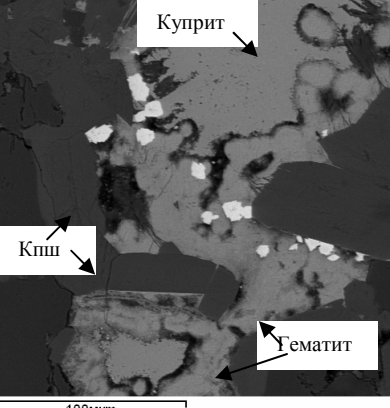
Жильные тела розовых афировых и пятнистых мелко-порфировых пород (названы в статье субщелочные породы), секущие метабаза и кварцито-песчаники, представляют собой тонкозернистые, ро-

зоватые и бежевые по цвету, существенно полевошпатовые биотитсодержащие породы, иногда с вкрапленниками полевого шпата и пятнистым развитием биотита. Пилотакситовые, аплитовидные, вероятно малоглубинные, они так же, как и вмещающие породы, подвержены изменениям в связи с наложением на них прожилково-вкрапленного медного оруденения. Эти субщелочные породы содержат альбит (60–70%), калишпат нерешетчатый (около 10%, ортоклаз?), кварц (10%), биотит (5–6%), серицит (до 3–5%). По ним развиваются эпидот, сфен, хлорит. Вкрапленники представлены калишпатом и биотитом. В основной массе преобладает мелкий кислый плагиоклаз. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, монацитом. Выделения сульфидов (халькопирита) в гнездах с биотитом и хлоритом имеют «порфировый» облик.

Химический состав пород приближен к кварцевым диоритам – монцодиоритам (или, с учетом их аплитовидного облика, к малоглубинным разностям; табл. 3, ан. 5): содержание SiO_2 в них около 64%, сумма щелочей – 6,42%, концентрация Li, Rb, Sr и особенно Ba (за счет полевого шпата) повышенная, Na-K-серийная принадлежность. Состав сильно изменчив, так как субщелочные породы, так же как и вмещающие, претерпевают изменения (табл. 3, ан. 6–8). В розовых пятнистых «порфировидных» метасоматитах по ним с биотитом, сфеном, количество TiO_2 увеличивается до 4,63%, что гораздо выше, чем в габбро с титаномагнетитом. Сфен выделяется в виде вкрапленности и фрамбоидов (рис. 4).

Измененные породы оконтуриваются как самостоятельное тело видимой площади 6×3 м вблизи контакта с метабазами. Морфология тела не совсем ясна, структурная позиция определяется выделяемой СЗ деформацией во вмещающих кварцито-песчаниках. Ориентировка отдельных субщелочных аплитовидных жил – СВ.

Изменения по основным породам. Измененные в зеленосланцевой фации метабаза имеют темно-зеленый цвет: все темноцветные минералы на участке полностью замещены хлоритом. В западной части карьера на контакте с альбитофирами метабаза сильно изменены до альбит-эпидот-карбонат-биотит-хлоритовых и биотит-хлоритовых сланцев почти черного цвета. По основным породам развиваются в разных количествах темно-зеленый хлорит (до 60%), биотит (до 5–20%), альбит, кварц, зональный эпидот, иногда микроклин, наложенный бластический карбонат, серицит, иногда турмалин (1%), а также сфен, апатит и сульфиды. Биотит-хлоритовые сланцы (метасоматиты по метабазам) секутся эпидотовыми прожилками с халькопиритом, гнездами эпидота, альбита или карбоната. Отдельные участки зеленых сланцев бывают сильно эпидотизированы. На контакте с одной из малоомощных жил альбитофиров со стороны метабаз развиты крупные метакристаллы карбоната до 3–5 см, содержащие включения всех перечисленных минералов, что указывает на более поздний характер образования карбоната. На контакте с сульфидными (халькопиритовыми) прожилками образуется эпидот, кварц, альбит, реже микроклин, карбонат.

		
1. ВБ-12. Прожилки сфена (белый) в кварцевом конгломерате	2. ВБ-2/19. Фрамоидальные выделения сфена (светло-серый) в субвулканочной породе	3. ВБ-2/18. Сфен (светло-серый) с более крупными (белыми) включениями апатита
		
4. Решетка распада – гематит (свето-серый), сфен (серый), эпидот (темно-серый справа, сверху)	5. Ti-гематит (белый) и эпидот (серый) в кварцевом прожилке (темно-серый), секущем метагаббро	6. ВБ-7/1. Халькопирит (белый) прорастает игольчатым эпидотом (темно-серый)
		
7. ВБ-12/9. Циркон (белый, зональный), молибденит (серый) в кварце	8. ВБ-12/21. Циркон зональный	9. ВБ 3/9-1. Куприт (серый сверху), монацит (белый) в кайме гематита (серый), калишпат (темно-серый, слева)

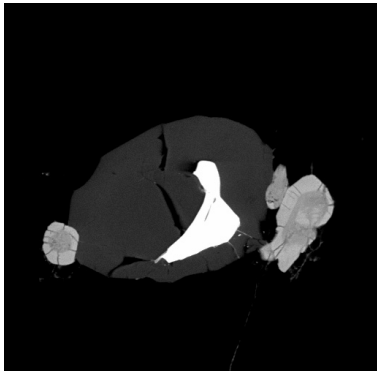
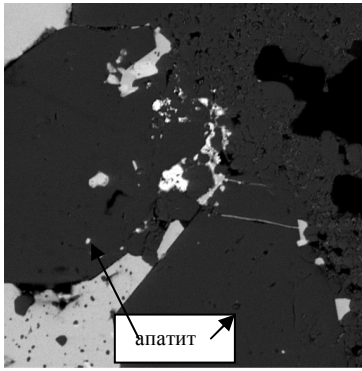
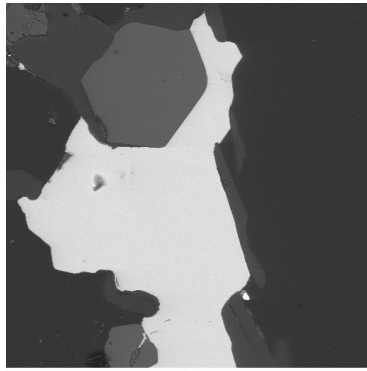
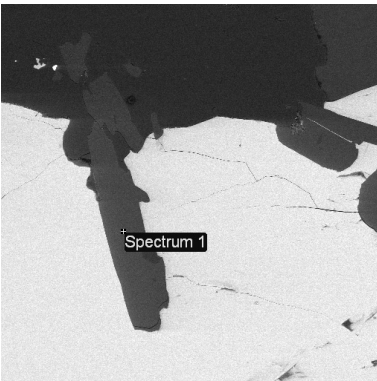
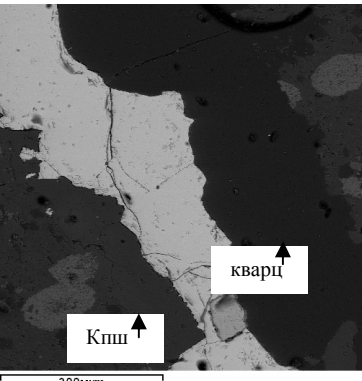
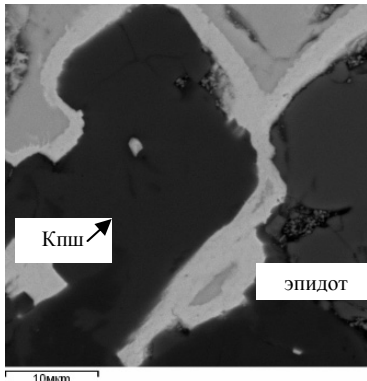
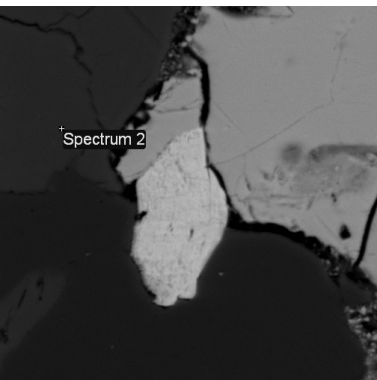
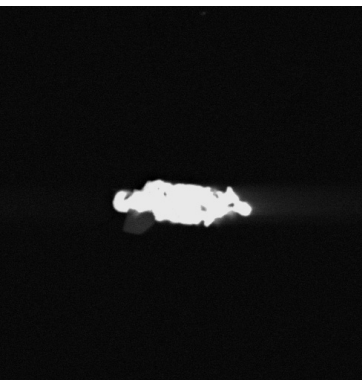
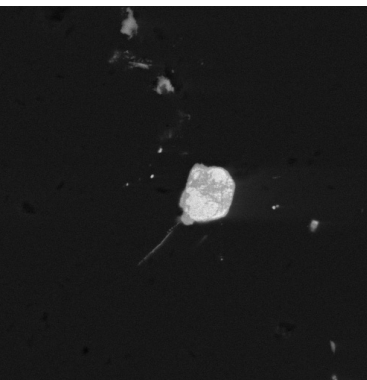
 50мм	 100мм апатит	 200мм
10. VB_3/10-3, 4. Циркон (светло-серый, зональный), апатит (темно-серый), монацит (белый) в апатите	11. VB-4a/9_1. Апатит (темно-серые крупные зерна) с включениями борнита, молибденита, акантита (белый), цементируется борнитом (светло-серый)	12. VB-4d_12-3. Апатит (гекс., серый), цементируется борнитом, фенгит (справа внизу). Белая точка справа внизу в фенгите – уранинит
 200мм Spectrum 1	 300мм Кпш кварц	 10мм Кпш эпидот
13. VB-4e_11-1. Борнит (белое), фенгит (пластинки темно-серые)	14. ВБ-2/2_1. Халькопирит (светло-серый), пирит (куб., серый). В прожилке слева калишпат (серо-черный), справа – кварц (черное). В породе слева и справа фрамбоиды сфена (темно-серые)	15. 1. ВБ-4/2. Микроклин (черное, слева), эпидот (темно-серое, справа), халькозин (белая кайма) по халькопириту (светло-серый)
 20мм Spectrum 2	 20мм	 20мм
16. ВБ-6/3_2. Халькопирит (светло-серый), молибденит (белый). Калишпат (серо-черный, слева) и кварц (черный, внизу) в рудных сливных кварцитах	17. С-89/21,4-9. Торит (белый) в халькопиритовых рудах в кварцито-песчаниках	18. VB-5_1. Срастание уранинита и ненанднакита

Рис. 4. Формы выделения минералов и их соотношение в метасоматически измененных породах и рудах месторождения Воронов Бор

Таблица 3

Состав первичных и метасоматически измененных пород и руд участка Воронов Бор

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
№ обр.	9-5	6-24	53-1	ВБ-1	ВБ-2	ВБ-4	ВБ-4/1	ВБ-3	1-16/8	2-2/6	2-16/14	ВБ-9	ВБ-6	ВБ-13	ВБ-12
SiO ₂ (%)	50,48	48,51	47,89	30,38	64,60	64,14	73,36	72,38	85,58	82,66	72,82	78,76	70,78	69,48	64,52
TiO ₂	1,83	1,25	1,04	2,38	1,23	4,63	0,65	0,85	0,20	0,35	0,29	0,29	0,13	0,42	1,16
Al ₂ O ₃	13,31	14,48	14,49	18,63	15,44	11,98	12,68	9,95	5,13	5,80	10,80	7,95	5,43	4,46	10,00
Fe ₂ O ₃	6,77	6,70	7,11	3,64	1,95	1,81	0,52	0,82	3,99	1,73	3,07	1,97	4,17	1,22	3,66
FeO	6,97	5,59	5,55	11,77	2,01	1,22	1,22	2,08	0,35	1,68	1,56	0,86	3,02	3,23	1,22
MnO	0,21	0,19	0,20	0,29	0,041	0,038	0,032	0,096	0,01	0,054	0,028	0,024	0,095	0,041	0,114
MgO	6,00	7,65	7,61	17,27	2,16	1,48	1,74	2,90	0,20	0,72	0,85	0,84	1,21	0,69	1,16
CaO	6,85	8,31	9,43	2,57	1,98	5,43	1,84	3,01	0,40	2,10	0,63	1,03	5,24	2,62	8,66
Na ₂ O	3,18	2,85	1,87	0,12	3,54	4,52	5,46	3,44	0,12	0,27	0,18	0,26	0,03	0,10	0,17
K ₂ O	0,75	0,26	0,19	2,22	2,88	0,61	0,60	0,69	1,88	1,30	3,77	5,64	0,42	0,69	1,81
H ₂ O	0,17	0,14	0,11	0,40	0,28	0,13	0,16	0,13	0,18	0,32	0,34	0,27	0,14	0,09	0,10
ппп	3,34	3,79	4,08	8,60	3,39	1,49	0,90	2,74	1,19	1,63	3,64	0,96	2,60	2,97	2,94
P ₂ O ₅	0,17	0,10	0,1	0,38	0,25	0,53	0,19	0,24	0,268	0,11	0,14	0,15	1,58	0,27	0,45
Cr ₂ O ₃	0,007	0,014	—	—	—	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	—	—	—
V ₂ O ₅	0,036	0,021	—	0,037	0,015	0,029	0,024	0,012	0,009	0,015	0,014	—	—	0,005	0,012
CoO	0,007	0,008	0,007	0,015	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,003	0,001	0,002
NiO	0,012	0,019	0,021	0,015	0,003	0,004	0,003	0,004	0,001	0,003	0,001	0,004	0,005	0,003	0,004
CuO	0,007	0,014	0,55	0,590	1,323	1,864	0,348	0,754	0,50	1,009	1,88	1,071	4,732	13,76	2,127
ZnO	—	—	—	0,051	0,006	0,003	0,004	0,008	—	—	—	0,002	0,006	0,002	0,003
Li ₂ O	—	—	—	0,0496	0,0085	0,0031	0,0037	0,0065	0,0013	0,0038	0,0068	0,0005	0,0026	0,0012	0,0033
Rb ₂ O	—	—	—	0,0123	0,0158	0,0024	0,0033	0,0030	0,0055	0,0044	0,0177	0,0065	0,0022	0,0013	0,0064
Cs ₂ O	—	—	—	0,0014	0,0004	0,0002	0,0002	0,0002	0,0006	0,0004	0,0002	0,0002	0,0003	0,0002	0,0002
SO ₃	—	—	0,16	0,08	0,01	0,01	—	0,10	—	—	—	—	0,05	0,001	1,75
Сумма	100,14	100,26	100,31	99,50	100,12	99,92	99,74	100,22	100,01	99,74	100,02	100,09	99,65	100,05	99,87
S	0,02	0,08	—	0,31	0,96	1,41	0,11	0,30	—	0,31	0,93	0,05	3,62	3,68	1,63
Ba*	—	—	—	0,041	0,17	0,030	0,013	0,020	0,080	—	0,16	0,12	0,015	0,058	0,10
Sr*	—	—	—	0,009	0,037	0,037	0,035	0,032	0,010	—	0,01	0,031	0,033	0,036	0,063
Na ₂ O+K ₂ O	3,93	3,11	2,06	2,34	6,42	5,13	6,06	4,13	2,00	1,57	3,95	5,9	0,45	0,79	1,98
Na ₂ O/K ₂ O	4,24	11	9,8	—	1,23	7,4	9,1	5	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃ +FeO	13,74	12,29	13,66	15,41	3,96	3,03	1,74	2,90	4,34	3,41	4,63	2,83	7,19	4,45	4,88
f ¹	21,57	21,19	22,31	—	7,35	9,14	4,13	6,45	—	—	—	—	—	—	—
K _f	70	62	64	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
al	—	—	—	—	2,5	2,7	3,6	1,7	—	—	—	—	—	—	—
n	25	68	30	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Примечание. * – количественный спектральный анализ; n – количество образцов; прочерки здесь и в других таблицах – не определялись. 1–3 – средние значения для ятулийских метабазальтов Медвежьегорской вулканической зоны, по: Голубев, Светов, 1983; 1 – нижний ятулий, 2–3 – средний ятулий (3 – нижний лавовый поток с сульфидами меди). Осадки – песчаники и гравелиты, по: Голубев и др., 1994: 9–11 – кварцитовые (9–10) и аркозовые (11), слабо сульфидизированные. **Участок Воронов Бор:** 4 – биотит-хлоритовые сланцы (метасоматиты) по измененным ятулийским метабазальтам; 5 – тонкозернистая калишпат-кварц-альбитовая порода, субщелочная («альбитофир»), 6 – метасоматически измененная порода («альбитофир», со сфеном и сульфидами); 7, 8 – розовая фельзитовая порода и маломощная жила (7), развивающиеся по кварцито-песчаникам и зеленым сланцам; 12 – аркозовый песчаник слюдисто-полевошпат-кварцевый; 13 – сливной кварцит с гнездовыми выделениями халькопирита (халькопиритовая руда); 14 – медные (халькозиновые) руды в кварцевых гравелитах (сульфидов до 20%); 15 – кварцевый гравелит эпидотизированный с прожилковым выделением сфена и сульфидами. $f^1 = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$. $K_f = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}) \times 100$. $al = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$.

Изменения основных пород носят щелочной характер. Но в шлифах обычно фиксируется одновременное совмещение разных генераций минералов: 1 – метаморфические, 2 – образующиеся на стадии альбитизации, а также в результате сброса вынесенных компонентов и 3 – наложенные околорудные, сопровождающие сульфидно-кварцевые прожилки и гнезда. При изменении метабазальтов на контакте с розовыми субщелочными породами количество сфена достигает 10–15% и более (в просечках), эпидота – до 15–40% (в гнездах). Вместе со сфеном выделяется апатит округлой формы.

В биотит-хлоритовых сланцах (метасоматитах по метабазальтам) количество MgO повышается до 18,63%, TiO₂ – до 2,38% и уменьшается количество SiO₂, CaO, Na₂O относительно метабазальтов (табл. 3, ан. 2). В связи с появлением в них биотита, иногда в разных количествах альбита и микроклина, светлой слюды меняется количество оксидов K, Li, Rb, Cs

(K₂O – 2,22%, суммы редких щелочей до 0,06%). Изменения метабазальтов сопровождаются выносом и сбросом выщелоченных компонентов – Ca, Ti, P и их переотложением в зоны изменений, как в зеленые сланцы, так и вблизи их контактов в кварцито-песчаниках и гравелитах, где новообразованные минералы сфен и эпидот видны более контрастно.

Дорудные изменения по *кварцито-песчаникам*, кварцевым гравелитам, аркозовым песчаникам представлены разным сочетанием новообразованных минералов (кварца, слюды, эпидота, микроклина, альбита, реже карбоната, хлорита и др.). Породы содержат SiO₂ в интервале 83–72% (табл. 3, ан. 9–12). В гравелитах и песчаниках образуются участки желтовато-зеленого цвета, обогащенные эпидотом, либо прожилки и зоны светло-розового цвета со сфеном. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, монацитом, торитом. Появляются карбонат, барит, минералы урана.

В кварцевых гравелитах концентрация щелочей и СаО ниже (обычно до 5%, Al_2O_3 4,5–7%), а в эпидотизированных гравелитах количество СаО возрастает до 8,66%, Al_2O_3 достигает 10% и даже иногда более. Содержание TiO_2 и P_2O_5 в зонах таких изменений может повышаться (в «сливных» кварцитах, например, до 1,58% P_2O_5). Вероятно, что такие высокие концентрации Ti и P обеспечивались не только перетолжением из базитов, но связаны с привнесом из дополнительного субщелочного источника, вызвавшего метасоматические изменения пород.

«Сливные» рудные кварциты представляют существенно кварцевые с халькопиритом или халькозином (табл. 3, ан. 10–11) породы (это окварцованные кварцито-песчаники и гравелиты, содержащие вкрапленную халькопиритовую минерализацию). В них почти нет обломочных слабо окатанных зерен, оставшихся от песчаников и гравелитов, зерна «сшитые», сросшиеся с зигзагообразными неровными краями, как в жилах, что подчеркивает гидротермальный характер кварца в этих образованиях. То есть, по сути, эти породы – рудные кварцевые гнезда и линзы в ятулийских осадках. Прочие нерудные минералы (слюды, реже хлорит, эпидот и карбонат) в них встречаются в незначительном количестве – до 5–7%. Сульфиды (халькопирит – 10–20%) образуют гнезда. Кварциты содержат SiO_2 70%, около 5% Al_2O_3 , низкие концентрации MgO, СаО и оксидов щелочей (K, Na, Li, Rb, Cs). В них повышается содержание суммарного железа, CuO до 4,7–13,76%, S (табл. 3, ан. 10–11). Содержания иных рудогенных элементов в этих породах (Cr, V, Co, Ni, Zn, по данным спектрального и химического анализов) невысокие.

На все типы пород и их измененные разности наложены вкрапленные, гнездово-прожилковые и жильные ассоциации медно-сульфидных руд и околорудные изменения. К участкам прокварцевания приурочены наиболее богатые руды (Б-6 – халькопиритовые и Б-13 – халькозиновые, рис. 5). В зальбандах рудных прожилков установлены микроклин, альбит, эпидот, фенгит, хлорит. Оруденелые кварцито-песчаники и гравелиты с сульфидами (халькопиритом, борнитом, халькозином) содержат S и CuO в количестве 0,023,38% и 0,6–6,62%, соответственно (Голубев и др., 1994). По нашим анализам (табл. 3, ан. 13–14), они содержат до 5–14% CuO. Среднее содержание общего железа и железистость пород уменьшается от 10% в халькопиритовых рудах до 3–5% в халькопирит-борнитовых и 2,5–4% – в борнит-халькозиновых и халькозиновых (Голубев и др., 1994; Металлогения Карелии, 1999).

Для изменений в габбро характерно замещение ранних ассоциаций метаморфизованных пород на более поздние метасоматические: амфибола на хлорит, плагиоклаза на альбит и эпидот, появление слюд, калишпата, сфена и образование гематит-кварц-эпидотовых жил и прожилков. Замещение первичного титаномагнетита со структурой распада на стадии низкотемпературных метасоматических преобразований породы сопровождается образованием – «решетки» гематита в сфене (рис. 4).

Внедрение поздних кварцевых жил (с эпидотом, гематитом) и, вероятно, формирование штоков-верковых зон сопровождается образованием номинеральных хлоритовых зон (мощностью до 2–10 см), в зальбандах этих жил встречаются микроклин, эпидот, альбит, иногда апатит. Пластинчатый гематит в жилах («гематитовая слюдка») также отличается повышенной титанистостью (табл. 4, ан. 13–14).

Таким образом, в измененном габбро установлены две генерации гематита: первая образовалась по титаномагнетиту в ассоциации со сфеном (в нем Ti до 2,39–4,03%), вторая выделяется в виде пластинок в эпидот-кварцевых прожилках (Ti 3,61–6,27%, V до 0,43%). Обе генерации гематита титанистые. Сфен ($CaTiSiO_4$) в ассоциации с гематитом-1 содержит 0,57–1,01% Fe и до 22,59% Ti. Таким образом, изучение минералов в титанистых габбро показывает, что в низкотемпературной зеленосланцевой фации под влиянием гидротермальных растворов происходит локальная миграция титана в пределах изменяемой породы (в сфен и гематит), тем не менее при более глубоких преобразованиях, вероятно, возможен и его более интенсивный вынос.

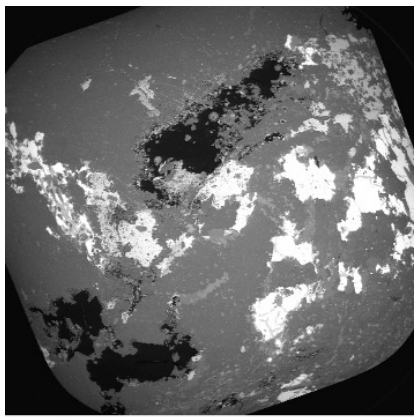
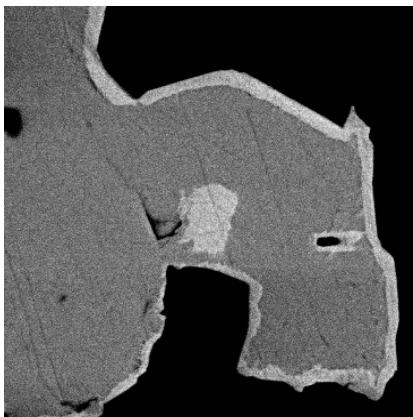
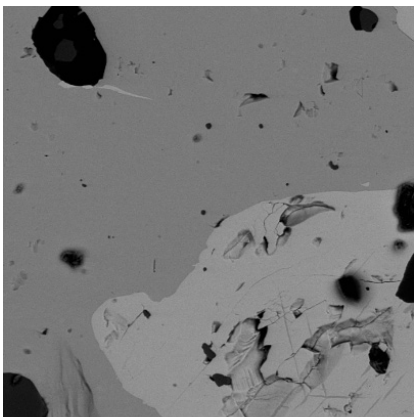
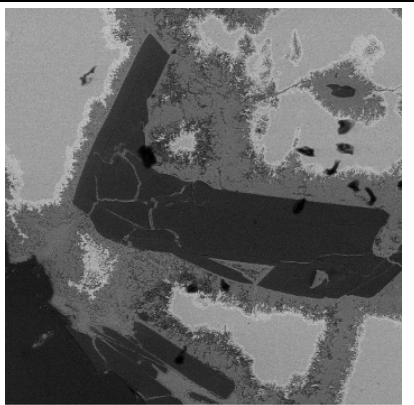
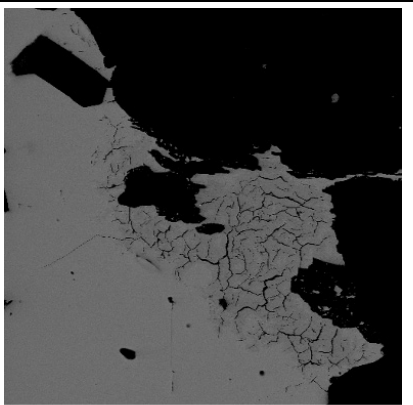
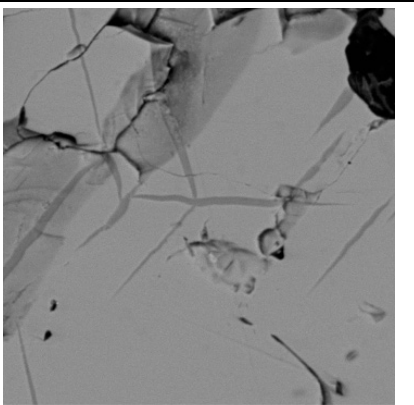
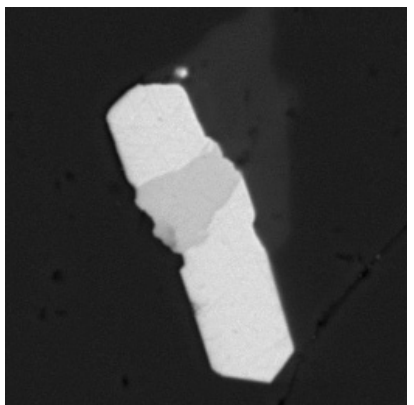
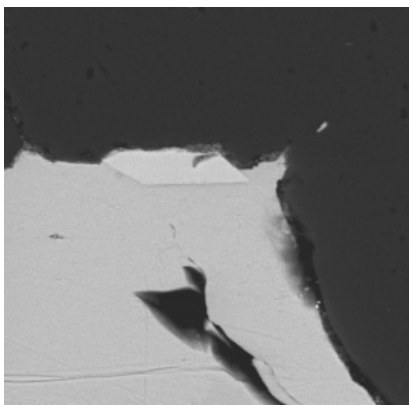
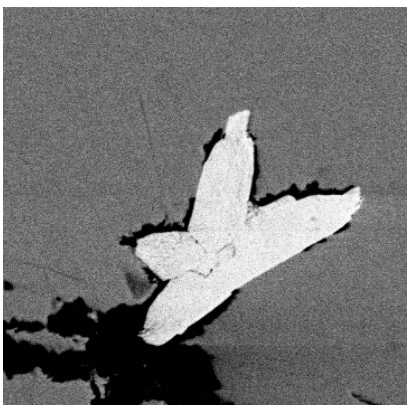
Таким образом, в измененном габбро установлены две генерации гематита: первая образовалась по титаномагнетиту в ассоциации со сфеном (в нем Ti до 2,39–4,03%), вторая выделяется в виде пластинок в эпидот-кварцевых прожилках (Ti 3,61–6,27%, V до 0,43%). Обе генерации гематита титанистые. Сфен ($CaTiSiO_4$) в ассоциации с гематитом-1 содержит 0,57–1,01% Fe и до 22,59% Ti. Таким образом, изучение минералов в титанистых габбро показывает, что в низкотемпературной зеленосланцевой фации под влиянием гидротермальных растворов происходит локальная миграция титана в пределах изменяемой породы (в сфен и гематит), тем не менее при более глубоких преобразованиях, вероятно, возможен и его более интенсивный вынос.

Таблица 4

Сфен и гематит из измененных пород участка Воронов Бор

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№ обр.	ВБ-15	ВБ-15	ВБ-2	ВБ-2	ВБ-2	ВБ-4	ВБ-5	ВБ-7/1	ВБ-12	ВБ-12	ВБ-15	ВБ-15	ВБ-15	ВБ-15
№ уч.	5-3	6-2	2-3	18-2	18-3	3-2	10-2	13-1	2-1	8-4	1-2	4-1	5-1	5-2
Al	0,47	0,51	1,06	0,93	0,67	0,57	0,91	0,75	0,76	1,17	–	–	–	–
Si	15,08	15,42	15,13	15,75	15,19	15,2	16,02	15,26	14,72	14,96	–	–	–	–
Ca	19,97	19,83	20,29	20,06	20,24	20,13	19,27	20,94	20,61	20,37	–	–	–	–
Ti	22,59	22,53	22,32	21,39	21,39	22,6	22,21	21,96	21,85	22,35	3,71	6,27	2,39	4,00
V	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,41	0,43	–	–
Fe	0,94	0,57	–	0,61	–	0,43	–	–	–	–	72,34	69,00	74,63	72,55
O	40,94	41,15	41,2	41,25	41,17	41,08	41,59	41,09	41,28	41,15	23,53	24,30	22,98	23,45

Примечание. 1–2 – измененные габбро; 3–7 – измененные фельзитовые породы (1–3 – гематит-эпидот-кварцевые жилы, 4–5 – альбитофиры, измененные: титаномагнетит замещен сфеном и гематитом, 3–7 – альбитофиры и метасоматиты по ним, в том числе с фрагментами сфена (ан. 4–5)); 8 – измененная порода; 9–10 – кварцевые гравелиты с секущими прожилками сфена; 11–14 – гематит (11–12 – гематит-эпидот-кварцевые жилы с хлоритовой оторочкой, 13–14 – гематит в сростании со сфеном). Авторские номера во всех таблицах здесь и далее: ВБ – Л. В. Кулешевич, ВВ – О. Б. Лавров. Микрозондовый анализ выполнен на рентгеновском микроанализаторе с приставкой фирмы Tescan в ИГ КарНЦ РАН. Аналитики: А. Н. Терновой, А. С. Сафронов.

 5mm	 30mm	 100mm
1. ВБ-7/1. Халькопирит (белый), руда	2. ВБ-5/12. Халькопирит-1 (серый), светло-серая кайма и зерно – халькозин	3. VB-4/1_1. Халькопирит-1 (темно-серое). Борнит (светло-серый), в нем пластинки халькопирита (темно-серые)
 100mm	 200mm	 30mm
4. С-89/24-8. Халькопирит-1 (серый), халькозин (белая кайма вокруг халькопирита), куприт (серая кайма), фенгит (черные кристаллы)	5. VB-4d_18-1. Ag-ковеллин (темно-серый, трещиноватый) на краю борнита	6. VB-4/2_1. Решетка распада халькопирит-2 (темно-серый) в борните (светло-серый)
 20mm	 30mm	 30mm
7. VB-4g_14-1. Кристалл борнита (белый), сечется халькопиритом-3	8. VB-4b_1. Кобальтин (белый кристалл) на краю зерна борнита (светло-серый)	9. ВБ-6/23. Молибденит (белый) в халькопирите (серый)

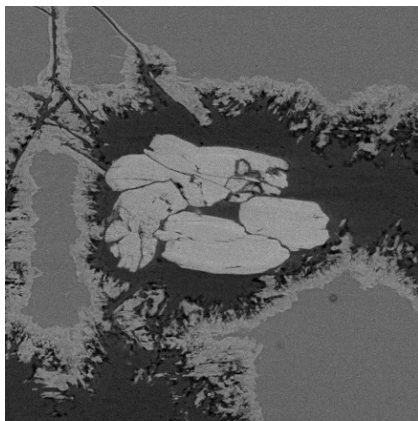
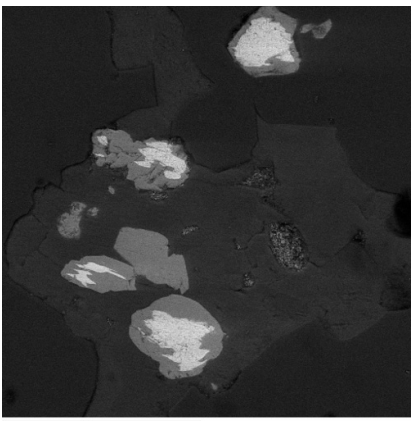
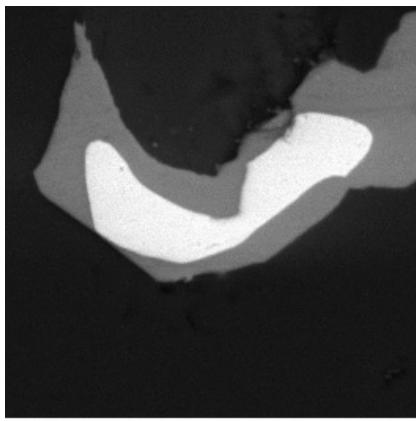
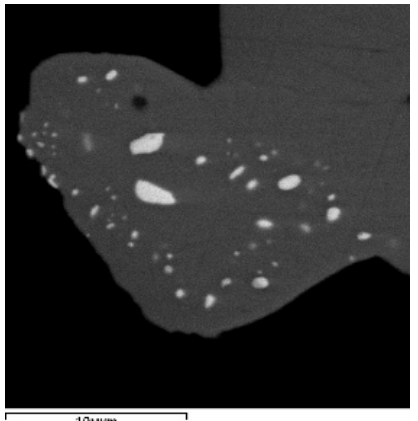
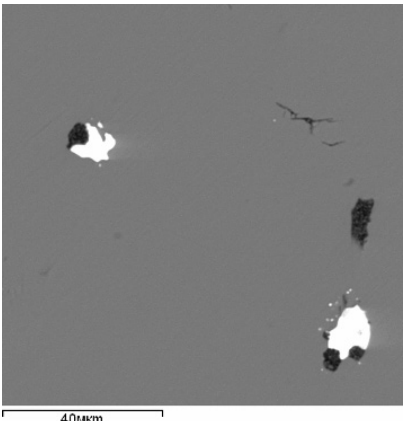
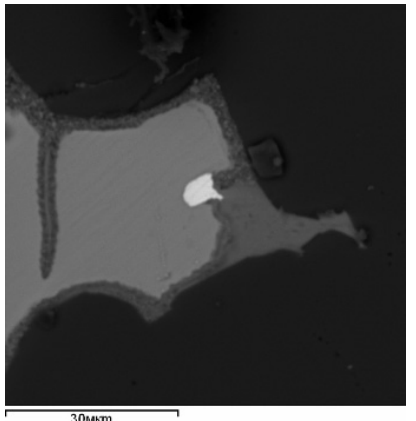
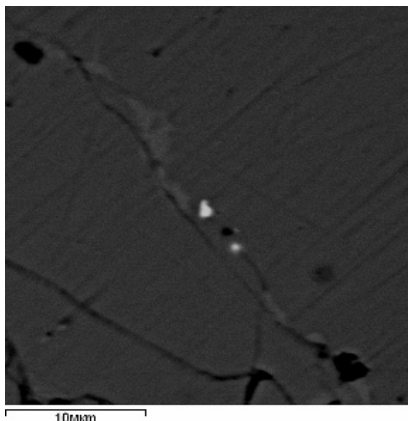
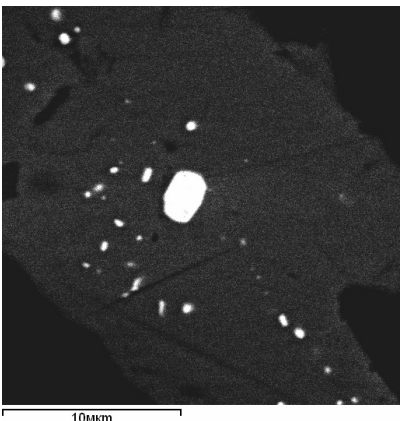
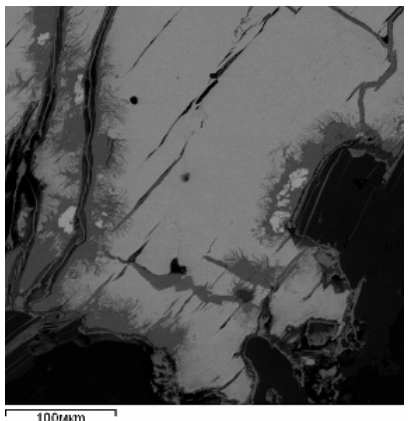
		
10. С-89/24-5. Халькопирит (серый), халькозин (светло-серая кайма вокруг халькопирита, гнездо молибденита (белый))	11. С-89/24-8. Молибденит (белый) в куприте (серый). Фенгит (серо-черный, окружение гнезд)	12. VB-4e/15_1. Галенит в борните
		
13. VB-4d_5-1. Клаусталит PbSe (белый) в борните (эмульсионная вкрапленность)	14. ВВ. Клаусталит (белый) и его же эмульсионная вкрапленность в борните (серый)	15. VB-1л/4. Науманнит в борните (светло-серый), гематите (темная кайма), халькопирите (темно-серый)
		
16. VB-4/8_2. Науманнит Ag_2Se в микротрещинке с халькозином в борните	17. VB-4e/13_1. Науманнит Ag_2Se и эмульсионная вкрапленность в борните	18. VB-3/3_2. Халькозин (светло-серый), барит (белый) в куприте (темно-серый, волокнистый)

Рис. 5. Минералы сульфидных медных руд участка Воронов Бор:

1–7 – халькопиритовые и борнитовые руды и соотношения сульфидов в них; 8 – кобальтин в борните; 9–11 – выделения молибденита; 12 – Se-содержащий галенит в борнитовых рудах; 13–17 – селениды (клаусталит и науманнит) и их соотношения с сульфидами и оксидами; 18 – взаимоотношение халькозина с купритом и баритом

Минеральный состав измененных вмещающих образование пород. Изучение породообразующих минералов из разных зон изменений вмещающих пород (разных метасоматических зон) и околорудных – вблизи контактов с сульфидно-кварцевыми гнездами, прожилками и из «сливных» кварцитов проводилось в шлифах и аншлифах.

Хлорит (табл. 5, ан. 1–5) в измененных метабазах и щелочных метасоматитах имеет темно-зеленый цвет и железо-магнезиальный состав. Железистость хлорита в альбитофирах и в метасоматитах по базальтам близка ($f = 29–34,6$), а в «сливных» кварцитах, не содержащих других Fe-Mg-силикатов, наоборот, она гораздо выше ($f = 50,8\%$). Учитывая то, что более поздних процессов на участке не было, $T_{обр.}$ хлоритов можно, по-видимому, рассчитать по геотермометру (Cathelineau, 1985). Она равна $260–290\text{ }^{\circ}\text{C}$ (ср. 270), что близко соответствует началу процесса дорудных изменений. Хлориты второй генерации из «сливных» кварцитов с сульфидами образовались при $T = 210\text{ }^{\circ}\text{C}$, из парагенезиса с монацитом – около $205\text{ }^{\circ}\text{C}$, из тонких просечек с карбонатом и фторидами РЗЭ (Ce, La, Nd) – $190\text{ }^{\circ}\text{C}$. Таким обра-

зом, хлорит поздних генераций образовался при $T_{ср.}$ около $200\text{ }^{\circ}\text{C}$. Хлорит в поздних ассоциациях с минералами Ag, U иногда содержит V до $0,94\%$.

На удалении от рудной зоны в измененном метагаббро и вблизи контакта с гематит-эпидот-кварцевыми прожилками развит темно-зеленый клинохлор. Содержание железа в этом хлорите ниже ($f = 24–26\%$), чем в хлоритах из других пород, это, по-видимому, связано с тем, что его основная часть идет в гематит, а $T_{обр.}$ около $260\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Эпидот в измененных базальтах и кварцито-песчаниках, в метасоматитах и сульфидно-кварцевых прожилках имеет близкий состав (табл. 6). Он имеет $f = 22–26$. Ранняя генерация развивается при изменениях в породе со сфеном, поздняя генерация, представленная игольчатым эпидотом, сечет сульфиды и развивается в гематит-кварцевых жилах в измененных габбро (рис. 5/6). Более высокая железистость эпидота, так же как и хлорита, обнаружена в «сливных» кварцитах с халькопиритом. Эпидот из гематит-кварцевых прожилков из измененных габбро, ассоциирующий с крупнокристаллическим Ti-гематитом, имеет железистость $f = 27–28$.

Таблица 5

Хлориты из измененных пород, метасоматитов и околорудных парагенезисов

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ авт.	ВБ-7/1	ВБ-7/1	ВБ-4	ВБ-5	ВБ-6	Г-16/7	ВБ-15	ВБ-15	ВБ-15
№ уч.	13 4	19 2	1 1	14 1	9 4	1 3	1 4	2-3	5-7
Mg (м. %)	13,94	12,43	14,06	14,65	9,63	12,34	15,77	16,41	15,73
Al	12,66	12,77	12,6	12,59	10,52	12,26	12,40	12,30	12,34
Si	15,61	16,76	15,48	15,63	15,42	15,27	16,01	15,99	15,67
Fe	15,22	15,08	15,36	14,37	22,88	18,42	12,57	11,93	12,72
O	42,57	42,96	42,5	42,76	40,25	41,71	43,25	43,37	42,99
Расчет форм. ед. на 10 катионов									
Mg	3,06	2,76	3,09	3,20	2,27	2,77	3,41	3,53	3,42
Al	2,51	2,56	2,50	2,48	2,23	2,48	2,41	2,38	2,42
Si	2,97	3,22	2,95	2,96	3,15	2,96	2,99	2,97	2,95
Fe	1,46	1,46	1,45	1,37	2,35	1,8	1,18	1,12	1,21
Al IV	1,03	0,78	1,05	1,04	0,85	1,04	1,01	1,03	1,05
Al VI	1,48	1,78	1,44	1,43	1,38	1,44	1,41	1,36	1,37
f (%)	32,2	34,6	32,2	29	50,8	39,4	25,8	24	26
$T_{обр.}$ ($^{\circ}\text{C}$)	270	190	280	270	210	270	260	270	275

Примечание. 1–2 – метасоматиты по метабазальтам на контакте с жилой альбитофиров (1 – ранняя и 2 – более поздняя генерации); 3 – альбитофиры и 4 – розовые метасоматиты; 5 – «сливной» рудный кварцит с халькопиритом; 6 – кварцевые гравелиты с сульфидной (халькозиновой) минерализацией; 7–9 – измененные габбро с гематит-эпидот-кварцевыми жилами с хлоритом в зальбандах. $f = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ – железистость хлорита, $T_{обр.}$ рассчитана по глиноземистости хлорита, геотермометр (Cathelineau, 1985).

Таблица 6

Эпидоты из измененных пород и контактов кварцевых прожилков

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ авт.	ВБ-7/1	ВБ-7/1	ВБ-4	ВБ-4	ВБ-5	ВБ-5	89/21,4	ВБ-15	ВБ-15
№ уч.	14 4	6 2	2 4	2 5	11 4	10 6	4 6	1 3	5 5
Al (м. %)	12,78	12,29	13,22	13,12	12,83	12,35	13,2	12,29	12,22
Si	19,49	19,31	19,47	19,18	18,15	19,92	18,66	19,31	19,33
Ca	16,44	16,72	16,68	17,3	17,74	16,61	17,37	16,72	16,23
Fe	8,66	9,38	7,8	7,76	9,42	8,39	8,42	9,38	9,99
O	42,62	42,3	42,83	42,64	41,86	42,72	42,35	42,3	42,23
Сумма	99,99	100	100	100	1000	99,99	100	100	100
Расчет форм. ед. на 8 катионов									
Al	2,19	2,11	2,25	2,24	2,29	2,11	2,25	2,11	2,10
Si	3,20	3,18	3,19	3,14	2,98	3,28	3,06	3,18	3,19
Ca	1,89	1,93	1,91	1,98	2,04	1,91	2,00	1,93	1,88
Fe	0,72	0,78	0,64	0,64	0,78	0,69	0,69	0,78	0,83
Al ^{IV} +Fe	2,90	2,89	2,90	2,88	2,97	2,81	2,95	2,89	2,93
f	24,7	26,9	22,2	22,2	26,2	24,7	23,6	26,9	28,3

Примечание. 1–2 – измененный базальт с прожилком; 3–4 – субщелочная порода измененная; 5–6 – розовый щелочной метасоматит по кварцито-песчаникам; 7 – кварцито-песчаники с сульфидами (С-89); 8–9 – измененное габбро.

Среди слюд (табл. 7) в измененных кварцито-песчаниках и гравелитах преобладают тонкочешуйчатые белые, названные в первичных описаниях «серициты». Они содержат невысокие концентрации Mg и Fe (0,8–3,5%). Для белых слюд характерно замещение Si в тетраэдре (КЧ = IV) на Al (до ~0,6–0,9 форм. ед.), замещение Al^{VI} на Mg и Fe. Близкие им по составу слюды (Al^{IV} до 0,88–0,96 форм. ед.) с более высокими содержаниями Mg и Fe встречаются в субщелочных породах (№ 16–17). В них иногда фиксируется незначительное увеличение парагонитовой составляющей (Na) и реже Ba, очень редко V (до 0,15%). В слюдах нерудного парагенезиса борнитовых и халькозиновых руд в кварцито-песчаниках снижается или отсутствует Mg при концентрации Fe около 3–3,5%. Эта закономерность является типоморфной особенностью руд данного типа, в которых одновременно снижается суммарное содержание железа и магния в рудах и Fe в сульфидах. Соотношение $Si/Al > 3$ (3,2–5,6) в белых слюдах из измененных пород и контактов рудных прожилков позволяет отнести их к фенгитам. Более низкие значения отношения присущи кварцито-песчаникам, а высокие – субщелочным породам и розовым метасоматитами.

Биотит – наиболее распространенная слюда в измененных метабазах черного цвета. В субщелочной породе и розовых метасоматитах по кварцевым гравелитам он имеет пятнистое развитие, в рудах и метасоматитах по кварцито-песчаникам отсутствует.

Полевые шпаты (низкотемпературные альбит и калиевый полевой шпат, табл. 8) распространены во всех типах изменений, в «сливных» кварцитах, в измененных основных породах они встречаются реже. Альбиты имеют простой состав, достаточно однотипны и содержат не более 2,42% Ca. Калиевые полевые шпаты установлены в субщелочных породах и розовых метасоматитах, «сливных» кварцитах, встречаются в зальбандах сульфидно-кварцевых прожилков и гнезд (рис. 4/9, 14–15), а также в измененных метабазах и габброидах в породе. Новообразованные калиевые полевые шпаты (ортотлаз ?) не имеют решетчатого двойникования, чем отличаются от микроклинов из аркозовых песчаников. Иногда в их составе фиксируется Ba (до 1,07%).

Циркон установлен в субщелочных и во всех типах измененных пород, в халькопиритовых и борнитовых рудах и непосредственно в борните (рис. 4). Среди цирконов наиболее широко распространены гидротермальные достаточно крупные изометричные округлые зональные и дипирамидальные хорошо ограненные зерна, дающие в сечении квадрат с дополнительными гранями (или восьмигранник). Он сростается с апатитом. Зональные зерна циркона отличаются составом: более темные части в них обогащены примесями Ca, Fe, Al (табл. 9). Содержание Hf в центральных частях зерен иногда достигает 1,8%.

Таблица 7

Слюды из измененных пород, руд и контактов кварцевых прожилков

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
№ авт.	ВБ-5	ВБ-5	ВБ-4	ВБ-2	ВБ-7/1	ВБ-6	ВБ-12	ВБ-12	С-89/24	ВБ-4д	ВБ-4д	ВБ-4е	ВБ-4/1	ВБ-4/1	ВБ-7/1	ВБ-2	ВБ-2
№ уч.	10-3	3-7	3-1	2-11	2-5	2-1	2-5	9-3	2-1	12-4	12-6	25 3	2-2	5-1	12-2	2 1	3 2
Na (м. %)	—	0,038	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	1,67	1,45	1,46	1,26	1,44	1,45	0,87	1,22	0,82	—	—	0,24	9,18	9,29	9,04	3,77	3,61
Al	15,66	16,02	15,46	16,28	15,46	15,92	17,27	16,37	16,58	18,52	18,16	18,26	8,61	8,93	8,72	14,57	15,42
Si	24,71	24,43	24,96	23,96	24,39	24,6	23,88	24,24	23,44	22,88	23,65	22,99	19,71	19,64	19,31	2,97	22,49
K	9,83	9,76	9,58	9,93	9,75	9,5	9,05	9,54	9,64	9,6	9,29	9,54	8,78	8,65	8,56	7,49	7,79
Fe	2,29	2,19	2,66	3,04	3,48	2,68	2,7	2,88	3,59	3,5	3,05	3,06	11,32	11,09	12,08	6,27	5,75
Ti	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	0,28	0,72	0,61	0,81	—	—
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	0,85	—	—	—	—	—	—	—	—
O	45,84	45,78	45,88	45,51	45,48	45,58	45,95	45,75	45,08	45,5	45,86	45,62	41,68	41,79	41,47	44,94	44,95
Сумма	100	99,67	100	100	100	99,73	100,02	100	100	100	100	100	100	100	100	100,01	100,01
Формульные единицы																	
Na	0	0,006	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	0,26	0,23	0,23	0,20	0,23	0,23	0,14	0,19	0,13	—	—	0,04	1,63	1,65	1,61	0,59	0,56
Al	2,28	2,34	2,26	2,38	2,26	2,33	2,53	2,39	2,45	2,71	2,66	2,67	1,43	1,48	1,45	2,13	2,25
Si	3,35	3,32	3,39	3,25	3,32	3,34	3,25	3,29	3,22	3,11	3,22	3,13	3,03	3,01	2,98	3,12	3,04
K	0,96	0,95	0,94	0,97	0,95	0,93	0,88	0,93	0,95	0,94	0,91	0,93	0,97	0,95	0,95	0,73	0,76
Fe	0,16	0,15	0,18	0,21	0,24	0,18	0,18	0,20	0,25	0,24	0,21	0,21	0,88	0,86	0,94	0,43	0,39
Ti	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—	—	—	0,02	0,06	0,05	0,07	0	0
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—	0	—	—	—	0	0
Сумма	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	8	8	8	7	7
Al^{IV}	0,65	0,68	0,61	0,75	0,68	0,66	0,75	0,71	0,78	0,89	0,78	0,87	0,97	0,99	1,02	0,88	0,96
Al^{VI}	1,63	1,66	1,65	1,63	1,55	1,66	1,77	1,68	1,67	1,82	1,88	1,80	0,46	0,49	0,43	1,25	1,29
Fe+Mg	0,42	0,38	0,41	0,40	0,46	0,41	0,34	0,39	0,38	0,24	0,21	0,27	2,57	2,56	2,62	1,02	0,96
K2	2,04	2,04	2,06	2,03	2,05	2,07	2,09	2,07	2,05	2,06	2,09	2,05	3,03	3,05	3,05	2,27	2,24
K1	0,96	0,96	0,94	0,97	0,95	0,93	0,88	0,93	0,95	0,94	0,91	0,93	0,97	0,95	0,95	0,73	0,76
K1+K2	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	4	4	4	3	3
Si/ Al^{IV}	5,11	4,88	5,58	4,34	4,87	5,05	4,30	4,64	4,13	3,50	4,13	3,58	3,13	3,06	2,92	3,54	3,18

Примечание. K1=K+Na, K2=Fe+Mg+Ti+ Al^{VI} . 1–5, 13–17 – субщелочные (4, 16–17) и измененные породы на контакте с ними; 6 – сливные кварциты, халькопиритовые руды; 7–8 – измененные кварцито-песчаники с прожилками сфена; 9 – халькопиритовые руды в кварцито-песчаниках; 10–12 – борнитовые руды в кварцито-песчаниках. 1–12, 16–17 – фенгиты; 13–15 – биотиты.

Таблица 8

Полевые шпаты из измененных пород и контактов кварцевых прожилков

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№ авт.	ВБ-7/1	ВБ-7/1	ВБ-4	ВБ-4	ВБ-5	ВБ-5	89/21,4	ВБ-15	ВБ-2	ВБ-7/1	ВБ-4	ВБ-5	ВБ-6	ВБ-15
№ уч.	14 4	6 2	2 4	2 5	11 4	10 6	4 6	5 8	2 5	5 3	2 1	11 3	2 2	2 7
Na (м. %)	7,59	6,8	7,88	7,09	8,13	7,08	7,8	8,01	-	-	-	-	-	-
Al	10,81	11,7	9,66	11,3	10,31	11,06	10,29	10,30	9,2	9,22	9,33	9,29	9,26	9,46
Si	31,43	31,02	32,74	30,93	32,29	31,18	32,45	32,60	30,57	30,73	30,92	30,87	30,08	31,12
Ca	1,51	2,42	0	2,08	0,34	2,04	0,43	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	0,91	-	-	-	-	-	13,32	13,97	13,46	13,62	13,8	12,92
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	1,07	-	-	-	-	-
O	48,66	48,6	48,81	48,59	48,93	48,93	49,02	49,09	45,85	46,07	46,28	46,22	46,14	46,51
Сумма	100	100	100	100	100	100	99,99	100	100,01	99,99	99,99	100	100	100,01
Форм. ед.														
Na	0,87	0,79	0,91	0,82	0,93	0,82	0,90	0,92	-	-	-	-	-	-
Al	1,06	1,10	0,95	1,11	1,01	1,09	1,01	1,01	0,96	0,95	0,97	0,96	0,96	0,98
Si	2,96	2,95	3,08	2,93	3,04	2,95	3,06	3,07	3,07	3,05	3,07	3,07	3,06	3,10
Ca	0,10	0,16	-	0,05	0,02	0,14	0,03	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	0,06	-	-	-	-	-	0,96	1,0	0,98	0,97	0,98	0,92
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02	-	-	-	-	-

Примечание. 1–8 – альбит; 9–14 – К-полевой шпат. 1–6, 10–12 – измененные породы; 7 – кварцито-песчаники с халькопиритом; 8, 14 – измененное габбро; 9 – субщелочная порода; 13 – «сливной» кварцит.

Таблица 9

Цирконы из метасоматитов и руд

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ обр.	ВБ-4	ВБ-6	ВБ-12	ВБ-12	ВБ-12	ВБ-12	ВБ-12	ВБ-2	ВБ-2	VB-3	VB-3
№ уч.	12-1	13-1	7-1	9-1	9-2	21-1	21-2	5-1	5-2	10-1	10-3
Al	-	-	-	-	1,85	-	2,23	-	0,54	1,02	-
Si	14,59	15,1	14,81	14,75	15,07	15,52	16,44	14,76	14,52	16,46	15,28
Ca	-	-	-	-	1,63	-	1,39	-	1,17	0,74	-
Fe	-	-	0,41	-	1,64	-	-	-	-	1,17	-
Zr	50,92	50,11	48,6	50,70	44,33	49,46	43,43	50,66	47,68	44,66	49,84
Hf	-	-	1,8	-	-	-	-	-	1,6	-	-
O	34,49	34,78	34,28	34,57	35,48	35,03	36,51	34,58	34,5	35,95	34,89
Сумма	100,01	99,98	99,7	100,02	100	100,01	100	100	100,01	100	100,01

Примечание. 4–11 – зональные зерна циркона; 1 – субщелочная порода, метасоматически развивается по кварцито-песчанику, 2 – «сливной» кварцит с халькопиритом, 3–7 – сфениitized и эпидотизированный кварцито-песчаник (с прожилком сфена), 8 – субщелочная порода, 10–11 – борнитовые руды в кварцито-песчаниках.

Апатит обычно находится в сростании с эпидотом, сфеном, иногда с цирконом и монацитом в количестве 1–3%, в метасоматитах участками больше. Он образует достаточно крупные зерна округлой и гексагональной формы в субщелочных породах, метасоматически измененных кварцитах и гравелитах в ассоциации с эпидотом, сфеном и сульфидами (рис. 4/10–12). Характерной чертой (типomorphicной особенностью) является выделение апатита в зальбандах кварц-сульфидных гнезд и прожилков в сростании с сульфидами, в измененных кварцито-песчаниках, сливных кварцитах и гематит-эпидотовых прожилках в габбро. Апатит по микротрещинкам цементируется сульфидами – борнитом, молибденитом (рис. 4/11–12). Апатит относится к фтористой разновидности (табл. 10).

Из других аксессуарных и радиоактивных минералов в зонах изменений обнаружены *торит*, *монацит* (табл. 10). *Монацит* содержит РЗЭ – Ce, La, Nd, Th, в меньшем количестве – Ca, Pr, реже Sr, изоморфно замещающие главные катионы. Монацит выделяется позднее апатита, проникает в него по микротрещинкам и выделяется в гематитовой кайме вокруг куприта (рис. 4/9–10) – по времени образования близко с баритом. То есть его образование происходит при

увеличении потенциала кислорода – уже на стадии окисления руд.

Карбонат в измененных основных породах выделяется в форме небольших метакристаллов размером 0,3–0,5 см, образует тонкие более поздние просечки, прожилки и гнезда. Вблизи контакта с прожилком субщелочной породы встречаются крупные метакристаллы размером до 2–3 см с включениями других минералов. Карбонат относится к кальциту с незначительным количеством примесей Mn и Fe (до 0,3–1,5%). В более поздних тонких просечках с низкотемпературным хлоритом и карбонатом встречен минерал с РЗЭ, который, вероятно, относится к фторидам Ce-La (табл. 10, ан. 12)

Сульфидно-кварцевые прожилки секут более ранний дорудный парагенезис метасоматитов. Непосредственно возле этих прожилков и гнезд, секущих измененные кварцито-песчаники, установлены альбит, микроклин, во внешней их зоне – эпидот, сфен, хлорит, в ореоле – фенгит, в щелочных породах – биотит, развивающийся пятнами. Калиевый полевой шпат тяготеет к зальбандам прожилков и выделяется в сростании с кварцем и альбитом.

Сульфидные медные руды месторождения Воронов Бор относятся к гнездово-вкрапленным, вкрапленно-

прожилковым. Состав руд представлен сульфидами (5–40%), в окисленных обычных оксиды, карбонаты. Среди сульфидов наиболее распространены халькопирит, борнит, халькозин, гораздо реже встречаются единичные зерна пирита, иногда сфалерита (табл. 11–12). В связи с этим можно выделить существенно халькопиритовые и борнитовые или борнит-халькозиновые руды, а также промежуточные минеральные типы. Молибденит (до 1–2%) встречается в обоих типах, но преобладает в халькопиритовых. Типоморфными минералами борнитовых руд также являются более редкие минералы: га-

лениит, Se-галенит, селениды (науманнит, клаусталит), акантит, гессит, самородное серебро и золото, рениит, гринокит, кобальтин, гессит, минералы U (уранинит и смеси с др.) и Th (торит, табл. 10, ан. 14–16). В халькопиритовых рудах селениды встречаются реже. Кроме этих минералов были установлены единичные зерна гораздо более редких минералов – антимонита, киновари, Pb-сульфосолей и промежуточных соединений Cu-Ag сульфидных фаз. В зоне окисления развиты халькозин, ковеллин, гематит, куприт, минеральные смеси, барит, карбонаты меди, англезит.

Т а б л и ц а 1 0

Фосфаты и кислородные соли редких и радиоактивных элементов из метасоматитов и руд

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
№ обр.	ВБ-6	ВБ-12	Г-16/7	ВБ-2	ВБ-15	ВБ-3	ВБ-4d	ВБ-3	ВБ-3	ВБ-4	ВБ-5	ВБ-7/1	С-89/21,4	С-89/21,4	ВБ-4g	ВБ-4d	ВБ-5
№	8-2	3-2	4-1	4-4	3-2	10-2	12-7	9-2	10-1	5-1	4-1	18-1	5-2	9-1	2-1	12-1	1-1
F	4,83	4,59	3,67	4,50	3,24	4,11	4,25					5,01	1,0				
Al												1,93					
Fe												9,13					
P	18,91	19,55	19,58	19,78	19,66	19,04	19,52	14,47	13,78	13,84	15,07		14,50				
Ca	37,05	36,17	36,81	35,86	36,96	37,35	36,46	3,97	0,62	0,88	2,93	1,66	5,66				
Si												3,57		9,94			4,30
Y																	6,48
Pb																	13,18
Sr								1,13									
La								10,8	14,57	15,33	14,30	17,80	13,81				
Ce								27,13	28,28	27,49	27,96	30,78	28,20				
Pr								2,73									
Nd								8,9	8,32	6,39	8,21	10,89	7,39				
Th								1,71	6,70	8,29				69,19			
U															83,22	83,22	53,54
O	39,21	39,69	39,96	39,86	40,14	39,35	39,76	29,17	27,72	27,78	30,54	19,22	29,44	20,87	16,78	16,78	18,95
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Размер, мкм	40×50	12×15	100×70	15×15	50×80	50×80	50×50	2×5	40×15	10×15	8×7	50×50	60×10	20×5	4×20	3	9×7

П р и м е ч а н и е. 1–7 – апатит; 7–10, 13 – монацит; 12 – точно не диагностированный минерал (флюоцерит – ?); 14 – торит (ThSiO₄); 15–16 – уранинит (урановая чернь по зернам серебра и самостоятельные выделения, UO₃); 17 – тонкое проращивание уранинита и ненадежность (?). Сумма приведена к 100%.

Т а б л и ц а 1 1

Микрозондовые анализы ведущих сульфидов месторождения Воронов Бор, мас. %

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
№ авт.	ВБ-6	С89/21,4	ВБ-5	ВБ-4	ВБ-5	ВБ-4	ВБ-4d	Г-16/7	ВБ-4	ВБ-3	ВБ-5	ВБ-3	ВБ-4d	ВБ-2	ВБ-5
№ уч.	4-1	3-2	3-1	11-1	6-1	1-2	12-8	1-1	8-1	3-1	5-1	6-1	18-1	2-1	2-1
S	35,74	38,18	37,74	37,1	29,77	27,18	28,14	23,28	26,33	23,99	32,81	33,91	33,98	57,32	56,91
Fe	30,51	29,39	30,07	31,16	10,48	12,0	11,19	–	2,77	–	2,51	–	1,23	42,68	43,09
Cu	33,74	32,43	31,73	31,73	59,78	60,82	60,67	76,72	70,91	76,01	64,68	66,09	62,97	–	–
Ag	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1,83	–	–

П р и м е ч а н и е. 1–4 – халькопирит, 5–7 – борнит, 8–10 – халькозин, 11–12 – ковеллин, 13 – Ag-ковеллин, 14–15 – пирит. Руды: 1–3, 5, 11, 14 – халькопиритовые (1 – в «сливных» кварцитах и 2 – кварцито-песчаниках, в том числе по скважинам; 3, 5, 11 – в метасоматитах, 14 – субщелочной породе). 4, 6, 7, 9, 10, 12, 13, 15 – борнитовые, 8 – халькозиновые руды.

Отложение руд в близповерхностных условиях сформировало рудную зональность, которая устанавливается непосредственно на месторождении и по скважинам. Она проявилась в смене халькопиритовой (1) минерализации борнитовой (2). С увеличением кислородного потенциала формировались окисленные типы руд – борнит-халькозиновые, халькозиновые (3), они содержат гематит, куприт. Так как извлеченные руды находятся в отвалах, то окисленные ассоциации развиваются практически по всем медным минералам, они сопровождаются образованием синих кайм ковеллина, ге-

матита, а также сложных промежуточных минеральных смесей и развиваются по краям и микротрещинкам в халькопирите, борните. В окисленных рудах обычно встречаются куприт и барит, самородное серебро. Рассмотрим более подробно минералогию руд месторождения Воронов Бор (по минеральным типам из разных зон метасоматически измененных пород).

Сульфиды. *Халькопирит* – ведущий рудный минерал, образует гнезда, прожилки в кварцито-песчаниках, метабазах, кварцитах. Выделяется самостоятельно и вместе с борнитом. В рудной зональности

он вытесняется *борнитом* ($T_{уст.} < 170\text{ }^{\circ}\text{C}$) и затем *халькозином* ($T_{уст.} < 103\text{ }^{\circ}\text{C}$). Состав отдельных исследованных минералов приведен в табл. 11. Халькопирит образует аллотриоморфные зерна размером 0,5–3 мм, их сростания в гнездах и прожилках (рис. 5/1). Развита самостоятельно (первая генерация) и в сростании с молибденитом в халькопиритовых рудах, с борнитом – в халькопирит-борнитовых рудах. В борнитовых рудах при усиливающемся дефиците железа он образует пластинки в борните (халькопирит-2 – решетка распада в борните, рис. 5). Кроме того, в борнитовых рудах выделяется поздний халькопирит-3: он сечет кристаллы борнита со сдвигом (рис. 5). Борнит имеет бронзово-розоватый цвет, образует гнезда, прожилки. Крупные линзы-гнезда иногда достигают 15–10 см в длину, до 5 см в ширину и выстилаются белой слюдой, отделяясь от вмещающей породы. Борнит содержит 8–13% Fe и Cu в интервале ~59–61%. В борнитах встречаются микротрещиноватые краевые участки более серого цвета (рис. 5/5), они представляют собой ковеллин с примесью Ag до 1,83%. «Халькозин» имеет серо-черный цвет, синеватый

оттенок из-за окисления, образует гнезда (обр. Г-16/7) и развивается в каймах. На микрофотографиях он имеет более светлый, чем у борнита, оттенок и содержит до 71–76% Cu. По отношению Cu : S (ат. к.) этот изменчивый ряд «халькозина» можно отнести к гириту-дигениту, т. е. даже еще более низкотемпературной модификации с верхней $T_{уст.} = 83\text{ }^{\circ}\text{C}$, чем у халькозина (103 °C). По сульфидам, особенно халькопириту и борниту, развивается сульфид меди ряда ковеллин – ярровит, имеющий синеватый оттенок (Cu ~ 63–66% без Fe или же с небольшой его примесью), куприт и гематит.

Пирит встречается очень редко, в единичных зернах установлен в обоих типах руд. Кристаллизуется раньше сульфидов меди. В халькопиритовых рудах установлены единичные выделения *сфалерита*. В связи с практически полным отсутствием этих сульфидов в рудах Co концентрируется исключительно в *кобальтине* CoAsS (рис. 5), а Cd «предпочитает» связываться в самостоятельный сульфид – *гринокит* (Cd, Zn)S (табл. 12). Оба эти минерала были установлены в борнитовых рудах.

Т а б л и ц а 1 2

Редкие сульфиды, селениды и самородные металлы, мас. %

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
№ обр.	VB-4d	VB-1	ВБ	VB-4g	VB-4d	VB-4e	ВБ-12	VB-4	ВБ	VB-4a	VB-4b	VB-4b	VB-4b	VB-4a	VB-3	Г-17/7	ВБ-2a	ВБ-2a
Сп.	4 1	3 1	1 1	9 2	5 1	5 1	12 1	9 1	4 1	4 1	6 1	8 3	8 2	6 1	7 2	5 1	4 1	10 1
S	13,65	13,15												14,96	11,60	14,65	19,05	16,72
Pb	86,35	83,89	82,02	74,22	73,28	74,13												
Ag							73,32	75,05	73,62	66,17	65,63	60,75	61,49	85,04	88,40	83,35	61,75	70,05
Se		2,96	17,98	25,78	26,72	25,87	24,28	24,95	26,38	24,64	6,17							
Te							2,39			9,19	28,21	39,25	34,92					
Cu													3,59				19,21	13,22
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	99,99
Размер, мкм	10×15	3	10×15	3	2	4×5	3×1	3	5	1	1	1	3×2	17–20	1×3	1×5	2	2

№ п/п	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
№ обр.	С-89/21,4	ВБ-5	ВБ-6	ВБ-12	VB-4e	С-89/21,4	ВБ-7/1	VB-4a	VB-4	VB-4b	VB-4d	VB-4g	ВБ-7/1	ВБ-12	VB-1g	VB-4g	ВБ-12	Г-16/7
Сп.	2-5	23-1	23-1	13-1	23-1	1 3	4-1	8 12	7 1	5 1	10	1		14-1	2 1	13 1	11-1	6 1
S	40,15	33,68	41,04	37,88	39,25	35,42	37,09	23,98	22,16	21,11		0,61			22,71	19,68	29,34	17,34
Mn							0,63											
Fe							5,19			0,45					29,42			
Cu												2,35				1,40		
Zn						64,58	57,10	6,3										0,32
Cd								69,72										
Mo	59,85	66,32	58,96	62,12	60,75													
Co									29,87	29,08								
Ni									3,68	5,29								
As									44,29	44,07					47,87			
Sb																		
Pb																21,84	70,66	
Ag											100	97,04	100			57,08		
Bi														100				
Hg																		82,32
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Размер, мкм	40	27	40	20	20×5	3	2,5	20×10	25	20	20	40×15	10×5	2	5×7	3	3	4

П р и м е ч а н и е. 1–2 – галенит (2 – Se-галенит), 3 – селенид свинца, 4–6 – клаусталит, 7–10 – науманнит (в том числе 7, 10 – Те-содержащий), 11–13 – гессит (в том числе 11 – Те- и 13 – Cu-содержащий), 14–16 – акантит (Ag₂S), 17–18 – ряд маккинстриит [17 – (Ag, Cu)₂S] – ялпаит (Ag₃CuS₂). Борнитовые (1–5, 8–15), халькопиритовые (6–7), халькозиновые (16) руды в кварцито-песчаниках, 17–18 – альбитофиры с халькопиритовой минерализацией, 19–23 – молибденит, 24–25 – сфалерит, 26 – гринокит, 27–28 – кобальтин, 29–31 – сам. серебро (30 – с каймой уранинита), 32 – висмут, 33 – арсенопирит, 34 – сульфосоли (буланжерит-менегинит?), 35 – антимонит, 36 – киноварь. Борнитовые (23, 26–30, 33–34), халькопиритовые (19–22, 24–25, 31–32, 35), халькозиновые (36) руды в кварцито-песчаниках. Микрозондовые анализы выполнены на микроанализаторе с приставкой фирмы Tescan в ИГ КарНЦРАН (аналитики А. Н. Терновой, А. С. Сафронов). Анализы приведены к 100%.

Молибденит MoS_2 образует чешуйки размером 1–14 мкм и их гнездовые скопления размером до 40 мкм в халькопирите, борните, кварце. В окисленных рудах находится в центральной части зерен куприта (рис. 5, табл. 12). Состав всех изученных молибденитов отличается отсутствием каких-либо примесей. В пятнистых метасоматитах он формирует характерные зональные «порфировые» гнезда.

В халькопиритовом типе руд были встречены мелкие (0,8–10 мкм) выделения самородных металлов (серебро, реже висмут), галенит, селениды. В борнитовом типе руд селениды и другие редкие минералы распространены гораздо шире.

Галенит PbS образует мелкие зерна в сростании с селенидами и более крупные самостоятельные выделения в борните и вмещающей породе (рис. 5, табл. 11), обычно содержит изоморфную примесь Se в количестве до 3%, что является типоморфной особенностью данного типа руд.

Селениды наиболее распространены в борнитовом типе руд, в халькопиритовых встречаются реже (табл. 12, рис. 5). Они представлены клаусталитом (PbSe) и науманнитом (Ag_2Se). Размер их зерен не превышает 1–6 мкм (реже до 10 мкм у клаусталита). Селениды встречаются преимущественно в борнитовых рудах, реже в халькопиритовых в сростании с молибденитом, и выделяются обычно в краевых частях зерен борнита, гораздо реже самостоятельно в породе. В каймах борнита

они образуют эмульсионную вкрапленность, что подчеркивает привнос и отложение Se в конце гидротермального процесса. В науманните иногда встречается Se до 0,81–2,39%, который изоморфно замещает Se. Селениды секут кайму гематита по борниту и халькопирит-3 и выделяются в микротрещинках совместно с халькозином (рис. 5/15–16).

Самородные металлы. Самородное золото (рис. 6, табл. 13) встречено в медных (борнитовых) рудах и в зоне кварцевых жил и прожилков в южной части участка. Мощность золотосодержащих сульфидно-кварцевых жил на южном фланге месторождения, по данным бурения Карельской ГЭ, составляет 0,05–0,8 м, протяженность до 20 м. Повышенные концентрации золота установлены в борнитовых рудах, где они обеспечиваются присутствием самородного золота размером до 10–25 мкм. Золото образует зерна и пластинки более крупных размеров и тонкодисперсные выделения в микротрещинках (300–500 нм – 1–2 мкм). В составе серебрянистого золота установлены примесь Ag от 16,02 до почти 20% и Cu до 1,09%. Более высокое содержание Ag до 32,9–74,06% в тонкодисперсном золоте позволяет отнести его к электруму и кюстелиту. Эти находки минеральной формы золота подтверждают установленные пробирным методом повышенные концентрации Au в борнитовых рудах. Тонкодисперсное золото по времени образования, вероятно, близко с минералами серебра.

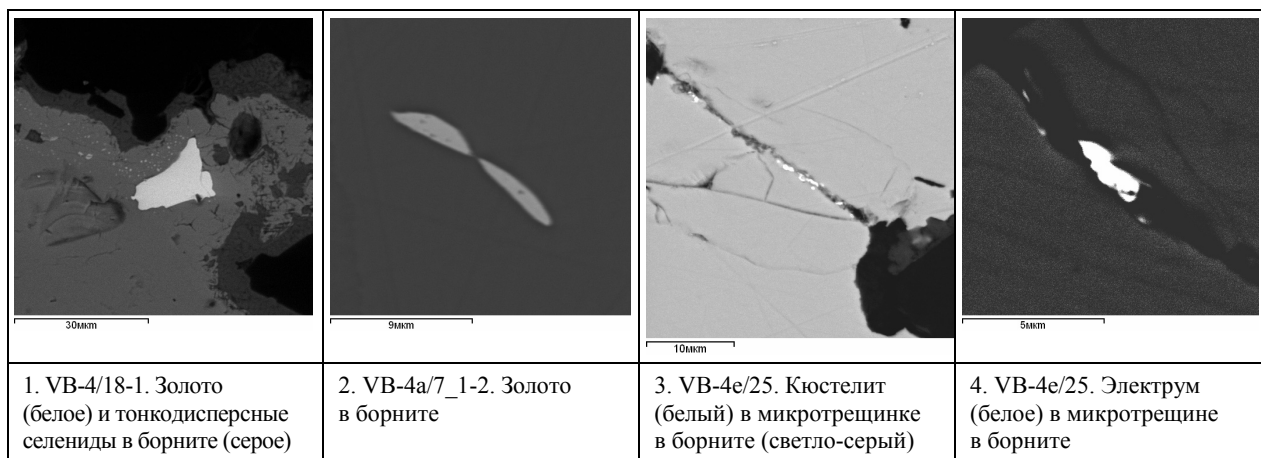


Рис. 6. Серебрянистое золото, электрум и кюстелит в рудах участка Воронов Бор

Таблица 13

Самородное золото из борнитового типа руд

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ обр.	VB-4	VB-4a	VB-4a	VB-4d	VB-4d	VB-4d	VB-4d	VB-4d	VB-4d	VB-4e	VB-4e
№ уч.	18-1	7-2	7-1	6-1	6-3	7-1	5-1	16-1	17-1	24-1	24-2
Cu	1,09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	16,02	19,98	19,42	48,96	62,92	54,62	42,87	32,90	41,54	74,06	67,24
Au	82,88	80,02	80,58	51,04	37,08	45,39	57,13	67,10	58,46	25,94	32,76

Примечание. 1–3 – золото высокосеребряное, 4–9 – электрум, 10–11 – кюстелит.

Самородное серебро выделяются в виде комков, чешуек, «ежиков» в микротрещинках и пустотках в зернах кварца, реже среди сульфидов в обоих типах руд и даже в эпидоте (рис. 7, табл. 12). Оно образует

зерна размером до 10–30 мкм. В своем составе серебро обычно не содержит примесей, но иногда в краевых зонах количество S увеличивается в нем до 0,7%, а Cu – до 2–3%. В кайме серебра установлены

сульфид серебра и окисные минералы, содержащие U, Th. Редкие находки небольших крючковатых зерен *самородной меди и железа* были установлены в межзерновых пустотах в розовых метасоматитах. Единичные зерна микронного размера *самородного висмута* обнаружены в образцах ВБ-7/1, ВБ-12, ВБ-4.

Обогащение растворов в конце процесса рудообразования Ag и Te приводит к появлению *гессита* ($T_{обр.} < 145^{\circ}\text{C}$), серебра и сульфида серебра – *акантита* ($T < 105^{\circ}$). Вероятно, существует изоморфный ряд минералов в системе Ag-Pb-(S-Se-Te), но теллуриды на месторождении крайне редки.

Тонкодисперсные выделения *акантита* (Ag_2S) образуются на поверхности самородного серебра и в барите, секущем куприт и халькозин (рис. 7/4). Он выделяется совместно с окисленными ассоциациями, но при изменении потенциала S, после ее почти полного «использования» баритом, на этой стадии появляются самородные металлы и акантит (с низким содержанием серы). Остальные гораздо более редкие минералы (сульфосоли, киноварь, Sb_2S_3 и др., табл. 12) встречаются в единичных редких мелких зернах.

Новой и неизвестной до настоящего времени находкой оказался *Os-Cu-рениит* (Re, Os, Cu) S_2 , обнаруженный О. Б. Лавровым (Лавров, Кулешевич,

2009) в виде включений в борните (борнитовой руде) и иногда в кварце. Медистый рениит образует шест-, четырехгранные, ромбические и треугольные пластинки и их сростки размером 3–5 мкм (рис. 8). Их внешний вид и четкая кристаллографическая форма позволяют предполагать, что минерал имеет триклинную сингонию. Рентгеновских исследований из-за малого размера зерен проведено не было. В составе рениита кроме Re (56,53–60,25%) присутствуют Os до 3,68% и Cu (до 7,59–10,99), Fe (табл. 14). Возможно, два последних элемента частично связаны с матрицей – борнитом.

Сульфаты, оксиды, карбонаты. В окисленных рудах появляется куприт и каймы вокруг сульфидов, во внутренних зонах которых находятся халькозин (светлая кайма), Cu-Fe оксиды, гематит с примесями Cu (темная кайма). Во внешней зоне темных кайм образуются сложные минеральные смеси Fe с Al, Si, Ca. При окислении на поверхности по рудам развиваются налеты малахита и азурита, иногда встречается англезит. На поздних стадиях гидротермального процесса, в том числе в просечках, секущих Cu-содержащие гематитовые каймы и куприт, выделяются барит, акантит, серебро, монацит, карбонаты РЗЭ.

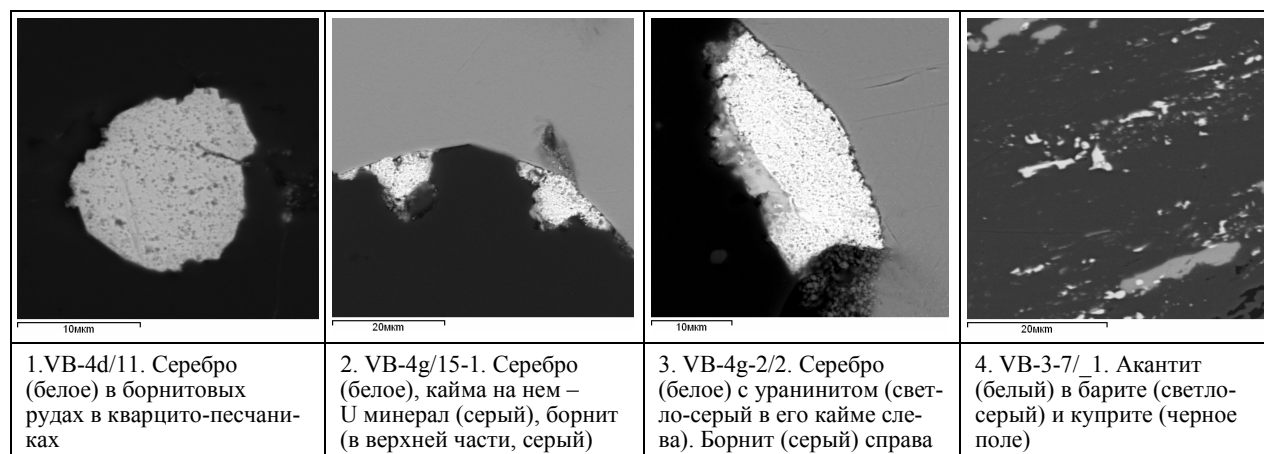


Рис. 7. Самородное серебро и акантит в рудах участка Воронов Бор

Таблица 14

Химический состав Cu-Os рениита (месторождение Воронов Бор), мас. %

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
№ обр. и уч.	VB-4 14	VB-4 15	VB-4 16	VB-4a 1	VB-4a 2	VB-4a 3	VB-4b 7	VB-4 2
S (%)	28,95	28,26	28,91	29,71	29,46	29,42	29,62	26,89
Fe	—	1,20	1,25	0,91	1,09	1,10	1,14	4,18
Cu	7,59	10,99	9,06	9,23	9,5	9,51	10,42	22,35
Re	60,25	55,87	58,26	58,63	58,31	58,24	56,53	44,69
Os	3,2	3,68	2,52	1,52	1,64	1,72	2,29	1,89
Сумма	99,99	100	100	100	100	100	100	100
Формульные единицы								
S	1,99	1,90	1,94	1,97	1,96	1,95	1,95	
Fe	0	0,05	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	
Cu	0,26	0,37	0,31	0,31	0,32	0,32	0,35	
Re	0,71	0,65	0,07	0,67	0,67	0,67	0,64	
Os	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	
Сумма К	1,01	1,10	1,06	1,03	1,04	1,05	1,05	

Примечание. Сумма приведена к 100 %. Состав минерала изучался с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA II LSH с микроанализатором INCA Energy 350. Ан. 8 – с примесью борнита.

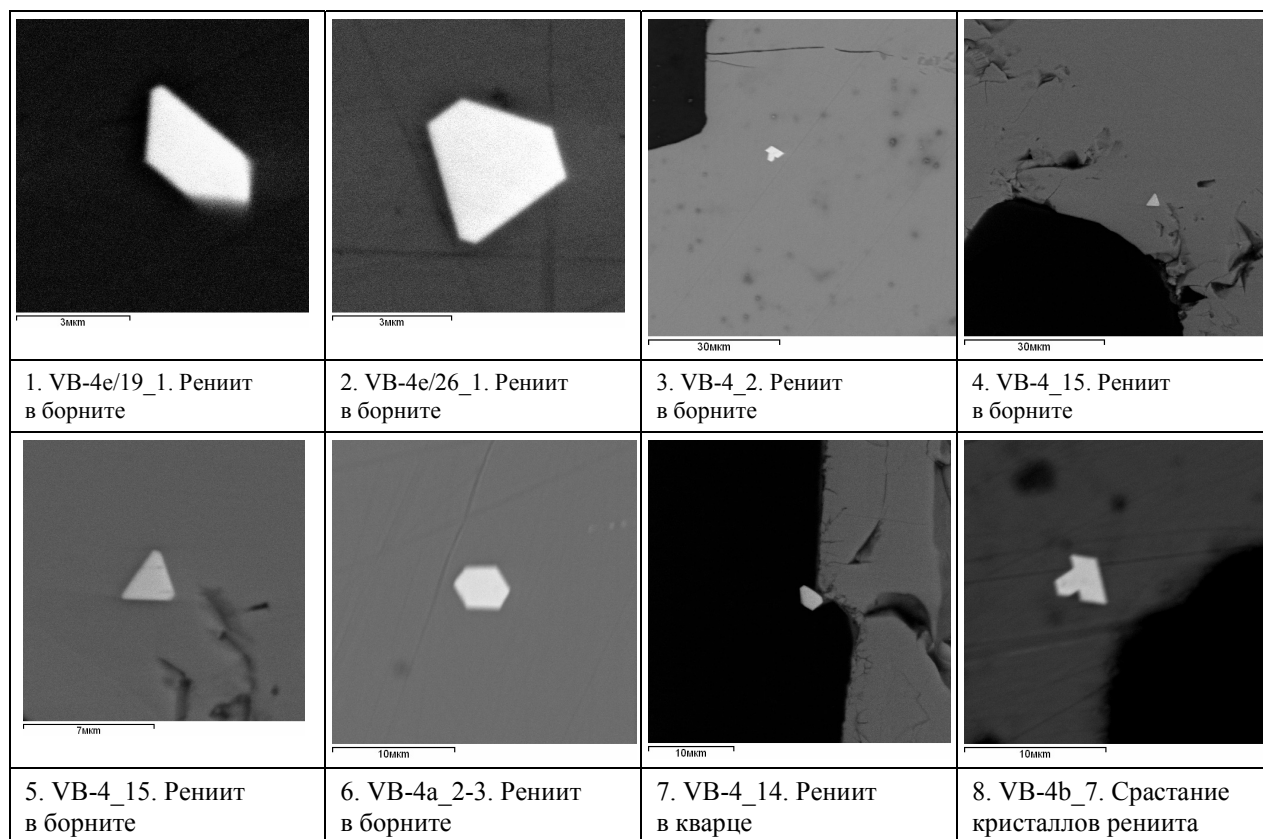


Рис. 8. Рениит в борнитовых рудах месторождения Воронов Бор

Минералы радиоактивных элементов представлены редкими небольшими зернами и каймами торита, уранинита и ненадкевита (рис. 5/17–18). Уранинит (урановая чернь?, рассчитывается на UO_3) установлен в кайме самородного серебра и как самостоятельный в зернах, представляющих срастания с силикатом – ненадкевитом (?). Детального изучения этих минералов не проводилось.

Барит – достаточно широко распространенный в рудах минерал. Он образует самостоятельные зерна размером от 3 до 50 мкм, сечет сульфиды, в том числе окисленной ассоциации (халькозин, куприт), и содержит включения акантита (рис. 5/18; 6/4). Барит имеет состав, соответствующий $BaSO_4$, иногда (редко) содержит примесь Sr (до 2,38%).

Геохимический состав руд. Содержание Au в рудах неравномерное и колеблется от 0,1 до 2,4–3,7 г/т (табл. 15). Его повышенные концентрации

тяготеют к борнитовым рудам. В целом прогнозные ресурсы золота категории P_2 были оценены в 0,75 т, P_3 – 15 т (по данным КГЭ) при средней концентрации Au 1 г/т в валовой пробе, без разделения на типы руд. Ресурсы серебра оцениваются в 7,8 т, при ср. 10,2 г/т. Содержание Ag колеблется от 10–16 до 125 г/т, в богатых рудах иногда его содержание достигает 990 г/т. По данным спектрального анализа установлено: Mo 0,008–0,04%, Bi до 0,002–0,04%, Ni 0,002–0,01% (максимально в образце ВБ-1 в основных породах), Pb до 7–15 г/т (ВБ-2/4), Co 0,0007–0,0046, W до 0,013%, Se до 71 г/т (авторские материалы). Среди ЭПГ преобладает Pd (0,053–0,079 г/т). В отчетах КарГЭ приводятся данные по содержанию Au до 30 г/т (Михайлюк и др., 1988), в кадастр полезных ископаемых вошло значение до 3,7 г/т (Минерально-сырьевые ресурсы..., 2005).

Таблица 15

Содержание благородных металлов в медистых песчаниках и базальтах участка Воронов Бор, г/т

Порода и тип минерализации	n	Pt	Pd	Rh	Au
Медистые песчаники с борнитом	6	н	н	н	0,022–1,1
	40	н–0,025	н–0,028	н	0,083–2,4
Ятулийские базальты (1) и они же на контакте с медистыми песчаниками (2)	12	н	н–0,074	н	0,026–0,17
	2	0,013–0,019	н	н	0,69–1,2
Базальтовые порфиры с халькопиритом	2	0,014–0,018	0,052–0,061	н	0,32–0,59
Медистые песчаники с сульфид-кварцевыми прожилками	*	–	–	–	0,1–3,7

Примечание. Архив ИГ (использованы данные А. И. Голубева, Л. В. Кулешевич, О. Б. Лаврова) и КарГЭ. Приводятся обобщенные результаты пробырного анализа, выполненного в филиале ЦНИГРИ (г. Тула), и данные (*) атомно-абсорбционного анализа (ИГ КарНЦ РАН).

Генезис и выводы. Сульфидное медное оруденение месторождения Воронов Бор относится к низкотемпературному гидротермальному, его отложению способствовал интенсивный щелочной метасоматоз в зоне СЗ деформаций (гидротермальное медное вкрапленно-прожилковое, возможно, даже молибден-медно-порфировое). Это принципиальное заключение, отличающееся от ранее существовавших точек зрения (Сиваев и др., 1978; Голубев и др., 1994), связывающих его с ятулийским магматизмом, получено исходя из детального изучения петрографии метасоматитов и минералогии руд.

Дорудные изменения, сопровождающие медную минерализацию в кварцито-песчаниках и гравелитах, представлены кварцем, эпидотом, фенгитом, сфеном, апатитом, карбонатом, вблизи прожилков развиты микроклин, альбит, кварц. Метасоматический процесс сопровождался сбросом титана и фосфора в эти породы, вероятно, частично за счет выноса этих элементов из изменяемых основных пород и за счет привноса с более глубинных уровней, предположительно из субщелочных пород. Показателем этого являются также и акцессорные минералы, имеющие хорошо ограниченные морфологические формы, более типичные для субщелочных – щелочных пород и метасоматитов, чем для связанных с базитовым вулканизмом. Среди акцессориев наиболее распространены апатит, циркон, торит, из поздних минералов – монацит, уранинит (ненадкевит и др.), фториды РЗЭ. Сульфиды и самородные металлы тяготеют к участкам окварцевания.

При формировании медного месторождения в близповерхностных условиях возникла рудная зональность, которая проявилась в смене халькопиритовой минерализации борнитовой, а в зоне окисления – халькозиновой. Широко развиты сине-фиолетовые замещения ковеллином. Золото тяготеет к области развития борнитовых руд и кварцевым жилам. Отложение Ag происходило сначала совместно с селеном в борнитовых рудах, а затем в окисленных ассоциациях в самородной форме – все это указывает на низкотемпературный характер процесса и в целом снижение концентрации серы и возрастание – селена. Таким образом, очевидно, что увеличение кислородного потенциала в конце процесса рудообразования при дефиците серы сопровождалось сначала отложением селенидов серебра и самородным серебром, затем ассоциацией барита и акантита. Температура снижалась от 270 °С (околожилные метасоматиты) до 200–100 °С (рудототложение) и ниже в зоне

окисления. Редкие и благородные элементы накапливались в конце процесса. Для Карелии открыт новый минерал – медистый рениит, содержащий изоморфные примеси Cu, Os, Fe. Отложение в рудах таких элементов, как Mo, Ag, Pb, Se, Te, Th, U, свидетельствует о влиянии гранитоидного источника повышенной щелочности (с P, F, B). Высокое содержание Cu, Ag, Se, низкое Te и почти полное отсутствие Bi подчеркивают низкотемпературный характер оруденения. Вероятно, при дальнейшем изучении руд и накоплении данных по соотношениям Fe/Cu, Au/Ag, Cu/Mo, Se/Te эти коэффициенты могут стать показателями формационной принадлежности руд.

Локализация сульфидных медных руд и проявлений/месторождений Карелии имеет общие закономерности: 1) приуроченность к узлам пересечений СЗ и СВ тектонических зон, входящих в региональную зональность в палеопротерозойских образованиях Карельского кратона; 2) зоны деформаций сопровождаются интенсивными низкотемпературными метасоматическими изменениями щелочного характера; 3) оруденение локализовано в узлах СВ и СЗ направлений, доминирующая ориентировка жил – СВ. Рудная минерализация использует как сдвиговые и трещинные зоны, так и развивается по слоистости пород, формируя послойные вкрапленно-прожилковые руды, например, как на месторождении Воронов Бор; 4) палеопротерозойские медные проявления/месторождения Карелии, приуроченные к метасоматитам в СЗ сдвиговых зонах, могут быть отнесены к комплексным объектам, перспективным на Ag, Au, Mo и более редкие и дорогостоящие элементы, такие как Re.

Работа выполнена по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 2 «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов», проекту «Золоторудные системы в архейских зеленокаменных поясах: геодинамические обстановки, возрасты, минералого-геохимическая типизация» и по Программе Президиума РАН № 14 «Нучные основы эффективного природопользования, развития минерально-сырьевых ресурсов, освоения новых источников природного и техногенного сырья», проекту «Минерализация Онежского рудного района: основы прогнозирования месторождений стратегических видов минерального сырья и новых их типов в Карельском регионе».

ЛИТЕРАТУРА

Булавин А. В. Зоны складчато-разрывных дислокаций Онежского прогиба и связь с ними оруденения // Материалы по геологии урановых месторождений. Вып. 109. М., 1987.

Булавин А. В., Савицкий А. В. Основные особенности внутреннего строения зон СРД // Новое в изучении минерально-сырьевых ресурсов Мурманской области. Апатиты, 1989. С. 23–25.

Голованов и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточного крыла Онежской структуры и ее обрамления: Отчет // Фонды ТГФ. 1994.

Голубев А. И., Кулешевич Л. В. Перспективы золотоносности протерозойских образований Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 15–25.

Голубев А. И., Светов А. П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, 1983. 192 с.

Голубев А. И., Смирнова Н. К., Трофимов Н. Н. Минеральный состав и вопросы генезиса медных руд месторождения Воронов Бор (Центральная Карелия) // Минералогия магматических и метаморфических пород докембрия Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 160–172.

Кулешевич Л. В. Альбититы в протерозойских образованиях Карелии и их золотоносность // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 33–39.

Кулешевич Л. В. Эволюция эндогенных режимов формирования золотого оруденения Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 81–99.

Кулешевич Л. В., Лавров О. Б. Минералогия Au-содержащего медносульфидного месторождения Воронов Бор в Кумсинской структуре центральной Карелии // Тр. всерос. ферсмановской научной сессии: Тезисы. Апатиты, 2009. С. 126–129.

Кулешевич Л. В., Голубев А. И., Лавров О. Б. Палеопротерозойские золотосодержащие медные рудопроявления Карелии // ДАН. 2009 (в печати).

Лавров О. Б., Кулешевич Л. В. Первые находки рениевых минералов в Карелии // Тр. всерос. ферсмановской научной сессии: Тезисы. Апатиты, 2009. С. 130–134.

Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1999. 340 с.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск, 2005. Кн. 1. 278 с.

Михайлюк Е. М. и др. Составление сводной геологической карты м-ба 1 : 200 000 Онежской структуры: Отчет по теме А-12-48 за 1984–87 гг. // Фонды КГЭ. 1988.

Некрасов Е. Н. Крупные эндогенные золоторудные месторождения поддерживают высокий уровень добычи золота в мире // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47, № 3. С. 203–210.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Докембрийский магматизм Карелии как индикатор тектонических режимов // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1993. С. 37–55.

Сиваев В. В., Бондарев В. П., Попова В. А. Минерализация и генетические особенности месторождения меди Воронов Бор в Центральной Карелии // Дополнительные критерии поисков месторождений полезных ископаемых в Карелии и на Кольском полуострове: Тр. РСФСР. Вып. 7. М., 1978. С. 50–67.

Смирнова Н. К., Голубев А. И., Трофимов Н. Н. Новые данные по минералогии и генезису медных руд месторождения Воронов Бор // Вопросы геологии и магматизма докембрия Карелии: Операт.-информ. материалы. Петрозаводск, 1992. С. 51–55.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Генезис комплексного благороднометалльного и титаномагнетитового оруденения в дифференцированных габбро-долеритовых интрузиях Карелии // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. СПб., 1998. С. 282–291.

Филиппов Н. Б., Голубев А. И., Малашин М. В. Металлогения палеопротерозоя // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Вып. 2. М., 2006. С. 181–187.

Cathelineau M., Nieva D. A chlorite solid solution geothermometer: Los Azufres (Mexico) geothermal system // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1985. Vol. 91. P. 57–76.

В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская

РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ЗОЛОТА ЛУУПЕАНСУО (КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)

Введение

К важнейшим металлогеническим объектам древнейших геологических структур Земли относятся раннедокембрийские зеленокаменные пояса. Для них характерен широкий спектр рудных формаций.

В пределах восточной части Фенноскандинавского щита наибольшая продуктивность рудопроявлений, в том числе золота, приурочена к позднеархейским и раннепротерозойским металлогеническим эпохам.

В Костомукшском рудном районе наряду с железорудной специализацией отмечаются проявления золота. Часть из них известна с 70-х гг. XX в., что отражено в отчетах научных и производственных организаций: КарНЦ РАН – В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская и др., 1979 г.; ПГО «Севзапгеология» – И. Ф. Ткач и др., 1980 г.; В. А. Rogozov и др., 1987 г.; В. В. Ушков и др., 1989 г. На основании исследований сотрудников ВИОГЕМ (А. П. Кузнецов и др., 1988) установлены содержания золота в железистых кварцитах Костомукшского месторождения 0,1–1,6 г/т (среднее – 0,3 г/т). Эти исследования показали возможность получения золота из хвостов обогащения железных руд без нарушения технологического режима основного производства на Костомукшском ГОКе (Лушаков и др., 2004; Мелентьев, 2005).

Выполнение ПГО «Севзапгеология» комплексной программы «Оценка золотоносности зеленокаменных поясов» привело к открытию проявлений золота на участках Таловейс, Берендей (В. В. Ушков, 1988 г.) и Факторное (В. Н. Фурман и др., 1994 г.).

В последние годы в Костомукшском зеленокаменном поясе были выявлены и исследованы рудопроявления золота, локализованные в пределах Костомукшского рудного поля, которые включают месторождение Таловейс и рудопроявления Факторное, Берендей, Луупеансуо, Восточное, Ниemi-ярвинское, Рувинваара, Западно-Рувинваарское, Центрального и Южного карьеров (Металлогения Карелии, 1999; Кожевников, 2000; Кулешевич и др., 2000, 2005; Головина, Ватолин, 2003; Петров, Головина, 2003; Горьковец, Раевская, 2004; Сафонов и др., 2006; Головина, 2007; Kuleshevich, Gorkovets, 2008).

Таким образом, в Костомукшском зеленокаменном поясе рудопроявления золота встречаются в пределах всего Костомукшского рудного поля и относятся к одному из перспективных типов золоторудных месторождений – золото-сульфидно-кварцевому типу зеленокаменных поясов в ассоциации с железисто-кремнистыми формациями (Рундквист, 1997; Сафонов и др., 2004, 2006).

Имеющиеся данные о содержании золота в пределах Костомукшского месторождения и Костомукшского рудного поля позволяют оценить золоторудную минерализацию как промышленно значимую в качестве источника попутного сырья при добыче и переработке железистых кварцитов и вмещающих их пород.

На Костомукшском месторождении железистых кварцитов в карьере «Южный» в конце 70-х гг. XX в. были зафиксированы точки золотой минерализации под названием «рудопроявление золота Южно-Костомукшское». Это наименование было дано не совсем удачно, так как ранее, в 1975 г., название «Южно-Костомукшское» было присвоено рудопроявлению железа, находящемуся за пределами Костомукшского месторождения. Поэтому во избежание путаницы рудопроявление золота, вскрытое в контурах карьера «Южный», характеризующее в нашей статье, целесообразно именовать «Луупеансуо» – по названию болота, находившегося именно на данном участке.

Геологическая и минералого-геохимическая характеристика

Золоторудное проявление Луупеансуо приурочено к крутопадающему на север лопийскому (позднеархейскому) супракрустальному комплексу, метаморфизованному в условиях амфиболитовой фации (рис. 1). Рудопроявление локализовано в терригенно-и хемогенно-осадочных породах гимольской серии позднего архея с возрастом 2,8 млрд лет, а также в позднеархейских пластово-секущих телах ультрамафитов и риодацитов (геллефлинт) с возрастом 2,707 млрд лет (Лобач-Жученко и др., 2000). Золотосодержащие рудные тела сопровождаются расположенными параллельно с ними дайками габбро-долеритов и габбро, простирающимися СЗ 310°.

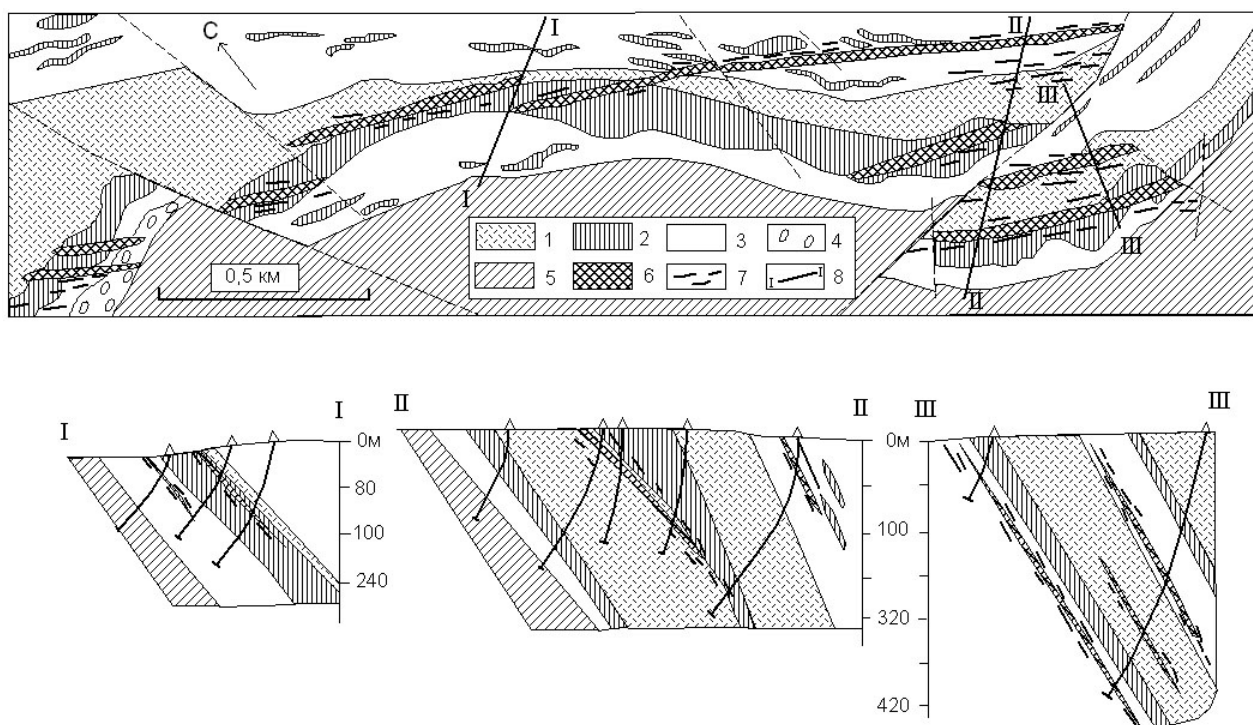


Рис. 1. Схема размещения золотого оруденения в южной части Костомукшского железорудного месторождения (рудопроявление Луупеансуо):

1 – риодациты (геллефлинты); 2 – магнетитовые кварциты; 3 – ритмично слоистые слюдястые сланцы; 4 – конгломераты; 5 – базальты; 6 – установленная золоторудная минерализация; 7 – рудоконтролирующие тектонические зоны; 8 – I-II, II-II, III-III – разрезы

Характерная для железных руд полосчатость сохранилась заметной благодаря присутствию магнетит-кварцевых прослоев мощностью 1–2 см. Сульфидизация в виде полосчатых скоплений сопровождается интенсивным окварцеванием с развитием мелкозернистого серого кварца, эпидотизацией, альбитизацией, калишпатизацией. Содержание сульфидов достигает 30% (рис. 2).

Силикаты (роговая обманка, кварц, эпидот, хлорит, калиевый полевой шпат и альбит) выполняют промежутки между зернами рудных минералов. Магнетит сконцентрирован в бедных другими рудными минералами прослоях. Химический состав силикатов приведен в табл. 1 (Cabri et al., 2007).

В изученных золото-сульфидно-арсенопиритовых рудах среди рудных минералов преимущест-

венно развит арсенопирит (5–30%), лёллингит, пирротин (5–10%), пирит (1–3%), халькопирит, самородный висмут, сфалерит, галенит, теллур (табл. 2).

Арсенопирит (FeAgS) является наиболее ранним и наиболее высокотемпературным ($t = 500\text{--}548^\circ$) минералом (Скотт, 1984), образующим ряд генераций ромбических кристаллов 0,1–1 см, реже до 1,5 см. В его химическом составе отмечается незначительная (до 0,5%) примесь никеля (табл. 2).

Лёллингит (FeAs_2) формирует отдельные призматические кристаллы серо-белого цвета в сростках с арсенопиритом. В его химическом составе постоянно содержится примесь никеля в количестве 3,0–3,8%. Температура формирования лёллингита $440\text{--}500^\circ\text{C}$.

Таблица 1

Химический состав силикатов золото-сульфидно-арсенопиритовой руды, мас. %

Компонент	Роговая обманка						Эпидот						Калишпат		Хлорит	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	47,5	43,6	49,5	48,2	51,4	49,8	37,3	37,7	39,3	37,6	67,1	66,7	63,8	64,5	26,1	25,1
TiO_2	0,7	0,4	0,3	0,7	0,3	0,4										
Al_2O_3	7,6	9,8	6,0	6,7	3,6	6,0	27,5	27,2	27,2	27,8	20,0	20,0	18,0	17,0	13,0	13,5
Fe_2O_3							8,8	9,6	8,7	8,5			0,8	1,0		
FeO	19,2	19,2	17,2	18,0	16,8	17,9									45,3	44,2
MnO	0,5	0,6	0,5	0,7	0,4	0,6									0,3	0,8
MgO	10,3	9,7	12,5	11,3	13,8	12,0									3,4	3,4
CaO	12,5	12,0	12,1	12,3	12,5	12,5	23,8	22,7	23,1	23,7	1,8	1,8				
Na_2O	1,0										10,0	10,3				
K_2O	0,6	0,9	0,5	0,6		0,4							17,1	17,2		
Сумма	98,9	97,2	98,6	98,5	98,8	99,6	99,7	98,2	98,3	97,6	99,8	99,9	99,7	99,7	88,1	87,0

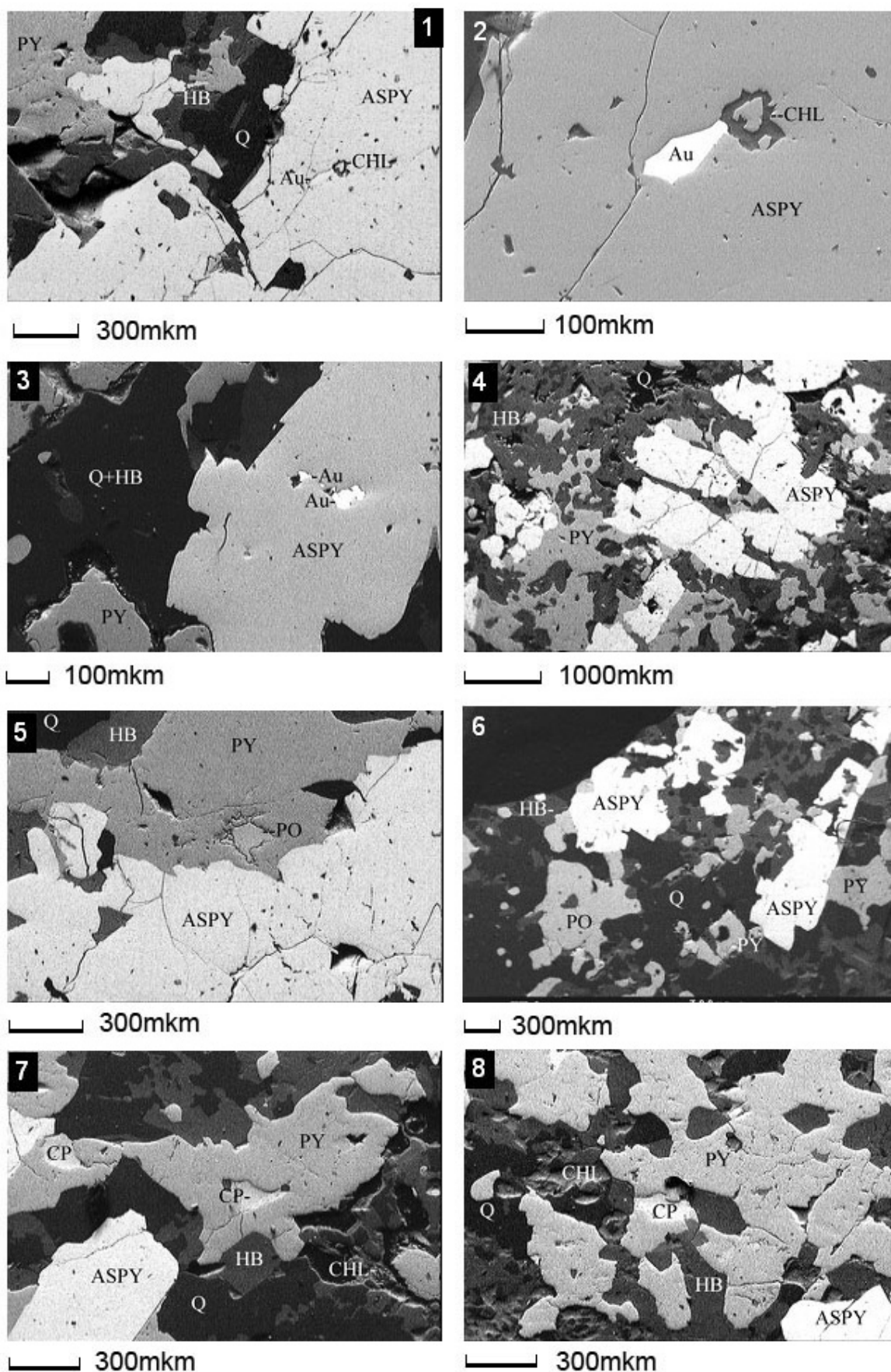


Рис. 2. Взаимоотношение рудообразующих минералов и структура золото-сульфидно-арсенипиритовой руды, полированные шлифы, SEM-изображения (BIE)

Таблица 2

Химический состав сульфидов из зон минерализации, мас. %

Анализ	Минерал	Fe	Ni	S	As	Сумма
1	Арсенопирит	32,7	0,2	17,3	49,2	99,4
2	Арсенопирит	33,9	0,5	16,8	49,0	100,2
3	Арсенопирит	33,8	0,4	16,8	48,7	99,7
4	Пирротин	61,9		37,9		99,8
5	Пирротин	61,5		38,2		99,7
6	Пирротин	62,2		37,1		99,3
7	Пирит	46,6		53,3		99,9
8	Лёллингит	23,6	3,8	0,5	72,0	99,9
9	Лёллингит	23,9	3,4	0,5	71,7	99,5
10	Лёллингит	24,3	3,0	1,1	70,5	98,9

Пирротин (FeS) является поздним эпигенетическим минералом и формируется после арсенидов, встречается в виде мелких аллотриоморфных зерен размером 0,1 мм или в виде прожилков. Пирротин цементирует арсенопирит. Температура формирования $\sim 380^\circ$.

Более поздние рудные минералы представлены самородным золотом и более редкими, сопровождающими золоторудное проявление минералами – мальдонитом (Au_2Bi), аурустибитом (AuSb_2), цумоитом (BiTe), самородным висмутом, хедлейитом (Bi_2Te_3). Температура формирования этой рудной ассоциации от 260° (распад твердого раствора Bi-Te с образованием самородного висмута и хедлейита) до 120° (парагенезис золота, мальдонита, аурустибита).

Для детального изучения самородного золота, размеров его зерен, химического состава, минеральных ассоциаций и парагенезисов минералов, сопровождающих самородное золото, были отобраны бороздовые пробы весом до 3 кг из золото-сульфидно-арсенопиритовой руды, представленной метасоматически измененными магнетитсодержащими безрудными железистыми кварцитами, слюдястыми сланцами и геллефлинтами.

Минералогические и геохимические исследования золоторудных проб проведены в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН в полированных пришлифовках на микроанализаторе Tescan. Более глубокие исследования золоторудных проб осуществлены Н. С. Рудашевским в лаборатории электронной микроскопии и микрозондового анализа НПП «Кирси». Пробы были разделены электроимпульсным методом на установке SPARK-2, что обеспечивает разрушение породы по границам зерен и позволяет получить полную информацию о первичных форме и размере зерен минералов, в том числе золота, в исследуемой руде. Из каждой пробы был получен «тяжелый» концентрат методом гидросепарации с использованием управляемой компьютером установки HS-11. Минералы полированных шлифов «тяжелых» концентратов исследовались на микроанализаторе Camscan-4DV с энергодисперсионным спектромет-

ром Link AN-10000. В концентратах определен химический состав самородного золота и сопровождающих рудных минералов, их взаимоотношения, закономерности локализации самородного золота, химический состав породообразующих минералов (Рудашевский и др., 2001). Метод гидросепарации реализует накопление «тяжелых» минералов типа самородного золота в концентратах до 10 000 раз по сравнению с исходным материалом, что обеспечивает для этих фаз надежную чувствительность минералогического анализа $\sim 0,1$ г/т.

Из «тяжелых» концентратов были приготовлены полированные шлифы горячим прессованием с пластиком.

Размеры зерен самородного золота определялись с помощью компьютера по результатам обработки изображений его зерен (программа-image J) в полированных шлифах «тяжелых» концентратов всего диапазона классов крупности (от -40 до 125 мкм). Размер зерна (в микрометрах) определялся как эффективный диаметр круга (ECD), площадь которого равна площади измеренного зерна.

В «тяжелых» концентратах присутствуют многочисленные зерна самородного золота. Для характеристики золота была использована выборка 190 его зерен из всех размерных фракций. Зерна самородного золота имеют неправильную и нередко относительно изометричную форму (рис. 3–6).

Следует отметить, что при использованной методике разделения руды зерна самородного золота практически не фрагментировались и сохраняли свои первичные размеры. Это подтверждается наличием многочисленных зерен самородного золота, края которых «отмаркированы», в частности, зернами арсенопирита (рис. 4).

Наблюдение многочисленных зерен самородного золота различных размеров (10 – 250 мкм) позволяет выявить истинные взаимоотношения его с арсенопиритом и другими рудными минералами. Если в полированных шлифах руды обнаруживаются только относительно редкие включения самородного золота в минералах, то в зернах-сростках «тяжелых» концентратов отчетливо видно, что самородное золото является более поздним по отношению ко всем рудным минералам и выполняет промежутки между этими кристаллами (рис. 5).

При разделении электроимпульсным методом самородное золото относительно легко высвобождается. В «тяжелых» концентратах преобладают «богатые» сростки самородного золота с арсенопиритом и с сульфидами ($58,7\%$), а также свободные зерна ($27,6\%$); бедные сростки относительно редки ($13,7\%$) (рис. 7). Размеры зерен самородного золота изученной выработки ($n = 190$) варьируют от 2 до 250 мкм, средний – 42 мкм. Анализ данного размерного распределения показывает, что зерна самородного золота вскрываются практически полностью при дроблении изученной пробы руды до крупности – 40 мкм или даже 63 мкм (рис. 8).

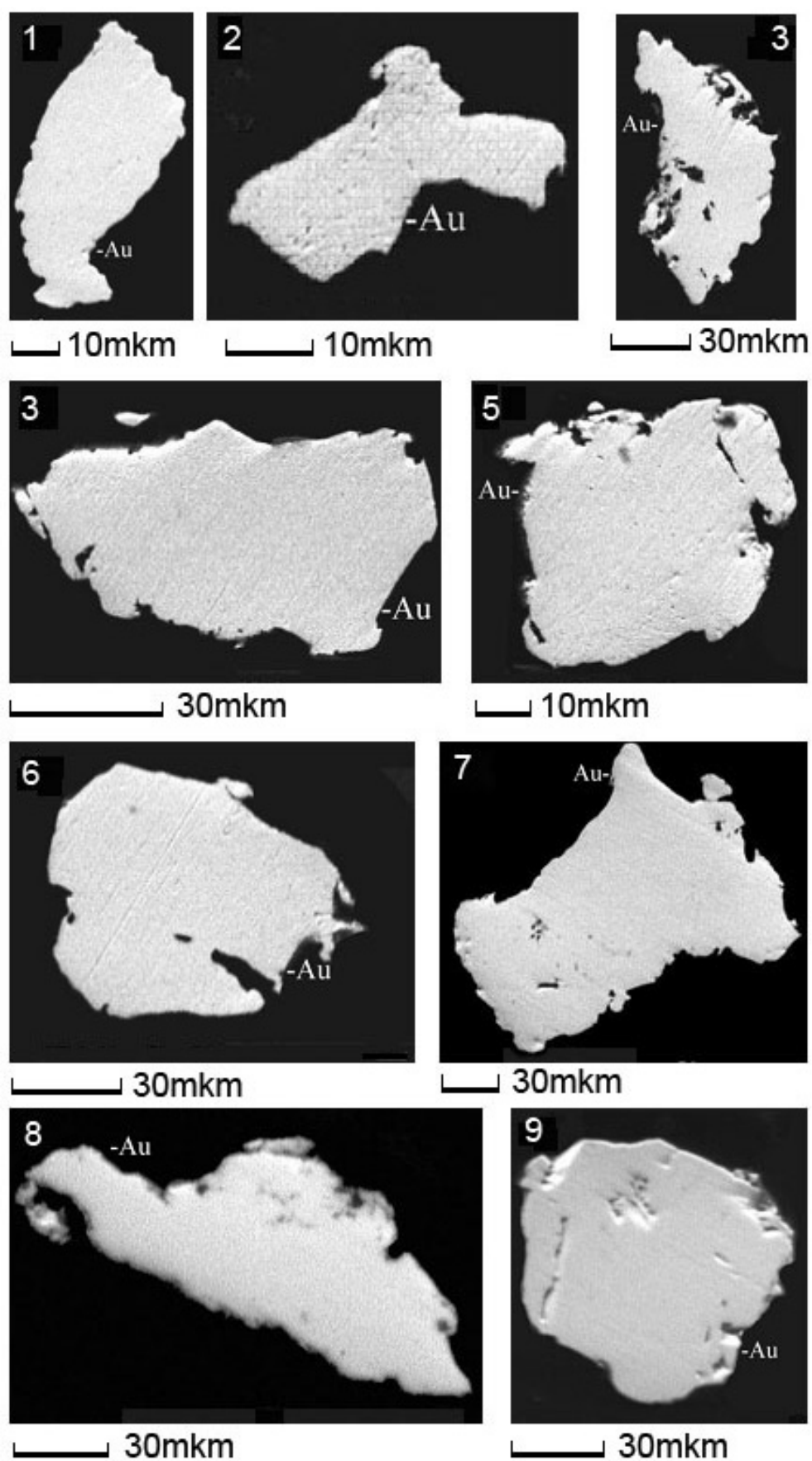


Рис. 3. Свободные зерна самородного золота, полированные шлифы «тяжелых» концентратов, SEM-изображения (BIE)

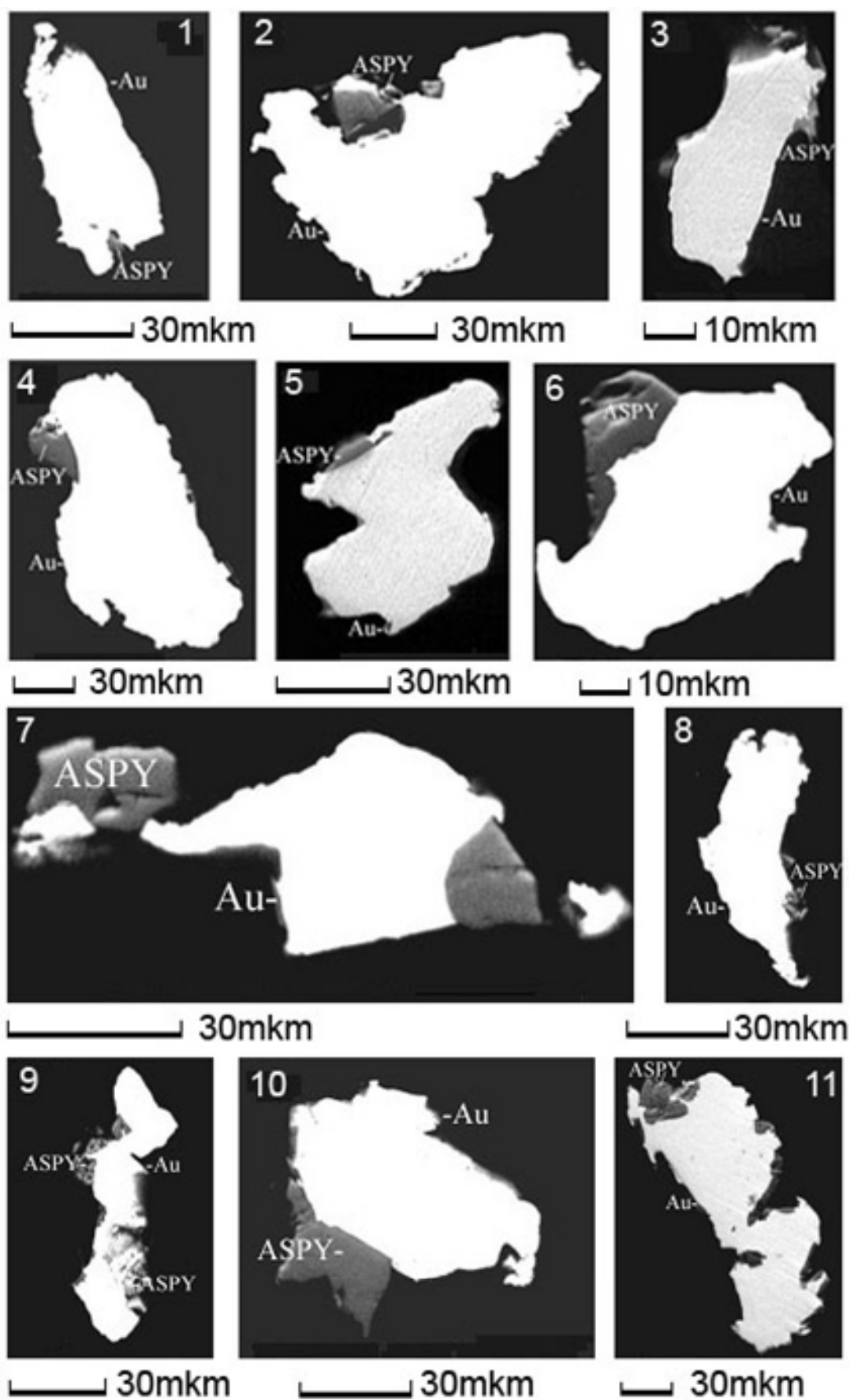


Рис. 4. Зерна-сростки самородного золота и арсенопирита, полированные шлифы «тяжелых» концентратов, SEM-изображения (BIE)

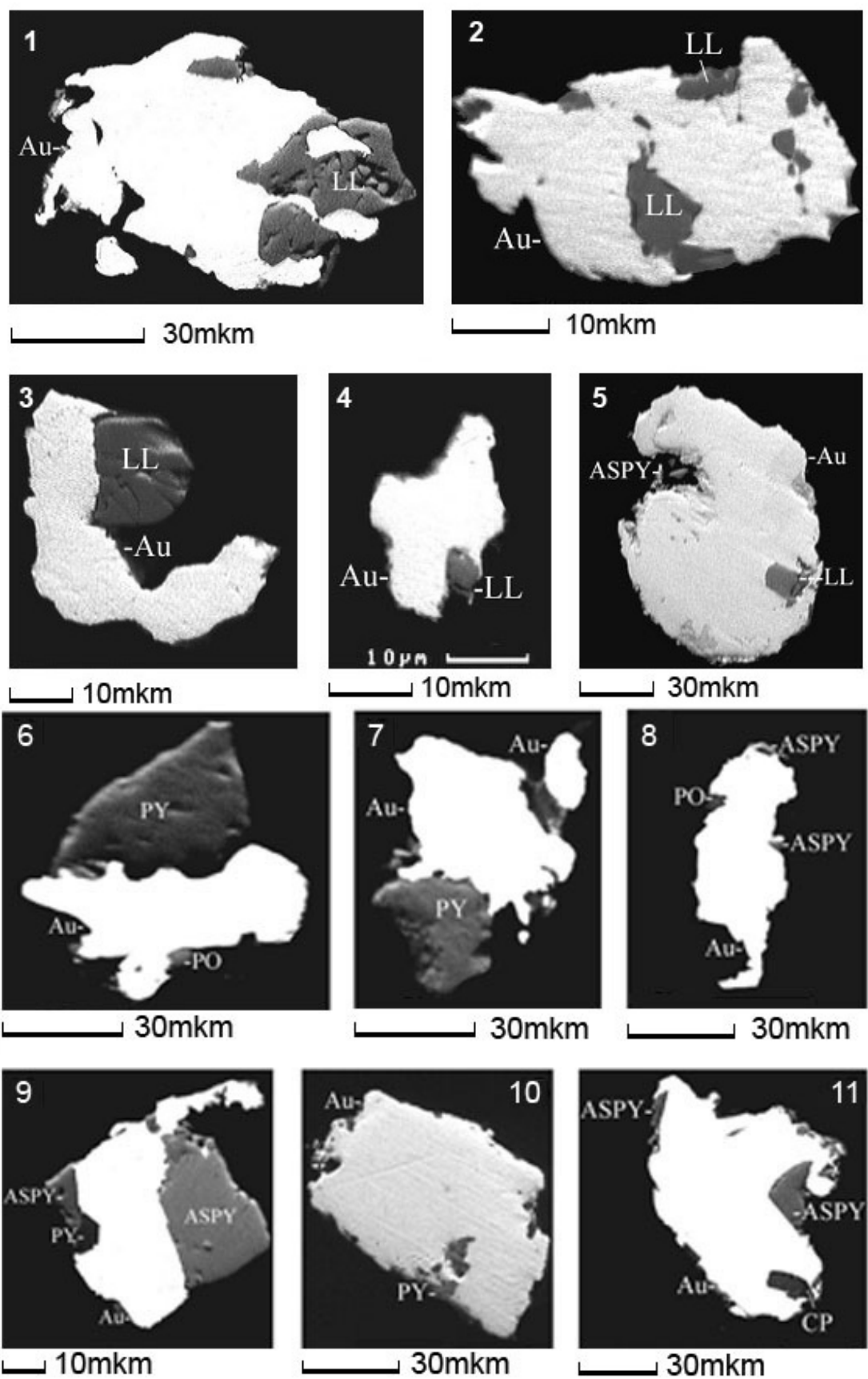


Рис. 5. Зерна-сростки самородного золота с арсенид-сульфидами и сульфидами; полированные шлифы «тяжелых» концентратов, SEM-изображения (BIE)

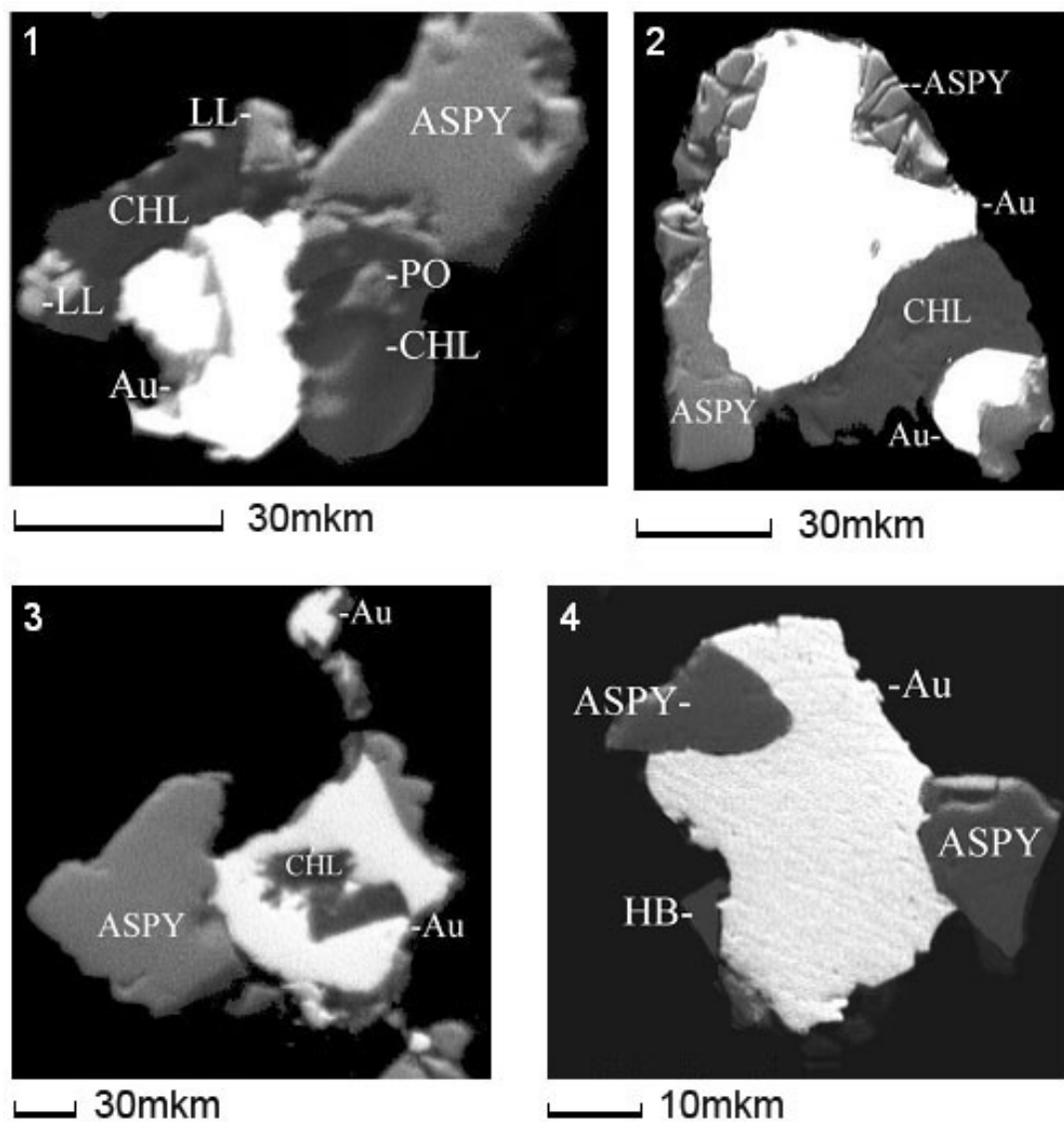


Рис. 6. Зерна-сростки самородного золота с породообразующими минералами; полированные шлифы «тяжелых» концентратов, SEM-изображения (BIE)

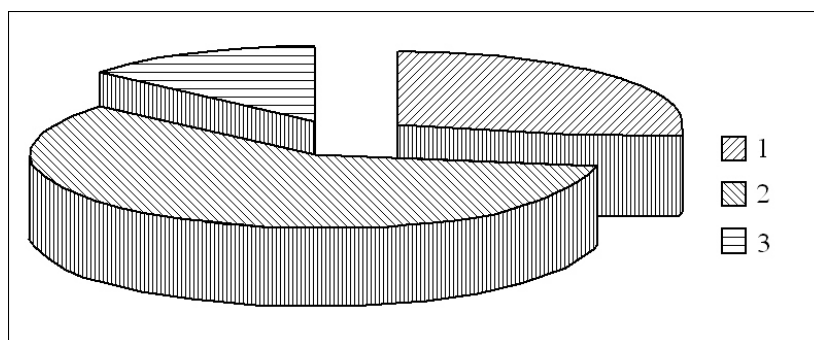


Рис. 7. Соотношение различных минеральных ассоциаций самородного золота в «тяжелых» концентратах:

1 – свободные зерна (27,6%), 2 – богатые сростки (58,7%); 3 – бедные сростки (Au < 30% поверхности частицы – 13,7%)

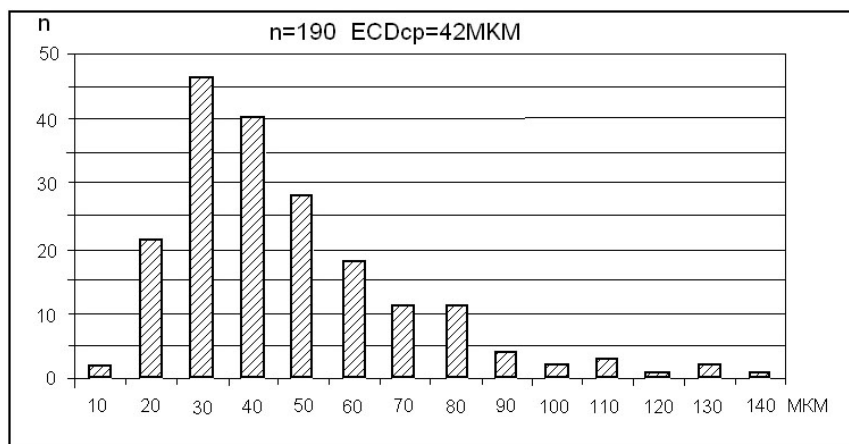


Рис. 8. Гистограмма размеров зерен самородного золота, извлеченных в «тяжелые» концентраты

Химический состав золота определен из двух проб для представленной выборки: первая проба – 82, вторая – 15 анализов различных зерен с использованием Link AN-10000 (рис. 9). Зональность по химическому составу в зернах самородного золота не установлена. Данные показывают широкие вариации химического состава самородного золота (0,5–29,2% Ag). Средний химический состав самородного золота (мас. %) ($n=82 \pm 115$): Au 89,3, Ag 9,7, сумма 99,0. На гистограммах видно присутствие в общей выборке, по крайней мере, двух групп химического состава самородного золота с максимумами: 1) 85–88% Au и 2) 94–97% Au. Первая из этих групп в целом близка к области упорядоченности Au_3Ag . Вторая группа высокопробных составов является характерной для самородного золота, формировавшегося в близповерхностных условиях.

Во всех размерных фракциях зерна самородного золота находятся в следующих минеральных ассоциациях: мономинеральные зерна (рис. 3); зерна-сростки с арсенопиритом (рис. 4); зерна-сростки с сульфидными и силикатными минералами (рис. 5–6).

Результаты обработки изображения этих выделенных групп зерен самородного золота представлены в виде круговой диаграммы (рис. 10). Преобладают сростки с арсенопиритом (55,6%) и свободные зерна (27,6%), далее следуют лёллингитсодержащие (5,8%) сростки. Более редки пиритсодержащие (3,2%) и силикатсодержащие (2,1%) сростки.

Об условиях формирования золоторудного проявления Луупеансуо можно судить на основании результатов изучения газовой-жидких включений. Изучение газовой-жидких включений в кварце из золотоносных прожилково-гнездовых выделений, содержащих арсенопирит, пирротин, халькопирит, показало, что рудная минерализация формировалась при температуре 540–375 °C в условиях снижения давления от 4,5 до 2,5 кбар (Кулешевич и др., 2005; Прокофьев и др., 2005). Дальнейшее исследование газовой-жидких включений было проведено В. Ю. Прокофьевым в пробах из той же зоны из метасоматически измененных безрудных гранат-биотит-грю-

неритовых кварцитов на контакте с геллефлинтами. Кварц сопровождается высокотемпературной рудной минерализацией – арсенопиритом, пирротинном, реже халькопиритом.

Водная вытяжка из включений в кварце содержит большое количество компонентов, включающих (г/кг H_2O): натрий (34,2), кальций (56,5), хлор (16,1), уголекислота (139,0) и метан (12,6), HCO_3 (255,1), B (0,56), Br (1,23), Sr (1,26), Al (4,58), Mn (0,42), Fe (1,12), Ba (5,57), W (1,32), Sc (0,45) и Zn (0,29), (ppm), Li (5,6), Rb (16,65), Cr (17), Mo (21), Sb (6,8), Co (1,7), Ni (97), Cu (74), As (25), Ga (0,5), Ge (13,5), Ti (65), Cr (30), Y (0,16), Zr (2,3), Nb (0,16), Sn (3,5), Te (22), Au (0,64), Hg (4), Se (3,3), Tl (2,7), Cd (18), La (0,8), Ce (1,7), Pr (0,16), Nd (0,32), Sm (0,24), Eu (0,56), Gd (0,08), Pb (12), Ta (0,08) и Th (0,39). Данные, полученные В. Ю. Прокофьевым (Прокофьев и др., 2005), показали, что на регрессивном этапе метаморфизма в районе Костомукшского железорудного месторождения флюидные растворы были насыщены многими рудными компонентами.

Широкое проявление гидротермальных процессов обусловлено значительной флюидонасыщенностью гранитного расплава, обогащенного углеродсодержащими, хлоридными и сульфидными газами. Флюиды кислых гранитных расплавов обладают свойствами интенсивного межгранулярного просачивания (Светов, Свириденко, 2005). Важнейшим эндогенным фактором образования золоторудных проявлений и месторождений являются глубинные флюидные потоки минерализованных водных растворов, поставляемых крупными глубокофокусными тектоническими зонами (Золоторудные..., 2000). Как показали исследования физико-химических условий формирования золото-сульфидного (арсенопиритового) оруденения (Павлова, Боровиков, 2008), гидротермальный кислый хлоридный раствор (pH_3) может переносить до $10^{-3,5}$ м золота и до $10^{-1,5}$ м серебра преимущественно в виде хлоридных и в меньшей степени сульфидных форм (AuCl_3^{2-} , AuCl_2^- , AgCl_3^{2-} , AgCl_2^- , AnHS^0).

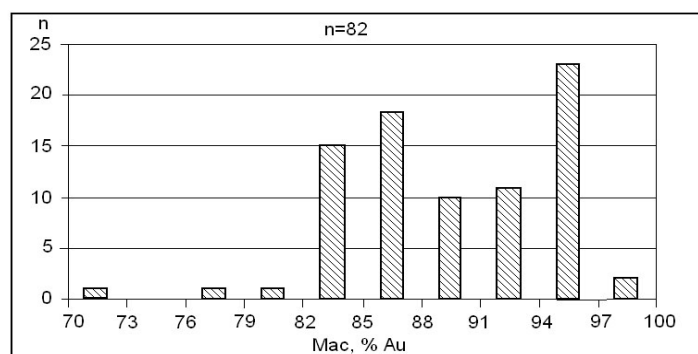


Рис. 9. Гистограмма содержания золота в самородном золоте (выборка 82 микрозондовых анализов различных зерен в «тяжелом» концентрате)

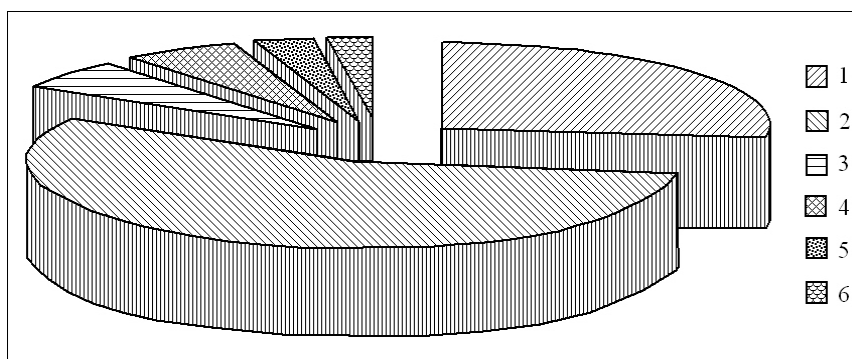


Рис. 10. Соотношение объемов зерен самородного золота, находящегося в различных минеральных ассоциациях в составе «тяжелых» концентратов:

1 – мономинеральные зерна (27,6%); 2 – сростки с арсенопиритом (55,6%); 3 – сростки, в которых наряду с арсенопиритом присутствует пирротин (5,6%); 4 – сростки, в которых наряду с арсенопиритом присутствует лёллингит (5,8%); 5 – сростки, в которых наряду с арсенопиритом и пирротинном присутствует пирит (3,2%); 6 – сростки, в которых наряду с арсенопиритом и сульфидными присутствуют рудообразующие силикаты

Основными факторами формирования золото-арсенопиритовых рудопроявлений и месторождений является высокая золотоносность хлорид-сульфидного раствора и высокое содержание в рудообразовании флюида Au. Высокопробное золото отлагается из сильноокислых ($pH < 3$) высокохлоридных и близонейтральных низкохлоридных растворов, потенциальная золотоносность которых при $T\ 350\ ^\circ C$ и давлении 1 кбар примерно одинакова и составляет 10^{-4} м. При снижении температуры гидротермального раствора Au и Ag отлагаются из более кислого раствора в виде самостоятельного золота высокой пробности при $T\ 300^\circ C$ и электрума при $T < 250\ ^\circ C$.

Для зарождения и концентрирования золота особую роль играют пирит и арсенопирит (Амосов, Васин, 1995). Эти сульфидные минералы исследователями рассматриваются как полифункциональные кристаллофизические осадители и накопители золота. Пиритовые и арсенопиритовые агрегаты и кристаллы являются универсальным геохимическим барьером для золота, серебра, платиноидов, мышьяка, сурьмы, вольфрама, ртути и других элементов.

Золоторудные тела Луупеансуо по простиранию прослежены на 2000 м при мощности рудных тел от 1,5 до 21 м; средняя мощность нами определена в

5 м. По падению оруденение прослежено серией разведочных скважинами на глубину до 500 м.

Золоторудное проявление Луупеансуо контролируется серией тектонических зон по ослабленным контрастным по составу породам супракrustальных толщ гимольской серии и в контактах с пластовосекущими риодацитами (геллефлинтами) и ультрамафитами.

В бедных ($Fe_{mt} < 17\%$), безрудных и малорудных железистых кварцитах, углеродсодержащих сланцах присутствуют рассеянная вкрапленность и линзовидные обособления пирротина и пирита, представляющие аутигенную сульфидную минерализацию.

Первый этап концентрации золота в железистых кварцитах и вмещающих толщах связан с региональным метаморфизмом лопийских образований. В результате метаморфизма сформировались ранние эпигенетические минералы, содержащие первично рассеянное тонкораспыленное золото, низкопробное (730), зачастую медистое (до 13%), и его состав отвечает аурикуприду ($AuCu_3$). При метаморфических и метасоматических процессах пирротин сегрегируется в виде прожилков, неправильных форм гнезд, линз. Золотоносность сингенетических и ранее эпигенетических сульфидов крайне низка и составляет

0,005–0,01 г/т. Последующие этапы концентрации Au связаны с гидротермально-метасоматической регенерацией и переотложением рудного вещества из железистых кварцитов и вмещающих комплексов. Самородное золото этих этапов высокопробное (867–997). Из примесей в нем присутствует только серебро (2–15,3%) и крайне редко незначительные содержания (~1%) ртути.

Золото в железистых кварцитах, слюдистых, углеродсодержащих сланцах и риодацитах (геллефлингах) рудопроявления Луупеансу приурочено к зонам халькопирит-пиритин-арсенопиритового оруденения. Золото-сульфидная минерализация контролируется тектоническими разломами СЗ 300–310° простирания, секущими все типы пород. Эти зоны имеют региональное распространение в пределах восточной части Фенноскандинавского щита. Такие трансструктурные разрывные дислокации раннепротерозойского возраста (2,45 млрд лет) широко распространены в пределах Карельского кратона. Они являются ведущим фактором размещения центров магматических проявлений (малые интрузии) и обуславливают высокую активность метасоматических процессов (Светов, Свириденко, 2005).

Геолого-структурные и вещественно-морфологические особенности золоторудных проявлений Костомукшского рудного района позволяют говорить о гидротермально-метаморфогенном генезисе Au руд, образовавшихся за счет регенерации и переотложения рудного вещества вмещающих комплексов.

Формирование золоторудных проявлений в Костомукшском районе происходило в два этапа и в значительной степени было оторвано от первичного отложения железорудных формаций.

Первый этап формирования золоторудных месторождений (Таловейс) и рудопроявлений ассоциируется с микроклиновыми гранитами и гранит-порфирами с возрастом 2,7 млрд лет. Позднеархейские гранитоиды совместно с субмеридиональными и СВ разломными зонами играют рудолокализирующую роль. Для раннего этапа характерны два типа оруденения – золото-сульфидно(пирит)-кварцевый и золото-кварцевый. Рудопроявления незначительны. Запасы Au по категории С₂ составляют 15,5 кг. Прогнозные ресурсы – 12 т Au (Кожевников, 2000).

Второй этап формирования золоторудных проявлений района связан с региональными разломными зонами СЗ 310° простирания. Золоторудные проявления ассоциируют с располагающимися в этой мо-

бильно-проницаемой зоне раннепротерозойскими селецкими и рапаквивиподобными гранитами с возрастом 2,45 млрд лет. По этим признакам возраст золоторудного проявления Луупеансу может быть косвенно определен как раннепротерозойский (2,45 млрд лет). Для этого этапа характерен золото-арсенопирит-кварцевый тип оруденения.

Прогнозные ресурсы рудопроявления Луупеансу составляют 125 т Au при среднем содержании Au 3 г/т и средней мощности рудных тел 5 м.

Формирование месторождений и рудопроявлений золота в Костомукшском рудном районе охватывает длительный временной интервал – от позднего архея до позднего протерозоя, в течение которого взаимосвязанно и последовательно развивались процессы магматизма, седиментации, метаморфизма, метасоматоза в соответствии с этапами тектонических дислокаций.

Таким образом, геологические, физико-химические и минералогические исследования золоторудного проявления Луупеансу приводят к выводу, что основными рудоконтролирующими факторами золоторудной минерализации являются структурный, литостратиграфический, магматический и метасоматический.

Во-первых, золоторудное рудопроявление связано с региональными зонами дробления и рассланцевания, приурочено к серии кварцевых жил СЗ 310° простирания. Во-вторых, важное значение имеют литостратиграфические факторы, такие, как зоны контактов различных по химическим и физико-механическим свойствам пород – контакты осадочных флишевых толщ, железисто-кремнистых осадков с интрузивными кислыми (риодациты) и ультраосновными (коматиты) породными комплексами.

В-третьих, магматические факторы имеют первостепенное значение для локализации золотооруденения. Селецкие щелочные граниты и рапаквивиподобные граниты протерозоя 2,45 млрд лет, несущие флюидные растворы, являлись благоприятным фактором формирования Au рудопроявлений.

Не менее важным эндогенным фактором формирования золотой минерализации является ее связь с глубинными потоками минерализованных флюидов вдоль крупнейших глубокофокусных сдвиговых зон.

В-четвертых, гидротермально-метасоматическая регенерация и переотложение Au оруденения явилось существенным фактором формирования рудных месторождений и рудопроявлений.

ЛИТЕРАТУРА

Амосов Р. А., Васин С. Л. Онтогенез самородного золота России. М., 1995.

Головина Т. А. Минералы благородных металлов во вмещающих породах Костомукшского месторождения железистых кварцитов (Карелия) // ЗРМШ. 2007. № 1. С. 101–107.

Головина Т. А., Ватолин А. С. Золото во вмещающих породах Костомукшского месторождения // Геология и

геоэкология Северо-Запада России: Материалы XIV молодежной конф., посвящ. памяти К. О. Кратца. Петрозаводск, 2003. С. 25–26.

Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Геология и рудоносность геологических формаций Костомукшского рудного района // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования / Под ред. Д. В. Рундквиста. М., 2004. С. 95–109.

Золоторудные гиганты России и мира. Авт.: М. М. Константинов, Е. М. Некрасов, А. А. Сидоров, С. Ф. Стружков. М., 2000. 272 с.

Кулешевич Л. В., Васюкова О. В., Фурман В. Н. Минералогия и условия формирования золоторудных проявлений Костомукшской структуры по данным газовой-жидких включений // Записки ВМО. 2005. № 5. С. 19–31.

Кулешевич Л. В., Фурман В. Н., Кортаева Н. Н. Золоторудное проявление Берендей (Южно-Костомукшское рудное поле) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2000. С. 50–59.

Лушчаков А. В., Быховский Л. З., Тигунов Л. П. Нетрадиционные источники попутного получения золота: проблемы и пути решения // Минеральное сырье, сер. геолого-экономическая. № 14. М., 2004. 82 с.

Мелентьев Г. Б. Распределение золота и других особо ценных и токсичных микрокомпонентов в железорудном сырье Костомукши и продуктах его переработки // Материалы V конгресса обогатителей стран СНГ. Т. 1. М., 2005. С. 35–39.

Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1999. 340 с.

Павлова Г. Г., Боровиков А. А. Физико-химические факторы формирования Au-As, Au-Sb и Ag-Sb месторождений // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50, № 6. С. 494–506.

Петров С. В., Головина Т. А. Типы золоторудной минерализации в рудных и вмещающих породах Костомукшского месторождения железистых кварцитов (Карелия) // Метаморфизм, гранитообразование и рудогенез: Материалы юбилейной научной сессии к 100-летию Н. Г. Судовикова. СПб., 2003. С. 98–100.

Прокофьев В. Ю., Волков А. В., Кулешевич Л. В., Сидоров А. А. Первые данные об условиях формирования и составе рудообразующих флюидов проявлений золота в же-

лезорудном месторождении Костомукша (Карелия) // ДАН. 2005. Т. 402, № 2. С. 233–238.

Рундквист Д. В. Факторы времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи. Этапы и стадии рудообразования // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39, № 1. С. 11–24.

Сафонов Ю. Г., Попов В. В., Волков А. В. и др. Геодинамические факторы образования крупных и суперкрупных докембрийских золоторудных концентраций // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования / Под ред. Д. В. Рундквиста. М., 2004. С. 15–46.

Сафонов Ю. Г., Волков А. В., Горьковец В. Я. и др. Золоторудный потенциал территории России и перспективы поисков крупных золоторудных месторождений // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т. 2. Стратегические виды рудного сырья / Под ред. Н. П. Лаверова, Ю. Г. Сафонова. М., 2006. С. 241–270.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск, 2005. 357 с.

Свириденко Л. П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л., 1974. 157 с.

Скотт С. Д. Использование сфалерита и арсенопирита для оценки температур и активной серы в гидротермальных месторождениях // Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования. Новосибирск, 1984. С. 41–49.

Cabti L., Rudashevsky N., Gorkovets V., Rudashevsky V. Study of native gold from Luupeansuo deposit (Kostomuksha area, Karelia, Russia) using the combination of Electric Pulse Disaggregation (EPD and Hydroseparation (HS) // G. Mineral Consulting. Ottawa, Canada, 2007. P. 1–16.

Kuleshevich L. V., Gorkovets V. Y. Mineralogy of the Precambrian Southern Kostomuksha Gold Prospect in Karelia // Geology of Ore Deposits. 2008. Vol. 50, N. 7. P. 599–608.

О. Б. Лавров

ПРОДУКТИВНЫЕ И СОПУТСТВУЮЩИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ В РУДОПРОЯВЛЕНИИ ПЯКЮЛЯ (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)

Рудопроявление Пякюля (Иващенко и др., 2004), расположенное в пределах Янисъярвинского рудного узла, является редким примером совмещения двух типов оруденения: молибденового и золотометалльного (золото-сульфидного). Это обстоятельство заставляет тщательно исследовать данный объект, в том числе и в минералогическом отношении.

Если для молибден-порфирового оруденения установлены две минеральные ассоциации – молибденит-кварцевая и халькопирит-молибденит-кварцевая и довольно простой минеральный состав, то для более позднего – золотонесущего – выделяется как минимум три ассоциации и сложный набор разнообразных минералов (табл. 1).

Таблица 1

Этапы и стадии минералообразования рудопроявления Пякюля

Этапы	Стадии	Минеральные ассоциации	Главные минералы
Редкометалльный	Молибденитовая	Молибденит-кварцевая, халькопирит-молибденит-кварцевая	Молибденит, халькопирит, пирротин, сфалерит
Золоторудный	Золотосульфидная, арсенопирит-кварцевая, полисульфидная	Золото-арсенопиритовая, золото-висмутная, золото-полисульфидная	Электрум, сам. Au, Bi, теллуриды Bi, галенит, бл. руды, сульфосоли Pb
Сурьмяный	Сурьмяно-сульфидно-кварцевая	Гудмундит-кварцевая	Гудмундит, сам. Sb, пирротин, антимонит

В редкометалльный этап были образованы, как уже отмечалось, две минеральные ассоциации. Молибденитовая минерализация приурочена к дайке плагиопорфиров, где локализуется в маломощных субпараллельных кварцевых прожилках. Но в основном вмещающей молибденитовую минерализацию является интрузия плагиогранитов – тоналитов, где сформировался линейный кварцевый штокер с молибденитом и сульфидами меди и железа. Незначительная часть кварцевых прожилков с обильным молибденитом в обоих альбандах встречается в ближайшем экзоконтакте среди метатурбидитов ладожской серии. Нередко можно встретить в сходной позиции «сухие» молибденитовые просечки и микропрожилки.

Ареал кварцевых прожилков (штокер) с молибденитовой минерализацией в плагиогранитах – тоналитах отчетливо пересекается более поздними зонами рассланцевания с арсенопирит-кварцевой ассоциацией.

Золото-арсенопиритовая и арсенопирит-кварцевая ассоциации являются основными продуктивными образованиями в рудопроявлении. Вначале формировался, по-видимому, вкрапленный тип руд, представляющий собой скопления определенного количества метакристаллов арсенопирита в метатурбидитах ладожской серии. Данная минерализация встречается практически во всех естественных

обнажениях вокруг интрузий плагиогранит-тоналитов и габброидов. Максимальное содержание рудного минерала – первые десятки процентов – фиксируется вдоль экзоконтактных зон даек плагиопорфиров и пропилитизированных габбро. Наиболее существенная арсенопиритовая минерализация локализуется в линейных зонах рассланцевания мощностью первые метры, куда, по-видимому, перераспределялось рудное вещество. Главный минерал представлен идиоморфными метакристаллами игольчатого габитуса размером до 1–2 мм по длинной оси. Характерной его особенностью является наличие в нем включений нерудных минералов, сульфидов (пирротина, халькопирита), самородного золота (фото 1), состав которого – Au 81,39; Ag 18,61%, а также минералов системы Pb-Sb-As-S, висмута и др. Главная масса субмикроскопического золота концентрируется именно в арсенопирите этой ассоциации.

Вкрапленность арсенопирита в плагиогранит-тоналитовой интрузии сопровождается кварцевыми прожилками с аналогичной минерализацией. В свою очередь, ранние кварцевые прожилки с арсенопиритом пересекаются более поздними зонами рассланцевания и тонкими жильными образованиями кварца с обильным аналогичным минералом, т. е. данная стадия минералообразования формировалась в нескольких импульсах.

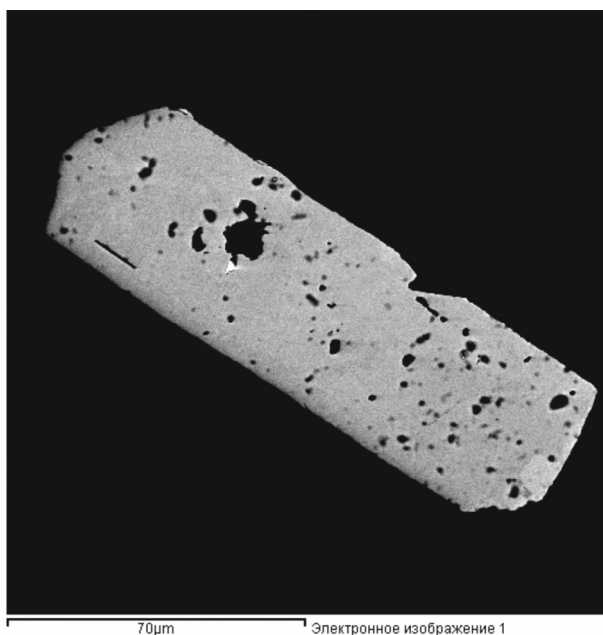


Фото 1. Включение самородного золота в метакристалле арсенопирита

Обычно центральную часть зон рассланцевания выполняет кварцевый прожилок либо березитоподобный метасоматит, а во внешних частях формируются метасоматические вкрапленные арсенопиритовые руды. Мощность подобных рудных тел достигает 5–7 м. Кварц рудных прожилков имеет преимущественно серый и стально-серый цвет. Содержание в нем арсенопирита колеблется от 2–3% до первых десятков процентов, и концентрируется он большей частью в лежащем боку прожилков и зон гидротермально-метасоматической переработки в интрузивных породах. Арсенопирит образует идиоморфные ромбовидные кристаллы размером до 0,5 см по длинной оси и зернистые агрегаты, в трещинах которых локализуются более поздние по времени образования минералы. С арсенопиритом ассоциируются пирротин, халькопирит, минералы системы Pb-Sb-S, сфалерит, галенит, пирит, гипогенный марказит, золото и электрум (фото 2). Самородное золото выполняет трещины в арсенопирите, нарастает на его грани или находится в межзерновом пространстве агрегатов арсенопирита. Максимальные размеры золотин не превышают 0,1 мм в поперечнике. Состав частиц золота изучался с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA II LSH с микроанализатором INCA Energy 350. Результаты оказались следующими: Au – от 79,48 до 75,0%; Ag соответственно – от 20,5 до 24,93%. Электрум содержит: Au – 61,6; Ag – 38,3%.

Золото-висмутовая минеральная ассоциация локализуется в маломощных (2–3 см) арсенопирит-кварцевых прожилках северо-восточного простирания, которыми насыщена дайка плагиопорфиров, секущая толщу метатурбидитов на северо-западном фланге участка работ. Минералы данной ассоциа-

ции отличаются субмикроскопическими особенностями. Среди висмутовых минералов наиболее распространенными оказались хедлейит и самородный висмут, отмечающиеся как изолированно друг от друга, так и в совместных сростаниях, редко встречался жозеит В. Самородное золото (Au – 76,3; Ag – 23,6%) наблюдалось в сложных сростаниях с самородным висмутом, образующих причудливой формы выделения в жильном кварце. Арсенопирит в прожилках оказался наиболее «мышьяковистым» по сравнению с аналогами из других минеральных ассоциаций и сходен по составу с краевыми частями арсенопиритов золото-полисульфидной минеральной ассоциации (табл. 2).

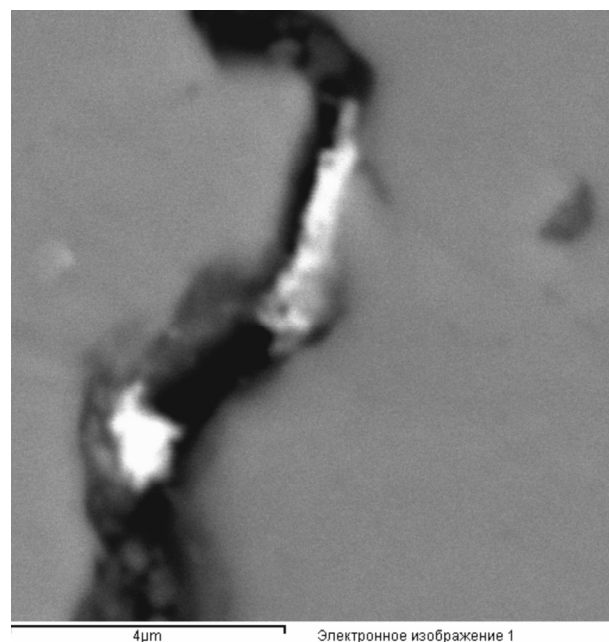


Фото 2. Электрум (белое) в трещине между зернами арсенопирита

Т а б л и ц а 2

Состав арсенопиритов рудопоявления Пякюля

№ обр.	Fe	As	S	S/As	Σ	Примечание
	ат. %					
9933/2	30,45	33,68	35,87	1,06	100,00	Au-Bi-я ассоциация
3197ж	31,51	29,50	38,99	1,32	100,00	Au-FeAsS (жильная) ассоциация
1220	31,12	28,86	40,02	1,38	100,00	Au-полисульфидная ассоциация
1220	31,19	33,34	35,46	1,06	99,99	Au-полисульфидная ассоциация
0305a	32,31	30,06	37,63	1,25	100,00	Au-FeAsS в метатурбидитах

П р и м е ч а н и е. В образце 1220 измерения проводились в центральной и краевой частях кристалла.

Золото-полисульфидная продуктивная минеральная ассоциация сосредоточена в основном в маломощных кварцевых прожилках северо-западного простирания, которые внедрялись в подновленные трещины фланговых зон предшествующей редкометалльной минерализации. Один из главных минералов данной ассоциации – галенит, представленный отдельными зернами размером 1–2 мм в поперечнике и содержащий червеобразные включения блеклой руды – тетраэдрита. Надо сказать, что состав

блеклых руд в данной минеральной ассоциации варьирует от указанного тетраэдрита с содержанием Ag – 4,7% до аргентотетраэдрита (Ag – 31%). Сфалерит часто имеет двойниковое строение зерен и содержит тетраэдрит-галенитовые включения и редкую эмульсионную сыпь халькопирита. Халькопирит второй генерации отмечается по соседству с бурнонитом. Пирротин содержит включения гудмундита (280 °C). Вторая генерация гудмундита тесно ассоциируется с золотом (Au – 74,1; Ag – 25,8%). Самородное золото также наблюдается в сростках со сфалеритом (Au – 72,8; Ag – 27,1%), в этой же позиции встречается электрум (Au – 54,56; Ag – 45,4%). Последний фиксируется и в сростании с пирротинном, где имеет следующий состав: Au – 51,4; Ag – 48,5%. Следует отметить, что изолированные частицы золота, заключенные в кварце, являются более высокопробными (до 910) по сравнению с золотинами, которые ассоциируются с сульфидами. Среди других рудных минералов необходимо упомянуть арсенопирит, имеющий зональное строение, краевые части которого более «мышьяковистые», чем центральные (табл. 2), сурьмяные сульфосили свинца, в том числе и с Cu, среди которых – фалькманит, семсейит, менегинит и др. Некоторые рудные минералы данной ассоциации, такие как галенит и блеклая руда, порой сочетаются друг с другом в сложных графических сростаниях, которые можно рассматривать как структуры распада твердого раствора. Также характерны реакционные каймы бурнонита (мирмекитовое сростание с галенитом) на границе фалькманита, галенита и тетраэдрита (фото 3).

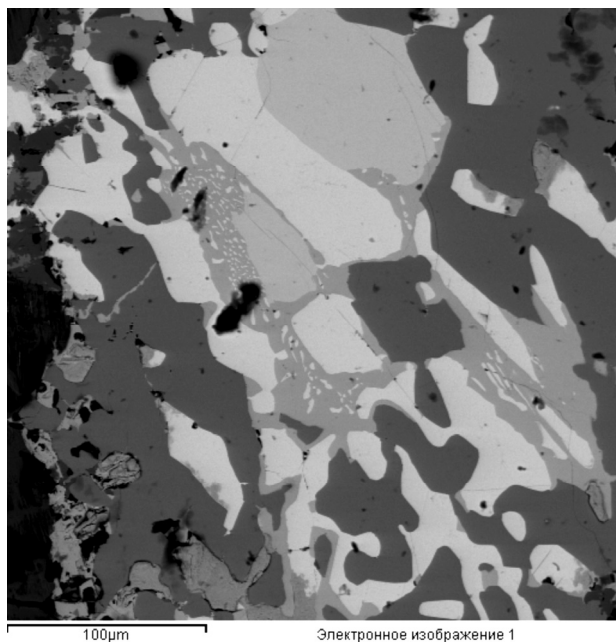


Фото 3. Реакционные каймы бурнонита (серое) в мирмекитовом сростании с галенитом на границе фалькманита (серое, светлее бурнонита), галенита (белое) и тетраэдрита (темно-серое, преобладает)

Слабопродуктивная полисульфидная минерализация в ряде случаев приурочена к тем же самым северо-восточным зонам рассланцевания, что и кварц-арсенопиритовый парагенезис, где развита в субпараллельных малоощных рудных зонах, либо тяготеет к фланговым участкам зон с кварц-арсенопиритовой минерализацией. Среди сульфосилей здесь часто встречаются в совместных выделениях фалькманит и семсейит, среди других минералов – фрейбергит и галенит, иногда вместо блеклой руды среди сурьмяных сульфосилей свинца присутствует бурнонит. Семсейит содержит включения джемсонита. Содержание серебра в блеклых рудах колеблется от 20,1 до 27,9%. Наименее серебристые разновидности отличается также примесь цинка. В ряде случаев в кристаллах фрейбергита тетраэдрического облика наблюдается зональность (фото 4), выражающаяся в обогащении периферических зон серебром (до 31%). Ближе к центральной части содержание серебра уменьшается до 21–22%, но увеличиваются содержания меди и сурьмы.

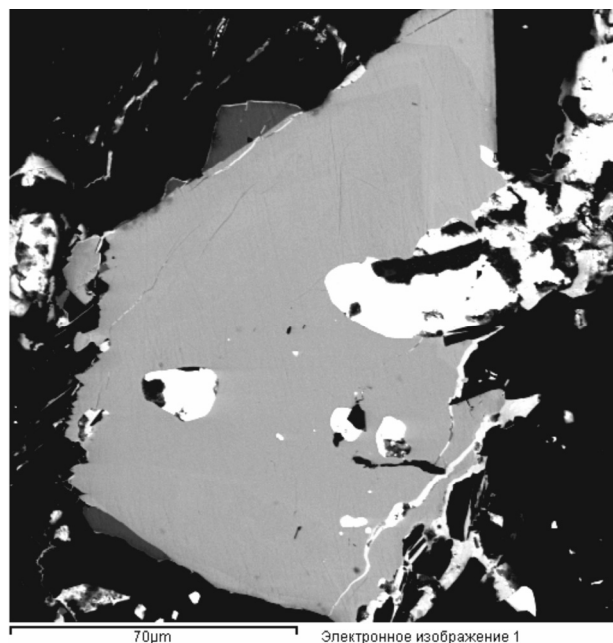


Фото 4. Зональное зерно фрейбергита (серое) с галенитом (белое)

Необходимо отметить, что в результате изучения состава арсенопирита продуктивных и слабопродуктивных ассоциаций выявились определенные особенности этого минерала: в основном высокие величины серномышьякового отношения 1,25–1,38 (табл. 2) и явное преобладание серы над мышьяком.

На заключительном этапе рудообразования следует выделить гудмундит-кварцевую минеральную ассоциацию, которая проявлена в зоне рассланцевания северо-восточного простирания, наложенной на эруптивную брекцию на северо-восточном эндо-, экзоконтакте плагиогранит-тоналитовой интрузии. Зона выполнена несколькими генерациями кварца

голубовато-серого и светло-серого цвета, выполняющими субпараллельные трещины. Основная масса светло-серого, почти белого кварца не несет признаков какой-либо рудной минерализации. Также кварц с целой гаммой рудных минералов пропитывает пространство между обломками метатурбидитов, образуя сложнопостроенную, но маломощную жильную зону. Среди сульфоантимонитов здесь доминирует гудмундит, представленный, по-видимому, несколькими генерациями – сростками ромбопризматических кристаллов длиной до 1 мм и радиально-лучистыми сростками – 0,1 мм в поперечнике. Он отмечается в сростаниях с пирротинном, иногда оба минерала образуют мирмекиты, и с самородной сурьмой. Гудмундит содержит иногда включения (реликты?) джемсонита, а также других сульфосолей. Другим обнаруженным сульфоантимонитом оказался ульманнит, присутствующий в виде мелких включений в пирротине. Изолированные зерна ульманнита в жильном кварце – более сурьмянистые. Самородная сурьма встречается в виде микрозернистых агрегатов с округлыми очертаниями зерен, как бы сросшихся воедино, или аллотриоморфных выделений, сратающихся с гудмундитом и пирротинном. Отдельные зерна имеют причудливый, амeboобразный вид. Их размер не превышает 1 мм в поперечнике. Некоторые выделения этого минерала содержат включения селен- (1,2%) и сурьмусодержащего галенита. Сурьмяные сульфосоли свинца широко распространены среди минералов данной ассоциации. Уже упоминавшийся джемсонит образует массу разноориентированных, игольчатого габитуса кристаллов (фото 5) в жильном кварце. Иногда он наблюдается в сростаниях с блеклой рудой. Изометричное зерно другой сульфосоли – гетероморфита – встречено среди войлокоподобного скопления антимонита (фото 6). В самостоятельных выделениях он содержит включения цинкениита, селен- и сурьмусодержащего галенита. Антимонит отличается разнообразием форм нахождения в данной сложной ассоциации рудных минералов. Это и уже отмечавшиеся войлокоподобные массы размером до 1 мм в поперечнике, и сложносдвоенные зерна, призматические кристаллы и мономинеральные прожилки, залечивающие поздние трещины в светло-сером кварце. По-видимому, антимонит представлен здесь несколькими генерациями, поздние из которых отчетливо замещают пирротин (фото 7), а также локализуются в микротрещинах. Из других обычных сульфидов встречаются халькопирит, марказит, сфалерит и крайне редкий арсенопирит.

В общем виде в рудопроявлении устанавливается регрессивная последовательность сурьмяных парагенезисов (Бергер, 1978): сульфоантимониты свинца, тетраэдрит и другие блеклые руды, составляющие ранний сурьмяный парагенезис → гудмундит, самородная сурьма → антимонит, составляющие поздний сурьмяный парагенезис. Присутствие в позднем парагенезисе субмикроскопических зерен галенита, богатых свинцом сульфоантимонитов и самородного

свинца может являться следствием незначительного гидротермального метасоматоза с привносом свинца на заключительных этапах рудообразования. К сожалению, вкрапленный и чрезвычайно микрозернистый характер свинцовой минерализации, а также отсутствие на данном этапе исследований признаков наложения или замещения минералов сурьмяно-сульфидной стадии самым поздним парагенезисом не позволяют однозначно определить эволюцию рудной минерализации в рудопроявлении.

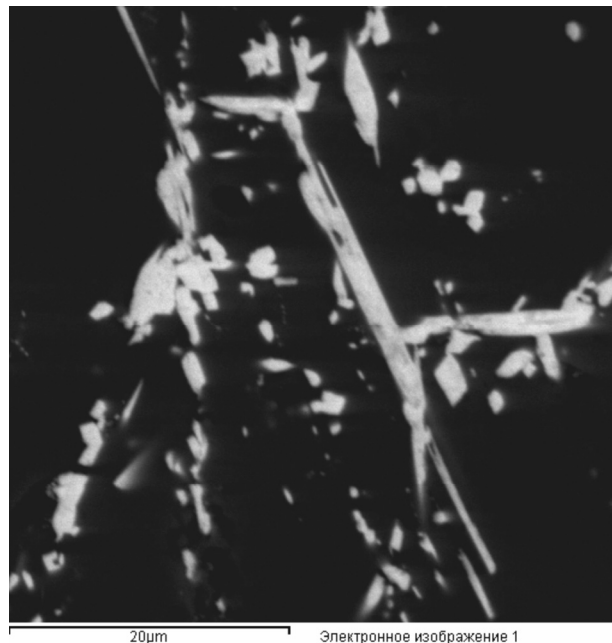


Фото 5. Игольчатые микрокристаллы джемсонита в кварце

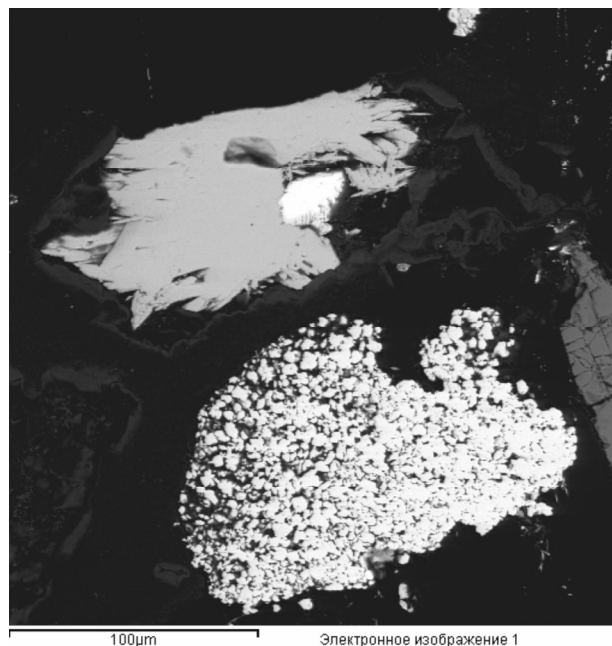


Фото 6. Войлокоподобный антимонит (серое) с изометричным зерном гетероморфита (белое). Внизу – самородная сурьма (ярко-белое)

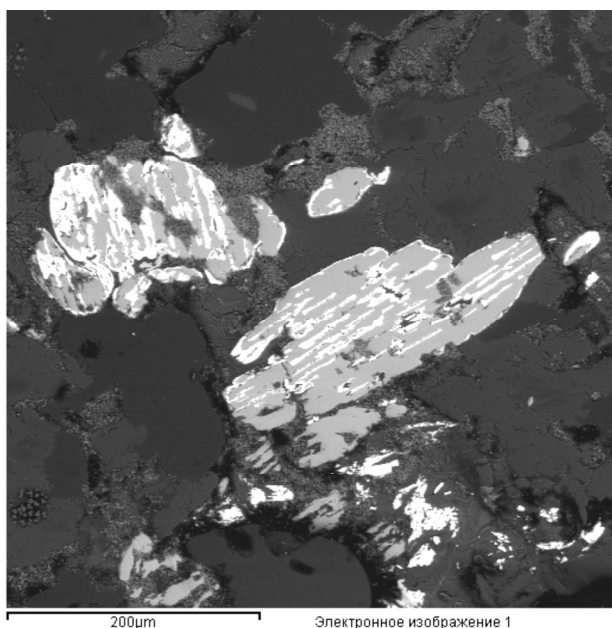


Фото 7. Замещение пирротина (серое) антимонитом

Исходя из изложенного, можно сделать вывод, что процесс минералообразования проходил на фоне постепенного снижения температур и поступления в раствор новых элементов, понижения активности серы и повышения – сурьмы. Отложенные минералы подвергались воздействию более поздних растворов и претерпевали превращения. От ранних минеральных ассоциаций к поздним прослеживается последовательный ряд сурьмяных сульфосолей – фалькманит – гетероморфит – плагионит? – вплоть до неизвестных высокосурьмянистых фаз, который на заключительном этапе минералообразования нарушается привнесением свинца. Самородное золото выделялось в 3–4 парагенезисах совместно с кварцем, висмутом, некоторыми сульфидами и сульфосолями. Намечается некоторая тенденция к повышению пробы золота от ранних ассоциаций к поздним (до 910). Его состав не оставался постоянным в конкретных минеральных ассоциациях и изменялся скачкообразно. Природа этого явления требует дополнительного изучения.

ЛИТЕРАТУРА

Бергер В. И. Сурьмяные месторождения. Л., 1978. 296 с.
Иващенко В. И., Ручьев А. М., Лавров О. Б. и др. Эндогенная золоторудная система Суйтамского плуто-

нического комплекса (Северное Приладожье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 127–146.

А. М. Ручьев

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СДВИГОВЫХ ДИСЛОКАЦИЙ, КОНТРОЛИРУЮЩИХ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНУЮ МИНЕРАЛИЗАЦИЮ И ПЕГМАТИТОГЕНЕЗ В ГНЕЙСАХ ЧУПИНСКОЙ СВИТЫ (беломорский комплекс пород Балтийского щита)

Введение

Совокупность гетерогенных геологических образований беломорского комплекса пород (БКП), отвечающая области распространения чупинской и хетолаббинской свит (толщ) беломорид, интерпретируется как позднеархейский рифтогенный энсиалический Беломорский зеленокаменный пояс (БЗП), подвергшийся повторному раннепротерозойскому рифтингу (Ручьев, 2002, 2005а, в, 2006, 2007а, 2008г; Голубев и др., 2007).

Отмечалось (Ручьев, 1997а–в, 1998а, 2000а, 2002 и др.) сходство БЗП с зеленокаменными поясами, отнесенными (Гровс, Бэтт, 1987) к типу продуктивных в отношении золоторудных, медно-никелевых, медных и цинковых колчеданных месторождений. Правомерность аналогии, основывавшейся и на материалах предшествовавшего изучения рудных объектов БКП (Гинзбург, 1921; Саморуков и др., 1985 и др.), подтверждена результатами работ последнего десятилетия: обнаружена «наложенная» благороднометалльная минерализация пегматитов (Крупеник и др., 2000; Ахмедов и др., 2001); аргументируется потенциальная золото-, платиноносность интрузивных пород комплекса габбро-анортозитов (Степанов, 2001); установлены признаки широкомасштабного проявления процессов комплексного (золото, серебро, платиноиды) металлогенеза в породах чупинской (Ручьев, 2001а, 2002, 2005а, в, 2007а) и хетолаббинской (Ахмедов и др., 2005) толщ; свекофеннский структурно-метаморфический комплекс по совокупности признаков выделен в качестве потенциально промышленно золотоносного (Ручьев, 2002 и др.); в хетолаббинской толще выявлены рудопроявления с медно-никелевой и золото-платино-палладиевой минерализацией, причем наиболее изученное из них по прогнозным ресурсам соответствует комплексному большеобъемному месторождению среднего размера (Петров и др., 2007). Таким образом, благороднометалльная, в частности золоторудная, специализация – ярко выраженная минерагеническая черта БЗП. Своеобразие его развития позволяет рассматривать соответствующую территорию в ранге рифтогенной неоархейской – палеопротерозойской золото-платиноидной субпровинции с условиями, благоприятными для форми-

рования крупнообъемных рудных объектов (Ручьев, 2007а; Голубев и др., 2007).

Детальный металлогенический анализ БЗП и основывающийся на нем прогноз, в практическом отношении теперь уже вполне актуальные, требуют адекватного представления об особенностях рудо-контролирующих структур и закономерностях их формирования. Получение новой информации о них, более полно, чем материалы ранее выполненных исследований, отражающей специфику эндогенных процессов, становится важной задачей.

В этой статье на примере Лоушского пегматитового поля, описание которого опубликовано (Гродницкий и др., 1985), рассматриваются методический подход, специально разработанный для анализа сложных тектонических структур БЗП, и полученные в результате его применения новые сведения о сдвиговых дислокациях, контролирующих благороднометалльную минерализацию, пегматито- и петрогенез в парагнейсах чупинской свиты.

Принципиальные особенности эндогенеза в гнейсах чупинской свиты

Метаморфические* разновидности парагнейсов, классифицируемые на основе фундаментальных представлений о минеральном парагенезисе и естественной минеральной фации (рис. 1), – продукты полиэтапного архей-протерозойского (2,9–1,75 млрд лет назад) изменения относительно однородного терригенного протолита, петро- и геохимически идентичного грауваккам верхов обобщенного разреза позднеархейских зеленокаменных поясов (Ручьев, 1997а, б; 2000а и др.).

I этап эндогенеза – формирование мелкозернистого слабосланцеватого лепидогранобластового или массивного гранобластового гранат-биотитового плагииогнейса-1 при снижении температуры (t_1) от 645 до 480 °С и давления (P_1) от 8,2–8,0 до 7,5 кбар,

* Термин «метаморфизм» употребляется в широком смысле для обозначения эндогенного преобразования пород в твердом состоянии.

которое, согласно принятой схеме классификации (Кориковский, 1979), происходит в диапазоне tP-условий регрессивного перехода от низкотемпературной области кианит-биотит-ортоклазовой к кианит-биотит-мус-

ковитовой и ставролитовой метаморфической фации (Ручьев, 1998б). Информации о деформационных событиях I этапа нет, так как в структурном отношении реликты гнейса-1 до сих пор остаются неизученными.

Седиментогенез

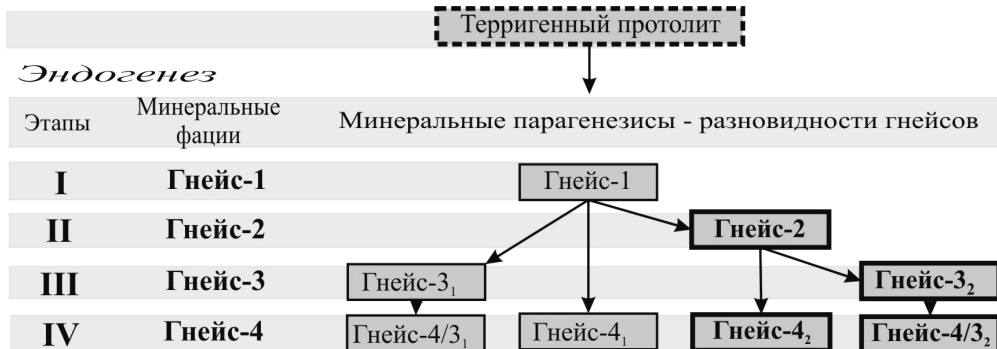


Рис. 1. Схема развития минеральных фаций и минеральных парагенезисов гнейсов чупинской свиты. Доминирующие разновидности выделены жирным шрифтом; минеральные парагенезисы: гнейс-1 – $9,96\text{Grt}_{72\pm 10}^{26\pm 10} + 20,40\text{Bt}_{37\pm 4} + 34,32\text{Pl} + 34,32\text{Qtz} \pm \text{Gr} + 0,98$ рудный; гнейс-2 – $2,54\text{Ku} + 10,51\text{Grt}_{70\pm 4}^{30\pm 9} + 24,02\text{Bt}_{38\pm 4} \pm \text{Kfs (Or)} + 26,49\text{Pl} + 35,82\text{Qtz} \pm \text{Gr} +$ рудный; гнейс-3 – $3,41\text{Ku} + 7,00\text{Grt}_{75\pm 4}^{23\pm 4} + 20,74\text{Bt}_{39\pm 4} + 35,80\text{Pl} + 32,68\text{Qtz} \pm \text{Gr} +$ рудный; гнейсы-4₁, -4₂, -4/3₁, -4/3₂ – $\pm \text{Ku} \pm \text{Grt}_{80\pm 5}^{18\pm 4} + \text{Ms} + \text{Bt}_{46} + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Gr} +$ рудный. Символы минералов: Bt – биотит, Grt – гранат, Qtz – кварц, Ku – кианит, Kfs – калиевый полевой шпат, Or – ортоклаз, Pl – плагиоклаз, Ms – мусковит, Gr – графит; цифры перед символами – среднее содержание, объемные %; индексы после символов: подстрочные – средний коэффициент общей железистости и его стандартное отклонение, надстрочные – средняя доля пиропового минала в гранате и ее стандартное отклонение

Возраст наиболее ранней генерации цирконов гнейса-1, определенный по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, соответствует: для Слюдоваракского участка Тэдинского пегматитового поля (Николаев и др., 1993) – 2760,6 млн лет; для северного побережья оз. Верхнее Пулонгское (Бибикова и др., 2004) – 2832–2720 млн лет (детритовые (?) ядра этих же цирконов – 2960±6–2940±6 млн лет); для района губы Поньгомы (Левченков и др., 2001) – 2793,0–2761,3 млн лет. Изохронный возраст цирконов I типа из района губы Поньгомы – 2883±22 млн лет (Левченков и др., 2001) условно может рассматриваться как поздний временной рубеж метаморфизма первого этапа.

Преобразование граувакк протолита в гнейс-1 с учетом высокого фонового содержания благородных металлов, «законсервированных» в последнем, в металлогеническом аспекте рассматривается как формирование крупного объекта, эквивалентного по свойствам базовой рудной формации (Голубев и др., 2007; Ручьев, 2007а).

Главной особенностью последующих тектоно-метаморфических преобразований является обусловленность пространственно-временного развития минеральных парагенезисов гнейсов II–IV фаций деформационными системами плоскостной анизотропии пород – парагенезисами структурных элементов сдвиговых дислокаций (Ручьев, 2008а–д). Именно с этим связана специфика локализации метаморфических разновидностей парагнейсов: дискретность их проявления при региональном характере распространения, «напечатывание» минеральных парагенезисов друг на друга, сохранение реликтовых участков неизмененных ранних пород среди более поздних.

II этап эндогенеза – наиболее значительный по региональному проявлению и объему переработанного материала аллохимический, основной с отчетливо повышенным потенциалом калия (рис. 2) процесс преобразования гнейса-1 в гнейс-2 в tP-условиях кианит-биотит-ортоклазовой метаморфической фации (усредненные значения: $t_2 = 705$ °C, $P_2 = 9,4$ кбар). На восстановленный характер флюида указывают: обогащение гнейса-2 графитом (Ручьев и др., 2007); уменьшение Fe^{3+} при росте содержания Fe^{2+} ; возникновение отрицательных европиевых аномалий в спектрах лантаноидов, характеризующих породу в целом (Ручьев, 2001б); наличие в гнейсе-2 самородных металлов: железа, никеля, цинкистой меди, оловянистого свинца, серебра и других.

Минеральный парагенезис гнейса-2 маркирует систему наложенных на гнейс-1 дискретных сдвиговых плоскостей и зон бластомилонитовой сланцеватости, субравномерно распределенных во всей чупинской толще. Подобное объемное развитие деформации при дифференцированном напряжении реализуется в условиях квазипластического поведения пород (Гинтов, Исая, 1988). Реологическая специфика парагнейсовой толщи во время II этапа эндогенеза позволяет предполагать увеличение теплового потока и (или) литостатического давления, однако не они были определяющими факторами метаморфизма, о чем свидетельствует сохранность реликтов гнейса-1 в гнейсе-2. Статистический геометрический анализ пространственной ориентировки плоскостей бластомилонитовой сланцеватости новообразованного гнейса-2 показывает, что в тектонофизическом отно-

шении они являются структурными элементами сдвиговых парагенезисов (Ручьев, 2008б, в). На каждом из различных обследованных участков развития гнейса-2 выявляется несколько десятков (до пятидесяти) таких парагенезисов, отвечающих самостоятельным эпизодам деформации. Сложная «пульсационная» зональность граната гнейса-2 отражает многократное циклическое изменение tP-параметров от «фоновых», близких к величинам, характерным для гнейса-1, до экстремальных, свойственных гнейсу-2.

Все это указывает на связь прогрессивного аллохимического метаморфизма второго этапа эндогенеза со сдвиговой деформацией, многократно приводившей к деструкции пород, локальному резкому изменению tP-параметров, флюидному энерго-, массопереносу и в результате к петрогенезу и рудной минерализации. Времени завершения этих процессов возможно отвечает изохронный возраст цирконов II типа из гнейса-1 района губы Поньгомы – 2788 ± 4 млн лет (Левченков и др., 2001).

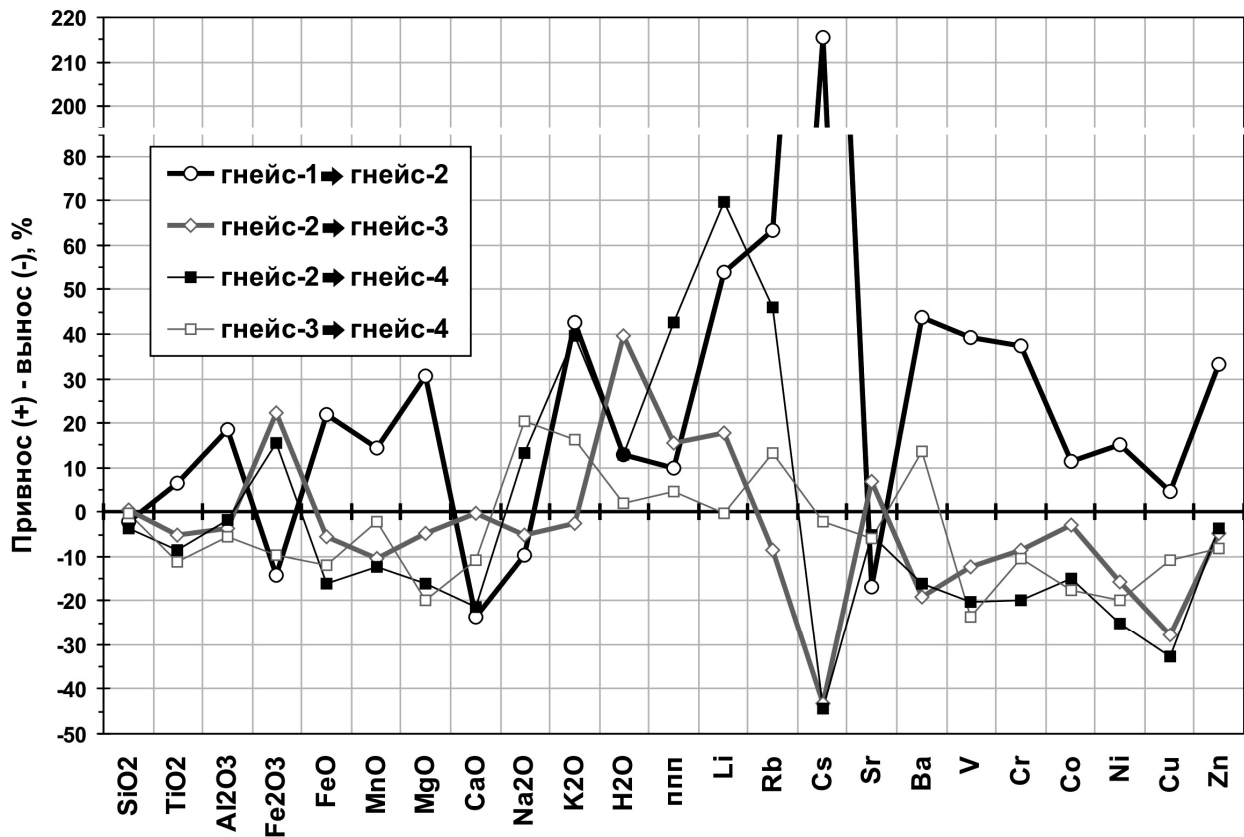


Рис. 2. Относительное изменение состава пород при метаморфизме. Оценка оксидно-объемным методом В. Линдгрена; средние значения плотности: гнейс-1 – 2,72; гнейс-2 – 2,81; гнейс-3 – 2,79; гнейс-4 – 2,73 г/см³ (Ручьев, 2002, табл. 1)

В металлогеническом отношении роль процессов второго этапа в целом может быть сведена к некоторому изменению потенциала «базовой формации». О мобильности благородных металлов свидетельствует появление статистически значимой парной корреляции их содержания. Возникают связи концентрации благороднометаллов, петрогенных, рассеянных элементов и минеральных фаз. Так, например, в гнейсе-2 платина статистически значимо положительно коррелирует с привнесенными калием и рубидием, золото и серебро – с графитом. Относительно гнейса-1 в гнейсе-2 отмечается снижение среднего содержания золота (на 29%), палладия (на 20%), иридия (на 55%) и обогащение платиной (на 108%). Имеющиеся материалы не дают ответа на вопрос: преобладал «абсолютный» вынос благородных металлов или их перераспределение в пределах чупинской толщи? В пользу последнего могут быть истолкованы относительное

увеличение содержания золота в акцессорных сульфидах гнейса-2 (Ручьев, 2002, табл. 5) и наблюдения, свидетельствующие о наличии в нем участков аккумуляции сульфидов. Однако и в случае «абсолютного выноса» благороднометалловый потенциал парагенезисов остается очень большим.

III этап эндогенеза – образование гнейса-3 при аллохимическом (рис. 2) диафорезе (кианитовый тип кислотного выщелачивания) в tP-условиях перехода от низкотемпературной области кианит-биотит-ортоклазовой к кианит-биотит-мусковитовой и ставролитовой метаморфической фации в линейментных северо-западных, субмеридиональных, субширотных зонах сдвиговой деформации (мощность – сотни метров, протяженность – до нескольких десятков километров). Линзовидно-полосчатые текстуры крупнозернистых лепидогранобластовых сланцеватых пород третьей минеральной фации формируются

как субплоскостные структурные элементы сдвиговых парагенезисов. Внутреннее строение отдельных крупных зон обусловлено сочетанием двух-трех десятков таких парагенезисов (Ручьев, 2008б, в).

Временные рубежи третьего этапа пока остаются наименее определенными. Позднему из них, возможно, отвечает изотопный ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) возраст одной из ранних генераций цирконов образца Сл-88-9 очень слабо мусковитизированного гнейса-4₃ с южного побережья Западной губы Лоухского озера – 2755 млн лет (Бибикова и др., 2001).

IV этап эндогенеза – образование крупнозернистых лепидогранобластовых сланцеватых или линзовидно-полосчатых двуслюдяных гнейсов четвертой минеральной фации и пегматитов мусковитовой формации при аллохимическом (мусковитовый тип кислотного выщелачивания при повышенном потенциале калия и натрия) диафорезе (рис. 2), главным образом, в tP-условиях метаморфической фации кианит-биотит-мусковитовых гнейсов. Их минеральные ассоциации формируются при синдеформационной перекристаллизации пород (иногда с предшествующим катаклазом) и маркируют субплоскостную текстуру гнейсов. Гнейсы-4 выполняют последовательно развивающиеся зоны сдвиговых дислокаций северо-западного, северо-восточного (?), субмеридионального и субширотного простирания, размеры которых широко варьируют: протяженность может достигать нескольких километров, мощность – сотен метров. Степень деформационной переработки пород внутри зон изменчива и соответствует различным тектонофациям (Гродницкий и др., 1985, гл. 1), типичны: интенсивное расланцевание, наличие дифференционной минеральной полосчатости, эшелонированных остроугольных складок волочения подобного типа, структур вращения.

Процессы четвертого этапа отчетливо «накладываются» на интрузивные тела пород комплексов лерцолитов – габброноритов и гранатовых габбро с возрастом 2435 ± 5 млн лет (Слабунов и др., 2001) и 2115 ± 17 млн лет (Slabunov et al., 2001) соответственно, достигают пика на рубеже 1875 ± 5 млн лет, завершаются около 1750 млн лет назад (Бибикова и др., 2001), что позволяет считать их свекофенскими.

Свекофенский структурно-метаморфический комплекс пород по совокупности признаков выделен в ка-

честве потенциально промышленно золотоносного (Ручьев, 2001, 2002 и др.). В хетоламбинской толще пород, судя по первым опубликованным сведениям (Ахмедов и др., 2005; Петров и др., 2007), к нему относятся зоны тектонической проработки и аллохимического изменения амфиболитов и амфиболовых гнейсов, в которых локализованы благороднометалльно-медно-никелевые рудные объекты и пегматиты. В связи с этим предметом дальнейшего детального рассмотрения будут особенности зон сдвиговых дислокаций четвертого тектоно-метаморфического этапа – наиболее вероятных рудоконтролирующих структур не только в границах чупинской толщи, но и за ее пределами.

Метод исследования

Новый в рамках структурно-парагенетического анализа метод, предложенный (Ручьев, 2007б; 2008а, в, д) для исследования крупноразмерных фрагментарно обнаженных сложных сдвиговых дислокаций (так называемых «зон интенсивного расланцевания»), в которых затруднена полевая идентификация нередко близких по ориентировке и макроскопически сходных по минеральному выполнению субплоскостных элементов пространственно совмещенных разновозрастных структурных парагенезисов, заключается в следующем.

Исходный материал для структурно-парагенетического анализа – данные о пространственной ориентировке плоскостных элементов тектонических структур. При полевой работе элементы залегания отпрепарированных поверхностей кливажа, сланцеватости, дифференционной полосчатости определяются непосредственным измерением или рассчитываются по замерам ориентировки не менее двух линий пересечения искомой плоскости с поверхностью рельефа обнажения. Обязательно документируются наблюдения возрастных соотношений структурных элементов, характера смещения по ним, их минерального выполнения.

При статистической обработке первичных данных и в дальнейшей работе для минимизации затрат труда и времени целесообразно использовать компьютер и специализированные программы, позволяющие построить, детализировать πS -диаграмму (рис. 3), точно определить координаты статистических максимумов, провести операции моделирования.

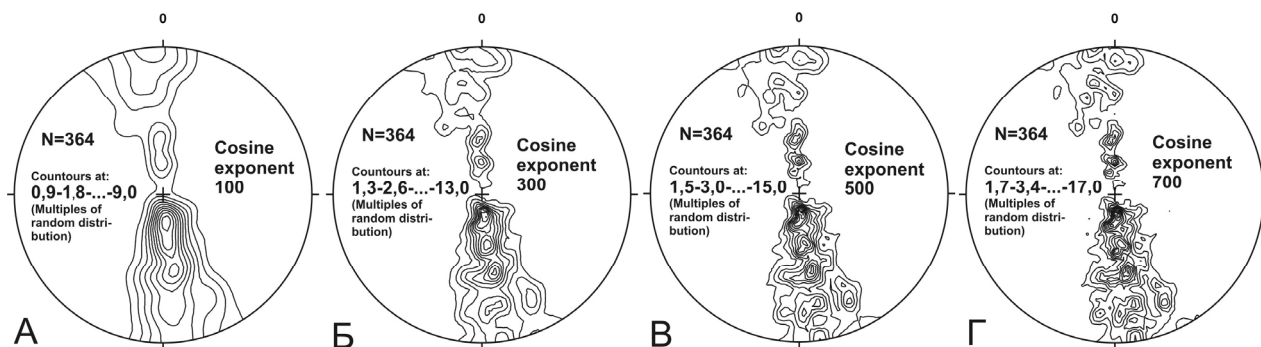


Рис. 3. Детализация πS -диаграммы с помощью программы «StereoNet» (Version 2.02):

А–Г – шаги последовательной детализации. N – число замеров в выборке. Здесь и далее: стереографическая равноугольная проекция, верхняя полусфера

При анализе и интерпретации фактического материала используются составляющие основу тектонофизической модели средней части зоны скалывания (Гинтов, Исая, 1988; Гинтов, 2005) следующие представления о пространственных и временных соотношениях элементов идеализированного сдвигового структурного парагенезиса (ИССП): R -, R' -сколы Риделя формируются на ранней стадии деформации, они ориентированы плоскостями базисных участков под углом скалывания (α_0) к оси максимального главного напряжения σ_1 , расположены с разных сторон от оси и под углами соответственно $\pi/4 - \alpha_0$ и $\pi/4 + \alpha_0$ к осевой плоскости зоны скалывания, отклоняясь от нее при правом сдвиге вправо, при левом – влево; P -сколы формируются после R -, R' -сколов, ориентированы плоскостями базисных участков под углом α_0 к оси минимального главного напряжения сжатия σ_3 и под углом $\pi/4 - \alpha_0$ к осевой плоскости зоны скалывания, располагаются зеркально-симметрично плоскости R -сколов; T – трещины отрыва – перпендикулярны оси σ_3

и компланарны оси σ_1 , ориентированы плоскостями базисных участков под углом $\pi/4$ к осевой плоскости зоны скалывания, отклоняясь от нее при правом сдвиге вправо, при левом – влево; L -сколы формируются на заключительной стадии деформации, параллельны осевой плоскости зоны скалывания (плоскости генерального смещения); плоскости, соответствующие базисным участкам элементов сдвигового структурного парагенезиса, пересекаются по линиям, параллельным оси σ_2 .

Анализ фактических данных включает следующие действия: выделение на πS -диаграммах поясов трех и большего числа максимумов предпочтительной ориентировки структурных элементов (рис. 4, А); измерение углов между однопоясными максимумами (рис. 4, Б); проверку гипотезы о парагенетичности с использованием критерия соответствия угловых соотношений статистических плоскостей закономерностям пространственной ориентировки элементов ИССП, в ходе которой, если гипотеза верна, определяется величина угла скалывания.

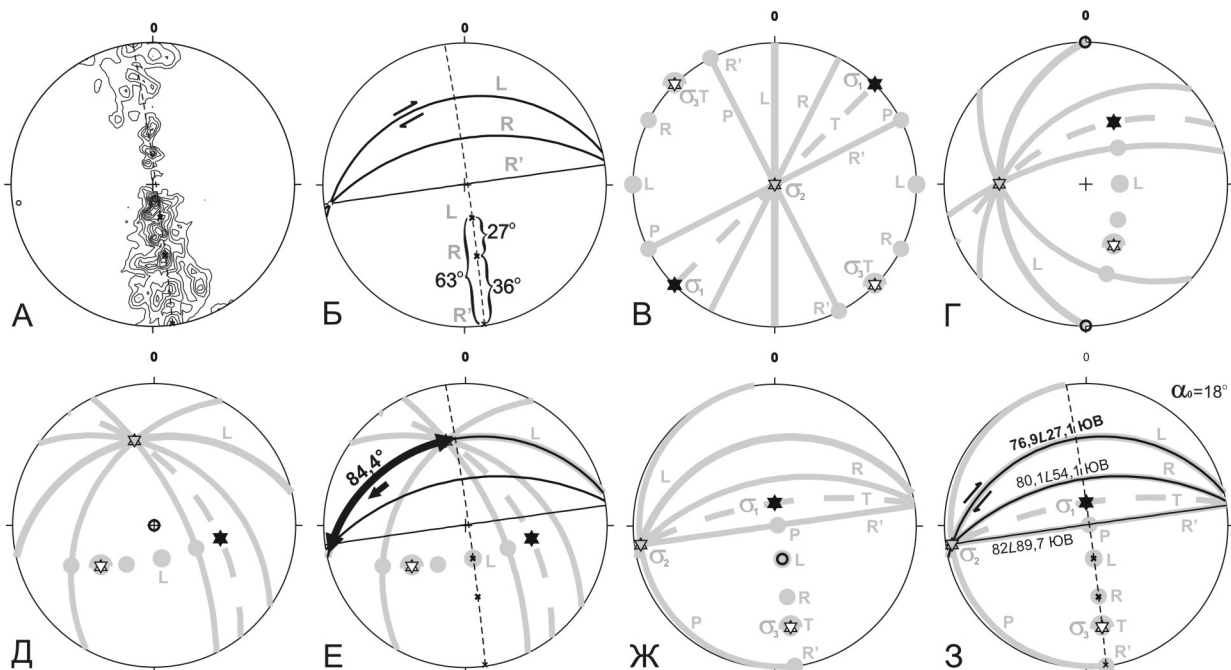


Рис. 4. Пример последовательности действий при анализе и моделировании:

А – исходная πS -диаграмма и выделенный на ней пояс трех максимумов; Б – измерение углов между максимумами, предварительная идентификация плоскостей, вычисление α_0 по системе уравнений $\{RR/L\}$ (табл.); В – составление исходной диаграммы элементов ИССП для правостороннего сдвига при $\alpha_0 = 18^\circ$; Г–Ж – преобразование исходной диаграммы элементов ИССП: Г – после правого поворота на $62,9^\circ$ вокруг оси $00^\circ \angle 00^\circ$ (выделена жирным кружком); Д – после правого поворота на $76,9^\circ$ вокруг оси $00^\circ \angle 90^\circ$; Е – определение угла и направления поворота вокруг нормали к совмещенным L -плоскостям; Ж – результат левого поворота на $84,4^\circ$ вокруг оси $346,9^\circ \angle 62,9^\circ$ – готовая модель; З – проверка адекватности модели – «сложение» диаграмм «Б» и «Ж». Здесь и далее: стереографическая равноугольная проекция, верхняя полусфера; L , R , R' , P – сдвиговые (сколовые) плоскости (гнейсовидность, сланцеватость, кливаж), T – плоскость трещин отрыва; σ_1 , σ_2 , σ_3 – оси главных нормальных напряжений сжатия ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$)

Для вычисления α_0 выбирается система уравнений, отражающая закономерности взаиморасположения тех структурных элементов ИССП, с которыми сопоставляются анализируемые статистические плоскости, отвечающие предполагаемому природному парагенезису (табл.). После нахождения α_0 по угловым соотношениям плоскостей можно установить,

каким элементам ИССП они соответствуют. Разумеется, при идентификации статистических плоскостей обязательно учитываются полевые наблюдения последовательности формирования реальных структурных элементов и направления смещения по ним. Отсутствие или недостаток таких сведений резко снижают возможности метода.

**Модельные угловые характеристики
наиболее часто встречающихся природных парагенезисов структурных элементов сдвиговых дислокаций**

Парагенезис	Угол между элементами ИССП	Идентификационные признаки (при $0^\circ < \alpha_0 < 45^\circ$)	Системы уравнений для вычисления α_0
{RR'L}	$R^\wedge L = \pi/4 - \alpha_0$ $R^\wedge L = \pi/4 + \alpha_0$ $R^\wedge R' = 2\alpha_0$	«асимметричный»; $R^\wedge L < 45^\circ$; $45^\circ < R^\wedge L < 90^\circ$	$\alpha_0 = \pi/4 - R^\wedge L$ $\alpha_0 = R^\wedge L - \pi/4$ $\alpha_0 = R^\wedge R'/2$
{RPL}	$R^\wedge L = \pi/4 - \alpha_0$ $P^\wedge L = \pi/4 - \alpha_0$ $R^\wedge P = \pi/2 - 2\alpha_0$	«симметричный»; $R^\wedge L = P^\wedge L < 45^\circ$	$\alpha_0 = \pi/4 - R^\wedge L$ $\alpha_0 = \pi/4 - P^\wedge L$ $\alpha_0 = (\pi/2 - R^\wedge P)/2$
{RR'P}	$R^\wedge R = 2\alpha_0$ $R^\wedge P = \pi/2 - 2\alpha_0$ $R^\wedge P = \pi/2$	«девяностоградусный»; $R^\wedge P = 90^\circ$	$\alpha_0 = R^\wedge R'/2$ $\alpha_0 = (\pi/2 - R^\wedge P)/2$
{R'PL}	$R^\wedge L = \pi/4 + \alpha_0$ $P^\wedge L = \pi/4 - \alpha_0$ $R^\wedge P = \pi/2$	«девяностоградусный»; $R^\wedge P = 90^\circ$	$\alpha_0 = R^\wedge L - \pi/4$ $\alpha_0 = \pi/4 - P^\wedge L$
{RR'PL}	$R^\wedge L = \pi/4 - \alpha_0$ $R^\wedge L = \pi/4 + \alpha_0$ $P^\wedge L = \pi/4 - \alpha_0$ $R^\wedge R' = 2\alpha_0$ $R^\wedge P = \pi/2 - 2\alpha_0$ $R^\wedge P = \pi/2$	«девяностоградусный четырехкомпонентный»; $R^\wedge L = P^\wedge L < 45^\circ$; $45^\circ < R^\wedge L < 90^\circ$; $R^\wedge P = 90^\circ$	$\alpha_0 = \pi/4 - R^\wedge L$ $\alpha_0 = R^\wedge L - \pi/4$ $\alpha_0 = \pi/4 - P^\wedge L$ $\alpha_0 = R^\wedge R'/2$ $\alpha_0 = (\pi/2 - R^\wedge P)/2$
{RR'TL}	См. {RR'L} $R^\wedge T = R^\wedge T = \alpha_0$ $L^\wedge T = \pi/4$	«сорокапятиградусный»; признаки {RR'L}, а также: $R^\wedge T = R^\wedge T = \alpha_0 < 45^\circ$; $L^\wedge T = 45^\circ$	Уравнения {RR'L} $\alpha_0 = R^\wedge T = R^\wedge T$
{RPTL}	См. {RPL} $R^\wedge T = \alpha_0$ $P^\wedge T = \pi/2 - \alpha_0$ $L^\wedge T = \pi/4$	«сорокапятиградусный»; признаки {RPL}, а также: $L^\wedge T = 45^\circ$; $R^\wedge T < 45^\circ$; $P^\wedge T > 45^\circ$	Уравнения {RPL} $\alpha_0 = \pi/2 - P^\wedge T$ $\alpha_0 = R^\wedge T$
{RR'PT}	См. {RR'P} $R^\wedge T = \alpha_0$ $P^\wedge T = \pi/2 - \alpha_0$	«девяностоградусный»; признаки {RR'P}, а также: $R^\wedge T = R^\wedge T < 45^\circ$; $P^\wedge T > 45^\circ$;	Уравнения {RR'P} $\alpha_0 = \pi/2 - P^\wedge T$ $\alpha_0 = R^\wedge T = R^\wedge T$
{R'PTL}	См. {R'PL} $R^\wedge T = \alpha_0$ $P^\wedge T = \pi/2 - \alpha_0$ $L^\wedge T = \pi/4$	«сорокапяти- и девяностоградусный»; признаки {R'PL}, а также: $R^\wedge T < 45^\circ$; $P^\wedge T > 45^\circ$; $L^\wedge T = 45^\circ$	Уравнения {R'PL} $\alpha_0 = \pi/2 - P^\wedge T$ $\alpha_0 = R^\wedge T$
{R'PT}	$R^\wedge P = \pi/2$ $R^\wedge T = \alpha_0$ $P^\wedge T = \pi/2 - \alpha_0$	«девяностоградусный»; $R^\wedge P = 90^\circ$; $R^\wedge T < 45^\circ$; $P^\wedge T > 45^\circ$; $L^\wedge T = 45^\circ$	$\alpha_0 = R^\wedge T$ $\alpha_0 = \pi/2 - P^\wedge T$

П р и м е ч а н и е . В таблице приведены парагенезисы из трех и более структурных элементов, идентифицированные при анализе зон сдвиговых дислокаций в гнейсах чупинской свиты.

При идентификации структурных элементов только по данным об их пространственной ориентировке следует иметь в виду, что при отсутствии сведений о трещинах отрыва носителями однозначной и исчерпывающей информации о деформационных условиях являются лишь парагенезисы {RR'L} и {RR'PL}. По парагенезису {RPL} можно оценить величину α_0 , но он не дает сведений о направлениях смещения по сдвиговым плоскостям, что препятствует выбору исходной модели ИССП. Идентификация трехкомпонентных «девяностоградусных» парагенезисов весьма проблематична. Только по угловым соотношениям структурных элементов парагенезисы {RR'P}, {R'PL} различить не удастся, для обоснования правомерности использования той или иной расчетной схемы требуются более полные полевые наблюдения.

Решение обратной тектонофизической задачи – определение пространственной ориентировки осей главных нормальных напряжений, отвечающих природному структурному парагенезису, – достигается моделированием соответствующего ему ИССП. Моделирование включает: построение диаграммы элементов ИССП и осей главных нормальных напряжений сжатия при вычисленном угле скалывания (удобен исходный вариант при вертикальном положении

оси σ_2 и меридиональной ориентировке плоскости L -скола, рис. 4, В); преобразование (поворот) модельной диаграммы до совмещения проекции выбранного на ней структурного элемента с проекцией одноименного на статистической диаграмме (в качестве «опорного» предпочтителен наиболее выраженный идентифицированный максимум), при этом проекции оси σ_2 и линии пересечения плоскостей, соответствующих статистическим максимумам, должны совпасть (рис. 4, Г–Ж). При моделировании проверяется правильность идентификации структурных элементов природного парагенезиса. Адекватность модели качественно оценивается степенью совмещения проекций элементов анализируемого (рис. 4, Б) и идеализированного (рис. 4, Ж) структурных парагенезисов при «сложении» диаграмм (рис. 4, З). Пространственная ориентировка осей главных нормальных напряжений определяется по приемлемой модельной диаграмме. Моделирование всей совокупности элементов ИССП позволяет получить и иную нужную информацию, в частности, данные для прогноза.

Последовательность деформационных событий реконструируется с учетом возрастных соотношений структурных элементов, принадлежащих различным парагенезисам.

При опробовании метода на различных геологических объектах Карелии подтверждено объективное существование природной закономерности высочоточных угловых соотношений структурных плоскостных элементов сдвиговых дислокаций разнообразных пород. Наличие этой закономерности дает возможность обоснованно (в рамках принятых модельных представлений) выделять природные парагенезисы трех и большего числа структурных элементов.

Фактический материал и его обсуждение

Исходный материал для структурного анализа, использованный при подготовке статьи, собран в период, когда описание тектонофизической модели средней части зоны скалывания (Гинтов, Исай, 1988) еще не было опубликовано, а вышерассмотренная

методика не разработана. Тем не менее представительность и точность замеров, сделанных более двадцати лет назад, позволяют использовать новый подход для анализа имеющихся данных, хотя в ряде случаев их интерпретация затруднена из-за недостаточного количества сведений о направлении смещения по кинематическим плоскостям и их относительных возрастных соотношениях.

Субмеридиональные дислокации свекофеннского времени, «наложенные» на образования второго тектоно-метаморфического этапа, рассматриваются на примере Восточнослюдозерской зоны так называемых «секущих» диафторитов (Гродницкий и др., 1977, 1982, 1985; Ручьев, 1987 и др.), резко дискордантных по отношению к структурным элементам гнейса-2, имеющим преимущественно субширотное и северо-восточное простирание (рис. 5).

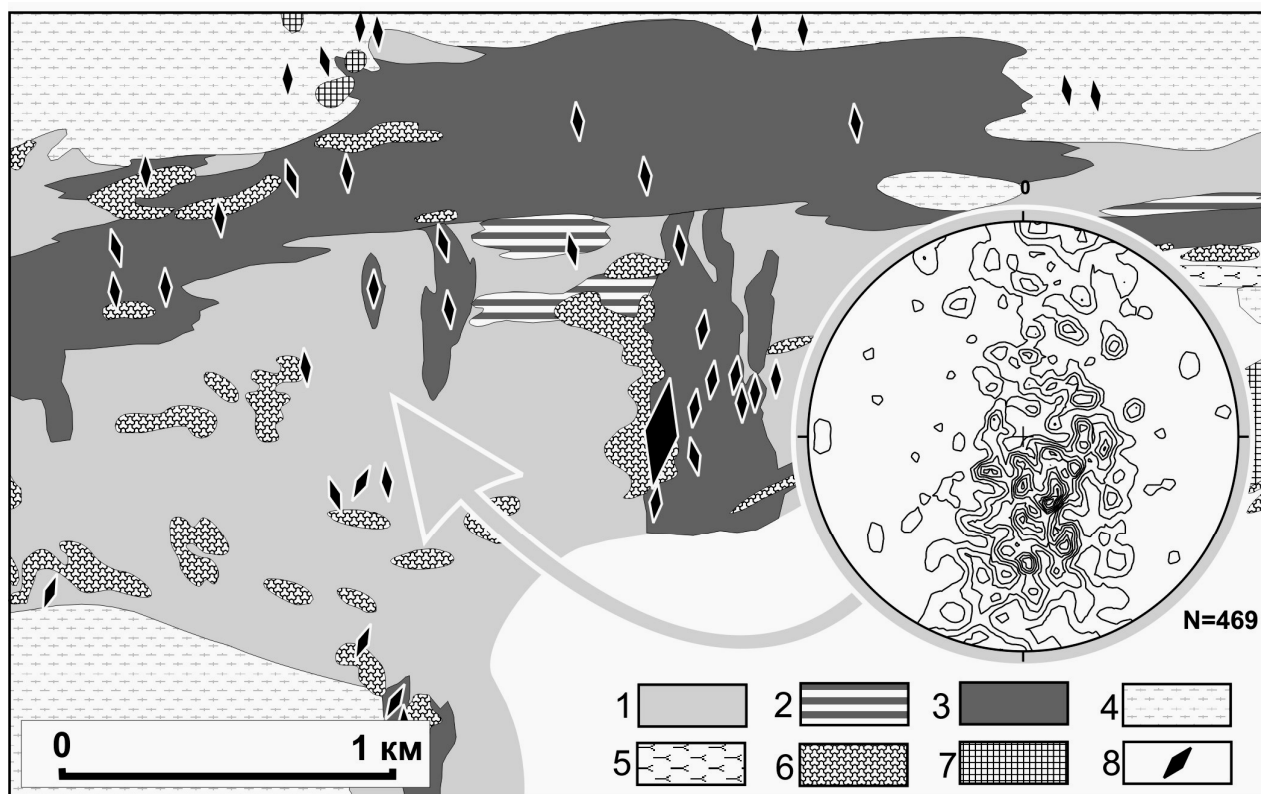
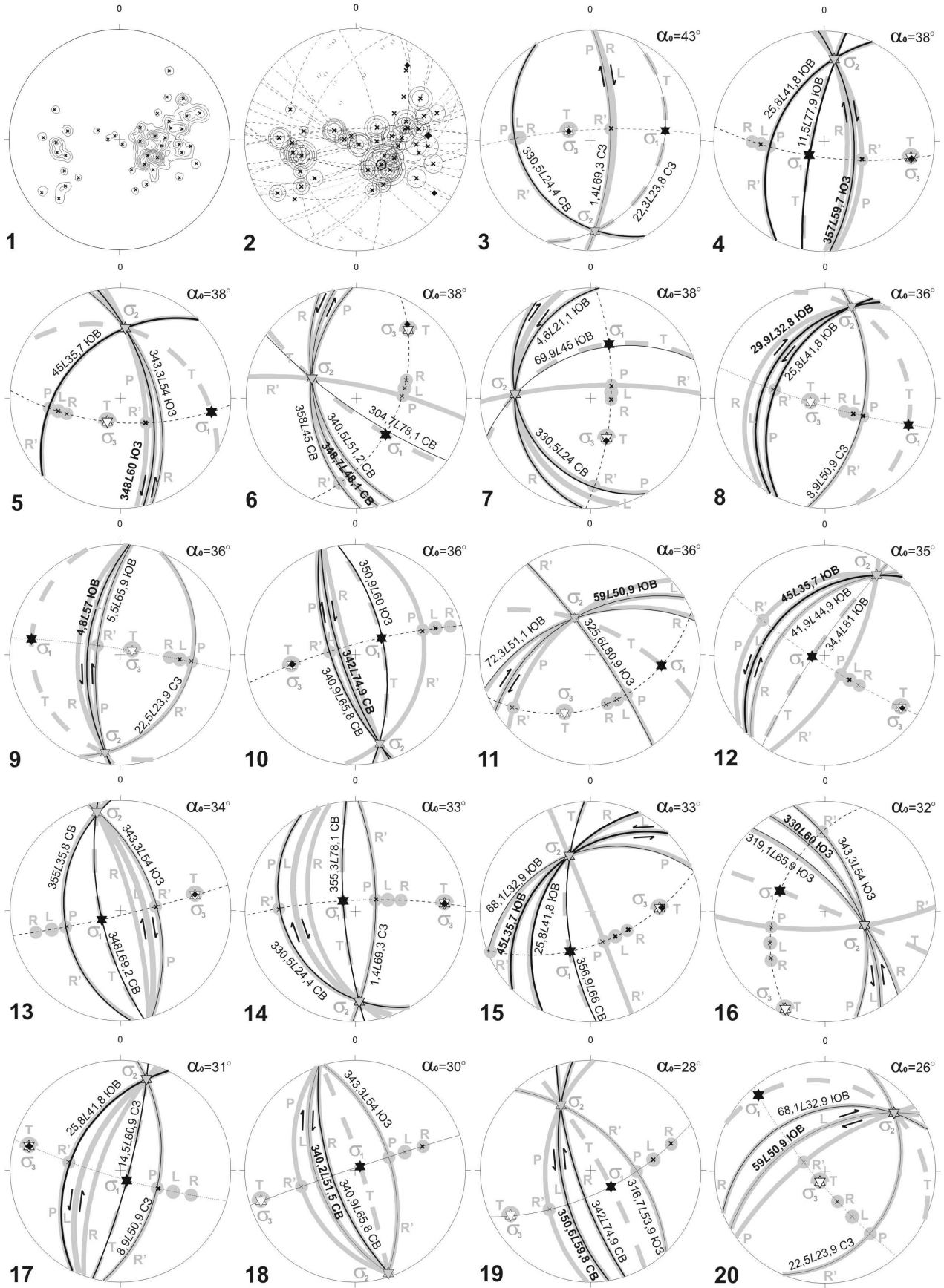


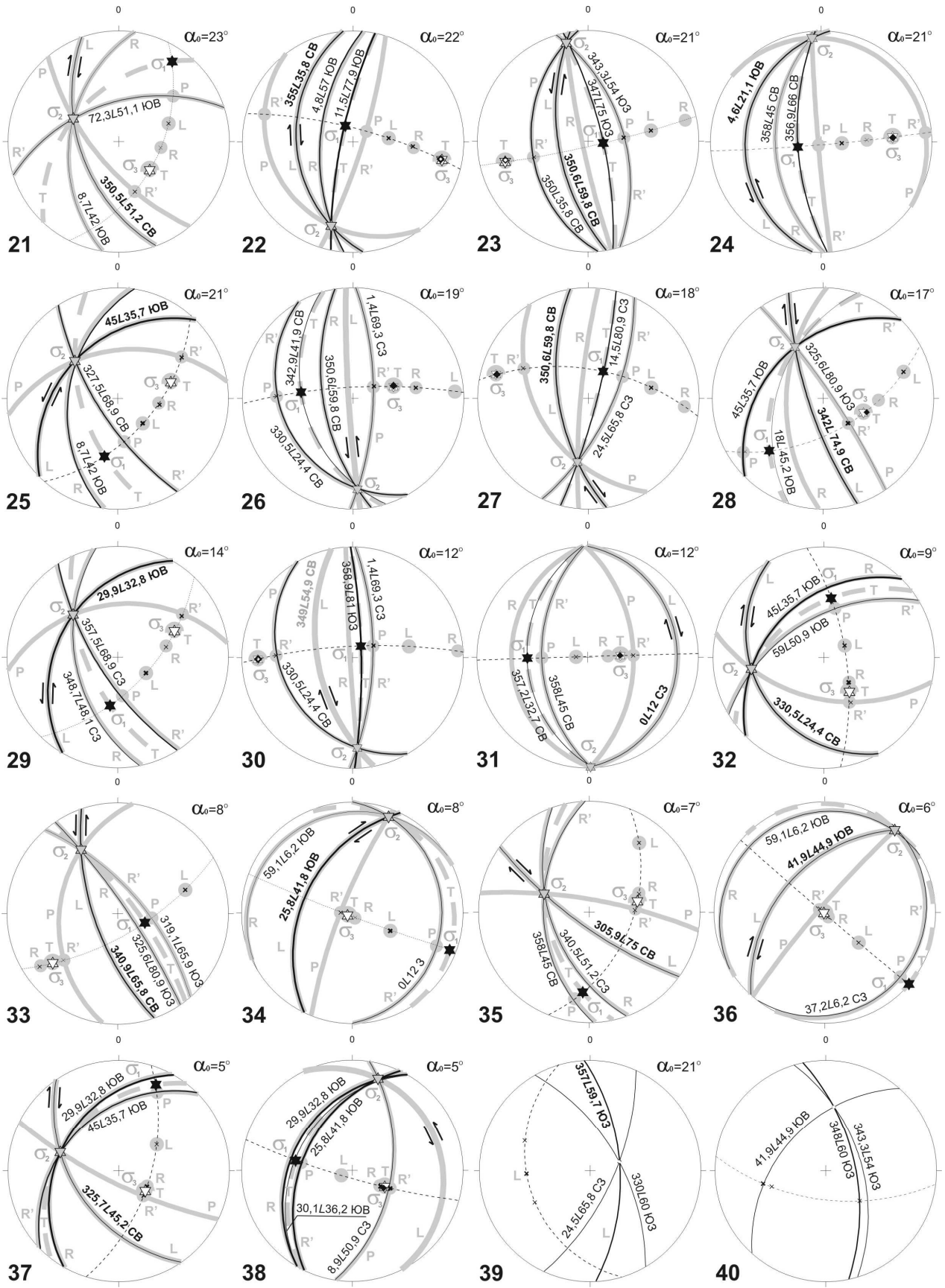
Рис. 5. Геологическая схема Слюдозерского участка Лоушского пегматитового поля:

1 – гнейс-2 с реликтами гнейса-1; 2 – гнейс-3; 3 – гнейс-4; 4 – аллохтонные блоки гранитоидов ТТГ-серии с реликтами мафических пород; 5 – амфиболиты; 6 – позднearerхейские интрузивные гранитоиды; 7 – базиты комплекса лерцолитов – габброноритов; 8 – пегматитовые тела (крупным значком отмечена пегматитовая жила № 30); на врезке – πS -диаграмма бластомилонитовой сланцеватости гнейса-2, $n = 469$, изолинии 0,8-1,6-...-8,8; равноугольная стереографическая проекция, верхняя полусфера

Строение субмеридиональной зоны дислокаций определяется сочетанием структурных элементов, относящихся не менее чем к сорока трем сдвиговым парагенезисам (рис. 6), выделенным при анализе данных о пространственной ориентировке сланцеватости-полосчатости гнейсов-4 (рис. 6, диаграммы 1, 2) и пегматитов мусковитовой формации (рис. 10, диаграммы 1, 2). Идентифицированные парагенезисы представлены следующим

набором различных типов: {RR'L} – 13; {R'PT} – 5; {R'PTL} – 5; {RTL} – 3; {R'TL} – 3; {RPTL} – 2; {RR'PT} – 1; {PTL} – 1; {RPT} – 1; {RR'TL} – 1; {RR'T} – 1 парагенезис. Семь трехэлементных «девятиугольных» парагенезисов (рис. 6, диаграммы 39–45) на основе имеющихся фактических данных не поддаются однозначной интерпретации ({R'PL}?, {RR'P}?), поэтому моделирование ИССП для них не выполнялось.





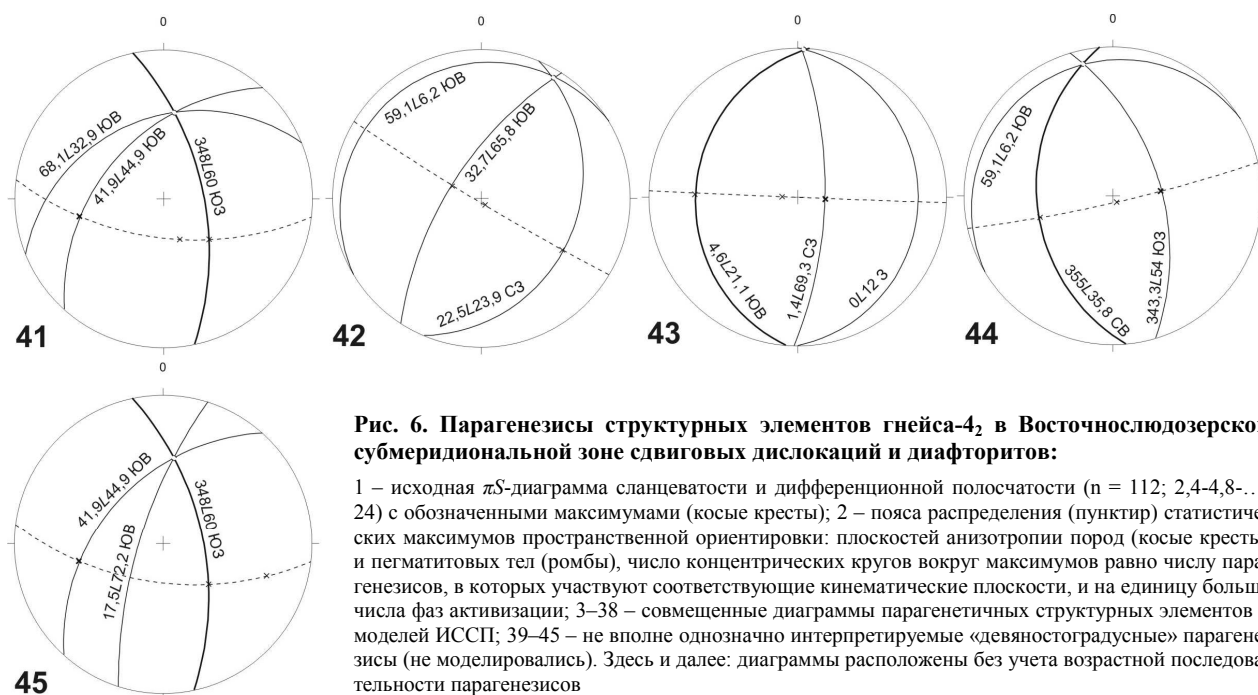


Рис. 6. Парагенезисы структурных элементов гнейса-4₂ в Восточнослюдозерской субмеридиональной зоне сдвиговых дислокаций и диафторитов:

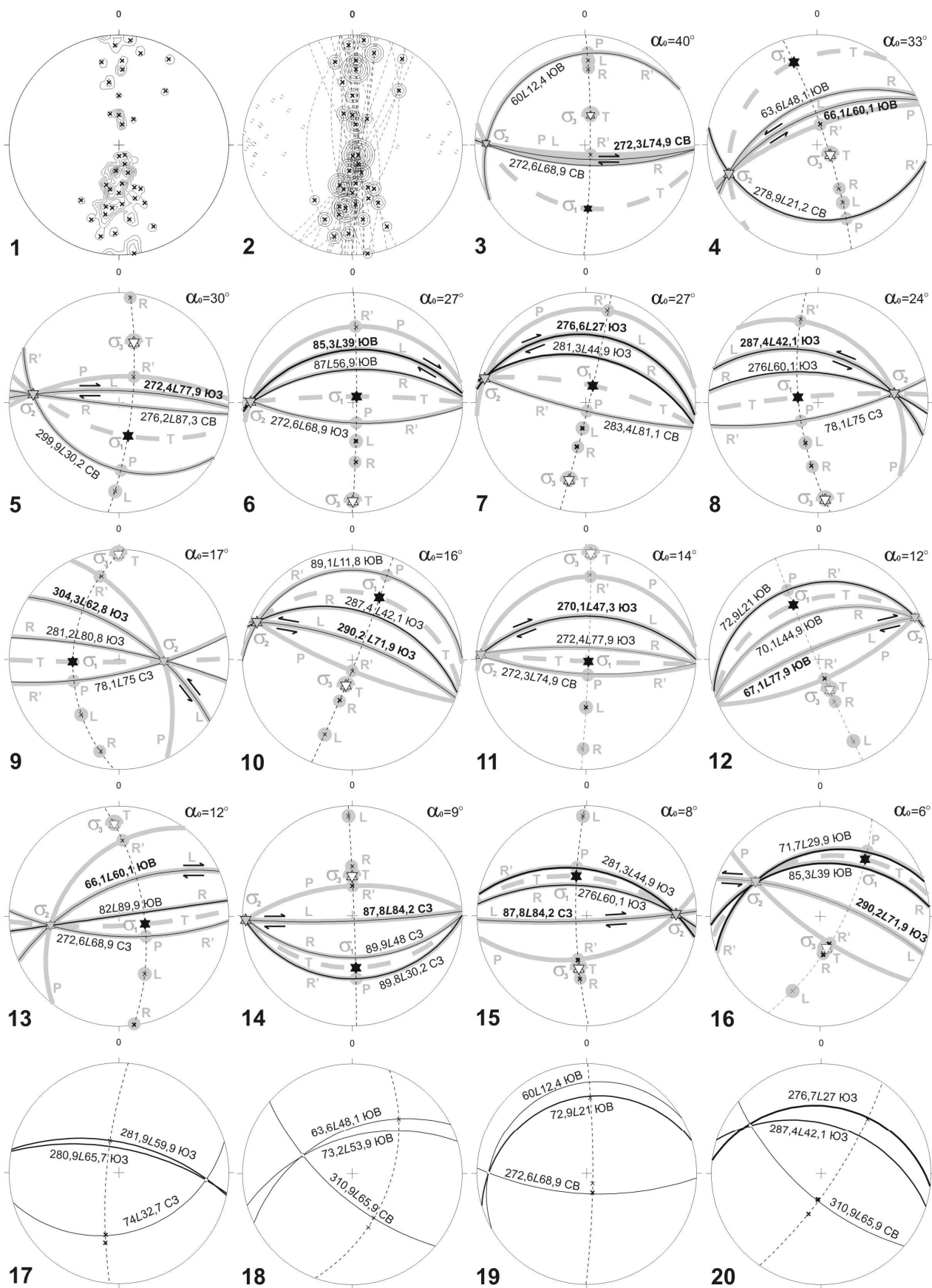
1 – исходная πS -диаграмма сланцеватости и дифференционной полосчатости ($n = 112$; 2, 4, 8, ..., 24) с обозначенными максимумами (косые кресты); 2 – пояса распределения (пунктир) статистических максимумов пространственной ориентировки: плоскостей анизотропии пород (косые кресты) и пегматитовых тел (ромбы), число concentрических кругов вокруг максимумов равно числу парагенезисов, в которых участвуют соответствующие кинематические плоскости, и на единицу больше числа фаз активизации; 3–38 – совмещенные диаграммы парагенетических структурных элементов и моделей ИСПИ; 39–45 – не вполне однозначно интерпретируемые «девяностоградусные» парагенезисы (не моделировались). Здесь и далее: диаграммы расположены без учета возрастной последовательности парагенезисов

Численность структурных парагенезисов в группах, выделенных с учетом простирания плоскости главного сдвига (L), следующая: субмеридиональное (СЗ 338° – СВ 22°) – 26 (61%), северо-восточное (СВ 23°–67°) – 13 (30%), северо-западное (СЗ 293°–337°) – 3 (7%), субширотное (СЗ 270°–292°, СВ 68°–90°) – 1 (2%). Намечается более сложная, чем предполагалась прежде (Гродницкий и др., 1985), последовательность формирования северо-восточных и субмеридиональных дислокаций четвертого этапа. В период доминирующего развития субмеридиональных структур периодически образуются парагенезисы с северо-восточным простиранием L-плоскостей.

Субширотные дислокации, относящиеся к четвертому тектоно-метаморфическому этапу и образовавшиеся позднее субмеридиональных, на площади Лоушского пегматитового поля наиболее интенсивно проявлены в Северослюдозерской зоне, маркируемой «согласными» диафторитами (Гродницкий и др., 1977, 1982, 1985; Ручьев, 1987) – сингенетичными гнейсами-4 (рис. 5). Последние, по сравнению с аналогичными породами субмеридиональных структур, – более высокотемпературные (Ручьев, 1993, 1994). Именно в зонах поздних субширотных дислокаций встречается минеральная ассоциация мусковита и новообразованного калиевого полевого шпата, отвечающая граничным условиям метаморфических фаций кианит-биотит-ортоклазовых и кианит-биотит-мусковитовых гнейсов и сланцев. Диафториты Северослюдозерской зоны представлены преимущественно гнейсом-4₃ с многочисленными участками реликтового гнейса-3₂, что не только указывает на развитие зоны в ходе, как минимум, двух тектоно-метаморфических этапов, но и позволяет охарактеризовать особенности структурообразования на каждом из них.

Образование выполненных сингенетичными породами третьей минеральной фазы зон сдвиговых дислокаций, в том числе и доминирующих на площади Лоушского пегматитового поля субширотных, предшествовало появлению контролирующих двуслюдяные гнейсы субмеридиональных дислокаций (Гродницкий и др., 1985; Ручьев, 1986, 1987). В Северослюдозерской зоне к третьему этапу эндогенеза относятся выявленные с использованием данных о пространственной ориентировке плоскостных структурных элементов гнейса-3₂ (рис. 7, диаграммы 1, 2) 27 сдвиговых структурных парагенезисов (рис. 7, диаграммы 3–29), в том числе: 14 – {RR'L}, 1 – {RPL} и 12 не интерпретируемых однозначно трехэлементных «девяностоградусных» парагенезисов. Численность парагенезисов в группах, выделенных с учетом простирания плоскости главного сдвига (L), следующая: субширотное – 20 (74%), северо-восточное (очень близкое к субширотному) – 6 (22%), северо-западное – 1 (4%).

К четвертому этапу эндогенеза в Северослюдозерской субширотной зоне сдвиговых дислокаций и диафторитов относится 41 парагенезис (рис. 8, диаграммы 3–43), выделенный с использованием данных о пространственной ориентировке плоскостных структурных элементов гнейсов-4₂, -4₃ (рис. 8, диаграммы 1, 2) и пегматитов (рис. 10, диаграммы 1, 2), в том числе: 14 – {RR'L}, 1 – {RPL}, 1 – {RR'PL}, 2 – {R'PT}, 2 – {RTL}, 2 – {R'TL}, 2 – {PTL}, 2 – {RR'PT}, 2 – {R'PL}, 1 – {R'PTL}, 1 – {RR'P} и 11 не интерпретируемых однозначно трехэлементных «девяностоградусных» парагенезисов (рис. 8, диаграммы 33–43). Численность парагенезисов в группах, выделенных с учетом простирания плоскости главного сдвига (L), следующая: субширотное – 29 (71%), северо-восточное – 9 (22%), северо-западное – 3 (7%).



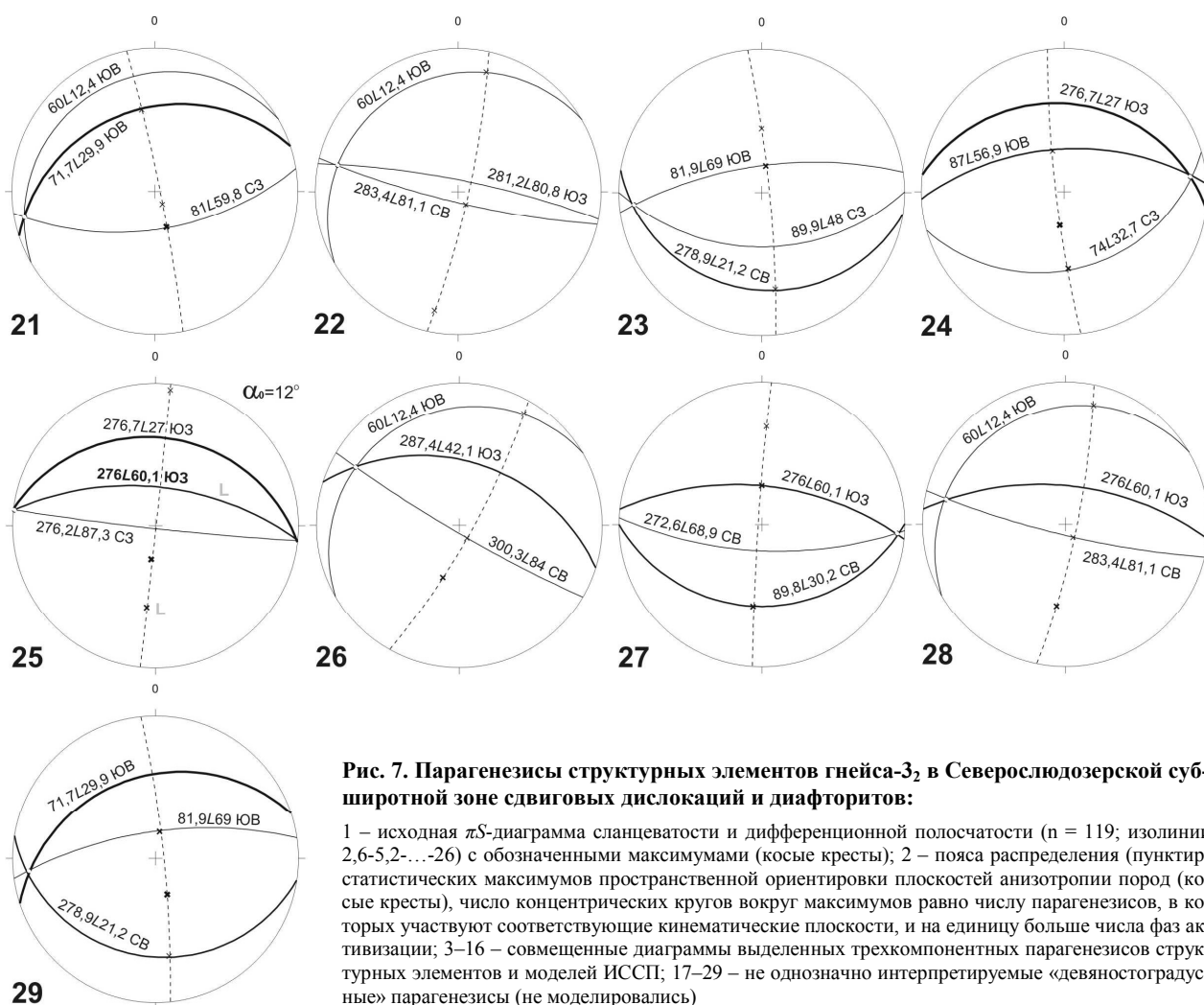


Рис. 7. Парагенезисы структурных элементов гнейса-3₂ в Северослюдозерской субширотной зоне сдвиговых дислокаций и диафторитов:

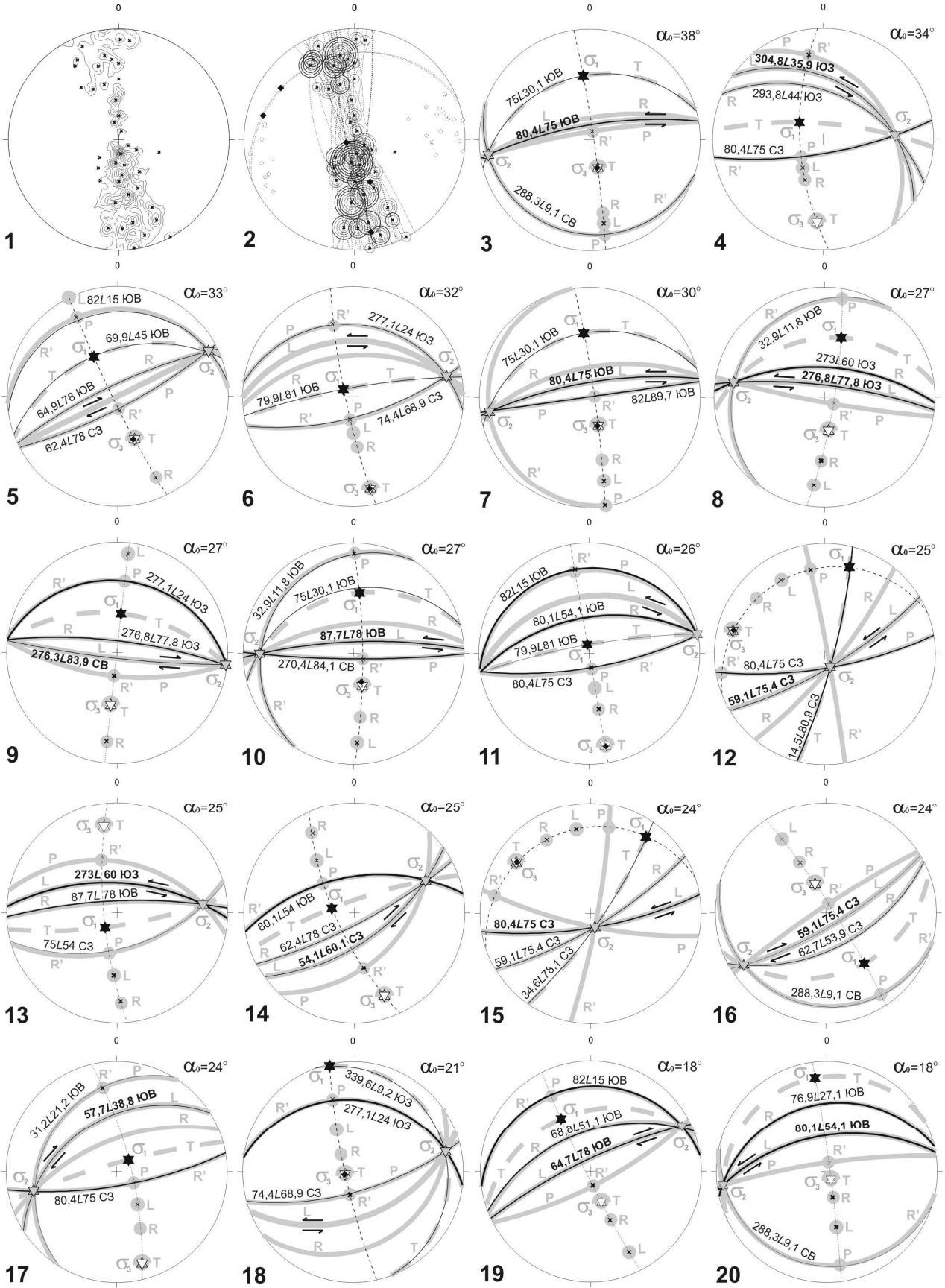
1 – исходная π S-диаграмма сланцеватости и дифференционной полосчатости ($n = 119$; изолинии 2,6-5,2-...-26) с обозначенными максимумами (косые кресты); 2 – пояса распределения (пунктир) статистических максимумов пространственной ориентировки плоскостей анизотропии пород (косые кресты), число концентрических кругов вокруг максимумов равно числу парагенезисов, в которых участвуют соответствующие кинематические плоскости, и на единицу больше числа фаз активизации; 3–16 – совмещенные диаграммы выделенных трехкомпонентных парагенезисов структурных элементов и моделей ИССП; 17–29 – не однозначно интерпретируемые «девяностоградусные» парагенезисы (не моделировались)

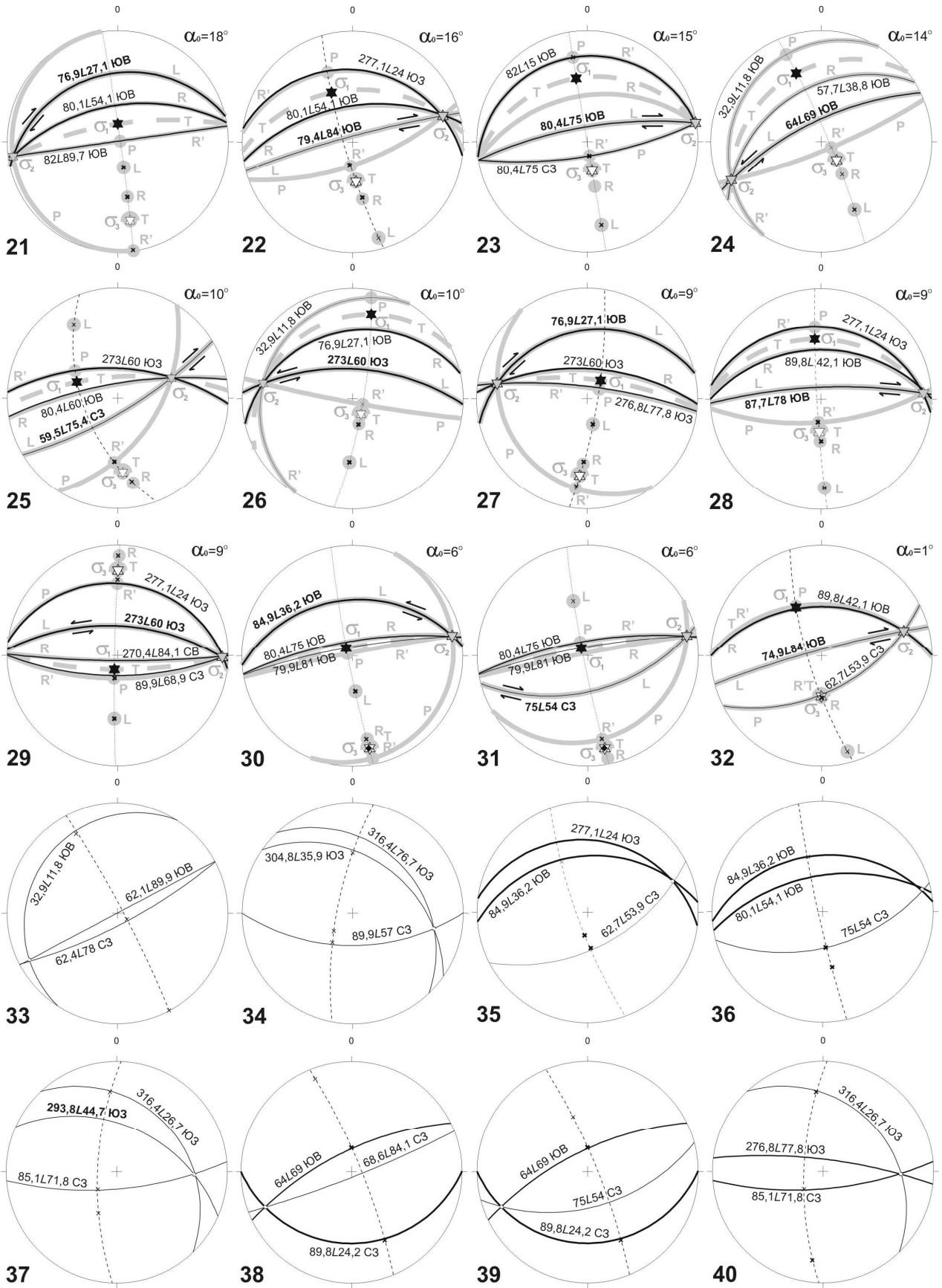
Характерная черта формирования наиболее перспективного в отношении золоторудного металлогенеза свекофеннского структурно-метаморфического комплекса – локализация зон сдвиговых дислокаций и мусковитовых диафторитов в крупных шовных структурах третьего этапа эндогенеза, сингенетичные породы которых обогащены золотом относительно вмещающих их гнейсов-2 (Ручьев, 2002). «Тектоническое наследование», «телескопирование» рудоконтролирующих структур – ситуации, как известно, металлогенически продуктивные, поэтому интересные, но еще не вполне изученные в структурном отношении.

В условиях сдвиговой деформации, судя по эмпирическим и экспериментальным данным, даже структурные элементы единого парагенезиса, может быть, за исключением сколов Риделя, развиваются последовательно, или, иначе говоря, не строго одновременно. Крупные линейные зоны сдвиговых дислокаций, формирующиеся, как это следует из приведенных материалов, в результате многочисленных деформационных событий, – полихронные образования. Поэтому при обсуждении вопросов, связанных с «тектоническим наследованием» и «телескопированием», принципиально важно выяснить возможность взаимодействия разновозрастных (уже существующих и новообразующихся) структурных элементов.

Свидетельством того, что в природных условиях такое взаимодействие реализуется, служит установленный факт принадлежности одних и тех же статистических плоскостей анизотропии гнейсов к различным парагенезисам структурных элементов, маркирующим последовательные деформационные эпизоды истории развития зон сдвиговых дислокаций (диаграммы 2 на рис. 6–8). Этот же факт прямо указывает, что однажды возникшая в горной породе внутренняя поверхность раздела (сдвиговая кинематическая плоскость), «залеченная» соответствующе ориентированными и, как правило, физически резко анизотропными минералами (в чупинских гнейсах – кианитом, биотитом, мусковитом), в дальнейшем становится одним из наиболее вероятных мест нарушения сплошности в условиях деформации.

Некоторые особенности механизма «тектонического наследования», подразумевающего совмещение сходных по пространственной ориентировке структурных элементов разновозрастных дислокаций, выясняются при анализе особенностей строения Северослюдозерской субширотной зоны, развивавшейся в ходе третьего и четвертого этапов эндогенеза. Ориентировка ряда статистических плоскостей в гнейсах-3 и -4 близка, иногда совершенно идентична.





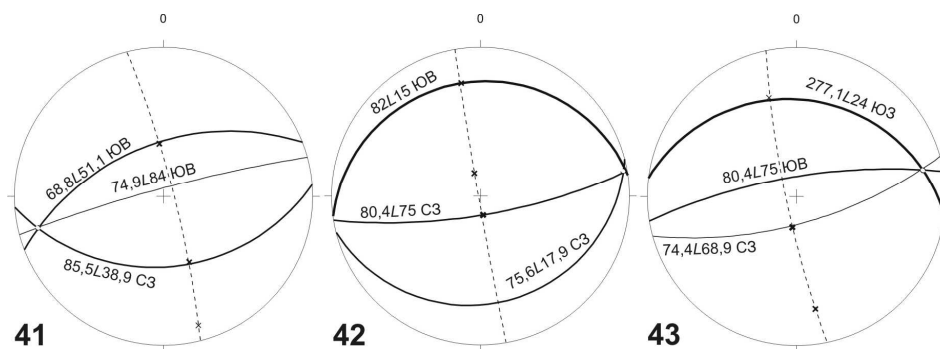


Рис. 8. Парагенезисы структурных элементов гнейса-4₂ и -4₃ в Северослюдозерской субширотной зоне сдвиговых дислокаций и диафторитов:

1 – исходная πS -диаграмма сланцеватости и дифференционной полосчатости ($n = 364$; изолинии 1,7-3,4-...-17) с обозначенными максимумами (косые кресты); 2 – пояса распределения (пунктир) статистических максимумов пространственной ориентировки плоскостей анизотропии пород (косые кресты) и пегматитовых тел (ромбы), число concentрических кругов вокруг максимумов равно числу парагенезисов, в которых участвуют соответствующие кинематические плоскости, и на единицу больше числа фаз активизации; 3–32 – совмещенные диаграммы выделенных парагенезисов структурных элементов и моделей ИССП; 33–43 – неоднозначно интерпретируемые «девяностоградусные» парагенезисы (не моделировались)

Так, например, на πS -диаграммах главному максимуму $276,7^\circ \angle 27^\circ \text{ЮЗ}$ плоскостных элементов гнейса-3 (рис. 7, диаграммы 7, 20, 24, 25) вполне отвечает один из основных максимумов $277,1^\circ \angle 24^\circ \text{ЮЗ}$ гнейса-4 (рис. 8, диаграммы 6, 9, 18, 22, 28, 29, 35). Очень близки и координаты следующих пар статистических максимумов в гнейсах-3 и -4 соответственно: $270,1^\circ \angle 47,3^\circ \text{ЮЗ}$ и $89,8^\circ \angle 42,1^\circ \text{ЮВ}$; $85,3^\circ \angle 39^\circ \text{ЮВ}$ и $84,9^\circ \angle 36,2^\circ \text{ЮВ}$; $276^\circ \angle 60,1^\circ \text{ЮЗ}$ и $273^\circ \angle 60^\circ \text{ЮЗ}$; $67,1^\circ \angle 77,9^\circ \text{ЮВ}$ и $64,9^\circ \angle 78,0^\circ \text{ЮВ}$ и др. Подобное сходство объясняется тем, что каждой паре статистических максимумов соответствует единая система природных субпараллельных плоскостей структурно-текстурной анизотропии гнейсов, причем одна и та же для их различных метаморфических разновидностей. Относящиеся к этой «сквозной» системе структурные элементы в реликтовых гнейсах-3 нельзя рассматривать в качестве «наложенных», т. е. сформированных во время четвертого этапа: во-первых, они маркируются минеральным парагенезисом гнейса-3, во-вторых, в разновозрастных породах при близости пространственной ориентировки пар статистических плоскостей соответствующие им сдвиговые структурные парагенезисы различны и по набору других элементов, и по углу скалывания, характеризующему реологические свойства деформируемой среды, и по ориентировке реконструируемых осей главных нормальных напряжений сжатия. Кинематические плоскости, отвечающие структурным элементам «сквозных» систем, древнее минерального парагенезиса гнейса-4. Именно их активизация в деформационных и метаморфических условиях эндогенеза четвертого этапа стимулировала преобразование гнейса-3 в гнейс-4. Там, где по каким-либо причинам свекофеннская активизация не состоялась, сохранился гнейс-3 со свойственной ему структурой и ассоциацией минералов.

Сравнение диаграмм выделенных парагенезисов приводит к выводу, что применительно к отдельному

эпизоду сдвиговой деформации процесс активизации выражается в избирательной регенерации в качестве элементов новообразующегося парагенезиса одного или двух плоскостных элементов ранее сформированной тектонической структуры. Нередко парой активизируются плоскости парагенетичных R' - и P -сколов, которые в новом «девяностоградусном» парагенезисе могут «обменяться ролями». С учетом полиэлементности структуры крупных зон сдвиговых дислокаций третьего этапа, в общем случае полнота «тектонического наследования» прямо пропорциональна количеству фаз наложенной свекофеннской деформации. Разумеется, чем чаще «подновляется» система нарушений сплошности породы, тем больший объем флюида может пройти по ней и тем выше шанс рудоотложения.

Продуктивной в металлогеническом отношении считается также ситуация, нередко именуемая «сопряженным развитием разломов» и являющаяся, вероятно, частным вариантом феномена активизации кинематических плоскостей. Принципиальная возможность функционирования в единой флюидопроводящей системе разновозрастных структурных элементов долгоживущих зон сдвиговых дислокаций, ориентированных под большим углом друг к другу, тоже может быть показана на примере Слюдозерского участка Лоушского пегматитового поля. Анализ совмещенных диаграмм максимумов предпочтительной ориентировки структурных элементов в свекофенских зонах субмеридиональных (рис. 6, диаграмма 2) и субширотных (рис. 8, диаграмма 2) дислокаций свидетельствует о наличии закономерных угловых соотношений между максимумами, принадлежащими различным зонам. Выделяется не менее пятнадцати отвечающих потенциальным сдвиговым парагенезисам систем статистических кинематических плоскостей (рис. 9). Большинство этих плоскостей соответствует наиболее часто встречающимся в зонах структурным элементам. Совпадение L-сколов в трети парагенезисов (рис. 9, диаграммы 1, 3, 5, 10,

11) с главными плоскостями структурных элементов поздних субширотных дислокаций позволяет предполагать, что в соответствующие фазы активизации основную роль играла Северослюдозерская зона, и именно по ее кинематическим плоскостям происходили наибольшие смещения. Совпадение плоскости генерального сдвига со структурными элементами субмеридионального (рис. 9, диа-

граммы 2, 8, 9) и северо-восточного (рис. 9, диаграммы 4, 7, 12) простираения позволяет объяснить наблюдаемое иногда в «согласных» диафторитах наложенной сланцеватости соответствующих направлений – минеральное выполнение L-сколов, самых поздних образований, вполне может «пересекать» более ранние парагенетичные структурные элементы.

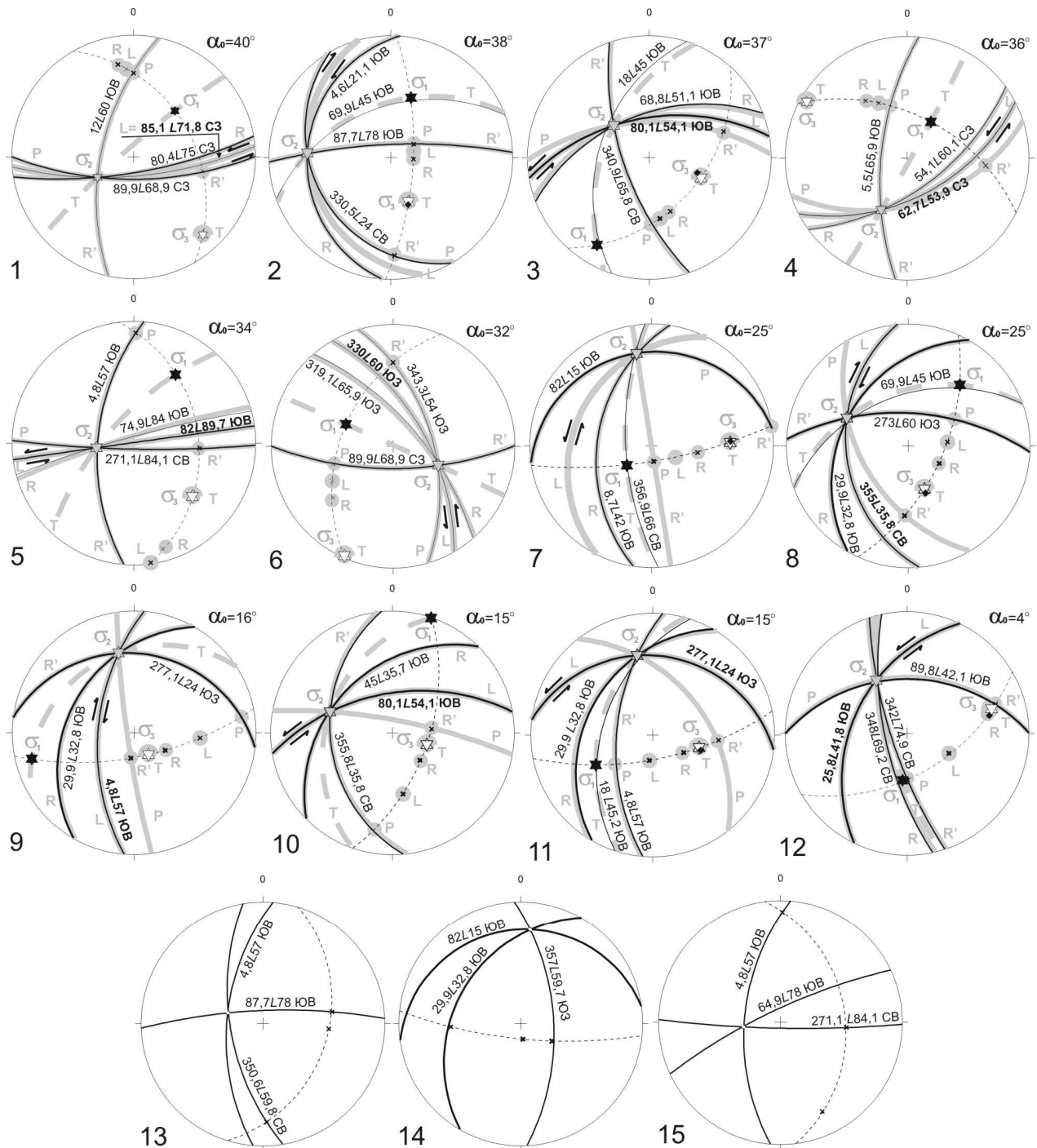


Рис. 9. Сдвиговые парагенезисы, включающие структурные элементы и субмеридиональных (Восточнослудозерская зона), и субширотных (Северослудозерская зона) дислокаций. Указывают на возможность функционирования разновозрастных ориентированных под большим углом друг к другу активизированных кинематических плоскостей в единой системе

Диафториты в зонах субмеридиональных дислокаций начали образовываться раньше, чем в субширотных, они же впоследствии неоднократно «подновлялись» при активизации, т. е. суммарно дольше были в породах. Следовательно, относительно более высокое содержание благородного металла вероятнее именно в диафторитах субмеридиональных структур. Это согласуется с ранее сделанным (Гродницкий и др., 1985; Ручьев, 1986, 1987) в отношении пегматитов, продуктов того же флюидного процесса, предположением о преимущественно рудоконтролирующей и рудоподводящей роли субмеридиональных и субширотных дислокаций соответственно.

Пегматиты Западного Беломорья, являясь промышленным источником мусковита, полевого шпата и кварца, длительное время были объектом поисково-разведочных и научных работ. Не повторяя опубликованных обзоров структурных исследований (Рыцк и др., 1972; Горлов, 1973 и др.), здесь следует упомянуть, что контроль единичных пегматитовых тел, а также их групп зонами сколовых нарушений, плойчатости и изменения состава вмещающих пород был отмечен пятьдесят лет назад (Рыцк, 1959, 1962). Затем в развитии представлений о геологических факторах контроля слюдоносных пегматитов заметную роль сыграли выводы о связи локализации жильных тел со сдвиговыми зонами интенсивного расщепления и изменения пород (Зарубин, 1969), а также — об изофациальности пегматитов и диафторитов дистен-мусковитовой метаморфической фации (Володичев, Щипцов, 1975; Гродницкий, Полин, 1975). Последующие работы, проведенные с учетом этих выводов, подтвердили их правильность. Сочетание детального картирования с петрологическими и структурными наблюдениями позволило уточнить историю тектоно-метаморфического формирования гнейсов чупинской свиты и выделить участки, перспективные для поисков пегматитовых тел. При этом механизм формирования структуры зон интенсивного расщепления и локализации в них жильных тел остались не вполне раскрытыми.

Использованный методический подход позволяет получить новую информацию о позиции пегматитов в структуре зон сдвиговых дислокаций. Выявленные на площади Лоушского поля пегматитовые тела характеризуется πS -диаграммой (рис. 10, диаграмма 1), свидетельствующей об их достаточно разнообразной пространственной ориентировке. Выделено 28 сдвиговых парагенезисов структурных элементов (рис. 10, диаграммы 3–30), в том числе: 11 — {RR'L}, 3 — {RPL} и 14 не интерпретируемых однозначно трехэлементных «девяностоградусных» парагенезисов. Все структурные элементы этих парагенезисов являются «сколовыми», что послужило основанием для вывода об исключительной пегматитоконтролирующей роли плоскостей этого типа (Ручьев, 2008а, в, д). Однако дальнейшая работа показала, что сделанное заключение не вполне согласуется с результатами анализа всей совокупности имеющихся фактических данных, а сам по себе очень интересный факт сис-

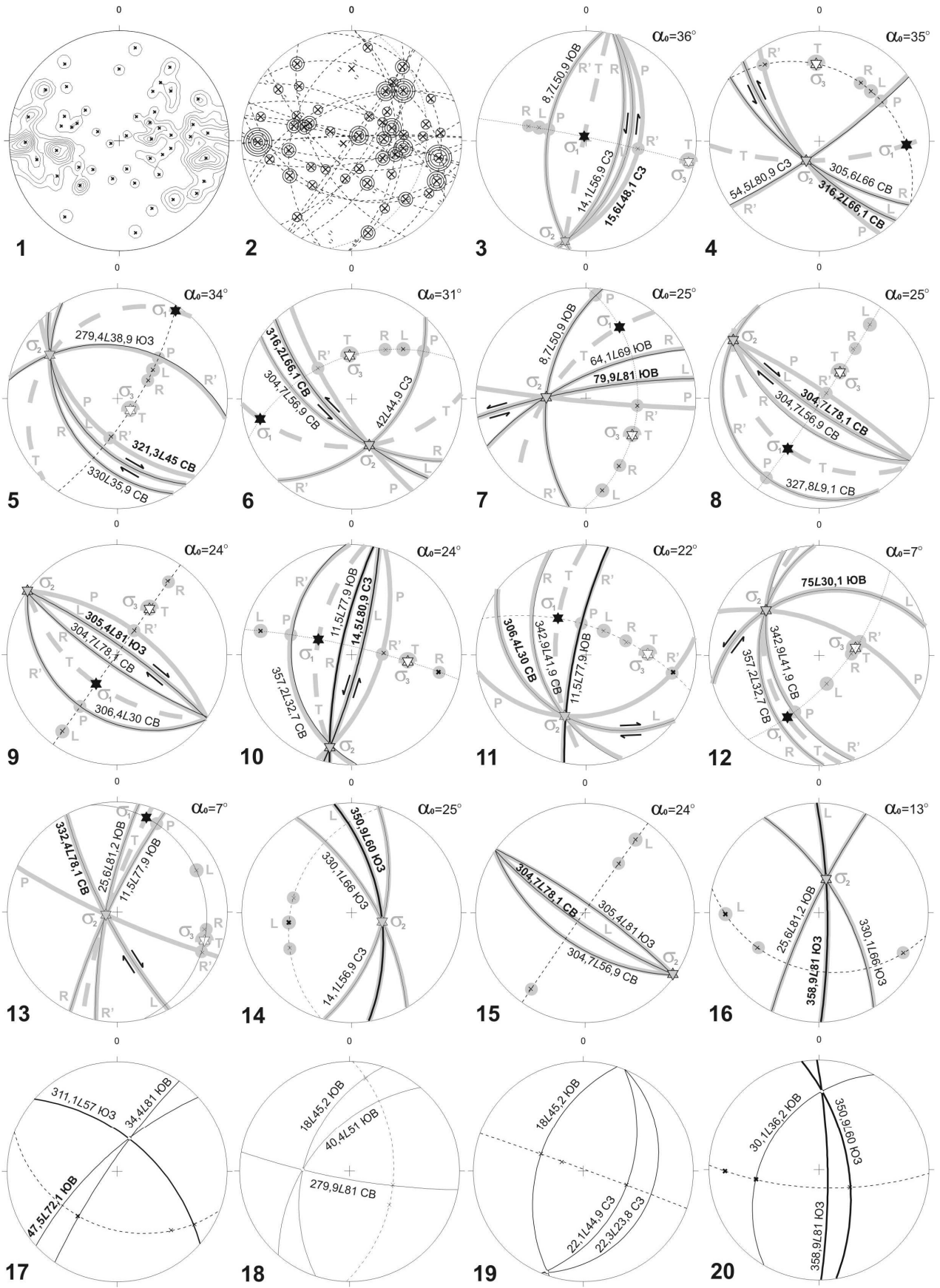
темной ориентировки жильных тел пока еще не имеет исчерпывающего объяснения и требует дальнейших исследований.

Ряд максимумов предпочтительной ориентировки пегматитов дает свойственные элементам ИССП «правильные» угловые соотношения с максимумами полосчатости пород четвертой минеральной фации в зонах субмеридиональных дислокаций, занимая, как правило, позицию трещин отрыва в однозначно идентифицируемых парагенезисах {R'PT}, {R'PTL}, {RTL}, {R'TL}, {RR'PT}, {RPTL}, {PTL}. Согласно полученным результатам (рис. 6, диаграммы 3, 4, 6, 7, 10, 13, 14, 22, 23, 24, 26, 27, 28, 31), в пределах закартированной части Лоушского пегматитового поля (Гродницкий и др., 1985, рис. 3) образование подавляющего числа пегматитовых тел, в том числе промышленно продуктивных, контролируется, главным образом, дислокациями с субмеридиональным простиранием главной плоскости сдвига.

Подтверждается намеченная ранее (Гродницкий и др., 1985, гл. 1; Ручьев, 1986, 1987 и др.) связь пегматитогенеза и с формированием более поздних, чем субмеридиональные, преимущественно субширотных дислокаций. При совместном анализе предпочтительной ориентировки пегматитов и полосчатости диафторитов в Северослюдозерской зоне субширотных дислокаций выделены парагенезисы {R'PT}, {R'PTL}, {RTL}, {R'TL}, {RR'PT}, {PTL} (рис. 8, диаграммы 3, 6, 7, 10, 11, 15, 18, 30, 31), в которых положение жильных тел тоже совпадает с трещинами отрыва.

Вероятно, некоторое время развитие пегматитов продолжалось и после формирования Северослюдозерской зоны, на что может указывать соответствие ориентировки их жильных тел трещинам отрыва в парагенезисах структурных элементов, отвечающих периоду активизации «сопряженных» кинематических плоскостей в субортогональных зонах сдвиговых дислокаций (рис. 9, диаграммы 2, 3, 7, 8, 11).

Длительное время оставался без ответа вопрос о пегматитогенезе в зонах расщепления, выполненных породами третьей минеральной фации. Совместный анализ диаграмм парагенезисов структурных элементов в гнейсе-3₂ (рис. 7) и диаграммы центров максимумов предпочтительной ориентировки пространственного распределения пегматитов (рис. 10, диаграмма 2) указывает на отсутствие какой-либо структурной связи. Иначе говоря, в Северослюдозерской зоне преобладающих субширотных дислокаций процессы, формировавшие гнейсы третьей фациальной группы, не продуцировали пегматитовых тел. Наличие значительного числа пегматитов мусковитовой формации на участках в границах выделенного в 1951–1956 гг. при специализированной геологической съемке масштаба 1 : 50 000 одиннадцатого «горизонта», сложенного преимущественно гнейсом-3, обусловлено локальным развитием здесь более поздних деформационных и метаморфических процессов четвертого этапа, что впервые было продемонстрировано на примере Малиновой Варакки (Гродницкий и др., 1983).



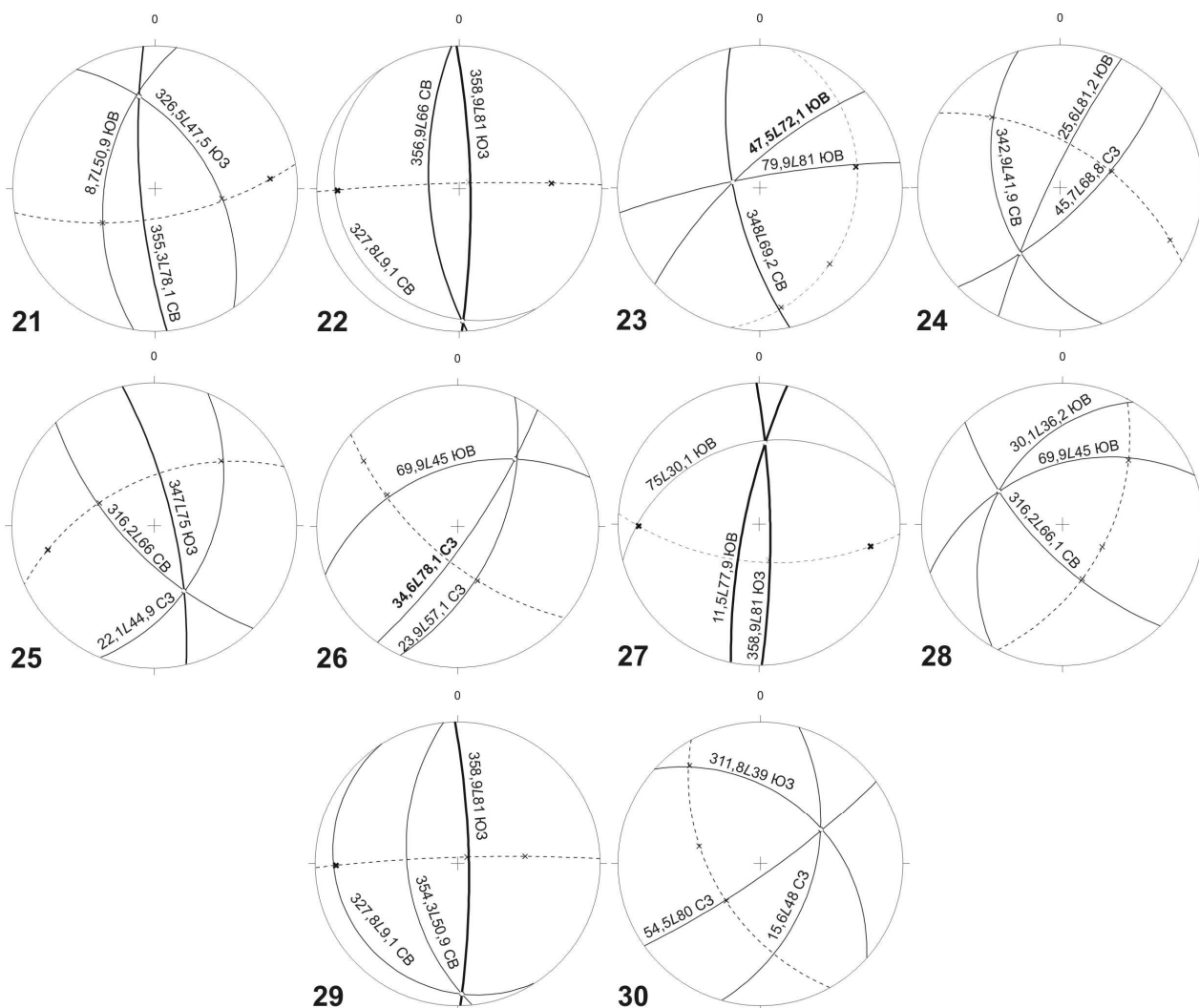


Рис. 10. Пространственная ориентировка пегматитов:

1 – исходная πS -диаграмма пространственной ориентировки жильных тел ($n = 133$; 1-2-...-10) с обозначенными статистическими максимумами (косые кресты); 2 – пояса распределения (пунктир) максимумов; максимумы активизированных структурных элементов выделены концентрическими кругами (количество кругов на единицу больше числа активизаций); 3–13 – совмещенные диаграммы выделенных парагенезисов структурных элементов и их моделей; 14–27 – неоднозначно интерпретируемые «девяностоградусные» парагенезисы (не моделировались)

Рассмотренные структурные закономерности служат новым доказательством сингенетичности мусковитовых пегматитов и вмещающих их пород четвертой минеральной фации, которые вместе составляют единый структурно-метаморфический комплекс.

Выявлены заслуживающие внимания обстоятельства формирования жильных тел: соответствие предпочтительной ориентировки некоторых пегматитов плоскостям одинаково ориентированных, но принадлежащих различным структурным парагенезисам трещин отрыва в гнейсах (регенерация трещин отрыва, «приоткрывание» пегматитовмещающих полостей, «телескопирование»); наличие признаков формирования одних и тех же жильных тел в «пересекающихся» (?) различных ориентированных трещинах отрыва («сложение» разновозрастных полостей). Так, например, статистическая плоскость предпочтительной ориентировки пегматитов $14,5^\circ \angle 80,9^\circ \text{СЗ}$ (рис. 7, диаграмма 10), которой соответствуют определенные по данным поисково-разве-

дочного бурения генерализованные элементы залегания наиболее крупной и богатой полезными компонентами «слепой» пегматитовой жилы № 30, является элементом парагенезиса {R'PT}, сформированного при левостороннем сдвиге и угле скалывания $\alpha_0 = 31^\circ$ (рис. 6, диаграмма 17), парагенезиса {RTL} правого сдвига при $\alpha_0 = 18^\circ$ (рис. 6, диаграмма 27), а также парагенезиса {PTL}, отвечающего образованию в Северослодозерской зоне северо-восточных дислокаций при левостороннем сдвиге и $\alpha_0 = 25^\circ$ (рис. 8, диаграмма 12). Расположенная в створе жилы № 30, несколько севернее и выше по разрезу относительно нее, выходящая на поверхность жила № 2 по особенностям залегания относится к максимуму пространственной ориентировки пегматитов $11,5^\circ \angle 77,9^\circ \text{ЮВ}$ (рис. 10, диаграмма 10). Этот максимум отвечает трещине отрыва в парагенезисе {RTL} правого сдвига при $\alpha_0 = 38^\circ$ (рис. 6, диаграмма 4), однако положение некоторых участков контактов жильного тела с вмещающими гнейсами свидетельст-

вует о том, что пегматит еще дважды оказывался в режиме трещины отрыва: при формировании более позднего парагенезиса {R'PT} в условиях правостороннего сдвига при $\alpha_0 = 34^\circ$ (рис. 6, диаграмма 13) и парагенезиса {RTL}, продукта правого сдвига при $\alpha_0 = 12^\circ$ (рис. 6, диаграмма 31). Небольшая жила № 3, расположенная в зоне субмеридиональных сдвиговых дислокаций в 30 м западнее жилы № 2, судя по элементам залегания ее тела в целом, соответствует максимуму предпочтительной ориентировки пегматитов $356,9^\circ \angle 66^\circ \text{CB}$ (рис. 7, диаграмма 22). Этот максимум отвечает трещинам отрыва левосдвиговых структурных парагенезисов {R'PTL} при $\alpha_0 = 33^\circ$ (рис. 6, диаграмма 15) и {RTL} при $\alpha_0 = 21^\circ$ (рис. 6, диаграмма 24). Кроме того, часть поверхностей контакта жилы № 3 с вмещающими породами относится к максимуму предпочтительной ориентировки пегматитов $342,9^\circ \angle 41,9^\circ \text{CB}$, который соответствует трещинам отрыва в парагенезисе {RR'PT} левостороннего сдвига при $\alpha_0 = 19^\circ$ в диафоритах (рис. 6, диаграмма 26). Еще более сложную картину дает анализ ориентировки контактов небольшой жилы № 1, расположенной в 80 м восточнее жилы № 2. Жильное тело выполняет полость, особенности которой могли быть обусловлены последовательным развитием трещин отрыва пяти различных сдвиговых парагенезисов.

Ориентировка крупнокристаллических слюд в пегматитах также подчиняется закономерностям пространственного соотношения структурных элементов сдвигового парагенезиса. Установлено, что формирование мусковита в промышленно слудоносных пегматитах было связано с многочисленными деформационными эпизодами, их число, например, в уже упоминавшейся жиле № 2 составляло не менее двадцати восьми.

Все это свидетельствует о стимулируемом деформационными процессами многоактном формировании пегматитовмещающих камер и их минерального выполнения.

В металлогеническом отношении полициклический режим функционирования трещин отрыва, маркируемых пегматитами, оценивается как способствующий концентрации рудных минеральных фаз. Подтверждением этого служит увеличение количества сульфидов в нижних частях пегматитов, наиболее подверженных кварц-мусковитовому замещению, а также в относительно низкотемпературных ($460\text{--}280^\circ\text{C}$) кварц-мусковит-биотитовых и кварц-мусковитовых сланцах-4 экзоконтактов. В них наряду с ранней вкрапленной халькопирит-пентландит-пирротиновой нередко появляется прожилковая пиритовая минерализация. Диафоритам, формирование которых в гнейсах чупинской свиты сопровождается благоприятствующим золоторудному металлогенезу притоком K, Rb, H_2O , C, B, P и других компонентов, в областях максимального развития пегматитов свойственно варьирующее в диапазоне трех-четыре десятичных порядков и достигающее промышленно значимого содержание золота (Ручьев, 2002, рис. 6). Аналогичная изменчивость присуща первичным геохимическим ореолам компактных золоторудных тел на не-

которых известных месторождениях. Есть сведения и о благороднометалльной минерализации, наложенной на пегматиты, локализованные вне чупинской толщи (Крупеник и др., 2000; Ахмедов и др., 2001).

Выводы

Естественные минеральные фации гнейсов чупинской свиты, образование которых стимулировалось сдвиговой деформацией, являются продуктами аллохимического стресс-метаморфизма, определявшего своеобразие развития БЗП и в неогарее, и в палеопротерозое. Метаморфизму подвергались породы, прежде всего, в местах разрядки девиаторных напряжений (ассоциации новообразованных минералов маркируют обусловленную сдвиговой деформацией структурно-текстурную субплоскостную анизотропию гнейсов и сланцев). Релаксационные физические и химические эффекты уже сами по себе были существенными факторами минерагенеза (Чиков, 1990, 1992 и др.), кроме того, при деформации создавались условия для флюидного тепло-, массопереноса, приведшего к перекристаллизации, изменению химического состава гнейсов (рис. 2) и их рудной минерализации в границах зон полифазной сдвиговой деформации.

Свекофеннский структурно-метаморфический комплекс представлен разновозрастными различно ориентированными сублинейными зонами сдвиговых дислокаций и сингенетичных пород четвертой минеральной фации. Сложная внутренняя структура крупноразмерных линейных зон дислокаций и диафоритов определяется сочетанием, как правило, большого числа пространственно совмещенных различных типов сдвиговых парагенезисов структурных элементов. Каждый такой парагенезис соответствует самостоятельному эпизоду деформации, следовательно, наблюдаемая ныне структура зоны дислокаций сформировалась в ходе многократной разрядки девиаторных напряжений в условиях изменяющихся реологических свойств пород, о которых свидетельствует вариация угла скалывания почти во всем диапазоне возможных для него значений.

Субплоскостные структурные элементы, нередко сохраняя свою первоначальную пространственную ориентировку, неоднократно функционировали в составе разновозрастных сдвиговых парагенезисов, формировавшихся в неодинаковых деформационных условиях. При тектонической активизации в ходе отдельной фазы (эпизода) деформации могла происходить избирательная регенерация в качестве элементов новообразующегося сдвигового парагенезиса одного или двух плоскостных элементов ранее сформированной структуры. Вероятно, этот механизм обеспечивал поступательную реализацию широко проявленного феномена тектонического «наследования». Установлена возможность регенерации и функционирования в единой системе, соответствующей сдвиговому парагенезису, структурных элементов в разновозрастных зонах дислокаций, ориентированных под различными, в том числе и большими, углами друг к другу. Все это

свидетельствует о потенциальной многовариантности «оживления» структуры гнейсовой толщи и ее высокой флюидопроницаемости в условиях деформации. Представляется, что именно эти тектоноструктурные особенности определяют специфику формирования беломорских рудных объектов большеобъемного типа (относительно равномерное рассредоточение рудной компоненты в огромном объеме интенсивно дислоцированных пород).

С большой долей уверенности можно предположить, что долгоживущие зоны сдвиговых дислокаций и их системы играли роль фидеров, достигавших астеносферного уровня: аккумуляция углеродистого вещества в породах четвертой минеральной фации (Ручьев и др., 2007), связанная с аллохимическими процессами при повышенном потенциале калия, а также присутствие в диафторитах многих халько- и сидерофильных металлов в самородной форме – признаки действия глубинных восстановленных флюидов. Породы в границах таких зон – наиболее доступный для исследований продукт взаимодействия мантийного и корового вещества.

В новом аспекте аргументируется генетическая связь пегматитов мусковитовой формации с зонами сдвиговых дислокаций и сингенетичных им пород метаморфической фации кианит-биотит-мусковитовых гнейсов и сланцев: ориентировка большинства пегматитовых тел соответствует трещинам отрыва в свойственных диафторитам парагенезисах структурных элементов с преимущественно субмеридиональным, северо-восточным и, реже, субширотным простиранием плоскости главного сдвига. Выявлены признаки деформационно обусловленной многоактивности формирования жильных тел и слагающих их минералов. Поскольку пегматиты являются атрибутом свекофенских зон сдвиговой деформации, в качестве одного из поисковых признаков последних могут рассматриваться системы эшелонированных пегматитовых жил.

Структурные особенности свекофенских зон сдвиговых дислокаций, потенциальных рудоконтролирующих и рудоподводящих структур, позволяют считать их полигенными и полихронными образованиями. Имея это в виду, следует подходить и к изучению разнообразных, иногда экзотических ассоциаций многочисленных рудных минералов в диафторитах.

Предстоит большая работа по тектоноструктурному доизучению БЗП с учетом доминирующего сдвигового механизма деформации. Среди первоочередных задач – разработка детальной структурно-возрастной шкалы и корреляция на ее основе прояв-

лений эндогенных процессов в главных структурно-вещественных комплексах беломорид: чупинском, хетоламбинском и керетском (котозерско-керетском). Корректное решение этих, а также и целого ряда других, в частности прикладных, задач вряд ли будет возможно без применения методов структурно-парагенетического анализа.

Апробированный метод идентификации структурных элементов сдвиговых дислокаций и решения обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса позволяет: выявлять природные сдвиговые парагенезисы трех и большего числа структурных элементов и идентифицировать их; вычислять угол скалывания горных пород в условиях природной сдвиговой деформации; реконструировать пространственную ориентировку потенциальных структурных элементов сдвигового парагенезиса и осей главных нормальных напряжений.

С учетом возможностей, которые дает этот метод, целесообразно применять его для решения следующих задач.

Корреляция процессов структурообразования и металло-, минеро-, петрогенеза. Выделение и идентификация парагенезисов структурных элементов позволяет обоснованно согласовывать макро- и микроскопические наблюдения, создает базу, необходимую для детального изучения связи деформационных и вещественных преобразований горных пород.

Разработка структурно-возрастных шкал. Каждый сдвиговый парагенезис структурных элементов соответствует отдельному эпизоду деформации, шкалы, отражающие их последовательность, оцениваются как максимально детальные и наиболее реалистично характеризующие природные особенности исследуемого объекта.

Получение исходных данных для геометризации поисково-разведочных объектов. Новый способ анализа сдвиговых дислокаций дает объективную информацию об их структуре и ее развитии. Он позволяет определить среднестатистическую ориентировку структурных элементов, например, потенциальных минерализованных трещин отрыва, или плоскости главного сдвига, то есть ответить на важный вопрос о простирании и падении рудоконтролирующей или рудоподводящей зоны в целом, даже если ее границы не вскрыты.

Реконструкция полей палеонапряжений. Опыт работ показывает, что почти на каждом участке рассланцованных (кливажированных) горных пород можно получить данные, необходимые и достаточные для решения обратной тектонофизической задачи.

ЛИТЕРАТУРА

Ахмедов А. М., Воинова О. А., Калабаишкин С. Н. и др. Компьютерная карта золотонности докембрия Карельского региона масштаба 1 : 1 000 000. Анализ перспектив // Региональная геология и металлогения. 2001. № 13–14. С. 84–104.

Ахмедов А. М., Шевченко С. С., Симонов О. Н. и др. Новые типы проявлений комплексной благороднометалльной мине-

рализации в зеленокаменных поясах архея Карело-Кольского региона // Геология и геодинамика архея: Материалы I Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия (Санкт-Петербург, 27–29 сент. 2005 г.). СПб., 2005. С. 34–38.

Бибилова Е. В., Клаесон С., Глебовицкий В. А. и др. Изотопное датирование свекофенского этапа преобразо-

вания Беломорского пояса Балтийского щита // Геохимия. 2001. № 10. С. 1116–1119.

Бибикова Е. В., Богданова С. В., Глебовицкий В. А. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконового геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т. 12, № 3. С. 227–224.

Володичев О. И., Щитцов В. В. О метаморфическом факторе формирования мусковитовых пегматитов (район центральной части Западного Беломорья) // Мусковитовые пегматиты СССР. Л., 1975. С. 165–168.

Гинзбург И. И. Полезные ископаемые побережья Кандалакшского залива Белого моря // Тр. Сев. науч.-промысл. экспедиции. 1921. № 7. С. 15–24.

Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев, 2005. 572 с.

Гинтов О. Б., Исая В. М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев, 1988. 228 с.

Голубев А. И., Иващенко В. И., Трофимов Н. Н., Ручьев А. М. Металлогения и оценка перспектив Карелии на крупные комплексные благороднометалльные месторождения // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск, 2007. С. 91–116.

Горлов Н. В. Структурный контроль пегматитов Беломорья. Л., 1973. 95 с.

Гровс Д. И., Бэтт Н. Д. Пространственные и временные вариации архейских металлогенических ассоциаций как отражение эволюции гранитоидно-зеленокаменных областей на примере Западно-Австралийского щита // Геохимия архея. Происхождение и эволюция архейской континентальной коры. М., 1987. С. 98–129.

Гродницкий Л. Л., Полин А. К. Пегматиты Северной Карелии и их ореолы (классификация, петрогр. и геохим. особенности, условия формирования). Петрозаводск, 1975. 227 с. (Тр. Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР, вып. 23.)

Гродницкий Л. Л., Коншин В. А., Крохин А. И. Слюдоносные зоны диафтореза района оз. Слюдозеро // Геология и минеральное сырье: Опер.-информ. материалы. Петрозаводск, 1977. С. 30–36.

Гродницкий Л. Л., Ручьев А. М., Крохин А. И., Кузьмин С. А. Особенности метаморфизма глиноземистых гнейсов месторождения Слюдозеро (беломорский комплекс) // Минералогия и геохимия протерозойских образований Карелии. Петрозаводск, 1982. С. 5–29.

Гродницкий Л. Л., Ручьев А. М., Крохин А. И. Структурный и метаморфический контроль пегматитов Малиновой Вараки (беломорский комплекс) // Магматизм и металлогения докембрийских образований: Опер.-информ. материалы. Петрозаводск, 1983. С. 41–45.

Гродницкий Л. Л., Ручьев А. М., Крохин А. И. Лоушское пегматитовое поле (структурное развитие, полиметаморфизм, гранито- и пегматитообразование). Петрозаводск, 1985. С. 176.

Зарубин В. В. Особенности вмещающей среды и закономерности размещения пегматитовых жил месторождения Тэдино (Северная Карелия) // Слюда и пьезооптическое сырье. Л., 1969. С. 58–70. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия. Вып. 2, т. 147.)

Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М., 1979. 263 с.

Крупеник В. А., Ахмедов А. М., Кнауф В. В. Золотая минерализация в массивных колчеданных рудах пегматитовых жил Чупино-Лоухского района (Северная Карелия) // Доклады Академии наук. 2000. Т. 375, № 6. С. 799–802.

Левченко О. А., Володичев О. И., Зингер Т. Ф. и др. Возраст метаморфизма глиноземистых гнейсов района губы Поньгома (Беломорский подвижный пояс, Балтий-

ский щит) // Доклады Академии наук. 2001. Т. 377, № 2. С. 235–238.

Николаев А. А., Ручьев А. М., Левченко О. А. К геохронологии гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и магматизм докембрия Карелии: Опер.-информ. материалы за 1992 г. Петрозаводск, 1993. С. 55–60.

Петров О. В., Шевченко С. С., Ахмедов А. М. Новые промышленные типы комплексных руд благородных и цветных металлов в докембрии восточной части Балтийского щита // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерогения Северо-Запада России: Материалы Всерос. конф. Петрозаводск, 12–15 ноября 2007 г. Петрозаводск, 2007. С. 292–296.

Ручьев А. М. О структурном факторе контроля мусковитовых пегматитов Северной Карелии // Геология и геохимия докембрийских образований Карелии: Опер.-информ. материалы. Петрозаводск, 1986. С. 3–6.

Ручьев А. М. К вопросу о структурном контроле мусковитовых пегматитов беломорского комплекса Северной Карелии // Ранний докембрий Карелии (геология, петрология, тектоническое строение). Петрозаводск, 1987. С. 138–151.

Ручьев А. М. О различиях диафторитов Лоушского пегматитового поля // Геология и магматизм докембрия Карелии: Опер.-информ. материалы за 1992 г. Петрозаводск, 1993. С. 53–55.

Ручьев А. М. О различиях диафторитов фации дистен-мусковитовых гнейсов (беломорский комплекс) // Докембрий Северной Карелии: петрология и тектоника. Петрозаводск, 1994. С. 31–52.

Ручьев А. М. О протолите гнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // Геология, петрография и геохимия докембрийских образований Карелии: Опер.-информ. материалы за 1996 г. Петрозаводск, 1997а. С. 3–7.

Ручьев А. М. Природа протолита чупинских гнейсов (реконструкция, геодинамические и металлогенические следствия) // Беломорский подвижный пояс: Геология, геодинамика, геохронология. Программа и тез. докладов. Петрозаводск, 1997б. С. 48–49.

Ручьев А. М. Проблема никеля беломорского комплекса // Там же. 1997в.

Ручьев А. М. О некоторых особенностях парагнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск, 1998а. С. 73–81.

Ручьев А. М. О температурах образования реликтовых гранат-биотитовых плагиогнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // Там же. 1998б. С. 82–88.

Ручьев А. М. О протолите северокарельских гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2000а. С. 12–25.

Ручьев А. М. Особенности формирования парагнейсов чупинской свиты беломорского комплекса (на примере Северной Карелии) // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Материалы 2-го Всерос. петрограф. совещ. Т. IV. Сыктывкар, 2000б. С. 315–316.

Ручьев А. М. Геологические предпосылки развития рудной сырьевой базы горнодобывающей промышленности в Лоухском районе Республики Карелия // 300 лет учреждения Приказа рудокопных дел в России: Материалы междунар. конф. (Петрозаводск, 15–19 июня 2000 г.). Петрозаводск, 2001а. С. 70–78.

Ручьев А. М. Подвижность редкоземельных элементов и возникновение европиевых аномалий при метаморфизме (на примере парагнейсов чупинской свиты, беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001б. С. 99–106.

Ручьев А. М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск, 2002. С. 47–58.

Ручьев А. М. Благородные металлы в парагнейсах чупинской свиты // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005а. С. 260–264.

Ручьев А. М. Особенности метаморфизма гнейсов чупинской свиты // Там же. 2005б. С. 256–260.

Ручьев А. М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс) // Геология и геодинамика архея: Материалы I Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия (Санкт-Петербург, 27–29 сент. 2005 г.). СПб., 2005в. С. 324–329.

Ручьев А. М. Особенности протолита и метаморфизма парагнейсов беломорского комплекса Балтийского щита в геодинамическом аспекте // Метаморфизм и геодинамика. Материалы Междунар. науч. конф. (II Чтения памяти С. Н. Иванова). Екатеринбург, 2006. С. 112–116.

Ручьев А. М. О перспективах выявления благороднометалльных объектов в беломорском комплексе пород // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России: Материалы Всерос. конф. (Петрозаводск, 12–15 ноября 2007 г.). Петрозаводск, 2007а. С. 340–345.

Ручьев А. М. Структурный анализ сдвиговых дислокаций // Новые идеи в науках о Земле. VIII междунар. конф. Доклады. Т. 1. S-I. М., 2007б. С. 298–301.

Ручьев А. М. Идентификация структурных элементов сдвиговых дислокаций и решение обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М. В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тез. докл. Всерос. конф. В 2-х т. Т. 1. М., 2008а. С. 94–96.

Ручьев А. М. Аллохимический стресс-метаморфизм пород беломорского комплекса Балтийского щита // Там же. Т. 2. М., 2008б. С. 69–71.

Ручьев А. М. Сдвиговые структурные парагенезисы верхнекоровых тектонических дислокаций в беломорском комплексе пород Балтийского щита // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными: Материалы 14-й междунар. конф. Ч. 2. Петрозаводск, 2008в. С. 158–161.

Ручьев А. М. Специфика архей-палеопротерозойских верхнекоровых эндогенных процессов в беломорском комплексе пород Балтийского щита // Там же. 2008г. С. 161–164.

Ручьев А. М. Новый подход к структурно-парагенетическому анализу рудоконтролирующих зон расщеливания

(опыт исследования благороднометалльных объектов на территории Карелии) // Проблемы рудогенеза докембрийских щитов: Тр. Всерос. науч. конф., посвящ. 90-летию юбилею чл.-корр. РАН Г. И. Горбунова (Апатиты, 17–18 ноября 2008 г.). Апатиты, 2008д. С. 137–141.

Ручьев А. М., Антонова Т. А., Кевлич В. И. и др. Углеродистое вещество гнейсов чупинской свиты беломорид // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии: Материалы юбилейной науч. сессии, посвящ. 45-летию Ин-та геологии Карельского НЦ РАН и 35-летию Карельского отделения РМО. Петрозаводск, 2007. С. 93–96.

Рыцк Ю. Е. Тектонические условия формирования слюдяных пегматитов месторождения Плотина (Северная Карелия) // Зап. Ленингр. горн. ин-та. 1959. Т. XXXV, вып. 2. С. 29–46.

Рыцк Ю. Е. Влияние дизъюнктивных нарушений на распределение пегматитов в северо-западном Беломорье // Тр. ВСЕГЕИ. 1962. Т. 83. С. 49–69.

Рыцк Ю. Е., Никаноров А. С., Смирнова В. С. и др. Геологические факторы контроля слюдяносных пегматитов. М., 1972. 336 с. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 187.)

Саморуков Н. М., Рундквист И. Н., Боровко И. Н. Оценка перспектив золотого оруденения жильного и прожилково-вкрапленного типа зеленокаменных структур Карело-Кольского региона. Л., 1985 // Фонды СЗРГЦ.

Слабунов А. И., Ларионов А. Н., Бибикина Е. В. и др. Геология и геохронология Шобозерского массива комплекса лерцолитов – габброноритов Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 3–14.

Степанов В. С. Благороднометалльное рудопроявление Травяная Губа и возможная генетическая связь его с комплексом габбро-анортозитов Западного Беломорья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск, 2001. С. 54–62.

Чиков Б. М. Об основах теоретической концепции стресс-метаморфизма (применительно к линейным зонам земной коры) // Структура линейных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск, 1990. С. 6–31.

Чиков Б. М. Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия (обзор проблемы) // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 3–38.

Slabunov A. I., Stepanova A. V., Larionov A. N. et al. Geology, geochronology and correlation of the Jatulian coronitic gabbro complex in the Belomorian mobile belt (BMB) // SVEKOLAPKO. An EUROPROBE project. 6th Workshop, Lammi, Abstracts. University of Oulu, report No 24. 2001. P. 55.

Н. Н. Трофимов, Т. А. Антонова

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД И СРЕДНЕВЗВЕШЕННЫЙ СОСТАВ ПУДОЖГОРСКОГО ПЛАСТОВОГО ИНТРУЗИВА

Пудожгорский интрузив является контрастно дифференцированным телом на всем протяжении как по простирацию, так и по падению (Трофимов, Голубев, 2008). В настоящее время накопилось большое количество химических анализов, позволяющее получить представительные выборки по всем выделяемым горизонтам и слоям. В пределах наиболее изученной северо-западной части интрузива (7,1 км по простирацию – Пудожгорское месторождение) имеется густая сеть скважин, сгруппированных в 51 разведочную линию, что позволяет рассчитать средние мощности дифференциатов (табл. 1).

Значительное, иногда на порядок, колебание мощности горизонтов обусловлено наклоном (углом падения) интрузива в каждом конкретном пересечении, который в свою очередь подчиняется вариациям изменения направления простираения и угла падения трещин отрыва (Трофимов, Голубев, 2008). Наиболее контрастная дифференциация, с присутствием всех выделяемых слоев и горизонтов, соответствует участкам пологого – субгоризонтального залегания интрузива (1–10°). Таковым отвечает максимальная мощность гранофирового горизонта (до 80 м) и минимальная надрудного – до 16 м (табл. 1).

Таблица 1

Средние мощности горизонтов в разрезе интрузива в пределах Пудожгорского месторождения

№ п/п	Истинная мощность слоев и горизонтов и количество замеров								
	Диоритовая зона				Габброидная зона			Мощность интрузива	
	Верхний эндоконтакт и верхний долерит	Гранофировый и такситовый	Надрудный	Всего	Рудный	Подрудный и нижний эндоконтакт	Всего	Без подрудного горизонта	Полная
1	29	32	41		49	40		31	8
2	$\frac{5-22}{11}$	$\frac{6-80}{32}$	$\frac{16-77}{47}$	90	$\frac{9-29}{18,7}$	$\frac{6-31}{25,3}$	44,0	$\frac{68-147}{108,7}$	$\frac{81-164}{122,6}$

Примечание. Строка 1 – количество замеров; строка 2 – в числителе – минимальные и максимальные значения мощности, в знаменателе – ее средняя величина.

Количество пересечений интрузива от контакта до контакта, по данным бурения в пределах месторождения, недостаточно – 1 пересечение на 1 км (табл. 1), поэтому за основу принимается общая мощность интрузива, определенная расчетным путем на геологических разрезах: мощность его без подрудного горизонта (31 замер – 108,7 м) + мощность подрудного горизонта с нижним эндоконтактом (40 замеров), что составит: 108,7 м + 25,3 м = 134 м.

Тубозерский участок является непосредственным продолжением Пудожгорского месторождения, на долю которого приходится 18 км из общей протяженности интрузива, равной 25 км. Здесь интрузив на юго-восточном фланге вскрыт пятью скважинами – № 29, 124–127. Скважина № 29 пересекает его от верхнего до нижнего эндоконтакта. На Пудожгорском месторождении столь полного разреза в одном пересечении, который был бы охарактеризован химическими анализами, нет. Наиболее полно изучена

аналитически скважина № 304, расположенная на его северо-западном фланге. Она вскрывает разрез от верхнего эндоконтакта до рудного горизонта включительно.

Для расчета петрохимических характеристик и среднего состава дифференциатов использован массив химических анализов пород в количестве 236, в том числе по скв. № 29-67, скв. № 304-81 (табл. 2–4). В разрезе интрузива, включая верхний и нижний эндоконтакты, выделяется 8 слоев и горизонтов. Скважина № 29 (табл. 3) характеризует разрез с большой мощностью гранофирового горизонта – 40 м (наиболее контрастная дифференциация), скважина № 304 (табл. 2) – с увеличенной мощностью надрудного горизонта – 90 м (вертикальная мощность). По скв. № 304 минеральный состав дифференциатов и химические анализы рядовых проб приведены в монографии по Пудожгорскому месторождению (Трофимов, Голубев, 2008).

Таблица 2

Средневзвешенный состав интрузива и его дифференциатов. Скважина № 304, Пудожгорское месторождение

Горизонт, слой	Мощность, интервал, м	Количество анализов и № точки	Содержание компонентов, мас. %														
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ппп	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅	S
Закалочный слой, верх.		<u>1</u> 12	47,82	2,26	13,03	4,19	12,71	0,25	5,07	8,62	2,52	1,00	0,07	2,49	0,20	0,1	0,07
Верх. эндоконтакт		1	48,32	2,62	11,73	4,90	12,71	0,34	5,20	7,72	3,00	0,73	0,32	2,36	0,29	0,08	0,08
Верх. эндоконтакт + закалочный слой (среднее)	5,6	2	48,07	2,44	12,38	4,55	12,71	0,295	5,14	8,17	2,76	0,87	0,2	2,43	0,25	0,09	0,08
Верхние долериты	122,4–128,0	13															
	7,0	2	47,25	3,17	11,38	4,15	15,66	0,4	3,59	6,68	2,59	2,57	0,16	2,17	0,3	0,05	0,46
	128,0–135,0	14															
Такситовый горизонт	6,0	2	55,1	1,75	12,45	3,06	10,35	0,34	2,39	5,63	5,13	1,15	0,23	1,85	0,62	0,04	0,06
	135,0–141,0	15															
Гранофировый горизонт	24	5	61,6	1,03	13,04	3,52	7,79	0,17	0,89	3,88	4,56	1,63	0,33	1,3	0,34	0,01	0,03
	141,0–165,0	16															
Надрудный горизонт	90	14	49,66	3,02	11,6	3,07	15,37	0,18	3,37	6,83	2,88	1,36	0,27	2,41	0,46	0,05	0,09
	165,0–255,0	17															
Диоритовая зона (эндок. + зак.) (средневз.)	127	23	52,04	2,59	11,90	3,21	13,72	0,20	2,87	6,21	3,29	1,47	0,27	2,16	0,44	0,04	0,10
Диоритовая зона (средневз.)	128,0–255,0																
	132,6	25	51,87	2,59	11,92	3,27	13,67	0,20	2,96	6,29	3,27	1,44	0,27	2,17	0,43	0,04	0,10
	122,4–255,0																
Рудный горизонт (средневз.)	17,3	47	32,88	7,62	10,80	12,96	21,53	0,27	3,03	5,20	1,92	0,88	0,16	2,06	0,26	0,39	0,10
		18															
Подрудный горизонт	18,2	7	43,43	3,42	14,82	7,18	13,79	0,20	3,07	7,78	2,85	0,79	0,21	1,86	0,23	0,20	0,05
		19															
Нижн. эндок. + нижн. зак. (среднее)	4		48,07	2,44	12,38	4,55	12,71	0,295	5,14	8,17	2,76	0,87	0,2	2,43	0,25	0,09	0,08
Габбровая зона (средневз.)	39,5	56	39,28	5,16	12,81	9,45	17,07	0,24	3,26	6,69	2,43	0,84	0,19	2,01	0,25	0,27	0,07
Средневз. по интрузиву	172,1	81	48,98	3,18	12,13	4,69	14,45	0,21	3,03	6,38	3,07	1,30	0,25	2,13	0,39	0,096	0,09

П р и м е ч а н и е . За основу принят разрез диоритовой зоны по скв. № 304 (инт. 122,4–255,0). Средние мощности рудного и подрудного горизонтов приведены к вертикальным с углом 20°; средневзвешенное содержание по рудному горизонту рассчитано по скв. № 275, 360, 376; среднее по нижнему эндоконтакту принято равным для верхнего эндоконтакта; содержание по другим горизонтам – среднеарифметическое.

Таблица 3

Средневзвешенный состав интрузива и его дифференциатов. Скважина № 29, Тубозерское рудопроявление

Горизонт, слой	Мощность, интервал, м	Количество анализов и № точки	Содержание компонентов, мас. %														
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ппп	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅	S
Закалочный слой, верх.		<u>1</u> 1	47,22	2,36	12,64	6,06	10,42	0,26	5,65	6,72	2,5	1,45	0,29	3,53	0,22		
Верх. эндоконтакт	2,9	4	48,44	2,3	12,48	4,48	13,21	0,20	4,51	8,21	2,47	1,35	0,11	1,79	0,22	0,081	0,088
Верх. эндоконтакт + закалочный слой (среднее)	2,9	5	48,20	2,31	12,51	4,79	12,65	0,21	4,74	7,91	2,48	1,37	0,14	2,14	0,22	0,081	0,09
Верхние долериты	128,4–131,3	2															
	5,7	2	48,46	2,15	12,53	3,97	13,17	0,23	4,65	7,68	2,9	1,43	0,16	2,32	0,22		0,095
	131,3–137,0	3															
Такситовый горизонт	8	4	53,81	1,72	11,83	5,8	11,36	0,24	1,88	4,98	4,69	1,26	0,22	1,61	0,58	0,016	0,13
	137,0–145,0	4															
Гранофировый горизонт	40	29	63,39	0,85	11,94	6,25	5,46	0,09	0,94	2,58	6,04	1,04	0,25	1,13	0,20	0,005	0,19
	145,0–185,0	5															
Надрудный горизонт	12,5	4	55,69	1,49	11,43	3,61	12,78	0,29	1,66	4,86	3,61	1,13	0,37	2,01	0,72	0,038	0,15
	185,0–197,5	6															
Диоритовая зона (эндок. + зак.) (средневз.)	66,2	39	59,49	1,19	11,88	5,50	8,22	0,16	1,51	3,74	5,15	1,12	0,26	1,46	0,35	0,01	0,17
Диоритовая зона (средневз.)	131,3–197,5																
	69,1	44	59,02	1,24	11,91	5,47	8,40	0,16	1,65	3,91	5,03	1,13	0,26	1,48	0,34	0,02	0,16
	128,4–197,5																
Рудный горизонт (средневз.)	20,9	12	27,71	8,55	9,32	17,87	24,15	0,34	3,14	4,62	1,36	1,4	0,13	0,96	0,21	0,56	0,08
	197,5–218,4	7															
Подрудный горизонт	21,6	8	45,42	2,04	14,36	5,76	14,13	0,18	3,80	7,68	2,55	1,22	0,24	2,16	0,24	0,151	0,05
	218,4–240,0	8															
Нижний эндоконтакт	1,8	2	48,55	1,32	13,33	3,75	13,44	0,23	4,82	8,26	2,55	1,00	0,23	1,49	0,33	0,082	0,06
	240,0–241,8																
Закалочный слой, нижний	2,3	1	48,56	0,59	13,28	3,88	13,2	0,25	5,25	8,08	2,48	0,92	0,26	2,11	0,26	0,082	0,028
	241,8–244,1	10															
Нижн. эндокон. + нижн. зак. (среднее)	4,1	3	48,55	1,07	13,31	3,79	13,36	0,24	4,96	8,20	2,53	0,97	0,24	1,70	0,31	0,082	0,05
	240,0–244,1	9															
Габбровая зона (средневз.)	46,6	23	37,75	4,88	12,01	11,02	18,55	0,25	3,61	6,35	2,01	1,28	0,19	1,58	0,23	0,017	0,06
	197,5–244,1																
Средневз. по интрузиву	115,7	67	50,45	2,70	11,95	7,70	12,49	0,20	2,44	4,89	3,82	1,19	0,23	1,52	0,30	0,003	0,12
	128,4–244,1																

Таблица 4

Средневзвешенный состав интрузива и его дифференциатов

Горизонт, слой	Мощность, м	Количество анализов	Содержание компонентов, мас. %														
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ппп	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅	S
Закалочный слой																	
верх.		2	47,52	2,31	12,84	5,13	11,57	0,255	5,36	7,67	2,51	1,23	0,18	3,01	0,21	0,1	0,07
нижний: в гранитах		2	48,26	1,38	12,91	3,59	12,77	0,24	5,78	8,14	2,59	1,26	0,23	2,17	0,29	0,06	0,02
нижний: в габброноритах		3	48,62	2,39	12,12	3,87	13,32	0,27	4,85	8,39	2,73	0,71	0,19	1,98	0,23	0,066	0,07
Эндоконтакт																	
верхний	4	6	48,31	2,39	12,23	4,52	13,23	0,24	4,72	8,22	2,48	1,13	0,15	1,96	0,25	0,07	0,09
нижний	4	10	48,1	2,15	12,68	4,39	12,84	0,23	4,9	8,12	2,75	0,88	0,18	1,97	0,34	0,065	0,075
Верхние долериты	7	4	47,86	2,66	11,95	4,06	14,41	0,31	4,12	7,18	2,74	2,00	0,16	2,24	0,26	0,05	0,217
Такситовый горизонт	7	6	54,24	1,73	12,04	4,89	11,02	0,28	2,05	5,19	4,83	1,22	0,22	1,69	0,59	0,026	0,114
Гранофировый горизонт	25	34	63,12	0,87	12,10	5,85	5,80	0,10	0,94	2,77	5,82	1,13	0,26	1,15	0,22	0,005	0,170
Гранофировый и такситовый	32	40	61,79	1,00	12,09	5,70	6,58	0,13	1,10	3,13	5,67	1,14	0,26	1,23	0,28	0,011	0,161
Надрудный горизонт	47	29	49,72	3,03	11,51	3,68	14,97	0,225	3,23	6,46	2,96	1,24	0,27	2,28	0,49	0,046	0,083
Диоритовая зона (средневз.)	90	81	53,58	2,27	11,79	4,45	11,98	0,20	2,64	5,47	3,86	1,26	0,248	1,92	0,39	0,035	0,120
Диоритовая зона (зак. + верх. эндок.) (средневз.)	86	73	53,83	2,27	11,76	4,44	11,94	0,20	2,54	5,34	3,93	1,27	0,252	1,90	0,40	0,033	0,122
Рудный горизонт	18,7	102	31,83	7,84	10,02	13,75	22,31	0,26	2,98	5,13	1,74	1,00	0,18	2,24	0,27	0,391	0,105
Подрудный горизонт	21,3	38	43,98	2,79	13,85	5,95	13,95	0,20	4,15	7,81	2,55	0,92	0,19	1,96	0,26	0,150	0,049
Габбровая зона (средневз.)	44	155	39,20	4,87	12,11	9,11	17,41	0,23	3,73	6,70	2,22	0,95	0,19	2,08	0,27	0,245	0,074
Средневзв. по интрузиву	134	236	48,85	3,13	11,89	5,98	13,76	0,21	3,00	5,87	3,32	1,16	0,23	1,97	0,35	0,104	0,105

При расчете средних составов по интрузиву в целом использованы химические анализы пород по скважинам (304, 275, 360, 376, 29, 124, 125, 126, 127) и расчетам по профилям I и II, вскрывшим подрудный и рудные горизонты. Охарактеризованность анализами выделенных слоев и горизонтов на 1 м разреза неравномерная, но достаточно представительная: рудный горизонт – 5,5; надрудный и верхние долериты – 0,6; остальные – 1,0–1,5. При большой средней мощности надрудного горизонта – 47 м (29% от мощности интрузива) это недостаточно и могло дать ошибку в пределах 5%, максимум 10%, в первую очередь для содержаний Ti и Fe в сторону завышения за счет скв. № 304.

Рассчитанные петрохимические характеристики для двух пересечений (С-304, С-29) и интрузива в целом показали их сопоставимость (табл. 5). Коэффициент фракционирования (K_f) для дифференциатов, за исключением эндоконтактных слоев, больше 80, что позволяет отнести исходный расплав к ферродолеритам. Наиболее высокие значения его – 92,4 и 92,5 – соответствуют рудному и гранофировому горизонтам. По коэффициенту глиноземистости (al') все основные разновидности пород, слагающие дифференцированные слои, являются низкоглиноземистыми и только породы гранофирового горизонта – умеренно глиноземистыми (табл. 5).

Таблица 5

Петрохимическая характеристика средних составов дифференцированных разновидностей пород Пудожгорского интрузива

Петрохимические характеристики	Верхний эндоконтакт			Гранофировый горизонт			Рудный горизонт			Подрудный горизонт			Средневзвешенное по интрузиву		
	С-304	С-29	Интрузив	С-304	С-29	Интрузив	С-304	С-29	Интрузив	С-304	С-29	Интрузив	С-304	С-29	Интрузив
$K_f = 100[(Fe_2O_3 + FeO)/(MgO + Fe_2O_3 + FeO)]$	77,05	78,63	78,99	92,70	92,57	92,53	91,92	93,05	92,37	87,23	83,96	82,74	86,33	89,22	86,81
Na_2O/K_2O	3,17	1,81	2,19	2,80	5,84	5,15	2,18	0,97	1,74	3,61	2,09	2,77	2,36	3,2	2,86
$Na_2O + K_2O$	3,63	3,85	3,61	6,19	7,08	6,95	2,80	2,76	2,74	3,64	3,77	3,47	4,37	5,01	4,48
Al_2O_3/TiO_2	5,07	5,42	5,12	12,66	14,05	13,9	1,42	1,09	1,28	4,33	7,04	4,96	3,81	4,43	3,80
$al' = Al_2O_3/(MgO + Fe_2O_3 + FeO)$	0,55	0,56	0,54	1,07	0,94	0,96	0,30	0,21	0,26	0,73	0,61	0,58	0,55	0,53	0,52
$f' = Fe_2O_3 + FeO + TiO_2$	19,7	19,8	20,14	12,34	12,6	12,52	42,11	50,6	43,9	20,68	21,9	22,69	22,32	22,9	22,87
$(Na_2O + K_2O)/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$	0,36	0,36	0,35	0,61	0,69	0,68	0,22	0,18	0,21	0,29	0,31	0,29	0,43	0,45	0,42
$f = (Fe^{2+} + Fe^{3+})/Mg$	1,83	2,01	2,01	6,91	6,62	6,61	6,15	7,19	6,53	3,71	2,85	2,61	3,46	4,47	3,58
$(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg)/Mg$	2,83	3,01	3,06	7,91	7,62	7,61	7,15	8,19	7,53	4,71	3,85	3,61	4,46	5,47	4,58
$100[(Na + K)/(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg)]$	29,74	30,84	29,05	104,0	122	119,3	15	11,53	13,89	30,35	29,78	27,38	37,79	44,85	38,63

Согласно диаграмме AFM, все дифференциаты Пудожгорского интрузива относятся к толеитовой серии (рис. 1). При этом средние составы исходного расплава и преобладающее число дифференциатов размещаются на границе нормальной и субщелочной серий (рис. 2), что определяет двойственность подхода к ним при классификации. Средний состав расплава по двум пересечениям (С-29 и С-304, табл. 2, 3)

отвечает базальтам (долеритам). Породы подрудного горизонта, эндоконтактов и верхних долеритов с минеральным парагенезисом лабрадор+авгит+титаномагнетит лишь частично размещаются в поле базальтов с содержанием кремнезема 48–52% (рис. 2) и располагаются в границах 45–52% SiO₂ для базальтов по классификации вулканических пород TAS (Классификация..., 1997). Дифференциаты диоритовой

зоны размещаются в области андезибазальтов и андезитов (рис. 2). Средневзвешенный состав интрузива (табл. 5) соответствует области трахибазальтов (трахидолеритов) по классификации TAS [2].

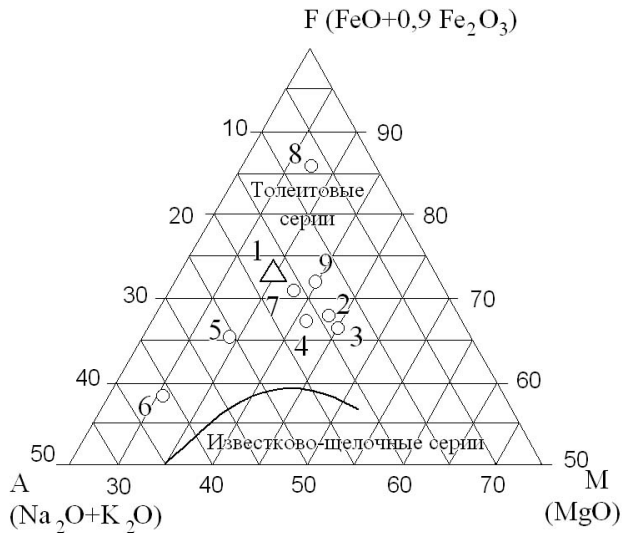


Рис. 1. Диаграмма AFM. Положение средневзвешенного состава дифференцированных слоев и горизонтов относительно границ толентовой и известково-щелочной серий:

1 – интрузива; 2–3 – эндоконтактов; 4 – верхних долеритов; 5 – такситового; 6 – гранофирового; 7 – надрудного; 8 – рудного; 9 – подрудного

По соотношению кремнезема и калия породы интрузива относятся к умеренно и высококалиевым типам, а средний состав исходного расплава занимает граничное положение (рис. 3). Усредненные составы гранофирового горизонта (точки 5, 16, рис. 2, 3) не отражают истинного положения рядовых анализов,

половина которых соответствует субщелочной серии (рис. 4, А), низкокалийевому типу (рис. 4, Б).

Породы, слагающие рудный и гранофировый горизонты, занимают крайние позиции на бинарной классификационной диаграмме (рис. 2), что позволяет предположить наличие двух ветвей дифференциации расплава. Смена минерального парагенезиса, при кристаллизации расплава, согласно реакционных серий Боуэна (рис. 5), подтверждает положение гранофирового горизонта как крайнего и наиболее низкотемпературного дифференциата в разрезе интрузива. Состав клинопероксена в разрезе интрузива достаточно ровный и соответствует авгиту (табл. 6). Продукты наиболее ранней кристаллизации – подрудный горизонт и нижний эндоконтакт – содержат максимальные величины энстатитового минала – 41,2 и 44,2% соответственно. Кровля подрудного и рудного горизонтов, а также верхний эндоконтакт и надрудный горизонт имеют более низкие значения (En – 38,6–40,6) (табл. 6). Положение рудного горизонта в температурной последовательности реакционных серий хорошо увязывается со сменой минерального состава (рис. 5), но неоднозначно, если рассматривать его генезис как ликвационный. Сквозным рудным минералом в составе первичного парагенезиса является tmt. Титаномагнетит рудного горизонта обладает наиболее тонкой (субмикроскопической) структурой распада твердого раствора ilm в tm. Кристаллы tmt в рудном горизонте меньше всего затронуты процессами лейкоксенизации, за исключением его подошвы и кровли. Все это указывает на очень низкую температуру кристаллизации расплава, близкую к температуре распада твердых растворов. Рудный горизонт характеризуется минимальными значениями общей щелочности и алюмо-титанового модуля, а гранофировый горизонт – их максимальными величинами (табл. 5). Коэффициенты железистости (f) и магнезиальности для обоих горизонтов близки и максимальны для интрузива.



Рис. 2. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для обобщенного химического состава слоев и горизонтов Пудожгорского месторождения и Тубозерского рудопроявления:

1, 2 – средний состав дифференциатов и номера точек (1 – С-29, Тубозерское рудопроявление (Т); 2 – С-304, Пудожгорское месторождение (П)); 3–5 – средневзвешенный состав (3 – диоритовая зона, 4 – габбровая зона, 5 – интрузива); 6 – поля составов дифференциатов (номера точек соответствуют таковым графы 3 в табл. 2, 3); 7–8 – дискриминантная функция (7 – для магматических пород; 8 – для вулканических пород) (Интерпретация..., 2001)



Рис. 3. Классификационная диаграмма $K_2O - SiO_2$ для субщелочной серии. Подразделение дифференцированных слоев и горизонтов интрузива (табл. 2, 3) на низко-, умеренно- и высококальцевые
Усл. обозн. см. на рис. 2

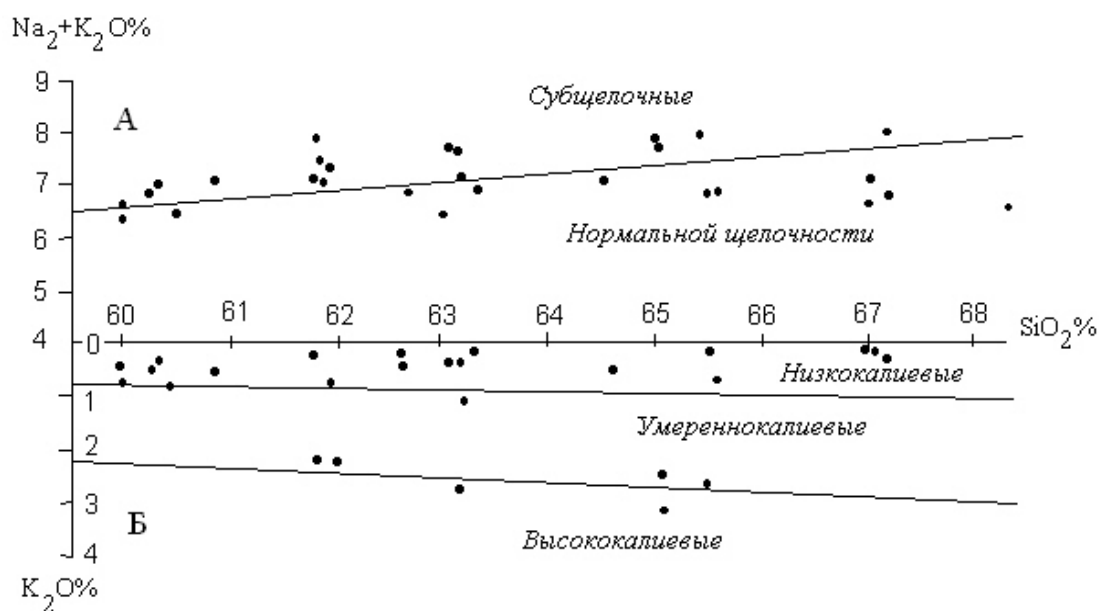


Рис. 4. Классификационные диаграммы пород гранофирового горизонта (С-29, т. 5):

А – $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$; Б – $K_2O - SiO_2$

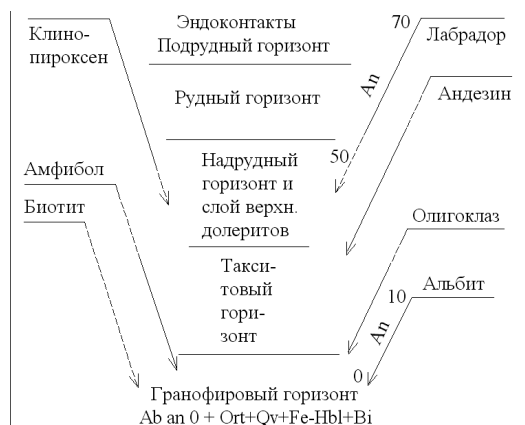


Рис. 5. Смена минерального состава в дифференцированных слоях и горизонтах интрузива (вилка Боуэна)

Таблица 6

Состав клинопироксена по разрезу интрузива

Дифференцированные подразделения	Количество анализов	Средний состав авгита		
		Wo	En	Fs
Верхний эндоконтакт	13	37,3	38,3	24,5
Верхние долериты	7	44,3	33,7	22,0
Надрудный горизонт	7	36,2	40,6	23,3
Рудный горизонт	32	38,0	39,8	22,2
Подошва рудного – кровля подрудного горизонтов	22	37,8	39,6	22,6
Подрудный горизонт	70	36,3	41,2	22,4
Нижний эндоконтакт	6	38,4	44,2	17,3*
Нижний заалочный слой	6	34,7	43,1	22,2*

Примечание. * – возможно влияние на состав авгита анализов пород с габброноритами в экзоконтакте.

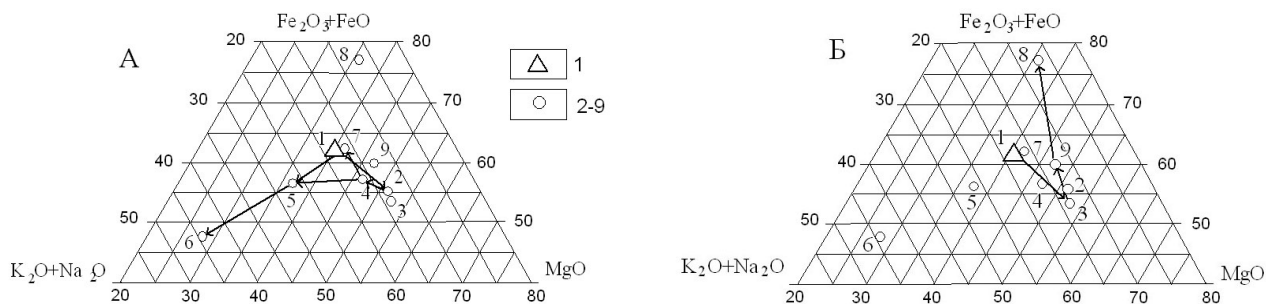


Рис. 6. Тренд дифференциации Пудожгорской интрузии (А – диоритовой зоны; Б – габбровой):

1 – расчетный средневзвешенный состав исходного расплава, мол. %; 2–9 – средний состав слоев и горизонтов (2, 3 – эндоконтакты, 4 – верхние долериты; 5 – тахситовый; 6 – гранофировый, 7 – надрудный, 8 – рудный, 9 – подрудный)

Разделившиеся – основной (рудно-силикатный) и более кислый – андезитовый (рис. 2, скв. 29) и андези-базальтовый (рис. 2, скв. 304) – расплавы кристаллизовались обособленно (рис. 6). Кристаллизация пород диоритовой зоны происходила «вовнутрь» в последовательности: надрудный горизонт (низы) + верхние долериты → надрудный горизонт (верхний слой) + тахситовый → гранофировый горизонт. Крайними членами двух ветвей расплава, подвергшегося ликвации, являются ферродолериты ($Tmt +$

$Avg + Pl_{44-67an}$) рудного горизонта (рис. 6, Б, табл. 6) и кварцевые монцодолериты (рис. 5) гранофирового горизонта с двумя генерациями альбита (рис. 6, А).

Химический состав, структурно-текстурные особенности и петрохимические характеристики пород подтверждают высказанную ранее (Трофимов и др., 1998) идею о ликвационном генезисе рудного горизонта, обособление которого произошло после кристаллизации эндоконтактов и большей части подрудного горизонта.

ЛИТЕРАТУРА

Интерпретация геохимических данных: Учебное пособие / Е. В. Складов и др. М., 2001. 288 с.

Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М., 1997. 347 с.

Магматические горные породы. Классификация. Номенклатура. Петрография. Ч. 1, т. 1. М., 1983. 367 с.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Пудожгорское благороднометалльное титаномагнетитовое месторождение. Петрозаводск, 2008. 123 с.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Смирнова Н. К. Специфичность исходного расплава и состав железо-титановых окисных минералов Пудожгорской интрузии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск, 1998. С. 35–42.

В. Я. Горьковец, М. Г. Попов, М. Б. Раевская

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КАЛИЕВЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ, СУБЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ КОСТОМУКШСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Интрузивные щелочные и субщелочные породы Костомукшского рудного района относятся к нескольким группам, рядам и семействам: 1) кимберлиты-2 (оранжеиты); 2) лампроиты от оливин-флогопитовых разностей до флогопит-лейцитовых; 3) оливин-флогопитовые мелилититы и сопутствующие им оливин-кальцит-флогопитовые породы; 4) кальцит-флогопитовые породы со Sr-апатитом (алликиит) и магнезиальным алюмохромитом ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 51,8\text{--}58,2\%$); 5) ильменит-биотит-амфиболовые апопироксенитовые породы с первичномагматическим карбонатом; 6) ильменит-биотит-амфибол-карбонатные породы; 7) щелочные меланократовые лампрофиры камптонит-мончикитового ряда; 8) известково-щелочные лампрофиры – керсантиты.

Все перечисленные породы слагают дайки протяженностью от 10 до 400 м и более при мощности 0,1–10 м и редко до 35 м, приуроченные к субмеридиональной зоне глубинных разломов протяженностью 25 км, и контролируются зонами разломов СЗ 300–310°.

В многочисленных публикациях сотрудников Института геологии КарНЦ РАН, Севзапгеологии, ВСЕГЕИ, ИГГД РАН дана характеристика дайковых калиевых щелочных пород Костомукши и обосновано отнесение их к лампроитам. Нами впервые была предпринята попытка выделения петрохимических серий среди них на основе данных, имеющихся у нас и заимствованных из публикаций и отчетов Севзапгеологии. Отчетливо выделяются две серии – магнезиальная и железистая (Попов и др., 2007).

На диаграмме $100[(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})]$ среди пород магнезиальной серии Костомукши, как и среди калиевых щелочных пород Архангельской алмазонасной провинции, выделяются две подсерии: железо-титановая и глиноземистая. На диаграмме $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3$ фигуративные точки калиевых пород Костомукши расположены в поле лампроитов и лишь некоторые – в зоне перекрытия полей лампроитов и кимберлитов группы 2 – оранжеитов. Эти кимберлиты-2 (оранжеиты) связаны постепенными переходами по минеральному составу и петрохимическим особенностям с лампроитами.

Оранжеиты слагают единичные диатремы, в которых в результате эрозии сохранилась лишь нижняя

жерловая часть разреза, представленная магматическими брекчиями с глубинными (мантийными) включениями. Глубина эрозионного среза предварительно оценивается около 1 км. На рассматриваемой территории были эродированы толщи карелия, свекофенния, нижнего и среднего рифея. По глубине эрозионного среза лампроиты Костомукши занимают промежуточное положение между лампроитами Австралии (Джейкс и др., 1989) и других регионов мира, где сохранились кратерные фации, песчанистые туфы, туфобрекчии, и лампроитами Западно-Алданского региона, в котором лампроиты развиты в составе К-щелочных интрузий типа Мурунского массива и в виде даек (Владыкин, 2001).

В мелкообломочной магматической брекчии диатремы 107 содержится до 50% округленных ксенолитов полностью оталькованных гипербазитов размером от нескольких миллиметров до 3×5 см и редких уплощенных угловатых ксенолитов вмещающих лопийских пород размером до 7×15 см. Упомянутые включения сцементированы интрузивной породой, содержащей до 70–80% флогопита (рис. 1).

Из мантийных включений диатремы 462 и из брекчии диатремы 107 были выделены и проанализированы минералы-спутники алмазов на микроанализаторе Camscan-4DV и спектрометре Link AN-10000.

В брекчии диатремы 107 присутствуют высокохромистые, низкокальциевые, низкожелезистые фиолетовые пиропы, относящиеся к алмазонасному дунитовому парагенезу. Ярко-зеленые хромдиопсиды в основном кальциевые ($100\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}) = 44,9\text{--}51,6$), не содержащие примеси K_2O , но содержащие $\text{MgO} = 15,09\text{--}18,41\%$. Хромшпинелиды относятся к изоморфному магнезиальному ряду магнохромит-алюмохромит-хромпикотит. Отдельные зерна с содержанием Cr_2O_3 более 62% сходны с хромшпинелидами, образующими сростки с алмазами и включения в алмазах.

В пределах Костомукшского рудного поля обнаружено гипабиссальное интрузивное тело № 6 размером вскрытой части 160×180 м, сложенное флогопит-оливиновой породой с карбонатом. Предположительно оно является нечком, расположенным в диатреме.

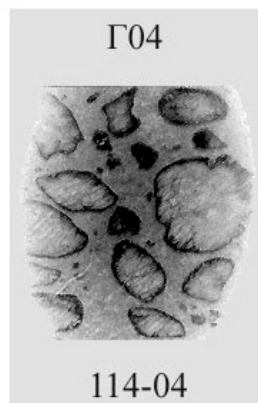
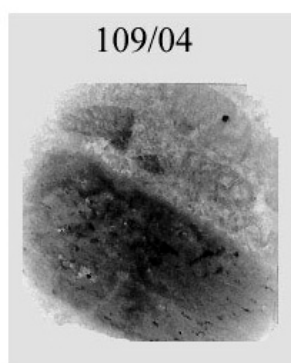
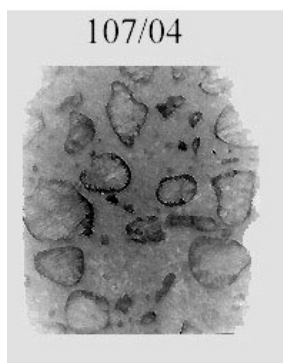
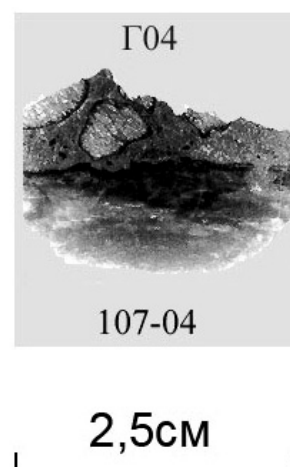
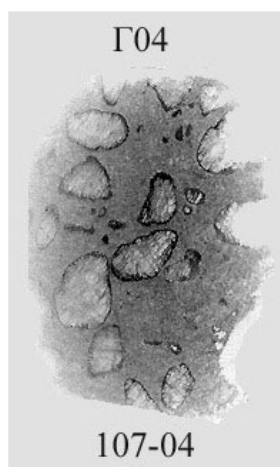
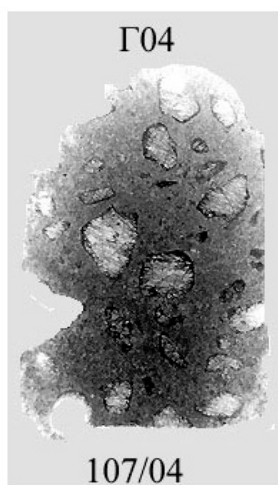
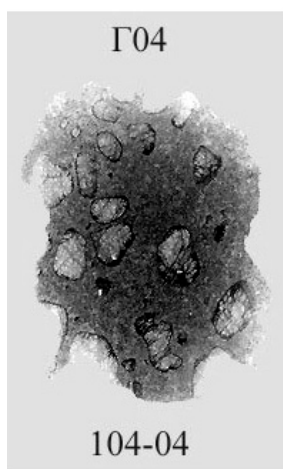
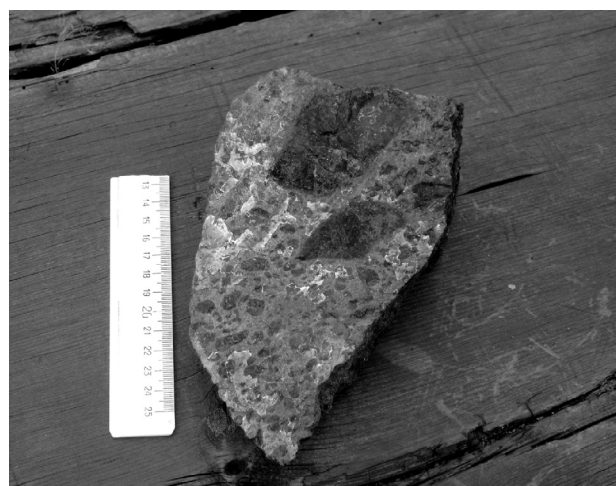


Рис. 1. Оранжеиты, Костомукша

Порода магматическая, полнокристаллическая, массивная, разномасштабная, от темно-серого до коричневатого цвета. Структура ее порфировая. Она состоит из макрокристов оливина, погруженных в тонкозернистую карбонат-флогопитовую основную массу, содержащую микрофенокристы оталькованного оливина (рис. 2, а). Главные породообразующие минералы представлены двумя генерациями оливина, полностью замещенного тонкошешуйчатыми тальком (суммарное количество 50–65%), флогопитом (25–40%), карбонатом (4–12%). Второстепенные минералы представлены диопсидом (доли процента). Акцессорные минералы, встречающиеся в виде редких микрозерен: сфен, апатит, перовскит, барит,

циркон, хромит, пирит, пирротин, пентландит, халькопирит, галенит, самородная медь, а также минералы, близкие по составу к паризиту и кальцио-стронцианиту.

В породе присутствуют две генерации оливина. Зерна первой генерации представлены макрокристаллами оливина размером обычно 1–3 мм, редко до 5 мм. В основном они имеют округленную или овальную форму. Их края резорбированы. Зерна оливина второй генерации размером 0,025–0,70 мм обычно идиоморфные или гипидиоморфные. Их края иногда также слабо резорбированы. В псевдоморфозах талька по оливину часто присутствует микронная вкрапленность пентландита, реже пирротина.

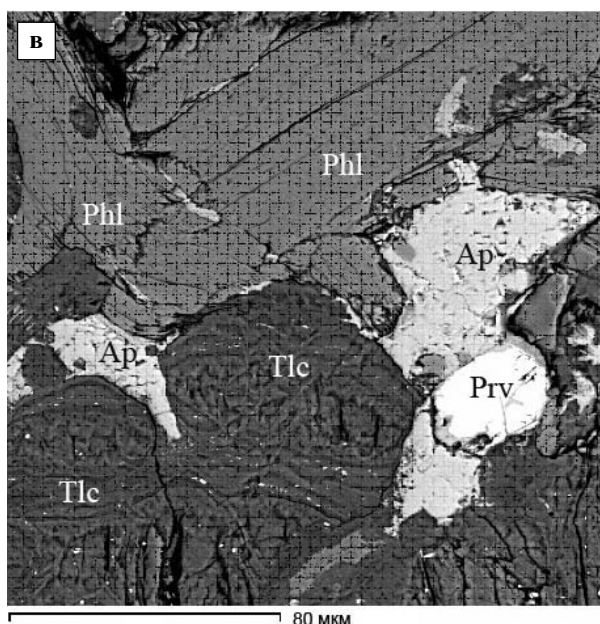
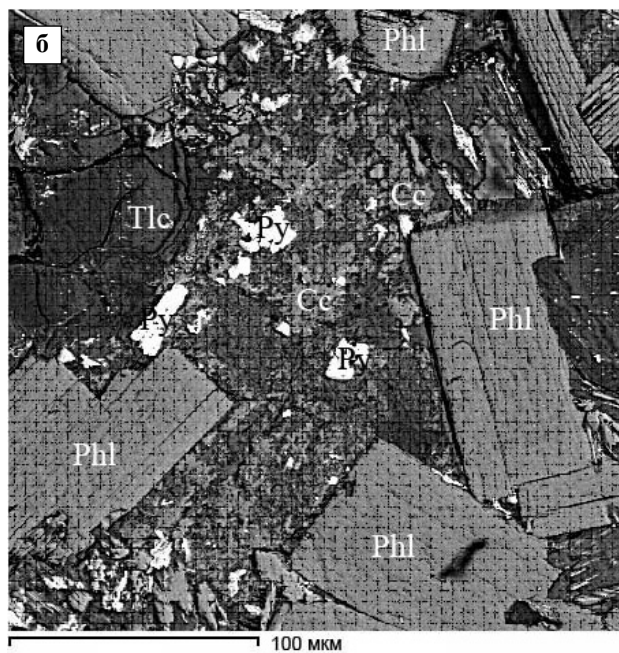
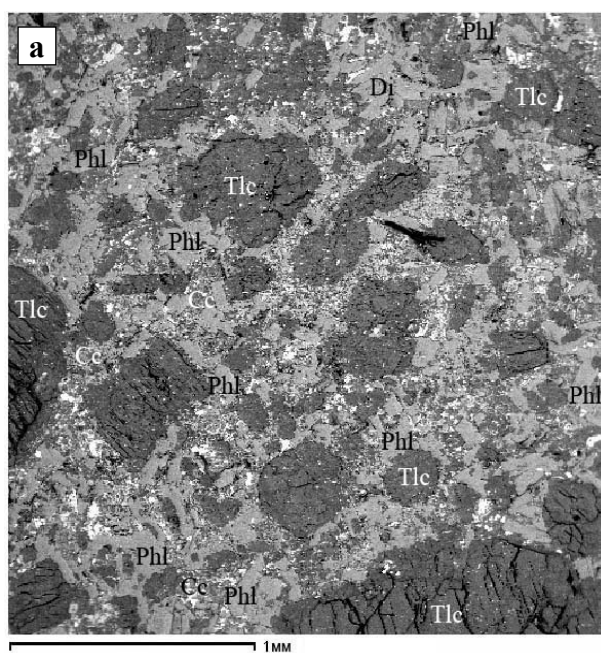


Рис. 2. Оранжеит (тело 6), структура (в отраженных электронах)

Таблица 1
Химический состав флогопитов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	43,34	44,27	42,61	42,47	41,58	42,17	42,82	41,58	42,63	43,46	43,06	43,16	43,73	44,03	43,48	43,63	43,05
TiO ₂	5,41	6,36	5,45	5,82	5,79	6,04	5,69	5,70	6,09	5,30	4,99	5,42	5,40	5,27	5,09	4,92	4,76
Al ₂ O ₃	9,49	9,51	7,44	9,98	9,53	9,89	10,14	9,49	8,99	8,66	7,59	8,91	9,44	9,23	9,94	10,72	10,01
FeO	6,59	6,31	9,36	6,54	7,80	6,77	6,88	6,90	7,12	6,82	7,27	6,41	5,86	5,77	5,46	5,74	6,52
MgO	24,11	24,24	23,69	23,77	23,94	23,56	23,34	23,36	24,44	24,93	23,68	25,05	24,83	25,08	25,69	25,24	25,02
K ₂ O	11,06	9,31	11,46	11,41	11,36	11,58	11,13	11,26	10,73	10,83	11,32	11,04	10,75	10,62	10,34	9,76	10,64
100Mg/(Mg+Fe)	86,7	87,0	81,9	86,6	84,5	86,6	86,3	85,3	86,0	86,7	85,3	87,5	88,3	88,6	89,3	88,7	87,3

Флогопит представлен микрокристаллическими в основном идиоморфными удлинёнными чешуйками (рис. 2, б), беспорядочно расположенными в основной массе породы, выполняющей промежутки между фенокристаллами оливина. Цвет чешуек светло-коричневый, реже буро-коричневый. Их размер составляет 0,03–0,15 мм. Флогопит характеризуется обратной

схемой плеохроизма: Np – оранжево-красный > Nm=Ng – бледно-оранжевый (желтый). По данным микрозондового анализа (табл. 1) рассматриваемые флогопиты высокомагнезиальные (100Mg/(Mg+Fe) = 84,5–89,3; MgO = 23,36–25,69%), высокотитанистые (TiO₂ = 4,76–6,36%), низкоглинозёмистые (Al₂O₃ = 7,44–10,72%) и несколько обогащенные железом

($\Sigma\text{FeO} = 5,46\text{--}9,36\%$). Часть из них близка к тетраферрифлогопитам. Кроме того, для них характерно обогащение титаном при обеднении алюминием (рис. 3), что свойственно линии эволюции флогопитов из лампроитов, согласно представлениям Р. Х. Митчелла (1988).

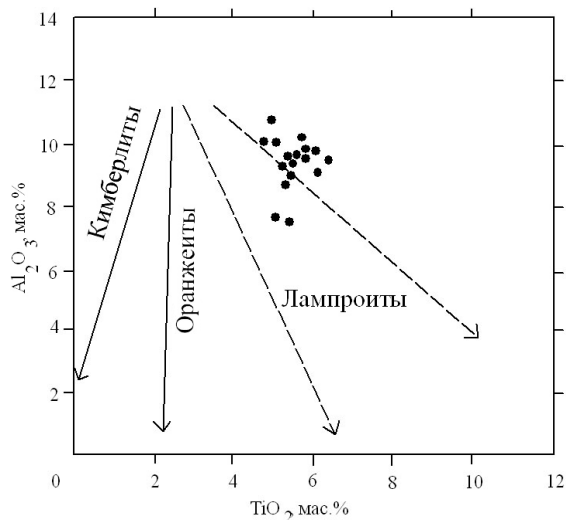


Рис. 3. Диаграмма Al_2O_3 – TiO_2 для флогопитов (тело 6)

Точки – фигуративные точки составов флогопитов (табл. 1)

Диопсиды в виде редких микрозерен размером 0,010–0,20 мм идиоморфной и ксеноморфной формы находятся в тонкозернистой основной массе породы. Химический состав их приведен в табл. 2. Для рассматриваемых клинопироксенов характерны высокие значения $100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) = 86,1\text{--}87,8$, $100\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}) = 49\text{--}52,8$ и низкое $100\text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Fe}) = 12,2\text{--}13,9$. Эти диопсиды магнезиальные, кальциевые, низкожелезистые, высокотитановые ($\text{TiO}_2 = 2,70\text{--}4,79\%$), с переменной низкой примесью натрия ($\text{Na}_2\text{O} = 0\text{--}1,26\%$) и глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 0\text{--}0,77\%$). Примесь хрома отсутствует.

Таблица 4

Химический состав апатита

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
CaO	57,75	48,51	55,70	52,81	51,70	52,15	50,61	50,78	48,90	51,62	51,62	46,89	46,47	54,65	47,24	50,66
P ₂ O ₅	36,00	37,39	33,85	41,63	38,91	38,94	39,88	40,33	41,62	42,36	41,91	38,28	38,46	37,42	37,42	39,63
SiO ₂	0,81	0,67							1,10	0,84		1,50	2,49		2,76	
MgO	1,40	3,06	1,84			0,77				1,24	1,57		2,55	0,78	3,05	1,05
Na ₂ O	1,31	3,76	3,49		4,09	4,35				0,75	3,74		2,10	1,99	3,89	4,99
WO ₃	2,73	6,60	5,11	5,56		3,79	5,05	5,79		3,19	3,95		4,98	4,12	4,13	
SrO					5,30				5,87			6,03				3,67
Cl ₂ O ₃							1,09	1,19							1,52	
FeO												1,00				

Перовскит присутствует в виде мельчайших идиоморфных и ксеноморфных зерен размером 0,02–0,07 мм (рис. 2, в). В его химическом составе (табл. 5) отмечается постоянная примесь $\text{Ce}_2\text{O}_3 = 3,28\text{--}5,26\%$, $\text{SrO} = 1,61\text{--}2,54\%$, реже $\text{Nb}_2\text{O}_5 = 1,78\text{--}2,33\%$, в единичных случаях $\text{WO}_3 = 2,27\%$, а также $\text{FeO} = 0,96\text{--}2,16\%$ и $\text{Na}_2\text{O} = 0,96\text{--}2,01\%$.

Сфен встречается в основной массе в виде гипидиоморфных и ксеноморфных микрозерен размером

Таблица 2

Химический состав диопсида

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51,17	51,21	50,55	48,88	50,24	51,34	53,40	52,02
TiO ₂	4,23	3,32	4,79	3,80	4,46	3,04	2,70	3,63
Al ₂ O ₃	0,61	0,58		5,66	0,57			0,77
FeO	4,13	4,33	4,44	3,96	4,43	4,36	4,23	4,21
MgO	15,41	15,98	16,29	15,24	15,48	16,68	16,43	16,77
CaO	23,45	23,95	23,93	21,75	24,06	24,59	21,99	22,60
Na ₂ O	0,99	0,62		0,71	0,75		1,26	
100Ca/(Ca+Mg)	52,2	51,9	51,4	50,7	52,8	51,5	49,0	49,2
100Mg/(Mg+Fe)	87,0	86,8	86,7	87,3	86,1	87,2	87,4	87,8
100Fe/(Mg+Fe)	13,0	13,2	13,3	12,7	13,9	12,8	12,6	12,2

Карбонат развит в основной тонкозернистой массе породы в виде мелких участков размером 0,1×0,3 мм, до 0,5×1 мм (рис. 2, б; табл. 3), выполненных коричневатого-серым микрозернистым агрегатом кальцита. Форма карбонатных участков неправильная, порой изогнутая. Часто они расположены по границам фенокристов оливина, а также выполняют пространство между зернами флогопита основной массы (рис. 2).

Таблица 3

Химический состав кальцита

	1	2	3	4	5	6	7	8
CaO	32,87	41,79	30,56	37,06	40,40	39,45	45,07	39,57
CO ₂	67,13	58,21	69,44	62,94	59,60	60,55	54,93	60,43

Акцессорные рудные и нерудные минералы расположены преимущественно в пределах карбонатных участков.

Апатит часто содержится в основной массе в виде микронных ксеноморфных и идиоморфных зерен (рис. 2, в) размером 0,005–0,09 мм, редко 0,15 мм. Химический состав их приведен в табл. 4. В их составе часто присутствует примесь $\text{WO}_3 = 2,73\text{--}6,60\%$, редко $\text{SrO} = 3,67\text{--}6,03\%$ и $\text{Ce}_2\text{O}_3 = 1,09\text{--}1,52\%$, а также $\text{MgO} = 0,77\text{--}3,06\%$ и $\text{Na}_2\text{O} = 0,75\text{--}4,99\%$.

0,010–0,015 мм. Для него характерны низкие содержания $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,55\text{--}1,33\%$, $\text{FeO} = 2,99\text{--}6,48\%$, $\text{MgO} = 1,91\text{--}7,32\%$ (табл. 6).

Хромит отмечается в виде единичных идиоморфных и ксеноморфных микрозерен размером до 0,012 мм. Их химический состав приведен в табл. 7. Это низкоглиноземистый ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 6,28\text{--}6,41\%$), титанистый ($\text{TiO}_2 = 3,02\text{--}3,18\%$), магнезиально- ($\text{Mg} = 17,0\text{--}18,19\%$) железистый ($\Sigma\text{FeO} = 19,74\text{--}20,53\%$) хромит ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 51,5\text{--}52,6\%$).

Таблица 5

Химический состав перовскита

	1	2	3	4
TiO ₂	55,11	53,97	53,90	55,58
CaO	34,90	34,75	31,58	35,09
Ce ₂ O ₃	4,05	4,15	5,26	3,28
Nb ₂ O ₅			2,33	1,78
WO ₃	2,27			
SrO		2,51	2,54	1,61
FeO	2,16	1,63	0,96	1,71
Na ₂ O	1,43	1,68	2,01	0,96
K ₂ O		0,38	0,53	
SiO ₂		0,93	0,88	

Таблица 6

Химический состав сфена

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	35,41	36,64	33,30	35,40	38,36	33,67
TiO ₂	32,71	28,19	32,99	32,02	27,89	31,59
Al ₂ O ₃	0,76	0,55	0,70	0,67	1,33	
FeO	2,99	4,22	2,53	3,54	4,15	6,48
MgO	2,40	4,72	1,91	3,32	7,32	
CaO	25,73	24,60	27,28	25,05	20,11	28,26
P ₂ O ₅		1,08	1,29			
K ₂ O					0,84	

Таблица 7

Химический состав хромита

	1	2
Al ₂ O ₃	6,28	6,41
Cr ₂ O ₃	52,60	51,50
TiO ₂	3,18	3,02
FeO	19,74	20,53
MgO	18,19	17,00
SiO ₂		0,95
CaO		0,59

Барит обнаружен в карбонатной массе в виде единичных микрозерен размером 0,005–0,012 мм. Их химический состав приведен в табл. 8.

Таблица 8

Химический состав барита

	1	2	3
BaO	65,82	62,71	61,00
SO ₃	34,18	37,29	39,00

Единичные микрозерна минералов, близких по составу к паризиту (табл. 9) и кальцио-стронцианиту (табл. 10), размером 0,001–0,005 мм, редко до 0,01 мм, встречаются в участках развития кальцита.

Циркон редко отмечается в виде единичных зерен размером менее 0,007 мм.

Сульфиды в основном приурочены к участкам карбоната, где они развиты в виде микрозерен размером 0,004–0,02 мм, редко размер зерен пирита достигает 0,14–0,30 мм.

Таблица 9

Химический состав паризита

CaO	48,25
SrO	12,38
BaO	2,35
La ₂ O ₃	10,79
Ce ₂ O ₃	18,21
Nd ₂ O ₃	6,79
MgO	1,23

Таблица 10

Химический состав кальцио-стронцианита

	1	2	3
CaO	9,33	4,51	7,37
SrO	15,82	9,94	7,82
BaO	1,26	2,07	2,43
CO ₂	73,59	77,70	77,13
Na ₂ O		4,70	3,73
Ce ₂ O ₃		1,08	0,91
MgO			0,25
SiO ₂			0,36

Химический состав рассматриваемых пород приведен в табл. 11. Обращает внимание низкое содержание окиси магния для породы, первоначально содержащей 50–65% высокомагнезильного оливина (Fo = 96) (Проскуряков, Увадьев, 1992). В табл. 12 представлены: 1) средние химические составы талька из оранжеитов тела 6 – Костомукши и 2) форстерита (mg = 91,9) из оливиновых лампроитов трубки Элендейл 9 – Австралия (Джейкс и др., 1989). Из сравнения этих данных видно, что при замещении оливина тальком происходит значительный вынос окиси магния и привнос кремнезема. Первоначальная неизменная порода, состоящая из 50% оливина, 40% флогопита и 10% кальцита, содержала MgO 34,99% (см. табл. 13). По текстурно-структурным особенностям, минеральному составу, количественному соотношению главных породообразующих минералов и химическому составу неизменной карбонат-флогопит-оливиновой породы (табл. 13) тела 6 последняя соответствует типичному оранжеиту-слюдному кимберлиту, впервые задокументированному в Костомукшском рудном районе.

Таблица 11

Химический состав оранжеита

			6-3
SiO ₂	39,20	R ₂ O ₅	1,01
TiO ₂	2,69	Cr ₂ O ₃	0,146
Al ₂ O ₃	4,84	V ₂ O ₅	0,010
Fe ₂ O ₃	4,59	CoO	0,012
FeO	2,94	NiO	0,208
MnO	0,188	CuO	0,005
MgO	21,63	ZnO	0,010
CaO	7,04	Li ₂ O	0,0083
Na ₂ O	0,13	Rb ₂ O	0,0132
K ₂ O	3,35	Cs ₂ O	0,0003
H ₂ O	2,43	Сумма	97,61
ппп	7,42	S	0,32

Таблица 12

Химический состав талька (1) и оливина (2)

	1	2
SiO ₂	55,73	40,78
TiO ₂		0,03
Al ₂ O ₃	1,78	<0,02
FeO	7,36	7,99
MnO	0,28	0,07
MgO	31,75	50,54
CaO	1,73	0,07
NiO	0,46	
Сумма	99,09	99,50
m _г , ат. %	88,4	91,9

Примечание. Все железо определено как FeO; m_г = 100Mg/(Mg+Fe). 1 – тальк (Костомукша), 2 – оливин (трубка Элендейл).

Таблица 13

Химический состав оранжеитов (тело 6, расчетный первоначальный состав)

	Оливин	Флогопит	Кальцит	Оливин 50%	Флогопит 40%	Кальцит 10%	Порода	
SiO ₂	40,78	43,34		20,39	17,34		37,73	37,82
TiO ₂	0,03	5,41		0,02	2,16		2,18	2,19
Al ₂ O ₃	0,02	9,49		0,01	3,80		3,81	3,82
FeO	7,99	6,59		4,00	2,64		6,64	6,66
MnO	0,07			0,04			0,04	0,04
MgO	50,54	24,11		25,27	9,64		34,91	34,99
CaO	0,07		39,75	0,04		3,98	4,02	4,03
K ₂ O		11,06			4,42		4,42	4,42
CO ₂			60,25			6,02	6,02	6,03
Сумма							99,77	100

Наиболее широко развиты лампроиты и кимберлиты в пределах Костомукшского рудного поля, где выявлены более 100 даек лампроитов и открыты три кимберлитовые трубки (диатремы). В лампроитах установлены обломки и кристаллы алмазов размером 0,1–1,3 мм. Кристаллы алмазов тетраэдрической и октаэдрической формы. Кристаллы в основном бесцветны (Проскуряков и др., 1989).

В настоящее время кимберлиты (оранжеиты) обнаружены в карьере Костомукшского железорудного месторождения. Размер одной овальной диатремы составляет около 200 м в диаметре, второй – 180×150 м; третья диатрема на дневной поверхности наблюдается в виде овального фрагмента 15 м по длинной оси. Диатремы сечутся близкими по возрасту лампроитовыми дайками.

Распространение и структурный контроль мест локализации кимберлитовых диатрем можно связывать с приуроченностью их к узлам пересечения и сочленения сопоставимых по рангу мантийных субширотных (СЗ 300–310°) и дуговых субмеридиональных (СВ 15°) тектонических разломных структур глубинного заложения.

Образование магматического очага лампроитовой магмы в Костомукшском районе произошло 1230 млн лет назад. Образование лампроитовой расплава Костомукшского рудного района, вероятно, произошло за счет частичного плавления мантийных гипербазитов, предварительно прошедших стадию деплетирования, а затем стадию глубинного (мантийного) метасоматоза. На стадии деплетирования в мантии, предположительно, кристаллизовались алмазы на глубине 150–210 км.

ЛИТЕРАТУРА

Владыкин Н. В. Алданская провинция К-щелочных пород и карбонатитов: вопросы магматизма, генезиса и глубинных источников // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Иркутск, 2001. С. 18–45.

Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М., 1989. 430 с.

Митчелл Р. Х. Лампроиты семейства щелочных горных пород // Зап. ВМО. 1988. Вып. 5, ч. 117. С. 575–585.

Попов М. Г., Раевская М. Б., Горьковец В. Я. Петрохимические серии лампроитовых пород Костомукши

// Геодинамика, магматизм, седиментогенез и менагения Северо-Запада России. Петрозаводск, 2007. С. 310–314.

Проскуряков В. В., Увадьев Л. И. Лампроиты восточной части Балтийского щита // Изв. АН СССР, сер. геол. 1992. № 8. С. 65–75.

Проскуряков В. В., Увадьев Л. И., Журавлев В. А. Щелочные калиевые породы района Костомукшского железорудного месторождения (Западная Карелия) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307, № 6. С. 1457–1460.

В. С. Степанов, А. В. Степанова

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДАЕК ГРАНАТ-КЛИНОПИРОКСЕНОВЫХ ГАББРОИДОВ ВОРОТНОЙ ЛУДЫ, ЗАПАДНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ БЕЛОГО МОРЯ

Дайки гранат-клинопироксеновых габброидов, рассматриваемые в данной работе, были установлены на о. Воротная Луда и привлекают внимание исследователей (Степанов, 1990; Степанова, Степанов, 2005; Травин, Козлова, 2007; Володичев и др., 2008), так как их морфология, особенности минерального и химического состава весьма специфичны и не позволяют отнести их ни к одному из выделяемых в Беломорском подвижном поясе (БПП) палеопротерозойских дайковых комплексов.

Геологическое положение даек гранат-клинопироксеновых габброидов однозначно свидетельствует о том, что их геологический возраст моложе времени формирования габброноритовых даек Гридинского дайкового поля (2396 ± 13 млн лет, Володичев и др., 2009). Вместе с тем изотопные датировки для Grt-CPx габброидов отсутствуют.

По имеющимся в настоящее время данным, дайки Grt-CPx габброидов не имеют широкого распространения в БПП, однако их геохимические особенности существенно отличают их от других палеопротерозойских комплексов БПП (Степанова, Степанов, 2005; Slabunov et al., 2008). Геохимические аналоги даек Grt-CPx габброидов, характерной особенностью которых являются очень слабо фракционированное распределение редкоземельных элементов и низкие содержания высокозарядных элементов по сравнению с породами комплекса коронитовых габбро, к которому они ранее относились (Степанов, 1990), установлены среди палеопротерозойских даек Пяозерского поднятия Карельского кратона (дайки толеитов, Степанова, 2004) и верхнеятулийских (людиковийских?) базальтов Онежской структуры (Иваников и др., 2008).

В настоящей работе рассматриваются преимущественно особенности морфологии тел Grt-CPx габброидов и их соотношения с вмещающими породами. Особое внимание им уделено вследствие нетипичных для дайковых тел, и в частности для даек Гридинского дайкового поля (ГДП), морфологических особенностей. Использован фактический материал, как полученный ранее (Степанов, 1990; Степанов, Степанова, 2005, 2006; Степанова, Степанов, 2005), так и собранный в процессе наблюдений, выполнен-

ных нами на о. Воротная Луда, а также на других объектах ГДП в 2006–2007 гг.

Геологическое строение о. Воротная Луда определяется широким распространением гнейсоплагиогранитов с многочисленными включениями базит-ультрабазитового состава. В последнее время эти образования определяются как эколгитсодержащий меланж (Володичев и др., 2004; Слабунов и др., 2007). Породы меланжа прорваны дайками основного состава (рис. 1).

Архейский эколгитсодержащий меланж определяет геологический фон острова и включает две составляющие: гнейсогранитную матрицу и обломочный материал. Гнейсоплагиограниты варьируют по меланократовости и степени мигматизации гранитным материалом. Они содержат ксеногенные включения основного и ультраосновного состава. Для включений характерны овальные сглаженные формы и небольшие размеры. Они образуют в плагиогнейсогранитной матрице скопления, которые широко варьируют по конфигурации и размерам. Совокупность этих образований рассматривается как архейский эколгитсодержащий меланж (Володичев и др., 2004; Слабунов и др., 2007; Бурдюх, 2009).

Образования, отнесенные к меланжу, различаются по содержанию обломков, которое изменяется в широких пределах от ~50 до 0%. Таким образом, в крайнем случае имеют место достаточно однородные гнейсограниты. Кроме того, породы меланжа различаются по степени деформированности, что наиболее заметно на участках скопления обломочного материала.

Деформации меланжа проявляются в разгнейсовании пород матрицы и в той или иной степени расплющивания и развальцевания включений. Слабо деформированный меланж сохраняет малоизмененной первичную форму включений и обнаруживает слабую гнейсовидность пород матрицы. В таком виде меланж сохранился в юго-восточной части острова (рис. 2). Более интенсивно деформированные и метаморфизованные породы меланжа существенно изменяют облик. В результате совместной деформации обломков и матрицы базитовые обломки сильно вытягиваются, местами приобретают лентовидную в плане форму, испытывают будинаж и нередко окан-

чиваются тонкими протяженными «хвостами». По-видимому, такие текстуры отражают совместную деформацию обломков и гнейсогранитов в условиях пластического течения и позволяют определить по-

роду как «прогретый» меланж. На таких участках нередко наблюдаются элементы складок, что, вероятно, свидетельствует о локализации их в замковых частях более крупных структур (рис. 3).

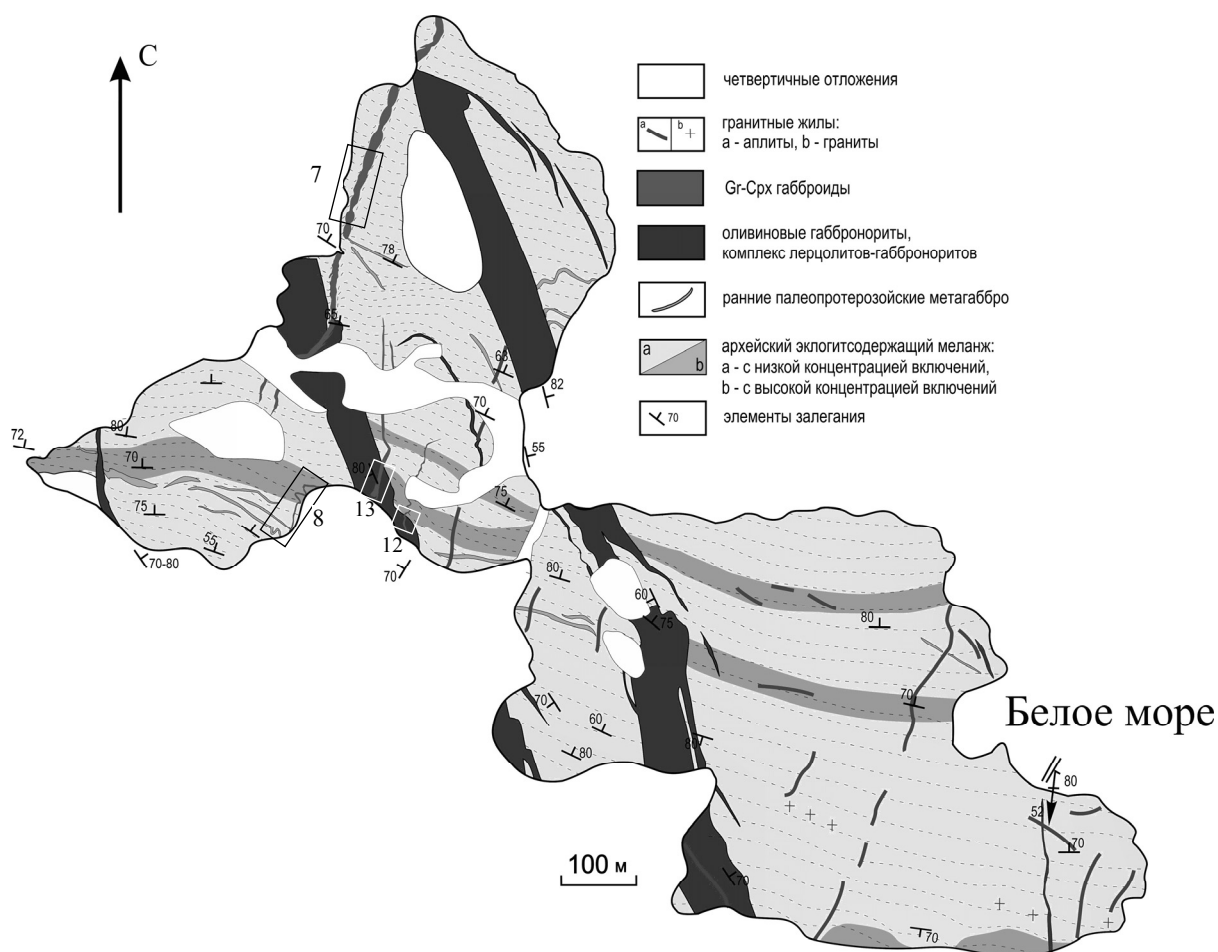


Рис. 1. Геологический план о. Воротная Луда. Прямоугольники с номерами соответствуют местоположению и номерам рисунков в статье



Рис. 2. Дайка оливинового габбро-норита (средняя часть снимка) в слабо деформированном меланже, ЮВ часть о. Воротная Луда



Рис. 3. Интенсивно деформированный «прогретый» меланж с элементами складок. Здесь и далее молоток ориентирован на север



Рис. 4. Наиболее сильно деформированный меланж

По-видимому, к крыльям таких структур тяготеют наиболее деформированные участки меланжа. Для них характерна довольно высокая степень гомогенизации с утратой четких границ между компонентами породы (рис. 4). Существуют разновидности меланжа, являющиеся промежуточными между рассмотренными типами. Различная степень мигматизации гнейсоплагиогранитов и деформированности обломков предполагает возможность неоднократного участия этих образований в тектонических процессах. В пределах Гридинского дайкового поля

(ГДП) признаки поздних деформаций зафиксированы в узких локальных зонах нарушений СЗ простирания. На Диоритовом острове (отметка 6,8 м; расположен у западного конца о. Избная Луда) в зоне СЗ нарушения палеопротерозойская дайка магнезиального диорита испытала интенсивное пластическое смятие с многократным уменьшением мощности, образованием сжатых, изоклинального типа складок и небольшими разрывами. Таким образом, возможность пластической деформации основных пород в условиях наложенных палеопротерозойских (свекофеннских?) деформаций представляется реальной. В ГДП они локализованы в узких зонах и сопровождаются деформацией палеопротерозойских даек, что позволяет отличать их от деформаций раннего этапа.

Палеопротерозойские интрузивные образования представлены на о. Воротная Луда тремя группами базитовых даек. Последовательность образования даек и закономерности пространственного размещения их отражены в легенде и на схеме геологического строения острова (рис. 1), а составы пород, слагающих дайки, иллюстрируются химическими анализами из объектов Воротной Луды (табл.). Раннепалеопротерозойские метагаббро (Степанов, Степанова, 2006) представлены здесь субширотными дайками, не выдержанными по мощности, которая обычно не превышает 1 м.

Реперными среди интрузивных образований ГДП являются дайки оливиновых меланогабброноритов КЛГН (Степанов, 1981) северо-западного простирания, изотопный возраст которых составляет 2493 ± 13 млн лет (Володичев и др., 2009). На Воротной Луде в условиях хорошей обнаженности задокументированы (Степанова, Степанов, 2005; Степанов, Степанова, 2006 и др.) непосредственные контактовые взаимоотношения между дайками оливиновых габброноритов КЛГН, дайками ранних палеопротерозойских метагаббро и дайками Grt-CPx габброидов.

Химические составы пород из даек о. Воротная Луда

Компоненты	C-2407-41	C-2407-12	C-2407-7-2	C-2407-20	C-2407-13	C-2407-14	C-2407-64
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50,44	50,18	51,50	50,50	49,40	49,16	48,83
TiO ₂	1,08	1,16	1,19	0,73	0,90	0,90	0,99
Al ₂ O ₃	10,39	10,52	10,34	11,60	13,84	14,05	14,66
Fe ₂ O ₃	2,54	3,21	3,59	1,20	3,63	3,04	3,40
FeO	10,49	11,15	10,34	9,33	9,33	9,32	9,76
MnO	0,18	0,08	0,20	0,24	0,16	0,19	0,22
MgO	9,83	9,03	7,87	13,66	7,40	7,55	7,32
CaO	9,25	8,82	9,07	8,40	11,75	11,49	11,02
Na ₂ O	2,95	3,00	3,17	2,00	2,12	2,90	1,96
K ₂ O	0,79	0,85	0,75	0,61	0,05	0,03	0,03
P ₂ O ₅	0,16	0,00	0,24	0,17	0,00	0,00	0,09
H ₂ O	0,15	0,14	0,05	0,16	0,24	0,10	0,05
ppp	1,43	1,37	1,10	1,04	1,04	1,60	1,14
Cr	404	267	198	807	171	192	96
Ni	423	474	308	213	119	63	164
Co	87	103	79	0	71	63	59
V	140	168	241	0	291	302	179
Cu	208	208	216	0	129	96	150

П р и м е ч а н и е . 1–3 – раннепалеопротерозойские метагаббро (симплектитовые структуры, реликты Орх, Срх, редкие ортопироксеновые псевдоморфозы по ОI; 4 – оливиновый меланогаббронорит; 5–7 – Grt-CPx габброиды (геохимический тип MORB) – коронитовые габбро Воротной Луды. Анализы выполнены в аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН.

Grt-CPx габброиды, являющиеся объектом нашего рассмотрения, определены как самые молодые базиты острова. Первоначально они были включены в комплекс гранатовых габбро (Степанов, 1990), позднее описаны как коронитовые метагаббро Воротной Луды (Степанова, Степанов, 2005). Используемое в статье определение их обосновывается следующим. Отсутствие реликтов магматических минералов и структур не позволяет определить видовое название породы в классических петрографических терминах. Вследствие этого определение породы ограничивается названием семейства – габброид. Принадлежность данной породы к габброидам определена на основании ее петрохимического состава и интрузивной, дайковой, формы сложенных ею тел. Уточнение Grt-CPx (габброид) отражает данные о главных порообразующих минералах (более ранние минералы не выявлены, а первичность Grt и CPx – не доказана). В петрографическом отношении они являются массивными мелко- или среднезернистыми плагиоклаз-гранат-клинопироксеновыми ортопородами аллотриоморфнозернистой структуры. Кроме клинопироксена и граната, составляющих более 50–60% объема породы, для них характерно присутствие кислого плагиоклаза (21–24% An) 14–20%, кварца до 1–3%, а из поздних метаморфических минералов – амфибола (паргасит) 5–25%. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, рутилом, титаномagnetитом, magnetитом, пирротинном, пентландитом и халькопиритом. Отмечено одно зерно телурида палладия. Клинопироксены представлены как минимум двумя разновидностями. Одна из них образует довольно однородные по строению зерна, а вторая является матрицей в симплектитовых сростаниях с кислым плагиоклазом. По микронзондовым определениям (обр. C-2407-64) однородные зерна содержат 21–22% Jd при $mg^{\#} = 70$ –74%. По данным других исследователей (Травин, Козлова, 2007; Володичев,

2008), содержание жадеитового минала в клинопироксенах этих пород достигает 30%. Таким образом, однородные зерна определяются как омфацит или близкий к нему клинопироксен. Ассоциация омфацита с гранатом (26% Prp), кислым плагиоклазом, рутилом и кварцем характерна для эклогитовой фации глубинности. В симплектитовых сростаниях с плагиоклазом (21–24% An) клинопироксен содержит около 8% Jd. Такие симплектиты достаточно широко распространены в данных породах, обычно они рассматриваются как декомпрессионные образования по эклогитам (Володичев и др., 2004). Поздним процессом изменения этих габброидов является амфиболизация.

Приведенные в таблице анализы отражают выдержанность химических составов Grt-CPx габброидов, которые практически не зависят от морфологии и мощности даек. По химизму рассматриваемые породы отвечают меланократовым магнезиальным базитам ($f' = 22$, $mg^{\#} > 50$, $Al_2O_3/TiO_2 = 15$, $Ti/V = 17$ –18, $Cr/V = 0,3$ –0,4) нормального ряда с геохимической специализацией MORB.

Имеющиеся данные, включая и ранее опубликованные, позволяют отметить, что дайки Grt-CPx габброидов Воротной Луды сформировались позднее даек КЛГН, из мантийного расплава, отличного от расплава, исходного для КЛГН, вероятно, при более высокой скорости перемещения его в литосфере и как следствие этого слабой контаминации коровым веществом.

Контакты даек с гнейсогранитами и меланжем. Установленные в различных частях о. Воротная Луда непосредственные контакты даек КЛГН, являющихся возрастным репером, с вмещающими породами показывают, что они имеют секущие соотношения с рассмотренными типами меланжа, что иллюстрируется рис. 2, 5 и 6. Аналогичные секущие контакты с породами меланжа характерны и для даек ранних палеопротерозойских метагаббро.



Рис. 5. Маломощные дайки амфиболизированного габбро-норита в зоне меланжа с относительно небольшим количеством обломочного материала



Рис. 6. Секущий контакт дайки КЛГН с деформированным «прогретым» меланжем

Приведенные данные показывают, что образование меланжа и его главные структурные преобразования на Воротной Луде имели место до формирования даек КЛГН и, следовательно, были оторваны во времени от момента внедрения даек Grt-CPx габброидов. Для даек КЛГН в большинстве случаев характерны прямолинейные, отчетливо секущие, с хорошо проявленной зоной закалки контакты с породами меланжа, свидетельствующие о том, что здесь, как и в других частях БПП, они внедрялись в относительно холодные консолидированные породы рамы.

Этот вывод позволяет более определенно подойти к интерпретации морфологии даек Grt-CPx габброидов и рассмотреть некоторые особенности условий их становления.

Морфология даек Grt-CPx габброидов и характер их контактов, а также особенности метаморфических преобразований, связанных с ними, рассмат-

ривались и ранее (Степанов, 1990; Степанова, Степанов, 2005; Травин, Козлова, 2007). Дайки этих базитов локализованы в зоне северо-восточного 15–20° простирания, прослеженной по западному берегу Воротной Луды на расстояние более 400 м при ширине до 250 м. По имеющимся данным она имеет продолжение южнее, на северном берегу мыса Гридин и далее на западном берегу о. Второй Коков. Таким образом, общая протяженность зоны, видимо, более 2 км. На Воротной Луде наиболее значительная, «главная» дайка этой зоны имеет мощность порядка 1–3 м и прослежена по простиранию с небольшими перерывами на расстояние более 400 м. Ориентировка дайки СВ 20°, падение крутое от 90 до 80° на восток. Кроме того, в пределах острова установлен ряд более мелких даек с мощностями от 0,1 до 0,7 м, которые ориентированы субпараллельно «главной» дайке (см. рис. 1) и формируют систему кулисообразных тел.

Таким образом, дайки Grt-CPx габброидов локализованы в узкой протяженной зоне, ориентировка которой отличается от ориентировки даек КЛГН и даек ранних PR₁ метагаббро в ГДП, что позволяет предполагать формирование каждой из этих групп даек в своем поле напряжений.

В качестве особенностей локализации, присущих «главной» дайке (рис. 7), отмечены следующие. Практически на всей обнаженной части дайки проявлены буди-наж-структуры начальной стадии. Характерны «оторван-ные» булавовидные апофизы, ближайшая к дайке утол-щенная часть которых имеет закругленную форму и от-делена от основного тела дайки зоной контактовых ана-тектитов по гнейсоплагиогранитам. Вместе с тем часть апофизы, расположенная на расстоянии более 30–40 см от контакта в неизменных породах рамы, имеет резкие секущие контакты, что свидетельствует о внедрении рас-плава в холодную консолидированную раму. Экзокон-тактовые зоны анатектитов мощностью до 20–30 см прос-леживаются на всем протяжении дайки. Для них харак-терна новообразованная полосчатость, которая конформ-на границам дайки и ориентирована под крутым углом по отношению к ранней гнейсовидности пород рамы. Именно эта зона и отделяет апофизы от основного тела дайки. Аналогичный тип экзоконтактовых зон характе-рен и для более мелких даек, но мощности зон контакто-вого анатексиса в этих случаях существенно меньше. Та-ким образом, расплав, формировавший эти дайки, обла-дал достаточно высокой тепловой энергией.



Рис. 7. «Главная» дайка гранат-клинопироксеновых габброидов, на переднем плане «булавовидная» апофиза

Морфология даек существенно меняется в зави-симости от состава и строения вмещающих пород. Эта зависимость проявлена и в «главной» дайке, ко-торая, попадая в зону интенсивно деформированно-го меланжа, утрачивает свою индивидуальность и распадается на ряд извилистых фрагментов (рис. 7), однако наиболее показательна в этом отношении дайка, представленная на детальном плане (рис. 8). Южная часть ее локализована в довольно однород-ных гнейсотоналитах, в которых хорошо выражена гнейсовидность, субширотная с крутым падением на север. Контакты дайки резкие, прямолинейные, секущие. Гнейсовидность вмещающих пород в кон-такте с ней имеет подвороты, свидетельствующие о наличии небольшого смещения вдоль тела дайки с отчетливой левосдвиговой составляющей в гори-зонтальном плане (рис. 9).

Северная часть этой дайки пересекает зону ин-тенсивно расщепленного меланжа. Эти породы отвечают грубополосчатому амфиболиту, в котором выделяются уплотненные, линзовидные фрагменты более темных пород и элементы изоклинальных складок (рис. 10).

Прямолинейная дайка Grt-CPx габброида на этом участке резко изменяет свою конфигурацию – образует складкообразные формы небольшой ам-плитуды и высоты (максимум первые метры), ли-нии простираения «осевых поверхностей» которых образуют тупые углы с генеральной линией прости-рания дайки (рис. 8). Аналогичная картина наблю-далась при пересечении этой зоны меланжа и дру-гими дайками Grt-CPx габброидов.

На рис. 11 представлен фрагмент небольшой дайки Grt-CPx габброидов, также расположенной в рассматриваемой зоне о. Воротная Луда. Морфоло-гия этой небольшой дайки также согласована со строением вмещающих пород, представленных де-формированным меланжем. В отличие от дайки, представленной на рис. 8, это тело залегает в менее гомогенизированном меланже и имеет более слож-ную конфигурацию.

В целом анализ морфологии тел Grt-CPx габб-роидов позволяет предполагать, что характер кон-тактов и морфологические особенности даек во многом зависят от состава и реологических свойств вмещающих пород. При пересечении однородных пород формируются тела прямолинейного общего тренда, но с волнообразными контактами, отрывом апофиз и интенсивно проявленными изменениями вмещающих пород в экзоконтактовой зоне. При пе-ресечении зон меланжа с высоким содержанием об-ломочной компоненты дайки Grt-CPx габброидов формируют извилистые складкообразные тела, фор-ма которых находится в определенной зависимости от главных структурных элементов интенсивно де-формированного меланжа. Это позволяет полагать, что наблюдаемые морфологические особенности даек являются следствием различных реологиче-ских свойств и флюидного режима разных компо-нентов меланжа.

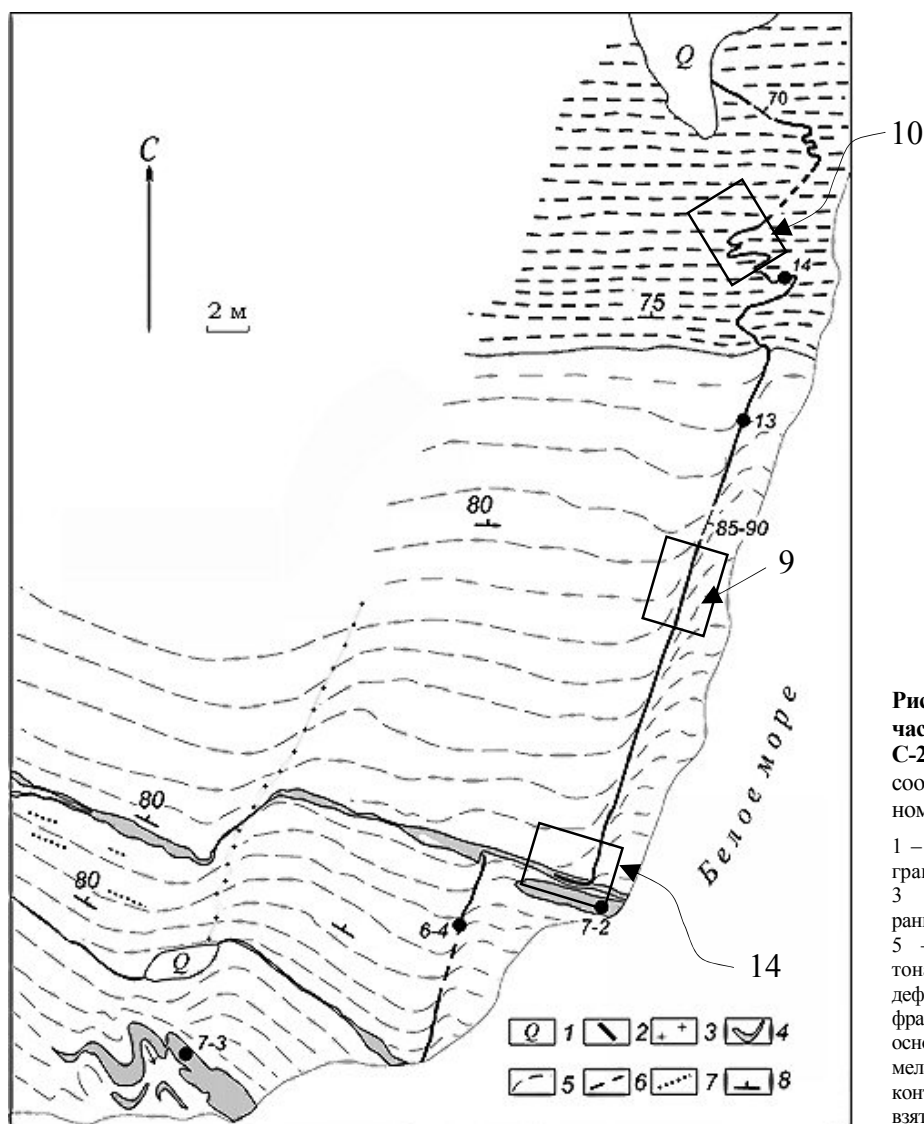


Рис. 8. Геологический план ЮЗ части острова Воротная Луда (обн. С-2407). Прямоугольники с номерами соответствуют местоположению и номерам рисунков в статье.

1 – четвертичные отложения; 2 – дайки гранат-клинопироксеновых габброидов; 3 – гранит-аплитовая жила; 4 – раннепалеопротерозойские габбро (дайки); 5 – гнейсограниты преимущественно тоналитового состава; 6 – интенсивно деформированный меланж; 7 – отдельные фрагменты амфиболитового и ультраосновного состава (обломочный материал меланжа); 8 – элементы залегания контактов и гнейсовидности; 9 – места взятия образцов и их номера

Контакты Grt-CPx габброидов с другими дайками. Контакты даек Grt-CPx габброидов с дайками КЛГН обнажены на данном острове, по крайней мере, на трех участках, а также на северном берегу мыса Гридин. Во всех этих случаях дайки Grt-CPx габброидов внедряются в габбронориты и активно воздействуют на них. Это проявляется как в разрывах сплошности и дроблении, так и в метаморфизме габброноритов. Характер этих взаимоотношений иллюстрируется рис. 12 и 13. Дайки пересекаются под углом около 40° (рис. 1). Характерным представляется следующий момент: дайки Grt-CPx габброидов, позиционирующиеся за пределами габброноритовых даек как единые тела, после пересечения границ последних формируют многочисленные апофизы, а в ряде случаев разветвляются на ряд тонких «струй», обтекающих довольно крупные чечевицеобразные фрагменты – блоки габброноритов. Площади, на которых получили развитие «струи», как правило, значительно превосходят мощности даек за пределами габброноритовых тел и прослеживаются на значительную глубину внутрь последних. Мощности отдельных «струй» варьируют в

широких пределах. Для них характерна полосчатая, флюидальная текстура. На одном из таких участков (рис. 13) происходит значительное (от 1 до 3 м) увеличение видимой мощности секущего тела Grt-CPx габброида, которое на этом участке приобретает сложную грушеобразную форму. Окончание тела Grt-CPx габброидов, осложненное многочисленными тонкими апофизами, несомненно отражает первично-магматическую интрузивную форму внедрения расплава, формировавшего дайку Grt-CPx габброидов, в полностью консолидированные средне-, мелкозернистые габбронориты. На контактах с Grt-CPx габброидами в габброноритах происходит замещение первичных магматических минералов Grt-CPx ассоциацией, для которой характерны Grt до 40% пиропы и CPx с 25–27% жадеита (Травин, Козлова, 2007).

На южном берегу Воротной Луды СВ дайка Grt-CPx габброида, представленная на рис. 8, контактирует с субширотной дайкой ранних PR₁ метагаббро. При этом СВ дайка прорывает контактовую границу субширотной дайки, внедряется в нее на глубину около 15 см и затем плавно поворачивает на запад,

образуя угол около 90° , и прослеживается в теле ранней дайки на расстояние около 1 м (рис. 8, 14). Мощность секущей дайки Grt-CPx габброида после изгиба постепенно сокращается до 2–3 см и затем теряется из-за перерыва в обнаженности. При этом на всей видимой части контакта граница между породами даек остается достаточно резкой. Выявить продолжение секущей дайки, после перерыва в обнаженности, не удалось. Возможно, продолжением ее является небольшая СВ дайка, расположенная восточнее ~ в 4 м и по составу близкая к первой (рис. 8).

Интерпретация наблюдений. Приведенные данные показывают, что морфология даек Grt-CPx габброидов в значительной степени определяется физическими свойствами вмещающих пород (рис. 8, 9 и 10). В однородных гнейсогранитах дайки име-

ют прямолинейный характер, при пересечении зоны интенсивно деформированного меланжа та же дайка образует складкообразные формы, специфичной оказывается и реакция ее на препятствие в виде более ранней дайки.

Появление в дайках складкообразных форм могло возникнуть как минимум двумя путями.

1) Смятием – интенсивной деформацией дайки совместно с зоной меланжа под влиянием деформирующих сил, ориентированных субпараллельно простиранию дайки, примерно вкrest простирания полосчатости меланжа.

2) Изменением пути перемещения расплава вследствие столкновений его с встреченными по ходу движения препятствиями и использованием ослабленных зон во вмещающих породах.

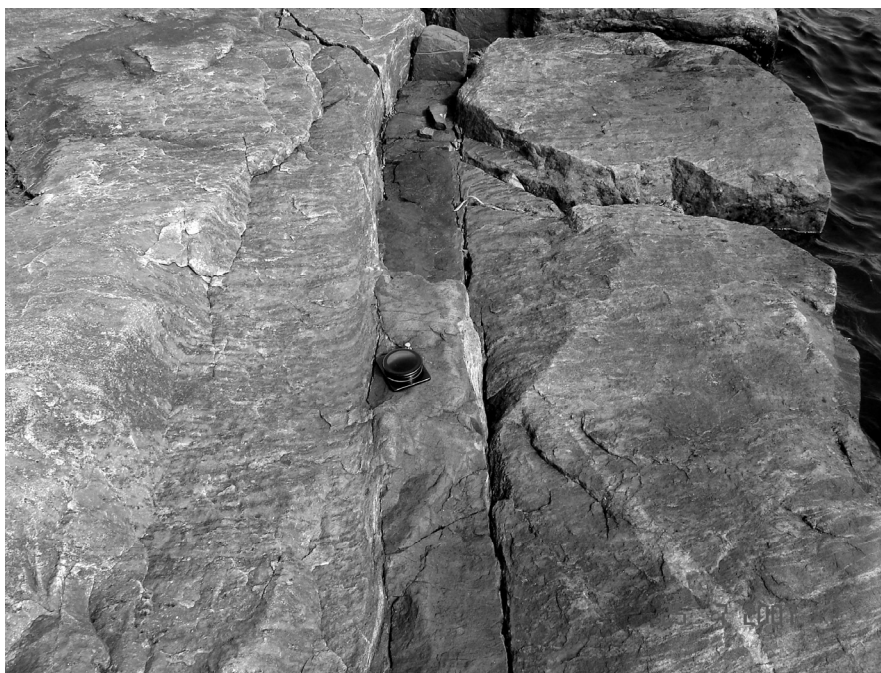


Рис. 9. Прямолинейная часть дайки Grt-CPx габброидов, секущая гнейсотоналиты

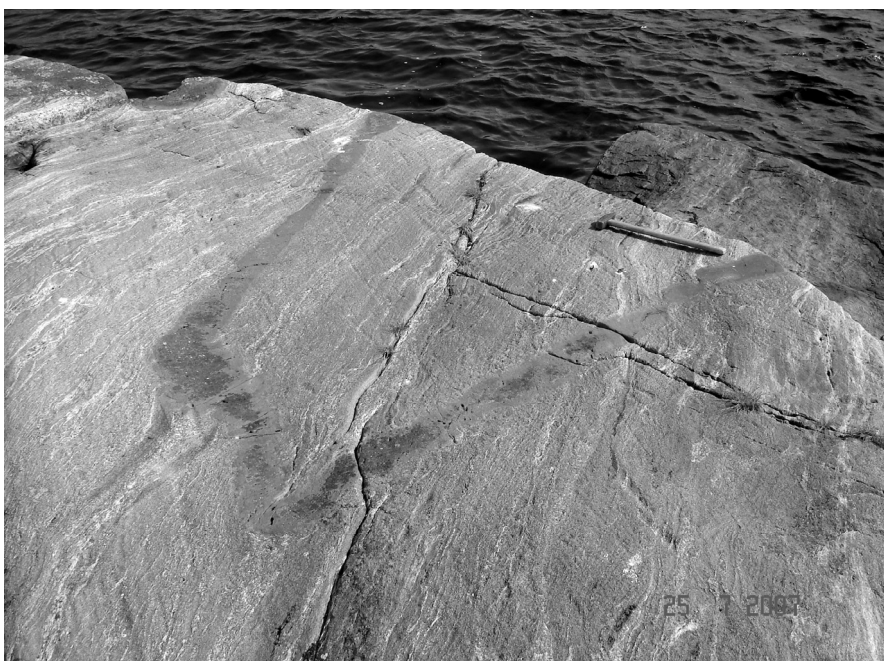


Рис. 10. Складкообразный изгиб дайки Grt-CPx габброидов в интенсивно деформированном меланже

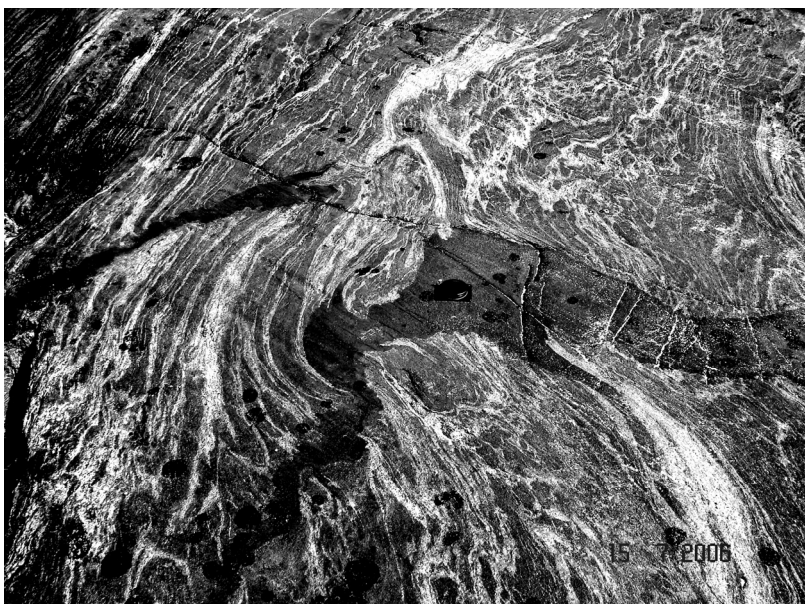


Рис. 11. Дайка Grt-CPx габброидов в интенсивно деформированном меланже



Рис. 12. Дайка Grt-CPx габброида, секущая меланж и краевую часть дайки КЛГН

Моментами, препятствующими принятию первого предположения, являются следующие: 1) как показано выше, деформация меланжа произошла значительно ранее внедрения даек Grt-CPx габброидов; 2) в системе рассматриваемых даек, в том числе и в наиболее крупной из них, не фиксируются деформации, являющиеся результатом влияния субмеридионально ориентированных тектонических сил, напротив, в «главной» дайке Grt-CPx габброидов проявлены структуры, отвечающие влиянию деформирующих напряжений, которые были ориентированы примерно вкрест ее простирания.

Более приемлемым представляется второе предположение, в пользу которого свидетельствует морфология дайки, фрагмент которой представлен на рис. 11.

Морфология этой дайки, на наш взгляд, является результатом реакции расплава, обладавшего повышенной динамической энергией (давлением), на

встреченную при пересечении зоны меланжа преградой. Грибообразная форма, образованная расплавом (центральная часть снимка), обусловлена изогнутым, серповидным амфиболитовым фрагментом, затруднившим его продвижение. Прорыв произошел западнее этого фрагмента, в результате чего образовался зигзагообразный «рукав» (низ левой части снимка). Характерно, что перед рассмотренной преградой в результате подпруживания магматического расплава образовался раздув тела дайки и сформировалась апофиза, ориентированная в направлении, противоположном предполагаемому направлению его движения, горизонтальная составляющая которого в этом случае была направлена на север.

Изгибы дайки при пересечении зоны меланжа (рис. 8, северная часть плана) имеют секущее положение по отношению к полосчатости меланжа, что, вероятно, связано с возможностью раскрытия трещин, ориентированных под углами около 30° и 60°

по отношению к последней. В морфологии этого фрагмента дайки проявляется сходство с зигзагообразными дайками (Ноек, 1994). Обе части дайки, изображенной на рис. 8, формировались в условиях расширения, ориентированного нормально к ее общему простиранию. Это, видимо, свидетельствует о том, что морфологически разные части рассматриваемой дайки сформированы динамически активным расплавом одновременно в одном поле напряжения.

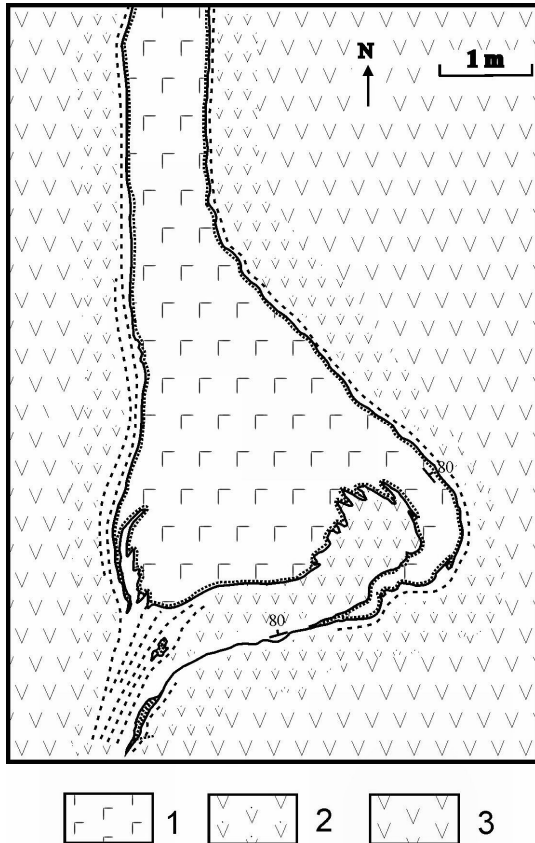


Рис. 13. Фрагмент дайки Grt-CPx габброида, инъекция в теле дайки оливинового габбронорита (КЛГН) (схематический план составлен А. В. Степановой):

1 – гранат-клинопироксеновый габброид; 2 – эглогитизированный оливиновый габбронорит в зоне экзоконтакта гранат-клинопироксенового габброида; 3 – оливиновый габбронорит

Ситуация, связанная с пересечением даек (рис. 8 и 14), представляется достаточно сложной для интерпретации. Несомненно, что для расплава оказался более легким путь по телу ранней дайки, чем прорыв ее второго контакта. Более или менее логичным объяснением этой картины могло бы быть допущение, что дайка Grt-CPx габброида внедрялась в не полностью консолидированную дайку метагаббро. Из этого предположения должно следовать: 1) все три группы даек, включая дайки КЛГН, формировались в очень узком временном интервале и 2) кристаллизация даек метагаббро началась ранее внедрения даек КЛГН, а закончилась позднее их консолидации. Обсуждать первое следствие рассматриваемого допущения не

имеет большого смысла, поскольку для его оценки необходимо изотопное датирование объектов. Что касается второго, то оно оценивается как невероятное, поскольку не известен процесс, который мог бы столь серьезно задержать кристаллизацию расплава в маломощных дайках.

Геологические данные свидетельствуют, что во временном интервале, разделяющем становление даек метагаббро и Grt-CPx габброидов, здесь сформировались достаточно мощные дайки КЛГН. Более того, на момент внедрения даек Grt-CPx габброидов они были полностью раскристаллизованы, что следует из геологических наблюдений. Следовательно, высказанное выше предположение о неполной консолидации ранних даек несостоятельно. Более вероятно, что проницаемость пород ранней дайки (рис. 8 и 14) повысило субширотное тектоническое нарушение с правосдвиговой составляющей, совмещенное с телом этой дайки и реализованное одновременно или близко по времени с внедрением поздней дайки. Амплитуда смещения по этому нарушению составила около 4 м и привела к разрыву поздней дайки.

Похожая ситуация, связанная со смещением и срывом секущей габброноритовой дайки вдоль тела субширотной дайки, сложенной ранним палеопротерозойским метагаббро, наблюдалась в средней части острова, но нарушение в этом случае имело правосдвиговую горизонтальную составляющую. Таким образом, существование субширотных нарушений вполне реально. Время их реализации должно быть сближено со временем внедрения поздних габброидных даек.

Приведенные выше данные о связи морфологии даек с составом и структурой вмещающих пород характеризуют мелкие дайки (мощностью <0,5 м), что позволяет предполагать, что раскрытие небольших трещин легче осуществлялось в однородных породах, обеспечивая формирование прямолинейных даек. Зоны меланжа, армированные базитовыми обломками, видимо, менее благоприятны для развития прямолинейных расколов. Вероятно, с этим связано появление складкообразных форм в дайках, при образовании которых расплав обходил локальные препятствия и использовал ослабленные зоны, в связи с чем довольно резко менял направление движения. Судя по телам КЛГН, локализованным на этом же острове, при образовании более крупных даек неоднородности меланжа не оказывали такого существенного влияния на морфологию интрузивных тел, что связано, с одной стороны, со слишком значительной разницей в размерах между фрагментами меланжа и мощностями даек, а с другой – с иными РТ-параметрами вмещающих пород на момент внедрения даек КЛГН.

Изложенное позволяет представить следующую последовательность событий, имевших место при формировании даек, сложенных Grt-CPx габброидами.

1. Магматические камеры были подготовлены СВ тектоническими нарушениями.

2. Расплав, обладавший повышенной тепловой и динамической энергией, внедрился в жесткую относительно холодную раму.

3. В экзоконтактах даек под влиянием эндогенной энергии сформировался гранитоидный мобилизат, мощности зон которого коррелируются с мощностями даек.

4. В условиях последовавшего за этим сжатия дайки испытали будинаж начальной стадии, наиболее четко выраженный в главной дайке, а мобилизат

приобрел автономную текстуру, ориентированную согласно с границами даек.

5. Время формирования левосдвиговых тектур, наблюдающихся в экзоконтактах рассматриваемых даек, не вполне определено и может быть связано как с первым, что более вероятно, так и с последним этапом их формирования.

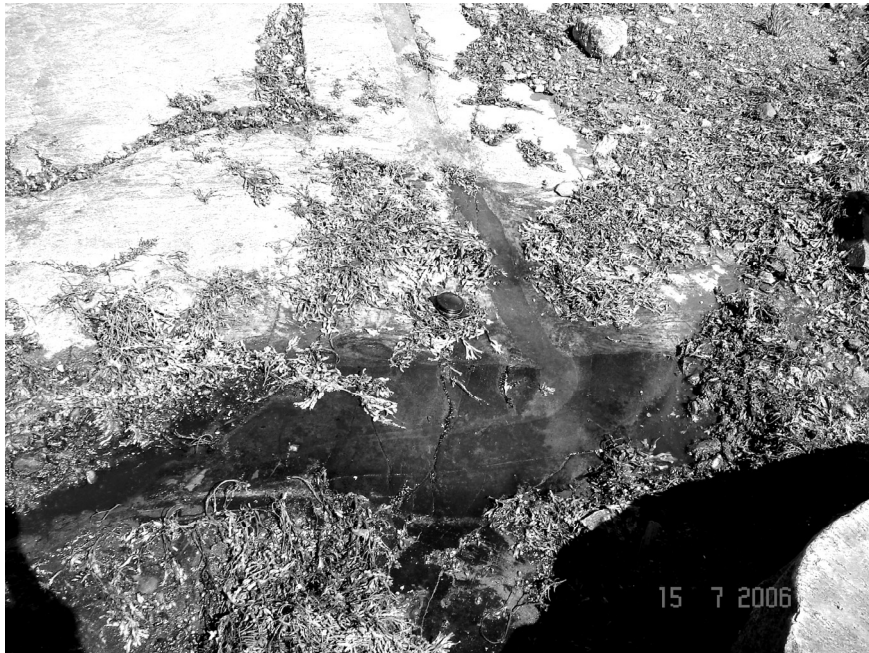


Рис. 14. СВ дайка Grt-CPx габброида, внедрившаяся в субширотную дайку раннепалеопротерозойского метагаббро

Особенности морфологии даек Grt-CPx габброидов дают основание для предположения о том, что при кристаллизации их существовало некоторое избыточное давление, превышающее изостатическое, связанное с собственным давлением расплава (magma driving pressure; Hoek, 1994). Оно могло сыграть решающую роль в формировании минеральной ассоциации, реализованной в процессе кристаллизации. В связи с этим представляется вероятным, что наблюдаемая в этих дайках Grt-CPx ассоциация сближена с магматической стадией их формирования и отражает кристаллизацию расплава в условиях повышенных давлений, возможно близких к эклогитовой фации, что предполагалось и ранее (Степанов, 1990). Данное предположение согласуется с отсутствием в этих породах достоверных реликтов обычных магматических структур и минералов, что сочетается с весьма хорошей сохранностью дайками первичной интрузивной морфологии. В связи с этим представляется интересным тот факт, что в дайках КЛГН, становление которого предшествовало внедрению даек Grt-CPx габброидов, прекрасно сохраняются зоны заделки и тонкие апофизы, а в породах – магматические структуры и минералы, притом что в них также присутствуют минеральные ассоциации, связанные с наложенными высокобарическими процессами. Эти данные позволяют предположить, что после внедрения интрузивов КЛГН произошло существенное повышение изостатического давления, причем в районе с. Гридино оно было заметно выше, чем в более

западной части БПП. Это проявляется и в более интенсивном развитии здесь Grt-CPx кайм в породах КЛГН.

Выводы

1) В архейском меланже ГДП проявлены два этапа деформаций. Ранний, главный этап, имеющий площадное развитие, реализован до внедрения ранних палеопротерозойских мафических даек и имеет позднеархейский (палеопротерозойский?) возраст. Разная степень деформированности меланжа, вероятно, связана с разной интенсивностью проявления деформаций в замковых частях и крыльях наложенных складок. Поздние, вероятно, свекофенские деформации в ГДП локализованы в узких линейных зонах и фиксируются как наложенные на дайки всех палеопротерозойских мафических комплексов. Более широко эти деформации проявлены за пределами ГДП – к северу от м. Дмитриев и южнее о. Крестовая Луда, где интенсивной тектонической переработке подвергнуты дайки КЛГН и коронитовых габбро.

2) Дайки Gr-CPx габброидов в ГДП локализованы в узкой СВ зоне. Они формировались позднее даек КЛГН и, так же как и последние, внедрялись в консолидированную раму, способную давать расколы и обеспечивать условия для образования тонких апофиз.

3) Морфология даек Grt-CPx габброидов коррелируется с составом и структурными особенностями вмещающих пород, при этом формирование прямо-

линейных и зигзагообразных участков даек происходило одновременно. После внедрения, возможно еще до полной консолидации, эти дайки испытали буди-наж. Таким образом, тектоническая обстановка в пе-риод формирования даек Gr-CPx габброидов была более динамичной, чем во время становления КЛГН.

5) Магматический расплав, сформировавший дай-ки Grt-CPx габброидов, внедрялся под давлением, ко-торое, вероятно, значительно превышало изостатиче-ское давление в породах рамы. Возможно, это избы-

точное давление обусловило развитие высокобариче-ских минеральных ассоциаций в породах даек, а так-же в экзоконтактах их, при пересечении тел КЛГН.

6) Для корректной оценки временного интервала, разделявшего эпизоды формирования даек КЛГН и Grt-CPx габброидов, необходимы дополнительные геохронологические исследования.

Авторы благодарны А. К. Карповой, за активную помощь на всех этапах работы с материалом статьи.

ЛИТЕРАТУРА

Бурдюх Е. В. Гранулометрия тектонитов района с. Гри-дино // Геология, полезные ископаемые и геоэкология Се-веро-Запада России: Материалы XX рос. конф. молодых ученых, посвящ. памяти чл.-корр. АН СССР К. О. Кратца. Петрозаводск, 2009. С. 9–12.

Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикина Е. В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Бал-тийский щит // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.

Володичев О. И., Слабунов А. И., Сибелев О. С., Лепехи-на Е. Н. Геохронология (SHRIMP-II) цирконов из палео-протерозойских эклогитов района с. Гридино (Беломорская провинция) // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохро-нологии. Т. II. СПб., 2009. С. 110–112.

Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских по-движных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск, 2008. 294 с.

Слабунов А. И., Ларионов А. Н., Бибикина Е. В. и др. Геология и геохронология Шобозерского массива комплекса лерцолитов – габброноритов Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 3–14.

Слабунов А. И., Бурдюх Е. В., Бабарина И. И. Грануло-метрия и распределение по площади обломочной состав-ляющей гридинского эклогитсодержащего меланжа // Гео-логия и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петроза-водск, 2007. С. 27–34.

Степанов В. С. Основной магматизм докембрия Запад-ного Беломорья. Л., 1981. 216 с.

Степанов В. С. Ультрабазиты и амфиболиты оз. Серяк (к проблеме генезиса беломорских амфиболитов) // Петро-логия глубокометаморфизованных комплексов Карелии. Петрозаводск, 1983. С. 27–38.

Степанов В. С. Магматиты района д. Гридино (веще-ство, последовательность образования и некоторые черты эволюции) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск, 1990. С. 78–101.

Степанов В. С., Слабунов А. И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л., 1989. 175 с.

Степанов В. С., Степанова А. В. Гридинское дайковое поле: геология, геохимия, петрология // Беломорский по-движный пояс и его аналоги: геология, геохронология, гео-динамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путево-дитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 285–288.

Степанов В. С., Степанова А. В. Ранние палеопротеро-зойские метагаббро района с. Гридино (Беломорский по-движный пояс) // Геология и полезные ископаемые Каре-лии. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 55–71.

Степанова А. В., Степанов В. С. Коронитовые габбро Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ис-копаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 29–30.

Травин В. В., Козлова Н. Е. Деформации как фактор ме-таморфизма // Фундаментальные проблемы геотектоники: Материалы XL Тектонического совещания. Т. 1. М., 2007. С. 285–288.

Hoek H. Mafic dykes of the Vestfold Hills, East Antarctica (an analysis of the emplacement mechanism of tholeiitic dyke swarms and of the role of dyke emplacement during crustal extension). Utrecht University, Netherlands, 1994. 128 p.

Slabunov A. I., Volodichev O. I., Stepanova A. V. et al. Archean eclogites and Paleoproterozoic eclogitized gabbroids, Gridino area // Karelian Craton transect (Finland, Russia): Precambrian greenstone belts, ophiolites and eclogites / Eds.: P. Peltonen, P. Hölta, A. I. Slabunov. 33IGC, The Nordic Countries. Oslo, 2008. P. 36–53.

С. А. Светов, А. И. Светова, Т. Н. Назарова

ПРИНАДЛЕЖАТ ЛИ СУМИЙСКИЕ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЕ АНДЕЗИБАЗАЛТЫ К БАЙЯИТОВОЙ СЕРИИ?

Изучение условий магмогенеза высокомагнезиальных магматических серий андезитового ряда является одной из ключевых проблем современной петрологии, в связи с тем что состав данных пород максимально близок среднему компоненту ранней континентальной коры нашей планеты.

Параметры формирования андезитов с повышенной магнезиальностью до сих пор активно обсуждаются в мировой науке, в настоящее время наиболее распространены модели их генерации в ходе прямого плавления вещества мантийного метасоматизированного клина и при взаимодействии адакитовых первичных расплавов (маркирующих плавление субдуцируемого слэба) с веществом мантийного клина (Bourdon et al., 2003).

В качестве реперного объекта, позволившего выделить как генетически самостоятельную, высокомагнезиальную серию андезитов в пределах окраинно-континентальных субдукционных систем, является зона конвергенции Тихоокеанской плиты под западную оконечность Северной Америки в районе полуострова Байя, Калифорния (Мексика) (Rogers et al., 1985; Calmus et al., 2003) и область субдукции плиты Наска под Южно-Американскую плиту в районе северной вулканической зоны Анд, в Эквадоре (Bourdon et al., 2003).

Изучение фанерозойских высокомагнезиальных комплексов в пределах данных территорий позволило сформулировать основные характеристические требования, предъявляемые к высоко-Mg андезибазальтам, андези-там (часто называемым байяитами «bajaites») (Rogers et al., 1985; Calmus et al., 2003; Pallares et al., 2008), баджаитами в отдельных работах (Щипанский, 2008)).

Данный породный тип характеризуется содержаниями $\text{SiO}_2 = 50\text{--}58$ мас. %, MgO от 4,9 до 10 мас. %, при магнезиальности $\text{Mg\#} = 50\text{--}67$, отношением $\text{FeO}^*/\text{MgO} < 1,5$, $\text{Rb/Sr} < 0,01$, высоким содержанием Sr (до 3000 ppm) и Ba (>1000 ppm) и фракционированным распределением TP3Э (Rogers et al., 1985; Calmus et al., 2003).

Впоследствии вулканыты с подобными геохимическими чертами были выделены как в архейских зеленокаменных ансамблях, так и в палеопротерозойских вулканических комплексах и структурах.

В рамках данной работы нас интересовал вопрос сопоставления геохимической характеристики высо-

комагнезиальных андезитов палеопротерозоя Центральной Карелии с классическими фанерозойскими байяитовыми сериями.

Геологическая характеристика комплекса

На территории Карельского кратона сохранилась обширная палеопротерозойская магматическая провинция, сформированная в интервале 2,55–2,40 млрд лет породными комплексами андезибазальтового ряда с повышенной магнезиальностью ($4,5 < \text{MgO} < 10,5$ мас. %).

Данные породные серии в региональной стратиграфической схеме традиционно относятся к сумийскому возрасту (под сумийской вулканогенной ассоциацией в работе понимается нижняя часть сумийско-сарилийского осадочно-вулканогенного ансамбля). Типовые представительные разрезы ассоциации сохранились в Центральной Карелии в районе д. Койкары, р. Семчъ, д. Красная Речка, в Кумсинской и Эльмусской структурах.

Данное исследование является продолжением ранних работ творческого коллектива, в которых рассматривалась геохимическая характеристика сумийских вулканытов в пределах разреза на участке д. Красная Речка, Койкары и сопоставление их с бонинитовыми и окраинно-континентальными сериями (Светов и др., 2004), и фокусирует основное внимание на детальном изучении строения разреза и лито-геохимической характеристике вулканогенного ансамбля Семченской структуры.

В связи с тем что на протяжении последних лет ведется активная дискуссия о петрологической и геодинамической природе палеопротерозойских андезибазальтовых серий Фенноскандинавского щита (Шарков и др., 1997), полученные нами новые данные несомненно позволяют дополнить геохимическую характеристику пород и сделать их типизацию по возможности более корректной.

Вулканыты сумийского возраста детально изучались нами на территории Центральной Карелии в районе среднего течения р. Семчъ (рис. 1, 2), где они формируют мощную лавовую толщу, представленную переслаиванием большого числа лавовых потоков, покровов общей мощностью около 650–800 м.

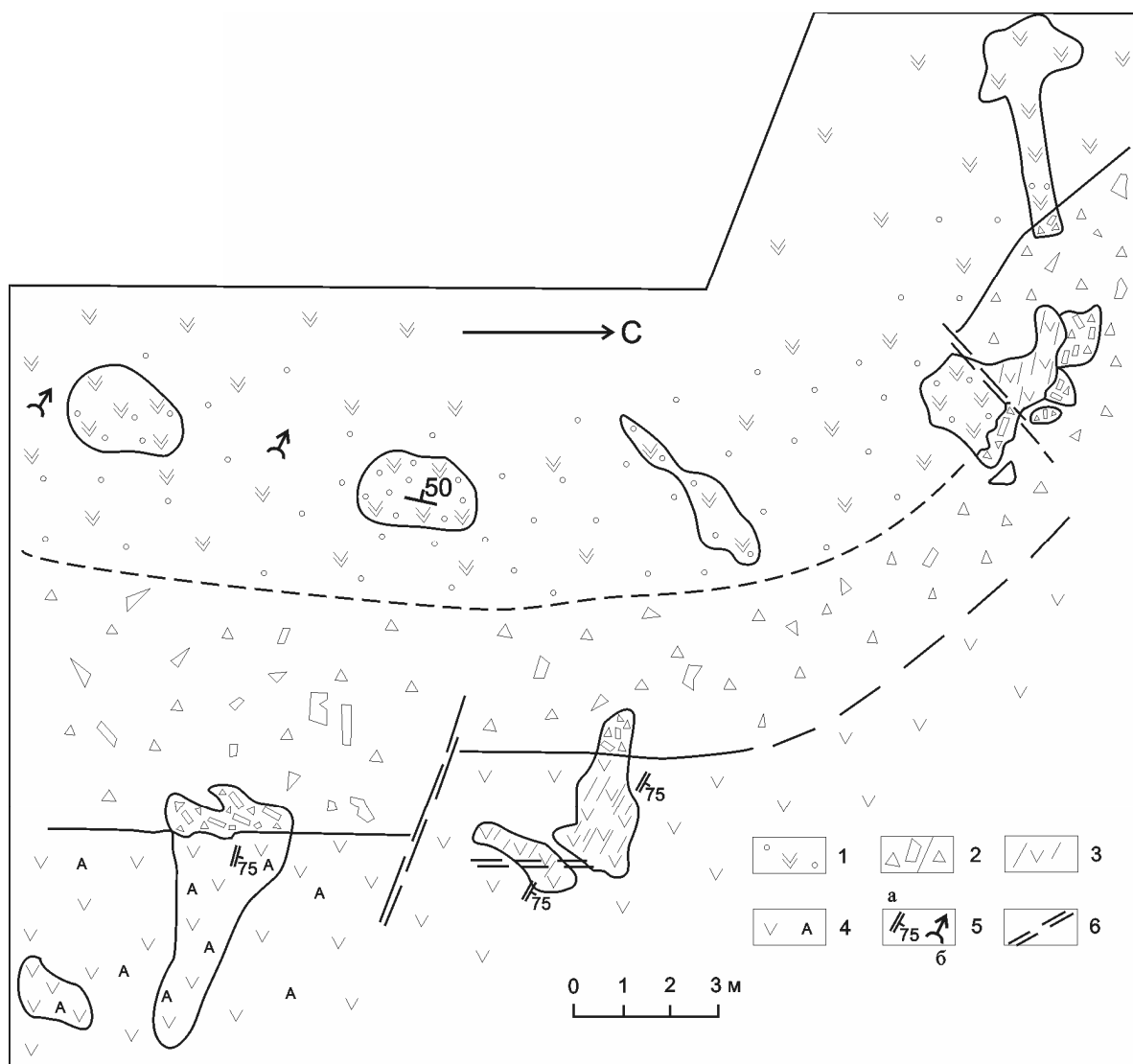


Рис. 1. Схема контакта лопийского и сумийского комплексов в районе р. Семчь:

1 – миндалекаменные андезидиориты сумийского возраста; 2 – базальные седиментогенные брекчи в зоне контакта; 3–4 – базальты лопийского возраста (3 – рассланцованные, 4 – с порфиробластами амфибола); 5 – сланцеватость (а), направление кровли лавовых потоков (б); 6 – разрывные нарушения

Важно подчеркнуть, что на основе литогеохимического анализа вулканитов возможно не только расчленить толщу, но и детально описать стратифицированный характер разрезов сумийских вулканогенных образований и выделить в пределах отдельных структур стадийность в лавовых излияниях, проявленную в циклической смене химического состава вулканитов (от базальтов до андезитов в пределах разрезов Кумсинской и Краснореченской структур). Следует отметить, что характер внутренней стратификации сумийской породной ассоциации близок во всех структурах (Семченской, Койкарской, Кумсинской, Краснореченской). Лавовые толщи представлены в Семченской структуре 21 потоком общей мощностью 650–800 м, в Койкарской структуре – 18 потоками общей мощностью 630 м, в Кумсинской структуре – 35 лавовыми потоками общей мощностью 1200 м и в районе д. Красная Речка – 18 потоками, формирующими 270-метровый вулканический разрез

(скоррелированные разрезы приводятся в работе: Светов и др., 2004).

Сумийские образования в районе среднего течения р. Семчь на современном эрозионном срезе сохранились в северо-восточном крыле мульдообразной синклинали структуры, где с резким стратиграфическим и угловым несогласием перекрывают лопийский комплекс, представленный вулканитами коматиит-базальтовой страто-тектонической ассоциации (СТА).

В юго-восточном крыле установлен и описан контакт лопийских и сумийских образований (Светова, 1982), где на рассланцованных, амфиболитизированных подушечных лавах базальтов лопия, залегающих субширотно (СЗ 270–280°) с падением 60–80° на СВ, с резким структурным несогласием залегает эффузивная пачка лав андезидиоритов сумия с простиранием потоков СВ 10–15° и падением на северо-запад с углом 35–50° (рис. 1).

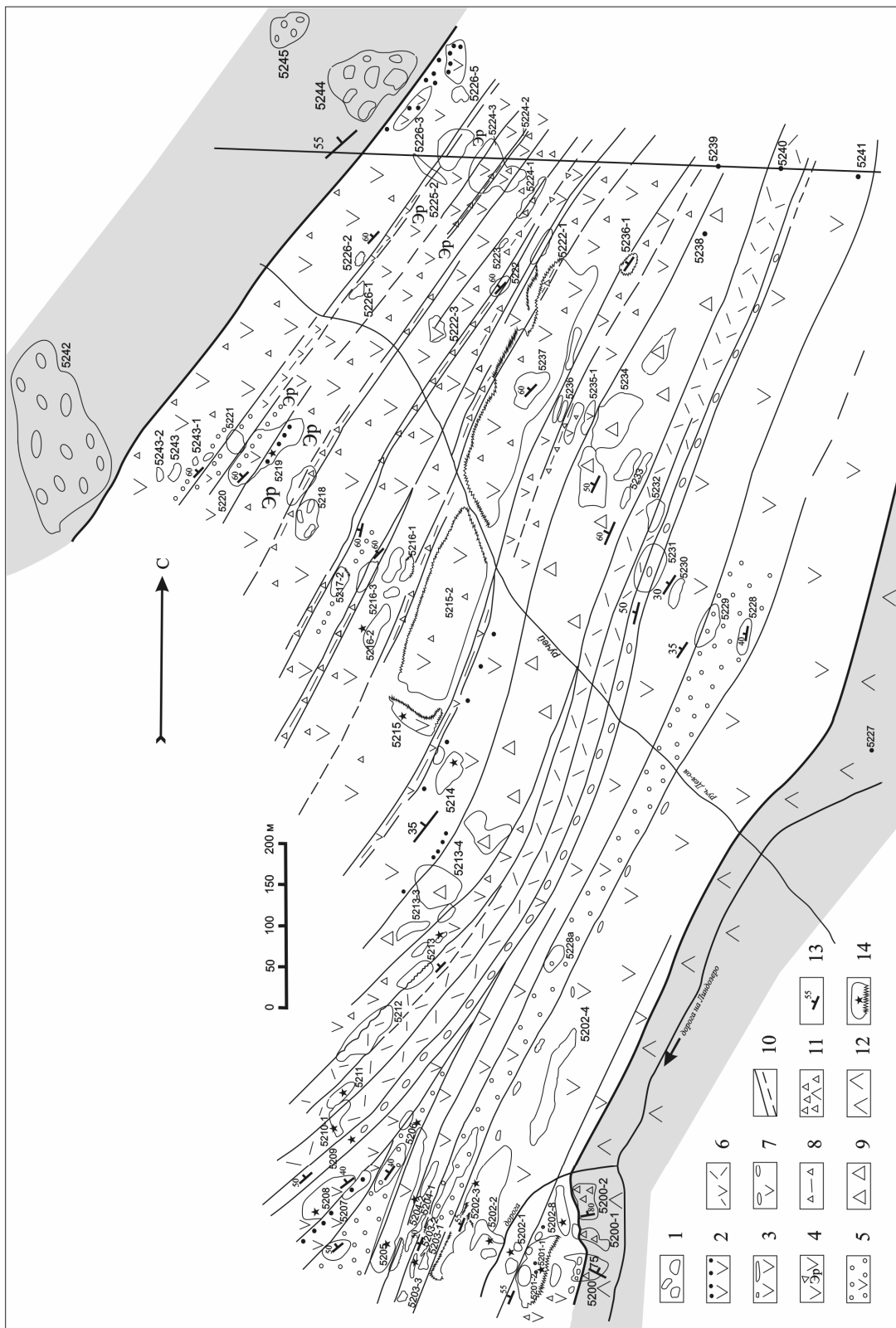


Рис. 2. Схема геологического строения сумийского комплекса на участке р. Дняпро (Семченская структура):

сариолит; 1 – полимиктовые конгломераты с прослоями гравелитов; сумий; 2 – массивные лавы андезитов, в кровле потока миндалекаменные, 3 – массивные лавы андезитов с серповидными миндалинами в кровле потока, 4 – брекчированные лавы андезитов, интенсивная эпидотизация, 5 – лавы с вариолими (3 и 6 потоки вариоли и альбитовые миндалины), 6 – плагиофировые андезиты, 7 – андезиты с крупными кварцевыми миндалинами, 8 – тонкие туфы андезитов, 9 – глыбовые аплотермальные туфы андезитов, 10 – границы слоев, лавовых потоков, достоверные и предполагаемые; лопей; 11 – седиментогенные брекчи, 12 – амфиболитовые базальты, 13 – залегание первичных плоскостных элементов (границы потоков лав, слоистость миндалины), 14 – контуры химических анализов

В основании сумия находится базальный горизонт седиментогенных брекчий, мощностью до 5–6 м, залегающий с размывом на лопийских базальтах, с субмеридиональным простираемием контакта.

Седиментогенные брекчии сложены остроугольными или прямоугольными плоскими, вытянутыми фрагментами, размером от 1–2 до 30–40 см, мелкозернистых базальтов, вариолитов, реже мафитовых туфов и граувакк, заключенных в мелкозернистый амфиболовый пиритизированный цемент того же состава. В одной из расчисток в брекчиях наблюдается крупная глыба подстилающих амфиболитизированных высокомагнезиальных базальтов размером 1,5×2 м. По выходам брекчий намечается погребенный рельеф, фиксируемый также фронтальным выклиниванием первого лавового потока андезибазальтов. Контакт осложнен мелкими тектоническими нарушениями субширотного простираения с амплитудой смещения 1–3 м.

На брекчиях залегает лавово-туфовая пачка сумийских андезибазальтов, общей мощностью до 800 м, из них туфы составляют 80–90 м, общее количество лавовых потоков – 21, но возможно и более, так как в верхней части разреза отмечается расслоение крупных потоков на более мелкие (фа́ция краевых лавовых языков), разделяемые по маломощным слоям туфов, миндалекаменным кровлям, зонам закали и плохо прослеживаемые по простираению.

В составе комплекса сумийских андезибазальтов можно выделить три пачки, маркирующие отдельные вулканические стадии извержений: первая пачка, состоящая из 9 лавовых потоков, мощностью от 12 до 90 м, общей мощностью 300 м, вторая пачка состоит из 3 потоков плагиофировых андезибазальтов, мощностью 70 м, и третья пачка, включающая 9 потоков, мощностью 420 м, представлена лавобрекчиями андезибазальтов и горизонтами мафитовых туфов, общей мощностью 90 м.

Кратко рассмотрим реконструированную стратиграфическую схему сумийского андезибазальтового ансамбля Семченской структуры (рис. 2, табл. 1).

Для первой стадии излияния (формирующей первую пачку) типичными являются излияния мощных лавовых потоков. Первый поток (мощностью до 65 м) в нижней части сложен брекчированными лавами, породы имеют контракционную трещиноватость, многоугольники плотно прилегают друг к другу, цемента нет. В 5–6 м от верхнего контакта лавы становятся миндалекаменными, в них появляются крупные слоистые халцедоновые миндалины от 5–6 до 15–20 см в длину, иногда зональные, внешняя оторочка сложена альбит-хлоритом или альбитом, внутри жеоды кристаллы кварца или пустоты, и множество мелких точечных миндалин, выполненных кварцем, хлоритом, розовым альбитом.

Второй поток в основании сложен массивными мелкозернистыми андезибазальтами с редкими мелкими миндалинами, в средней части имеет среднезернистое сложение, в кровельной – миндалекаменное. В 3–4 м от контакта отмечаются крупные серпо-

видные зональные миндалины, размером до 25 см, затем следует кровля потока, густо насыщенная мелкими миндалинами кварца, хлорита, альбита. Мощность потока до 90 м.

Т а б л и ц а 1

Химический состав пород сумийского комплекса Семченской структуры

Проба	5201-1	5201-8	5201-11	5202-1	5202-16	5204-2	5206-2	5209-3
Поток	1	1	1	2	2	4	6	9
Текстура	ЛБ	ЛБ	МинЛ	МЛ	МинЛ	МЛ	МинЛ	МинЛ
SiO ₂	55,70	58,22	53,68	56,45	53,74	55,43	55,27	55,37
TiO ₂	1,13	1,10	1,15	1,08	1,18	1,06	1,10	1,09
Al ₂ O ₃	14,21	13,18	13,94	13,72	14,18	13,47	13,70	14,50
Fe ₂ O ₃	1,43	1,30	1,74	1,98	1,63	1,54	2,36	1,47
FeO	8,98	7,83	10,48	8,48	9,69	8,33	8,04	9,12
MnO	0,17	0,15	0,17	0,13	0,13	0,16	0,14	0,15
MgO	5,14	4,82	4,84	4,54	4,94	5,13	4,44	4,49
CaO	5,74	6,19	5,81	6,03	6,09	7,15	7,71	5,39
Na ₂ O	3,87	4,19	3,74	3,75	4,00	5,07	6,50	4,35
K ₂ O	2,35	1,25	1,58	1,65	1,85	0,35	0,38	1,65
H ₂ O	0,13	0,18	0,16	0,10	0,07	0,04	0,10	0,16
ппп	1,57	1,40	2,28	1,72	2,09	1,78	1,87	1,91
Сумма	100,42	99,81	99,57	99,63	99,59	99,51	101,61	99,65
Ni	73	67	94	69	78	140	95	
Pb	10	11	8	7	7	6	13	6
Rb	68	23	39	30	39	4	<3	44
Sr	314	535	232	283	286	213	657	215
Zr	117	119	118	111	129	115	141	116
Y	13	18	16	16	16	16	19	18

Проба	5213-1	5213-2	5214-2	5215-2	5216-1	5216-2	5217-1	5218-1
Поток	13	13	14	15	16	16	17	18
Текстура	МЛ	МинЛ	МинЛ	ЛБ	ЛБ	ЛБ	ЛБ	МЛ
SiO ₂	55,76	55,32	52,80	55,40	53,77	55,37	55,28	56,58
TiO ₂	0,62	0,52	0,65	0,67	0,77	0,66	0,68	0,67
Al ₂ O ₃	14,38	14,71	16,21	14,35	15,70	15,25	15,18	15,03
Fe ₂ O ₃	1,86	4,20	2,70	2,48	1,76	2,35	2,82	2,99
FeO	7,23	4,22	6,38	7,38	7,94	7,23	6,81	5,82
MnO	0,17	0,15	0,19	0,18	0,21	0,18	0,16	0,14
MgO	6,56	4,17	5,96	5,56	6,03	5,40	5,20	4,81
CaO	5,09	14,23	9,83	8,03	6,22	7,12	7,95	7,86
Na ₂ O	3,87	0,77	2,25	2,15	3,87	3,10	2,31	3,28
K ₂ O	2,30	0,35	0,80	1,20	1,60	1,65	1,65	1,00
H ₂ O	0,20	0,18	0,15	0,12	0,13	0,11	0,06	0,10
ппп	1,94	1,59	2,46	2,32	2,31	1,99	2,29	1,83
Сумма	99,98	100,41	100,38	99,84	100,31	100,41	100,39	100,11
Ni	7	17	13	9	9	6	6	11
Pb	52	<3	13	32	34	41	49	24
Rb	166	530	252	162	239	307	242	419
Sr	66	71	71	84	99	92	89	96
Y	14	14	14	14	14	15	15	18

П р и м е ч а н и е. ЛБ – брекчированная лава, МинЛ – миндалекаменная лава, МЛ – массивная лава, ВЛ – вариолитовая лава.

Третий поток, мощностью до 25 м, сложен вариолитовыми андезибазальтами, содержащими мелкие вариоли в основании (3–5 мм) и более крупные в средней части потока, размером до 1–2 см. Вариоли располагаются неравномерно, группируются гнездами или слипаются в светлые крупные пятна, иногда в виде полос, образуя «ленточную» слоистость, или видны шаровые обособления без зон закали, в то же время участками лавы содержат единичные редкие вариоли. В кровельной части потока мелкие вариолитовые лавы густо насыщены точечными розовыми альбитовыми и кварцевыми миндалинами, более редко встречаются крупные кварцевые или кварц-альби-

товые миндалины, размером 1–2 см. Поток вариолитовых лав может служить маркирующим горизонтом, прослежен на расстоянии 1,5–2 км.

Четвертый, пятый потоки, мощностью соответственно 20 и 23 м, сложены массивными мелкозернистыми андезибазальтами, в кровельной части которых породы становятся миндалекаменными, с множеством мелких кварцевых, альбитовых и эпидотовых миндалин, иногда брекчированными и эпидотизированными. По условиям обнаженности в северо-восточной части участка потоки не расчленяются.

Серия потоков 6–8 выклинивается в южной части, что приводит к тому, что их мощности изменяются от 50, 16, 60 м соответственно до 0. Потоки представлены массивными, мелкозернистыми андезибазальтами с миндалекаменными кровлями, с мелкими кварцевыми, розовыми альбитовыми или зональными эпидот-кварцевыми и эпидот-альбитовыми миндалинами. В седьмом потоке в кровельной части наблюдаются трубчатые скопления миндалин. Такие трубчатые скопления миндалин наблюдаются и в кровле восьмого потока, азимут простирания СВ 65°, падение СЗ под углом 60°. Наиболее интересен шестой поток (его можно использовать в качестве своеобразного маркера в толще), в средней части потока в мелкозернистых андезибазальтах появляются вариолы, образующие слои или полосы, с углом падения 15–30°. В кровельной части потока чередуются слои мелких вариолей и слои розовых альбитовых миндалин. В кровле потока отмечается гидротермальная проработка – пятна эпидота, жилки кварца, альбита.

Девятый поток сложен массивными андезибазальтами, содержащими в средней и кровельной части потока крупные миндалины молочно-белого кварца, размером от 5–10 до 15–20 см. Удлинение миндалин совпадает с направлением простирания потока (СВ 40°, падение СЗ под углом 50°), породы похожи на кварцевые конгломераты. В кровле андезибазальты становятся миндалекаменными, содержат массу мелких (2–3 мм) кварцевых, хлоритовых, альбитовых миндалин. Мощность потока составляет 15 м.

Следующие три потока (вторая пачка) – 10, 11, 12 – соответственно 20, 22, 28 м мощности сложены плагиофировыми андезибазальтами, массивными в основании, в средней части миндалекаменными и пенистыми лавами в кровле, с непосредственными контактами по зонам закалки. В шлифах наблюдается порфировая структура, таблитчатые, игольчатые вкрапленники альбита, альбит-олигоклаза, размером 2–4 мм, располагаются беспорядочно в основной массе роговой обманки, актинолита, хлорита, эпидота, биотита. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, пиритом, халькопиритом. Для пород всех трех потоков характерна эпидотизация, эпидотовые обособления достигают 0,3–0,4 м в диаметре, или пятна кварц-эпидотового состава, размером 0,6–0,7–1 м, почти нацело замещают андезибазальт. В кровле масса гороховидных, точечных миндалин кварца, альбита, иногда их скопления образуют пятна, редко отмечаются более крупные кварцевые миндалины.

Тринадцатый поток с непосредственным контактом залегает на плагиофировых андезибазальтах и представлен брекчированными лавами. В кровельной миндалекаменной части потока миндалины обособляются в отдельные линзы, полосы, пятна, выполнены биотитом, кварцем, альбитом. Встречаются зональные миндалины – оторочка биотит, внутри кварц. В кровельной части отдельные фрагменты брекчированных лав сложены миндалекаменными лавами, густо насыщенными кварцевыми миндалинами. В обнажении 5232 миндалины сформированы кварцем с хлоритом, кварцем с халькопиритом. Мощность потока 25 м.

Выше в разрезе наблюдается горизонт агломератовых туфов андезибазальтов. В южном конце слоя туфов агломераты участками сварены, пропитаны эпидотом, кварцем, альбитом. Встречаются крупные глыбы, размером 30–40 см, плотно упакованные, в цементе – мелкообломочный андезибазальтовый материал, в нем иногда видны кристаллокласты плагиоклаза, по цементу развивается эпидот и кварц. Характерно преобладание литокластов размером 7–10 см и их разнообразие: мелкозернистый андезибазальт, массивный, миндалекаменный с гороховидными кварцевыми миндалинами, с миндалинами эпидотовыми, эпидот-хлоритовыми, кварц-гематитовыми, кварц-халькопиритовыми. Эпидот в цементе развивается в виде массы жилок, пятен, обособлений. В обнажении 5213-5 туфы представлены плотноупакованными глыбами, размером до 50 см, с гидротермальным цементом.

За ручьем Дея-Оя, на Лысой горе, глыбовые агломератовые туфы в высоких скалах простиранием 0–20° прослеживаются на 200 м и дальше, при ширине выходов до 70–90 м. В вертикальной стене обн. 5238 глыбовые агломератовые туфы сложены плотноупакованными округлыми глыбами, размером до 0,5 м в поперечнике, цемент представлен гидротермальными продуктами. Для других выходов также характерно разнообразие фрагментов, на поверхности обнажений рельефно выступают литокласты, густо насыщенные гороховидными кварцевыми миндалинами, форма обломков удлиненная, но в основном округлая, размеры изменяются от 7–10 см до 0,2–0,4 м или 0,5–0,7 м. В кластах встречены массивные мелкозернистые андезибазальты, миндалекаменные андезибазальты, с разными миндалинами, одни с кварцевыми, другие с эпидотовыми, третьи с кварц-гематитовыми или с незаполненными миндалинами. Цемент – мелкоперетертый андезибазальтовый материал, для всей породы характерна интенсивная гидротермальная проработка. Подобные породы могут быть отнесены к образованиям экструзивных куполов, для которых характерна глыбовая размерность материала, его разнообразие, плотная упаковка, гидротермальная проработка.

Выше разрез наращивается пачкой брекчированных лав в составе 8 потоков, общей мощностью 420 м, для которых характерно и более тонкое расслоение в северной части участка, и главное, что между потоками отмечаются слои псаммитовых, лапиллиевых, агломератовых туфов, мощностью от 1,5 до 8 м.

Четырнадцатый поток общей мощностью 50 м представлен в основании мелкозернистыми андезибазальтами, с редкими мелкими миндалинами кварца, альбита, в центральной части породы брекчированы, имеют контрационную трещиноватость, в одном участке отмечена флюидальность в лаве простираем CB-35. В кровле – миндалекаменные мелкобрекчированные породы, с миндалинами кварца, хлорита, биотита, эпидота. Порода интенсивно гидротермально проработана (кварц и эпидот), так что поверхность обнажения имеет «кружевной» облик. На слабоволнистой поверхности потока залегает слой лапилливого туфа, в котором литокласты, размером 1–2–3 см, единичные до 10 см, представлены афанитовым или миндалекаменным андезибазальтом. Мощность слоя 5–8 м.

В северном окончании поток разделяется на два, по зоне агглютината, мощностью 0,6–1 м, обломки имеют угловатые, четкие контуры, иногда «струйчатое» расположение.

Пятнадцатый поток залегает на слое туфов, представлен брекчированными лавами мелкозернистых андезибазальтов, общей мощностью 70–80 м. В центральной части потока (обн. 5237) в андезибазальтах точечные миндалины биотита, хлорита, альбита, редко кварца. В кровле потока эпидотовые обособления в виде округлых пятен имеют размеры 7–8×15–20 см, располагаются полосами (обн. 5215-2). На кровлю потока ложится слой псаммитового туфа с редкими обломками, мощность слоя туфа 5–7 м, прослеживается в отдельных обнажениях по простираению.

Шестнадцатый поток представлен брекчированными андезибазальтами, мелкозернистыми, со средней части потока содержит миндалины, выполненные биотитом, хлоритом, альбитом, кварцем. В прикровельной части потока интенсивно развита эпидотизация. В обн. 5216 поток перекрывается зоной, мощностью 0,8–1,5 м, сваренных агломератовых туфов, мелкие обломки (8–10 см) массивных андезибазальтов погружены в тонкозернистый афанитовый цемент. Один обломок представлен вариолитом. В обн. 5222-1 в кровле поток имеет зону агглютината, мощностью 0,3–0,5 м. Общая мощность потока 50–65 м.

Семнадцатый поток залегает на агломератовых туфах и сложен брекчированными андезибазальтами, в центральной части потока (5217-2) слоевая зона вариолитовых лав сопровождается слоем миндалин, кровлю слагают миндалекаменные лавы. Мощность от 30 до 15 м.

Перекрывается слоем мелкообломочного агломератового туфа, интенсивно прокварцованного и эпидотизированного. Мощность от 1,6 до 4,5 м.

Восемнадцатый поток – с непосредственным контактом с туфами (5223) – выходят брекчированные андезибазальты. В прикровельной части потока зона интенсивного брекчирования с гидротермальным цементом. В центральной части (обн. 5223) – слой тонкослоистого, мелкозернистого туфа основного состава, плейчированного, с единичными мел-

кими (до 2 см) обломочками андезибазальта сменяется выше слоем агломератовых туфов основного состава, местами сваренных. Литокласты уплощены и вытянуты по расщеплению. В 2 м от верхнего контакта (1,5 м мощность) зона миндалекаменных сваренных туфов насыщена трубчатыми кварцевыми миндалинами. В кровле слоя наблюдается интенсивная эпидотизация и окварцевание. Мощность слоя 15 м.

Девятнадцатый поток представлен брекчированными лавами, к кровле появляются редкие кварцевые миндалины, иногда миндалины вытягиваются в полосы, отмечая следы течения лавы, породы интенсивно эпидотизированы. В северной части внутри потока выделяется слой лапилливого туфа, мощностью 1,5–2 м. Контакт слабо волнистый. Общая мощность 45 м.

Двадцатый поток брекчированных лав содержит в средней части отдельные крупные миндалины молочно-белого кварца до 10–15 мм по длинной оси, кроме этого, содержит гороховидные, мелкие кварцевые, кварц-хлоритовые, эпидотовые миндалины. Выделяются пятна, гнезда эпидота на поверхности расщепов и осветленные участки породы. В верхней части потока появляются полосы крупных вариолитов, чередующиеся с полосами андезибазальтов, содержащих мелкие миндалины. Мощность 25–45 м. Выше залегает слой тонких, пепловых мафитовых туфов, с рассеянной вкрапленностью пирита. Отмечается тонкая слоистость и тонкая плейчатость.

Двадцать первый поток представлен миндалекаменными, брекчированными андезибазальтами с эпидотовыми обособлениями по всей массе потока. В верхней части потока в лавах наблюдаются линзы с разным заполнением миндалин – кварцевые, хлоритовые, эпидотовые. В кровле потока породы столь насыщены гороховидными кварцевыми миндалинами, что только в тонких пленках цемента виден исходный андезибазальтовый материал. Мощность потока достигает 70 м.

После перерыва в 15–25 м (болото) выходят залегающие выше в разрезе сариолитские полимиктовые конгломераты мощностью до 400–420 м.

Для глыбово-валунных конгломератов характерны отдельные слои с преобладанием гранитного или зеленокаменного материала.

Слои гранитных валунных конгломератов содержат валуны, размером до 0,8–1 м, розовых микроклиновых гранитов, серых крупнозернистых плагиоклазовых гранитов, гранит-аплитов, гнейсо-гранитов, пегматоидных гранитов, роговообманковых диоритов. Цемент аркозовый. В слоях мелковалунных конгломератов преобладают класты основных пород: хорошо окатанные лопийские коматиитовые базальты, габбро-амфиболиты, эпидотизированные базальты, сумийские миндалекаменные андезибазальты, плагиофировые андезибазальты, единичные гальки графитистых сланцев, присутствуют единичные валуны гранитов. Цемент граувакковый. Иногда слои

образованы грауваккой. Мощность прослоев в среднем 5–7 м. Слоистость намечается только по прослоям конгломератов разного состава.

В связи с тем что основной акцент в работе сделан на геохимической характеристике ассоциации, перейдем к ее рассмотрению.

Методы исследования

Для геохимического исследования сумийского комплекса Семченской структуры нами к уже имеющимся пробам были дополнительно отобраны 25 проб различных фациальных разновидностей слабо-метаморфизованных вулканитов. После петрографического изучения из выборки исключались пробы горных пород, подвергнутые аномально высокой метаморфической, метасоматической проработке, что выражалось в повышенной амфиболитизации отдельных образцов из зон расщеливания, а также их эпидотизации, карбонатизации и окварцевания. Следует отметить, что для классификационных построений были использованы данные по наименее измененным породным литотипам.

Геохимический анализ проб, включавший определение петрогенных и малых элементов, проводился в аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) методами мокрой химии (петрогенные элементы) и рентген-флуоресцентным (малые элементы).

Все классификационные построения проводились на основе прецизионных химических данных по малым и редкоземельным элементам, полученных методом ICP-MS в аналитической лаборатории Института геологии и геохимии УроРАН (г. Екатеринбург) на тандемном масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (Element 2 Thermo Finnigan) с максимальной погрешностью <2%.

При геохимическом описании сумийских ассоциаций также дополнительно привлекались ранее опубликованные данные по Койкарской, Семченской и Кумсинской структурам, выполненные рентген-флуоресцентным методом (VRA-33) в ИГ КарНЦ РАН (Светов и др., 2004).

Геохимическая характеристика ассоциации

Геохимическая характеристика вулканитов сумийского возраста имеет ряд уникальных особенностей, среди которых могут быть выделены следующие (табл. 1, 2): прежде всего высокое содержание MgO (в интервале от 4,5 до 10,3 мас. % при средних значениях $5,59 \pm 1,53$ мас. %) в породных литотипах, высокие концентрации Cr (от 33 до 890 ppm), Ni (от 73 до 259 ppm) в сочетании с повышенным SiO₂ (в интервале от 53,2 до 58,2 мас. % при средних концентрациях $55,08 \pm 1,36$ мас. %) и очень низким средним уровнем содержания TPЗЭ (Tm – 0,24; Yb – 1,40; Lu – 0,20), близким к наблюдаемому в адакитах.

Таблица 2

Содержание редких и редкоземельных элементов в породных литотипах сумийского комплекса Семченской структуры

Проба	5202-3	5203-5a	5205-1	5208-1	5210-1	5211	5217-2	5219-1
Поток	2	3	6	8	10	11	17	19
Текстура	Л	ВЛ	МЛ	МЛ	ПЛ	ПЛ	ЛБ	ЛБ
SiO ₂		53,22	56,08	53,36	52,68	50,40	54,36	56,59
TiO ₂		0,81	1,11	0,88	1,28	1,22	0,72	0,73
Al ₂ O ₃		9,86	12,42	12,06	15,10	16,15	15,46	14,24
Fe ₂ O ₃		1,92	1,75	1,22	2,70	3,17	3,31	2,62
FeO		8,62	8,67	8,62	9,10	8,53	6,37	7,25
MnO		0,21	0,148	0,161	0,168	0,166	0,17	0,18
MgO		10,33	5,60	9,07	4,60	4,03	5,04	5,37
CaO		11,15	6,40	7,57	5,85	8,40	9,27	6,69
Na ₂ O		0,52	3,83	3,44	4,71	3,66	2,56	2,69
K ₂ O		1,67	1,13	0,78	1,15	0,94	0,80	1,38
H ₂ O		0,15	0,11	0,22	0,12	0,10	0,08	0,06
ппп		1,72	2,47	0,34	2,15	2,82	2,26	2,28
Сумма		100,18	99,91	97,72	99,83	99,80	100,40	100,08
Cr	33,38	894,70	231,50	290,70	54,46	49,97	74,19	96,97
Ni	73,31	259,20	122,80	120,70	92,69	98,61	86,69	97,22
Co	45,64	56,75	50,56	47,88	53,55	50,93	47,13	34,15
V	176,30	171,00	173,00	143,50	190,30	201,00	152,30	176,20
Pb	9,91	4,29	4,13	4,07	5,08	5,35	5,03	7,54
Rb	39,41	18,19	29,71	28,55	36,90	22,26	28,71	6,53
Ba	817,90	184,30	454,10	674,60	290,40	304,90	566,80	93,97
Sr	814,30	401,90	372,80	304,60	216,10	417,50	250,80	586,70
Nb	9,69	6,22	8,89	8,16	10,03	10,19	4,95	4,48
Zr	97,45	65,90	114,20	106,90	115,40	113,40	88,03	68,31
Y	18,28	14,19	17,92	14,45	21,08	21,56	16,29	21,15
Th	3,36	2,19	3,38	3,19	3,92	3,84	3,84	4,02
Cu	50,91	55,10	64,38	24,56	68,59	32,88	22,04	37,41
Zn	87,04	77,47	90,30	87,10	98,43	86,27	71,36	55,96
La	27,05	15,26	23,84	21,34	30,94	51,10	19,70	30,06
Ce	50,01	29,43	45,51	40,83	63,67	102,40	36,87	57,81
Pr	6,10	3,98	5,75	5,12	7,76	11,48	4,62	6,70
Nd	24,32	16,39	22,88	20,71	31,21	42,72	18,39	26,55
Sm	4,99	3,53	4,84	4,23	6,01	7,08	3,72	5,19
Eu	1,66	0,83	1,13	1,34	1,29	2,05	1,11	1,79
Gd	4,66	3,29	4,42	4,04	5,14	5,92	3,34	4,83
Tb	0,65	0,47	0,61	0,54	0,79	0,83	0,51	0,71
Dy	3,44	2,66	3,43	2,82	4,06	4,56	2,86	3,84
Ho	0,67	0,54	0,71	0,58	0,81	0,85	0,57	0,75
Er	1,71	1,38	1,82	1,55	2,00	2,10	1,66	1,94
Tm	0,23	0,19	0,24	0,21	0,27	0,30	0,23	0,27
Yb	1,34	1,05	1,37	1,21	1,58	1,69	1,36	1,59
Lu	0,18	0,14	0,19	0,18	0,22	0,24	0,19	0,23
U	0,66	0,47	0,64	0,61	0,80	0,79	0,80	1,07
Ga	24,31	10,33	15,68	19,82	12,96	17,98	18,78	14,67
Sc	20,15	29,87	22,09	21,77	22,48	20,75	27,34	25,26
Hf	2,39	1,63	2,82	2,71	3,12	2,93	2,02	1,76
Ta	0,71	0,37	0,53	0,49	0,59	0,60	0,27	0,28
Li	2,10	1,34	2,06	1,93	1,62	1,78	2,04	0,85
Be	0,92	0,57	0,80	0,77	1,07	0,82	0,72	0,59
Cs	2,17	0,57	1,56	0,74	1,31	1,01	0,76	0,76

Примечание. ЛБ – брекчированная лава, МинЛ – миндалекаменная лава, МЛ – массивная лава, ВЛ – вариолитовая лава, ПЛ – порфировая лава.

С учетом концентрации SiO₂, вулканиты сумийской ассоциации Семченской структуры принадлежат к ряду андезибазальтов – андезитов с нормальной щелочностью (Na₂O+K₂O = 3–6 мас. %) при этом лишь несколько проб имеют повышенные (до 7 мас. %) суммарные значения. По содержанию K₂O сумийские андезибазальты Семченской структуры принадлежат к умеренно- и высококалиевым разновидностям, в то время как в целом для всей группы сумийских вулканитов отмечены широкие вариации K₂O (рис. 3).

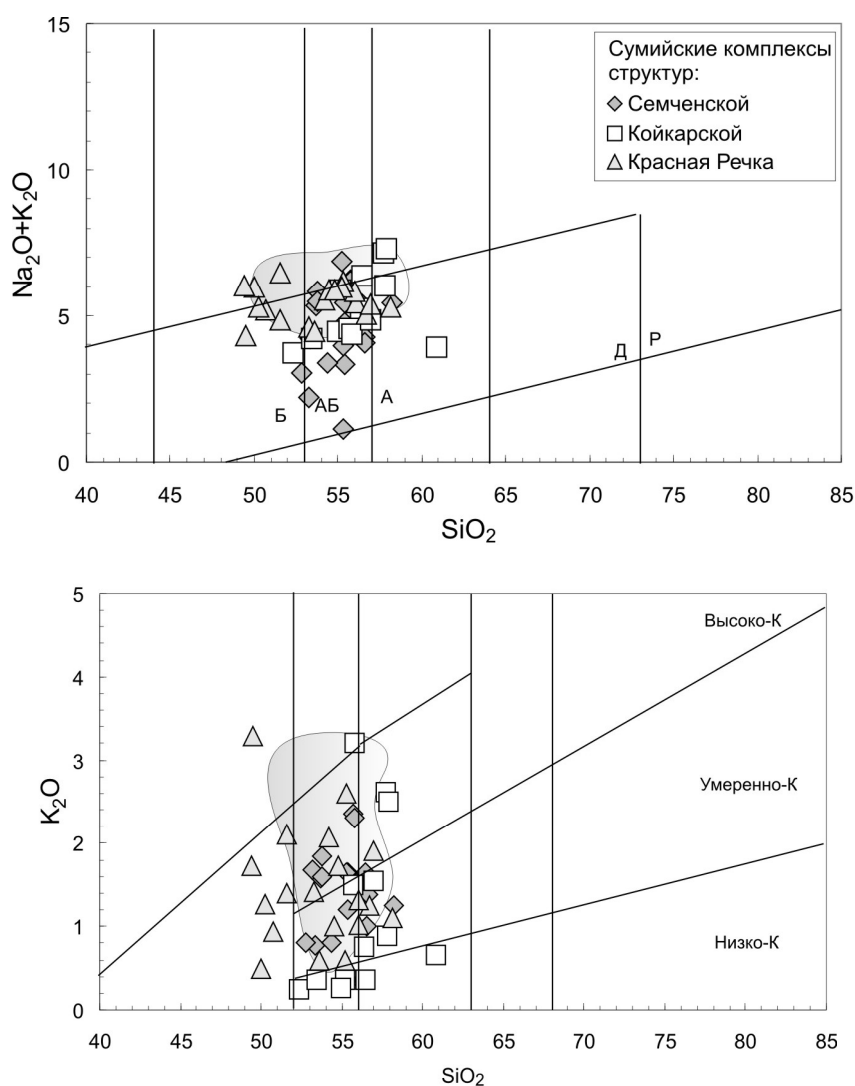


Рис. 3. Бинарные классификационные диаграммы в координатах SiO_2 – $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; SiO_2 – K_2O для сумийского комплекса Семченской структуры в сопоставлении с сумийскими породными литотипами Койкарской и Красно-реченской структур (Светов и др., 2004)

Поле – фанерозойские байяиты Байя, Мексика (база данных «GeoRoc»)

Сопоставляя сумийские разрезы по концентрации петрогенных элементов, отметим их слабодифференцированную природу, так, средние содержания SiO_2 составляют в Семченской структуре $55,08 \pm 1,36$ мас. %; Койкары – $56,26 \pm 2,15$ мас. %, Красная речка – $53,56 \pm 2,34$ мас. %, Кумсинская структура – $55,20 \pm 3,18$ мас. %, TiO_2 – Семч – $0,86 \pm 0,22$ мас. %; Койкары – $0,83 \pm 0,21$ мас. %, Красная речка – $0,86 \pm 0,19$ мас. %, Кумсинская структура – $0,82 \pm 0,24$ мас. %, MgO – Семч – $5,59 \pm 1,53$ мас. %, Койкары – $6,21 \pm 2,42$ мас. %, Красная речка – $5,59 \pm 0,99$ мас. %, Кумсинская структура – $5,67 \pm 1,87$ мас. %, при максимальных концентрациях до $9,55$ – $10,33$ мас. %. Базальтовые (<53 мас. % SiO_2) литотипы в разрезе крайне редки и присутствуют только в структурах Красная речка и Кумсинской (Светов и др., 2004), в остальных случаях ассоциация представлена андезибазальтами-андезитами.

Геологическая литогеохимическая характеристика разрезов показала возможность выделения отдель-

ных фаз излияний. Так, для Семченской структуры фазы геохимически трассируются по содержанию TiO_2 , MgO : 1 фаза – TiO_2 – $1,13$ – $1,18$ мас. %, MgO – $5,14$ – $4,94$ мас. %; 2 фаза – TiO_2 – $0,81$ – $1,10$ мас. %, MgO – $10,33$ – $4,44$ мас. %; 3 фаза – TiO_2 – $0,86$ – $1,09$ мас. %, MgO – $9,07$ – $4,49$ мас. %; 4 фаза – TiO_2 – $0,62$ – $0,73$ мас. %, MgO – $6,56$ – $4,81$ мас. %.

Отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ для вулканитов Семчи $<0,7$, что идентично сумийским лавам Койкарской структуры, для Красной речки $<0,5$, Кумсинской структуры $<0,6$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 12$ – 24 – Семч и Койкары и 12 – 15 – Красная речка и Кумса.

Диаграммы Харкера, построенные по петрогенным элементам, показывают корреляционные связи TiO_2 , FeO^* , MgO , CaO с SiO_2 (рис. 4), при этом тренды сумийского ансамбля достаточно близки к наблюдаемым в байяитовых комплексах Мексики.

Привлекая для определения серийной принадлежности сумийских андезибазальтов систему TiO_2 –

MgO (рис. 5), используемую для разделения бонинитовых, коматиитовых и толеитовых серий, можно видеть, что фигуративные точки сумийских вулканитов формируют эволюционный тренд, контрастный бонинитам, коматиитам и толеитам, с небольшим перекрытием коматиитовой и толеитовой областей лишь в поле низкой магнезиальности. При этом направление тренда фракционирования сумийских андезитов резко отличается от химизма бонинитовых магм Западно-Тихоокеанской островной

дуги (о. Бонин, Марианской впадины) и максимально подобно вулканическим ансамблям Мексиканского и Андийского вулканических поясов (по данным базы «GeoRoc»).

Соотношение щелочей для сумийских вулканитов составляет $K_2O/NaO < 0,5$ (Семчь $0,41 \pm 0,13$, Койкары $0,22 \pm 0,19$, Кумсинская структура $0,4 \pm 0,29$, Красная речка $0,35 \pm 0,14$) и наиболее близко вулканитам из активных континентальных окраин ($K_2O/NaO = 0,2-0,4$) и окраинно-плитных вулканических дуг ($K_2O/NaO = 0,5$).

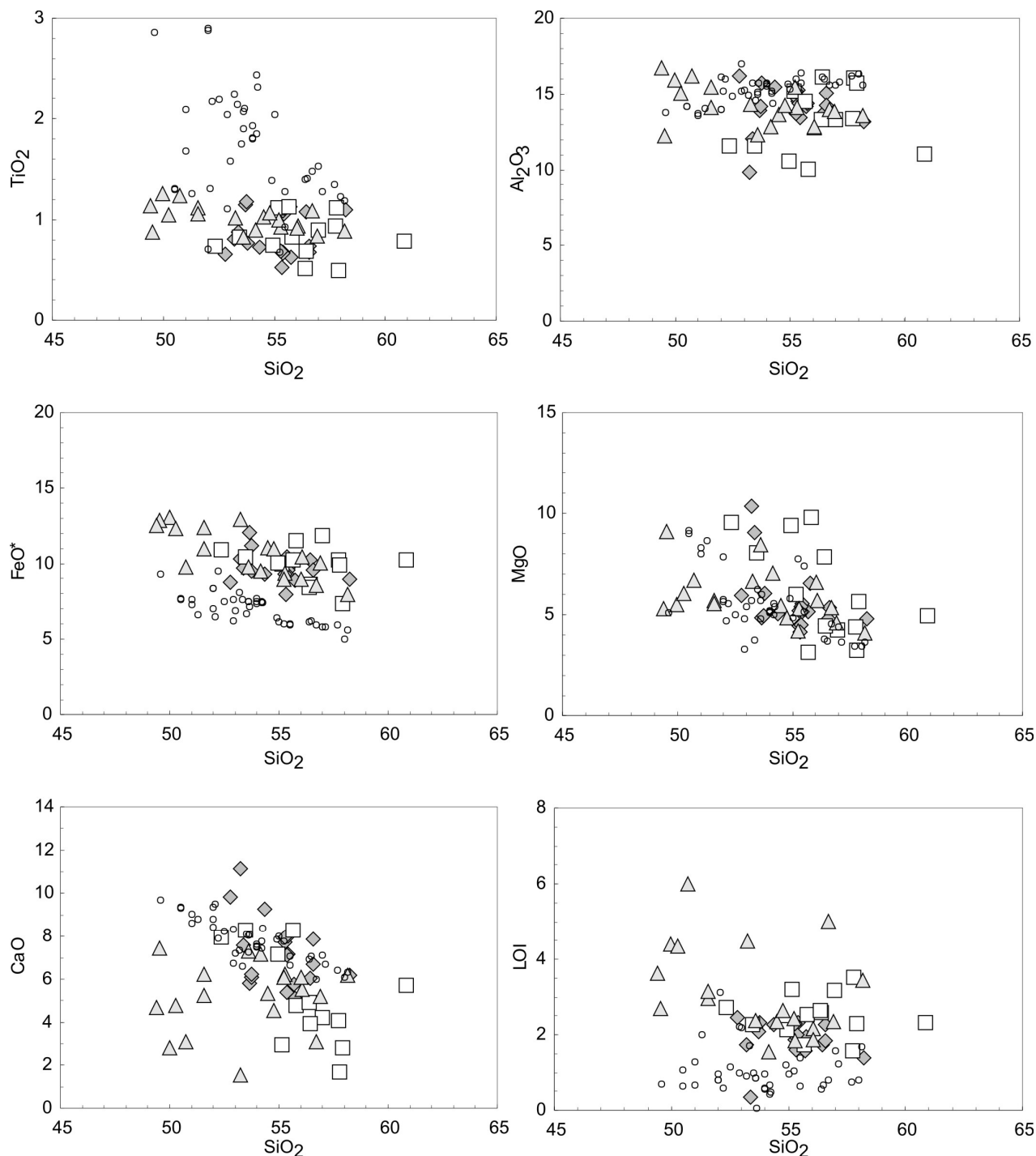


Рис. 4. Вариационные диаграммы SiO_2 – петрогенные элементы для сумийского комплекса Семченской структуры в сопоставлении с сумийскими породными литотипами Койкарской и Краснореченской структур (Светов и др., 2004)

Усл. обозн. см. на рис. 3. Кружки – фанерозойские байяиты Байя, Мексика (база данных «GeoRoc»)

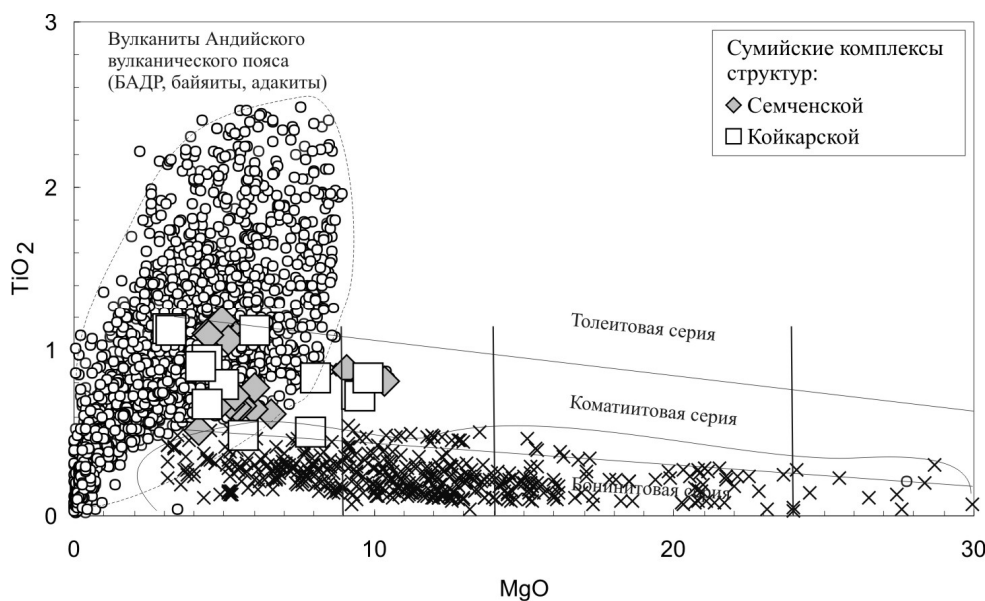


Рис. 5. Бинарная диаграмма в координатах $MgO - TiO_2$ для сумийского комплекса Семченской и Койкарской структур

Поле – фанерозойские байяиты Байя, Мексика (база данных «GeoRoc»)

Ti/Zr отношение в сумийских андезибазальтах Семченской структуры составляет $54,74 \pm 6,94$, $Zr/Y = 5,39 \pm 1,21$, $Hf/Th = 0,69 \pm 0,15$, что близко вулканитам активных континентальных окраин ($Ti/Zr = 49-65$, $Zr/Y = 5-8$, $Hf/Th = 0,99 \pm 0,26$) и значительно отличается от прочих серий, в том числе бонинитовой ($Ti/Zr = 70-110$, $Zr/Y = 0,9-1,9$, $Hf/Th > 3$).

Таким образом, полученные нами геохимические данные показывают явное подобие высокомагнезиальных сумийских вулканитов Центральной Карелии (на примере Семченской, Койкарской, Краснореченской структур) магматическим системам, формирующимся в субдукционных обстановках активно-континентального типа.

Данный вывод уже сам по себе заслуживает отдельного внимания, хотя и может требовать дополнительной конкретизации, ведь в подобных обстановках генерируется целый ряд магматических систем (адакитовых, байяитовых, толентовых, БАДР-АДР, высоко-Nb базальтов и некоторых других), маркирующих различные стадии взаимодействия мантийно-коревой системы в ходе эволюции конвергентных субдукционных режимов.

Соотношение стабильно высокой магнезиальности и выдержанной кремнекислотности в андезибазальтах, отмечаемое во всех сумийских комплексах Центральной Карелии, хорошо коррелирует с байяитовыми сериями (сумийские андезибазальты – MgO – от 4,5 до 10,3 мас. %, средние значения $5,59 \pm 1,53$ мас. % при SiO_2 от 53,2 до 58,2 мас. % и средних концентрациях $55,08 \pm 1,36$ мас. %; байяиты – MgO – от 4,9 до 10,0 мас. %, при SiO_2 50–58 мас. %). При этом важным является и параметр $Mg\#$, который в сумийских андезибазальтах варьирует от 47 до 64, в то время как в байяитах он находится на уровне 50–67, что вполне сопоставимо.

Типичным для пород байяитовой серии считается отношение $FeO^*/MgO < 1,5$ ($FeO^* = (FeO + Fe_2O_3)0,89981$)

(Bourdon et al., 2003), однако при этом расчет индекса по выборкам байяитов (Байя, Мексика) из базы данных «GeoRoc» дает более широкие вариации 0,8–2,1. В сумийских андезибазальтах данное отношение варьирует в близких интервалах от 1,0 до 2,3.

Совместимые транзитные элементы в андезибазальтах, такие как Ni, Cr, показывают строгую корреляцию с MgO и $Mg\#$. Для них максимальные концентрации составляют: по Cr 894 ppm в Семченской структуре (при интервале концентраций от 33 до 894 ppm), 1005 ppm в Койкарской (при интервале от 73 до 1005 ppm). Для байяитов и фанерозойских магнезиальных андезитов характерными являются более низкие содержания (Ni до 268, Cr до 350 ppm) (Yogodzinski et al., 1994).

Также современные байяитовые серии характеризуются высокими содержаниями Sr (от 700 до 3000 ppm) и Ba (от 600 до 2000 ppm). В сумийских высокомагнезиальных андезибазальтах концентрации этих элементов находятся чаще всего в нижней части названного интервала (Семчь: Sr – 250–814 ppm, Ba – 93–817 ppm; Койкары: Sr – 130–230 ppm, Ba – 58–1197 ppm), что и отражается на более высоком Rb/Sr отношении, варьирующем от 0,01 до 0,2 (в классических байяитах около 0,01).

Отдельно следует остановиться на распределении РЗЭ в сумийских разрезах. Ранее при характеристике вулканитов структуры Красная речка нами отмечалось общее топологическое подобие спектров РЗЭ и были установлены небольшие изменения по толще (от нижней части через среднюю к верхней) характеристических отношений: $(La/Sm)_n = 1,6-5,2$, $(Ce/Yb)_n = 5,1-16,1$ – низы разреза, $(La/Sm)_n = 1,7-3,5$, $(Ce/Yb)_n = 4,1-6,8$ – середина и $(La/Sm)_n = 1,8-3,1$, $(Ce/Yb)_n = 5,2-6,8$ – верх разреза. Уровень содержания ТРЗЭ более однороден.

Для Семченской структуры вариации отношений также наблюдаются и находятся в следующих интервалах: низы разреза – $(La/Sm)_n = 2,7-3,5$, $(Ce/Yb)_n =$

7,7–10,4, середина – $(La/Sm)_n = 3,2–3,4$, $(Ce/Yb)_n = 9,1–11,2$, верх разреза – $(La/Sm)_n = 3,4–4,6$, $(Ce/Yb)_n = 7,5–10,6$.

На спайдерграммах сумийских вулканитов (рис. 6) присутствуют характерные минимумы (обеднение пород высокозарядными некогерентными элементами, такими как Nb, Ti, относительно концентраций крупноионных элементов), что является важным геохимическим маркером суб-

дукционных обстановок, кроме того, спектры имеют очень низкие содержания ТРЗЭ, что свойственно как байяитам, так и адакитам. При этом для сравнения нами приведены составы фанерозойских байяитов района Байя, Мексика, и эталонного образца мезоархейского адакита Игнойльского субвулканического некка, которые показывают значительное подобие с сумийскими андезибазальтами (табл. 3).

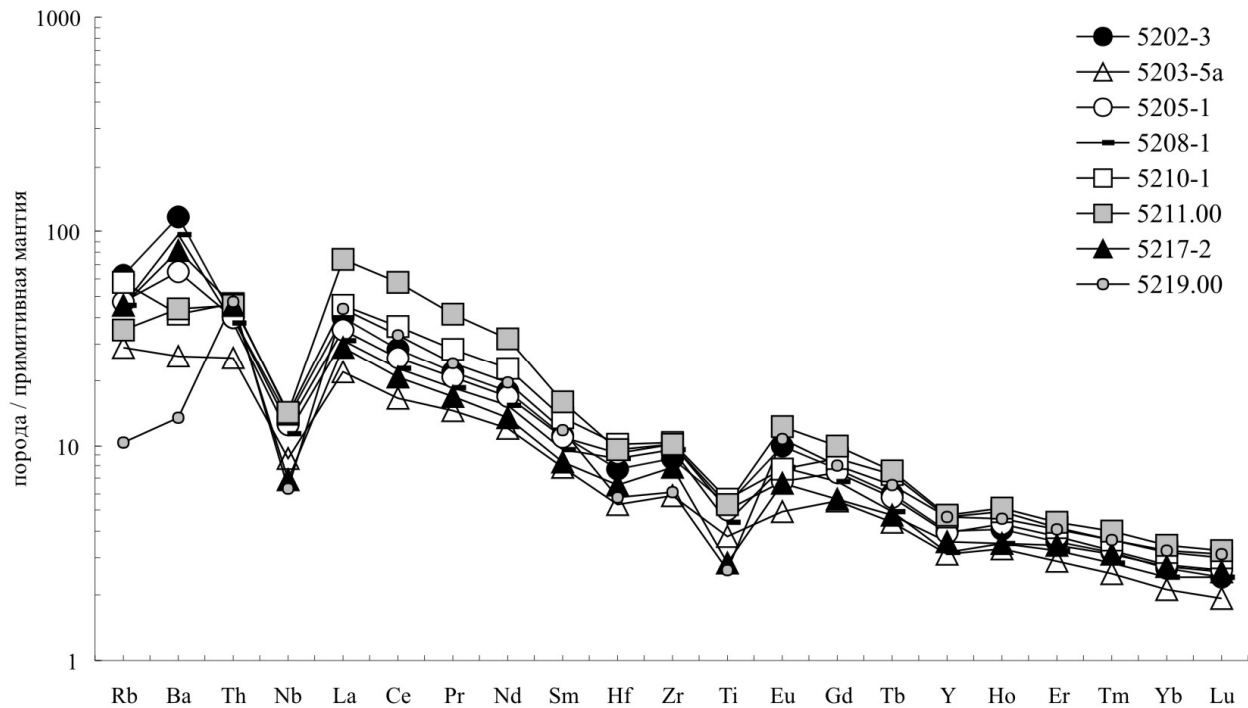


Рис. 6. Распределение редких и редкоземельных элементов в сумийских вулканитах Семченской структуры. Нормировано по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989)

Таблица 3

Сопоставление средних составов высокомагнезиальных андезитов

Порода/ элемент	Байяит Р-н р. Семчъ, Центральная Карелия	Байяит Р-н д. Койкары, Центральная Карелия	НМА (байяит) Байя, Мексика	Адакит Байя, Мексика
Возраст	Палеопротерозой (сумий)	Фанерозой		
Rb	26,28	22,40	14,355	19
Sr	420,59	152,12	652,05	2150
Ba	423,37	341,36	325,7	1400
Y	18,12	13,42	8,81	14
Zr	96,20	87,46	85,5	220
Nb	7,83	5,58	6,61	6,7
La	27,41	13,14	9,865	49
Ce	53,32	26,13	20,175	110
Nd	25,40	12,90	11,405	59
Sm	4,95	2,72	2,6125	9,85
Eu	1,40	0,72	0,835	2,28
Gd	4,46	2,46	2,5325	5,5
Dy	3,46	2,15	1,64	3
Er	1,77	1,09	0,85	1,4
Yb	1,40	1,01	0,665	1
Th	3,47	2,68	1,5175	5,6

Примечание. Для сравнения составы фанерозойских байяитов и адакитов приводятся по работе: Pallares et al., 2008.

Вместе с тем, на наш взгляд, сумийские андезибазальты не могут корректно сопоставляться с адакитами по петрогенным элементам (так как имеют более низкие содержания SiO_2 , высокую магнезиальность), а на диаграмме, позволяющей различать адакитовые и прочие островодужные расплавы (рис. 7), их различная природа наиболее очевидна.

Таким образом, полученные нами геохимические данные показывают, что природа первичных высокомагнезиальных сумийских расплавов несомненно контролировалась субдукционными процессами, однако четкое определение сериальной принадлежности ассоциации затруднительно. Наибольшая геохимическая сходимость наблюдается с байяитовыми сериями, при этом некоторое несоответствие характеристических отношений может быть объяснено процессами смешения первичных байяитовых выплавов с веществом плавления океанического слэба.

Используя геохимическую характеристику сумийской андезибазальтовой ассоциации, возможно провести модельную оценку условий магмогенеза в программном комплексе Pele Ver.6.02. Полученные нами расчетные температуры излияния первичных

расплавов Семченской структуры близки к рассчитанным ранее (Светов и др., 2004) параметрам и составляют 1100 до 1210 °С, находясь в прямой зависимости с магнизиальностью первичного расплава. Модельные температуры магмогенерации расплавов находятся в интервале 1270–1400 °С, при этом необходимо учитывать, что они могут быть существенно понижены за счет присутствия водной фазы, что подтверждается наличием в породных литотипах андезибазальтов ре-

ликтов первичного амфибола (роговой обманки). На основе экспериментальных данных установлено, что растворимость H_2O при давлении около 3–5 кбар и температуре 1100–1150 °С для андезитовых расплавов может составлять от 3 до 6 мас. % (Moore, Carmichael, 1998). При подобных значениях следует ожидать уменьшения температур плавления не менее чем на 100–150 °С, что позволяет предполагать малоглубинный (на уровне 70–90 км) характер магмогенеза.

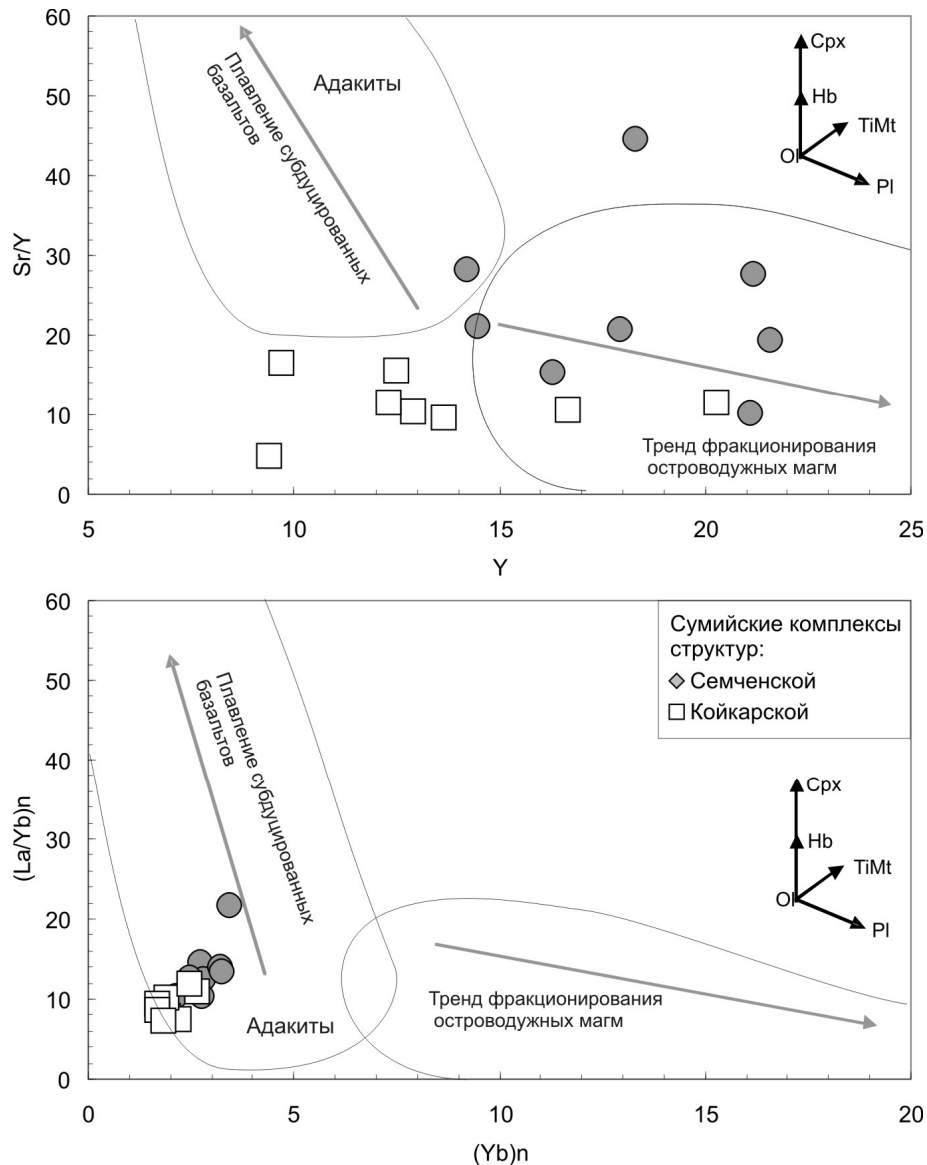


Рис. 7. Диаграммы $Y - Sr/Y$, $Yb_n - (La/Yb)_n$ для сумийских вулканитов Семченской и Койкарской структур

На диаграммах показаны поля адакитов и направления эволюционных трендов при плавлении слэба и фракционировании островодужных магм

Вместе с тем концентрация в сумийских вулканитах флюид-мобильных элементов (FME) достаточно низка: Be 0,5–1,7 ppm, As <0,02 ppm, Li 0,8–2,4 ppm, при вариации Be/Nd отношения на уровне 0,02–0,04 (для активных окраин и вулканических дуг стандартными являются значения 0,07–0,15 (Kamber et al., 2002)), что может свидетельствовать как о потере

FME элементов породой при метаморфических взаимодействиях (что, на наш взгляд, менее вероятно, так как сохранность пород достаточно высока), так и о ранней дегидратации океанического слэба и малом объеме флюидной фазы в магматическом источнике в момент плавления (что возможно, например, в случае пологой субдукции).

Подводя некоторый итог новому этапу изучения высокомагнезиальных андезибазальтовых комплексов Центральной Карелии, можно сделать ряд выводов:

- существующие к настоящему времени геохронологические данные позволяют предполагать, что обширная палеопротерозойская провинция высокомагнезиальных андезибазальтов сформировалась в пределах Карельского кратона в интервале 2,55–2,40 млрд лет, однако прецизионных датировок данных разрезов еще не существует, и эта проблема требует дальнейшего решения;

- геохимическая характеристика андезибазальтовых ассоциаций Центральной Карелии имеет ряд уникальных особенностей: высокое содержание MgO 4,5–10,3 мас. %, Cr 33–890 ppm, Ni 73–259 ppm, Sr 250–814 ppm, Ba 93–817 ppm в сочетании с повышенным SiO₂ 53,2–58,2 мас. % и очень низким уровнем содержания TPЗЭ (Tm – 0,24 ppm; Yb – 1,40 ppm; Lu – 0,20 ppm), что позволяет предполагать первичную их байяитовую природу;

- магмы формировались при небольших степенях плавления метасоматизированного мантийного пиролита и оценочных температурах 1100–1250 °C на глубинах менее 110 км;

- вариации петрогенетически значимых соотношений редких и редкоземельных элементов отражают участие в магмогенезе гетерогенных магматических источников и взаимодействие полученных расплавов с продуктами плавления мафического слэба. В этом случае формирование высокомагнезиальных андезитов сумия и андезибазальтов (байяитов) фанерозоя контролируется сходными процессами – плавлением мантийного клина под областью субдукции, метасоматизированной флюидной фазой (Kay, 1978; Yogodzinski et al., 1995, 2001; Kepezhinskis et al., 1996);

- с учетом FME систематики вулканитов, наиболее приемлемыми являются модели горячего пологого погружения слэба с его ранней дегидратацией.

ЛИТЕРАТУРА

Светов С. А., Голубев А. И., Светова А. И. Геохимия сумийских андезибазальтов центральной Карелии // Геохимия. 2004. № 7. С. 729–739.

Светова А. И. Андезиты-базальты района р. Семчь (Центральная Карелия) // Геология, петрография: Операт.-информ. материалы за 1980 г. Петрозаводск, 1982. С. 23–29.

Шарков Е. В., Смолькин В. Ф., Красивская И. С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. С. 503–522.

Щипанский А. А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М., 2008. 560 с.

Bourdon E., Eissen J. P., Gutscher M. A. et al. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America) // Earth and Planet. Sci. Letters. 2003. Vol. 205. P. 123–138.

Calmus T., Aguillo-Robles A., Maury R. C. et al. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites («bajaaites») from Baja California, Mexico: the role of slab melts // Lithos. 2003. Vol. 66. P. 77–105.

Kamber B. S., Ewart A., Collerson K. D. et al. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models // Contrib. to Mineral. and Petrol. 2002. Vol. 144. P. 38–56.

Kay R. W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1978. Vol. 4. P. 117–132.

Kepezhinskis P. K., Defant M. J., Drummond M. S. Progressive enrichment of island arc mantle by melt – peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. Vol. 60. P. 1217–1229.

Moore C., Carmichael I. S. The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1998. Vol. 130. P. 304–319.

Pallares C., Bellon H., Benoit M. et al. Temporal geochemical evolution of neogene volcanism in northern Baja California (27°–30° N): Insights on the origin of post-subduction magnesian andesites // Lithos. 2008. Vol. 105. P. 162–180.

Rogers G., Saunders A. D., Terrell D. J. et al. Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico // Nature. 1985. Vol. 315. P. 389–392.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A. D., Norry M. J. (eds.). Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. N 42. P. 313–345.

Yogodzinski G. M., Kay R. W., Volynets O. N. et al. Magnesian andesites in the western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge // Geol. Soc. Am. Bull. 1995. Vol. 107/5. P. 505–519.

Yogodzinski G. M., Lees J. M., Churikova T. G. et al. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // Nature. (Lond.). 2001. Vol. 409. P. 500–504.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕАЛИЗАЦИИ ПЕРВЫХ ЭТАПОВ ПРОЕКТА FAR-DEEP

В 2007–2008 гг. сотрудники Института геологии Карельского НЦ РАН принимали участие в международном проекте FAR-DEEP (Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project), который осуществляется в рамках международной программы континентального бурения ICDP (International Continental Scientific Drilling Program). Куратором проекта является проф. V. A. Melezhik (Норвежская геологическая служба, университет г. Бергена), кроме него в координационный совет входят проф. L. Kump (Пенсильванский университет, США), проф. H. Strauss (Вестфальский университет, Германия), проф. A. E. Fallick (Исследовательский реакторный центр университетов Шотландии), проф. C. Hawkesworth (Бристольский университет, Англия). Координатором проекта является А. Lepland (Норвежская геологическая служба). Проект объединяет ученых 12 стран, включая Россию.

Научная цель проекта сформулирована следующим образом: «Архейско-протерозойский переход: становление современной аэробной земной системы». Для исследований намечен ряд событий архейско-протерозойского перехода, предположительно произошедших во временных рамках от 2500 млн лет (глобальный рифтинг) до 2000 млн лет (функционирование современного стиля рециклинга органического вещества):

Глобальные оледенения (2400(?) млн лет),

Изменения глобального цикла углерода (2330(?) – 2060 млн лет),

Окислительное событие в верхней мантии (2100 млн лет),

Появление свободного кислорода в атмосфере (??? млн лет),

Появление морского резервуара сульфатов (2100 млн лет),

Первые следы нефтегенерации (2000 млн лет),

Первые фосфориты (2000 млн лет).

Для решения этих задач предполагалось получение материалов наиболее представительных и хорошо охарактеризованных частей разреза по Имандра-Варзугской, Печенгской и Онежской структурам восточной части Фенноскандинавского щита.

Проект осуществляется в три этапа: буровые операции (май – октябрь 2007 г.), архивация керн (февраль – декабрь 2008 г.) и междисциплинарное исследование керн научными группами (2008–2011 гг.).

Буровой этап осуществлен в планируемые сроки на территории Кольского полуострова и Карелии.

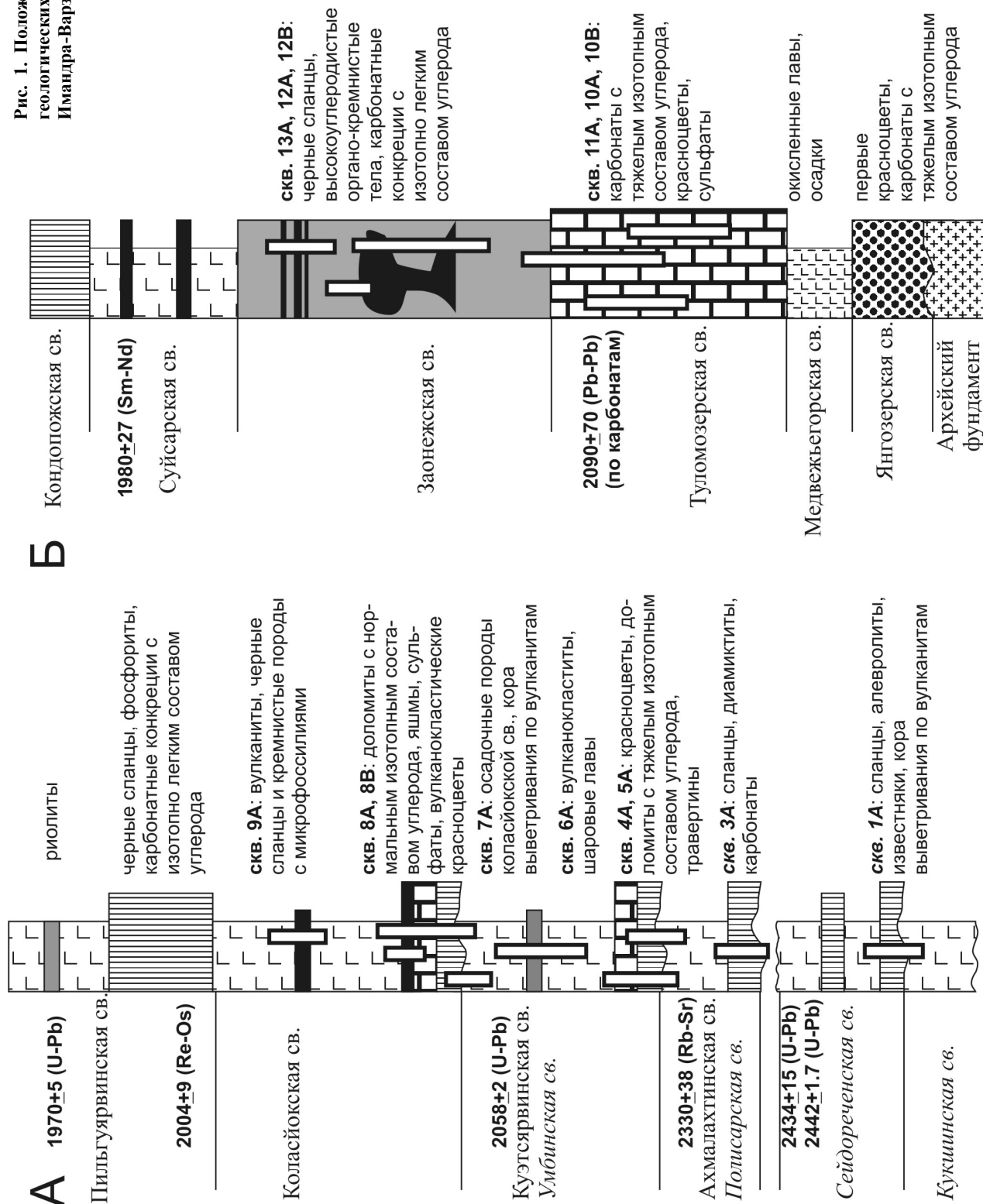
Полевые работы и буровые операции осуществлялись ГТУП СФ «Минерал» и финской компанией «SMOY», сотрудники Института геологии Карельского НЦ РАН и студенты геологических специальностей ПетрГУ участвовали в полевой обработке и описании керн. Бурение осуществлялось буровой установкой со съемным керноприемником, выход керн составил более 98%, при этом значительная часть керн ориентирована. Во время бурения выполнялось фотографирование керн каждого рейса, а также керн, уложенного в ящики. Кроме того, было выполнено первичное геологическое описание керн. Все материалы занесены в базу данных проекта.

Было пробурено 15 скважин и получен керновый материал общей длиной 3560 м, который распределен по геологическим структурам и стратиграфическим уровням следующим образом (рис. 1):

Скважина	Глубина, м	Свита (серия, формация)
Печенгская структура		
9A	100,8	Коласйокская
8A	46,9	Коласйокская
8B	335,0	Коласйокская, Куэтсарвинская
7A	92,5	Коласйокская, Куэтсарвинская
6A	313,2	Куэтсарвинская
5A	157,8	Куэтсарвинская, Ахмалахтинская
Имандра-Варзугская структура		
4A	233,9	Умбинская, Полисаркская
3A	254,5	Полисаркская
1A	199,4	Сейдореченская, Кукшинская
Онежская структура		
13A	239,3	Заонежская
12A	99,6	Заонежская
12B	503,4	Заонежская
11A	435,6	Заонежская, Туломозерская
10A	431,4	Туломозерская
10B	277,5	Туломозерская

В марте – мае и сентябре – декабре 2008 г. с участием сотрудников Института геологии Карельского НЦ РАН был выполнен второй этап международного проекта – архивирование керн скважин. Целью данного этапа являлась подготовка керн к исследованию его научными группами и отбор 500 архивных образцов для общей характеристики разрезов. Архивация заключалась в следующих операциях: 1) фотографирование круглого керн в ящиках, 2) измерение магнитной восприимчивости по круглому керну с детальностью 10 см, 3) пиление керн на две половины, 4) сканирование пиленного керн на специализированном высокоразрешающем аппарате, 5) детальное

Рис. 1. Положение скважин в разрезах геологических структур: Печенгской, Имандра-Варзугской (А) и Онежской (Б)



геологическое описание, 6) отбор архивных образцов, 7) фотографирование пиленого керна в ящиках для документации положения отобранных образцов, 8) изготовление шлифов и дробление проб. По отобранным образцам выполняются аналитические работы методами XRF и ICP-AES; определение содержания свободного и карбонатного углерода. Все результаты архивации, включая аналитические данные, занесены в базу данных проекта. Ознакомиться с некоторыми материалами и текущим состоянием проекта можно на сайте www.icdp-online.org, проект Far-Deer. На этом же сайте участникам проекта доступна в полном объеме база данных.

Таким образом, в результате выполнения первых стадий проекта получен значительный объем материала для решения поставленных задач. Инициативной группой под руководством проф. В. А. Мележика планируется издание иллюстрированного атласа, представляющего полученный материал.

Некоторые новые геологические данные, полученные в ходе реализации проекта

По мере реализации проекта и накопления большого количества фактического материала, кроме ожидаемых результатов, получен ряд новых данных, касающихся геологического строения исследуемых структур, не предвиденных в проектных разрезах скважин.

В Онежской структуре скважины, вскрывшие доломитовый комплекс туломозерской свиты (10А, 10В, 11А), показали, что значительное количество карбонатных пород являются терригенными – песчаниками, гравелитами. Обломочные доломиты чередуются с микритовыми, органогенными (строматолитовыми, онколитовыми), мощными прослоями карбонатных брекчий обрушения. Широко развиты псевдоморфозы по гипсу и соли в глинистых прослоях, проявления гипсовой тектоники. В средней части вскрытого разреза присутствует мощная пестроцветная толща, состоящая из переслаивания доломитов, алевролитов и аргиллитов бурого, красного, черного и серого цветов, со следами многочисленных пластичных деформаций. В этой пачке находится силл основного состава, местами значительно измененный. В скважине 10В сверху он начинается с относительно малоизмененных диабазов, вниз по разрезу постепенно нарастают изменения, выражающиеся в отальковании и хлоритизации, и к нижнему контакту превращается в бесструктурную хлорит-тальковую породу. В скважине 11А, находящейся в 2,5 км от 10В, породы силла представляют собой мелкозернистую зелено-желто-серую массу с бурыми пятнами (реликтами пироксена?), состоящую из талька с примесью хлорита.

Скважина 11А также вскрыла переход туломозерской свиты в заонежскую. Породы нижней части заонежской свиты представлены серыми слоистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, в некоторых интервалах в цементе присутствует карбонат. Явных следов размыва между породами за-

онежской свиты и строматолитовыми доломитами не отмечено, но непосредственно на контакте присутствует прослой мощностью 1,5–2 см светлого аргиллитового вещества (корочка выветривания?). В алевролитах переходной зоны хорошо проявлены два процесса: окисление железа по трещинам кислородными водами ятулийских осадков и послойное оглеение – восстановление железа просачивающимися сверху водами углеродистых осадков заонежской свиты.

Скважины 12А, 12В и 13А, пройденные по породам верхней заонежской подсвиты, вскрыли тела высокоуглеродистых органокремнистых пород (максовитов), подсечены их интрузивные контакты с вмещающими породами. Очень интересны мало-мощные инъекции максовитов, возможно являющиеся апофизами более мощных тел, и жилы максовитового состава в терригенных и карбонатных осадках. Отмечены проявления различных типов брекчированных пород, вероятно, связанных с процессами формирования максовитовых тел. Встречены интервалы развития пеперита, представленные фрагментами базитов в максовитовой матрице (рис. 2) и жилами максовитов в базитах (рис. 3). Выявлены признаки генерации и миграции УВ – жилы антраксолитов нескольких генераций в осадочных породах (рис. 4) и базитах, зоны вторичного обогащения осадочных пород миграционным ШВ, обуглероживание магматических пород на контактах с шунгитоносными.

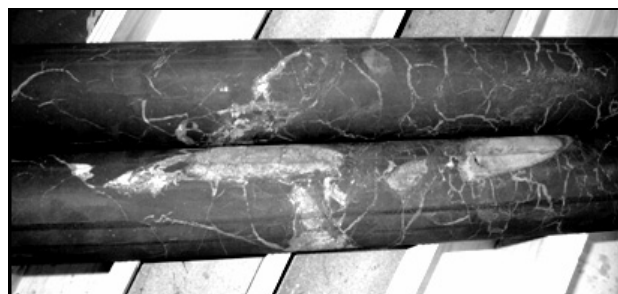


Рис. 2. Пеперит. Фрагменты базитов (светлое) в максовитовой матрице

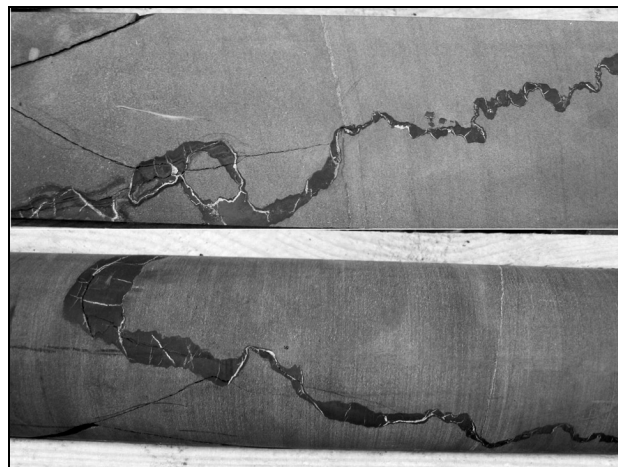


Рис. 3. Антраксолитовые жилы в доломитах

Осадочные горизонты, вскрытые скважинами, состоят в основном из алевролитов, с прослоями мелких песчаников, туффитов и граувакк. Это ритмично-слоистые терригенные осадки, представляющие собой флюидную толщу, местами с турбидитными потоками. В верхней части вскрытого разреза встречаются карбонатные прослои, иногда брекчированные, конкреционные. В карбонатных частях разреза могут встречаться кремнистые конкреции, прослои фтанитов (лидитов). Эти прослои местами имеют секущие контакты с карбонатами, что свидетельствует о существовавшей фазе кремнистого геля.

В Имандра-Варзугской структуре скважина 1А вскрыла осадки сейдореченской свиты (сумий). В средней части разреза пачка сейдореченских квар-

цитовых песчаников, голубовато-серых, с крупной и гигантской кривой слоистостью – речные дельтовые фации. Выше них пачка тонких серых сланцев, с волнистой, фазерной, иногда – ламинарной слоистостью (рис. 5). Ниже песчаников вскрыто переслаивание сланцев и алевролитов с фазерной слоистостью – указанием на приливно-отливные фации мелководья.

Скважина 3А в этой же структуре вскрыла образование полисаркской свиты, соответствующей сариолию. В верхней части разреза, среди переслаивания потоков андезитов и их туфов, встречен поток коматитов с пироксеновым спинифексом. Ниже идут диамиктиты, соответствующие ледниковым образованиям. Они представлены своеобразными «пудинговыми» конгломератами (рис. 6).



Рис. 4. Максовитовая жила в габбро-долерите

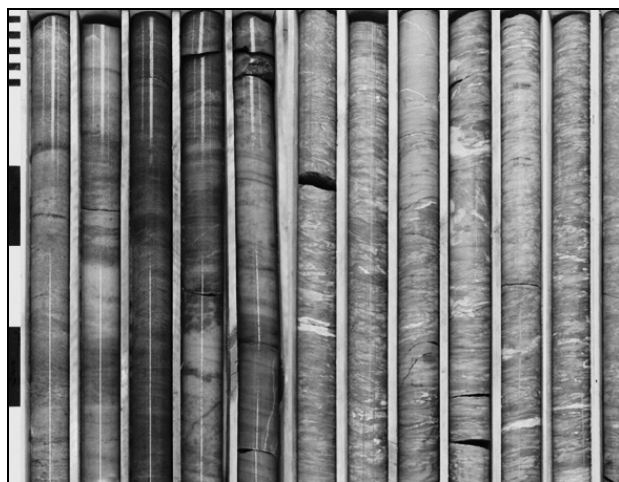


Рис. 5. Характер слоистости в сланцах сейдореченской свиты



Рис. 6. Диамиктиты – «пудинговые» конгломераты полисаркской свиты

Это серые, светло-серые породы алевроитовой размерности, параллельнослоистые. В них присутствуют относительно редкие уплощенные окатанные гальки тех же вмещающих алевролитов, что свидетельствует о размыве слаболитифицированных осадков. Иногда встречаются кварцевые гальки, изредка – гальки других пород, не местного размыва (дропстоуны?). Неожиданностью явилось обнаружение ниже диамиктитов пачки карбонатных пород, представленных карбонатными гравелитами, песчаниками, иногда тонкими, с параллельной и ламинарной слоистостью; также присутствуют прослои микритовых доломитов. В верхней части карбонатной пачки подсечен перидотитовый силл, сильно измененный и превращенный в тальк-хлорит-серпентиновую породу. В этой части разреза Имандра-Варзугской структуры ультраосновные интрузии ранее не были известны.

Строматолитовые доломиты, вскрытые в карбонатной пачке коласйокской свиты, внешне весьма напоминают ятулийские строматолиты Карелии, однако по своему стратиграфическому положению эти породы относятся к людиковийскому надгоризонту.

Разрез коласйокской свиты поражает количеством гематита в осадках. Песчаники и алевролиты импрегнированы мельчайшими кристалликами гематита, местами появляются прослои пелитов гематитового состава. Присутствует и преобразованный гематит в виде прожилков, кристаллов и стяжений.

Скважина 5А вскрыла разрез лучлампольской свиты, сопоставимой с карбонатным ятулием. Кроме строматолитовых доломитов, в разрезе присутствует значительное количество травертиновых прослоев. Травертины представляют собой концентрически-зональные образования неправильной формы, нежных голубоватых или розоватых оттенков; в центре иногда заметен подводящий канал (рис. 7). Травертины свидетельствуют о субаэральных, субаквальных условиях.

Скважина 6А вскрыла разрез вулканогенной части куэтсярвинской серии. Представленный разрез состоит в основном из андезитовых потоков с подчиненным количеством базальтов, кислых вулканитов (дацитов, риолитов). В андезитовых потоках отчетливо проявлена дифференциация, их кро-

вельные части более кислого, до дацитового состава. В базальтовых потоках встречены миндалекаменные зоны, местами миндалины достигают порядка 10 см. Они заполнены эпидотом, кварцем, карбонатами, аксинитом (фиолетово-сиреневый борсодержащий минерал), яшмоидом. Аксинит часто является главным минералом, заполняющим миндалины.

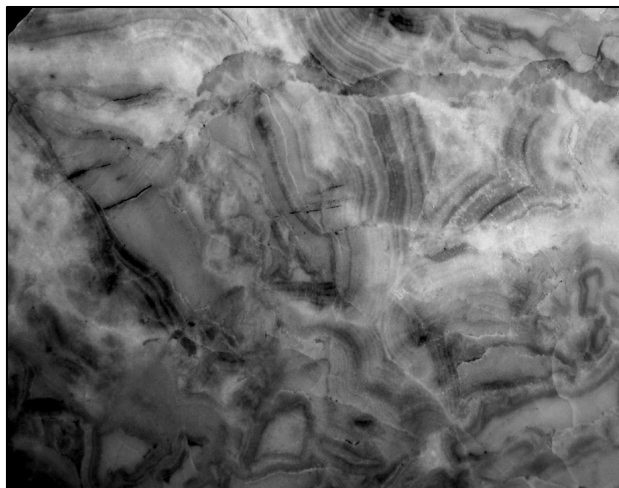


Рис. 7. Травертины лучлампольской свиты

Встречены базальты с лопардитовыми текстурами – шаровая отдельность, в которой шары и межшаровое пространство зонально окислены и приобретают цвета от зеленого и желтого до оранжевого и красного, образуя полосчатый и пятнистый узор породы. Лопардиты интерпретируются как следы окисления магмы в верхнемантийных очагах.

Таким образом, первые этапы проекта FAR-DEEP выполнены весьма успешно и принесли массу интересного, нового, кондиционного материала для собственно исследовательской части проекта, начавшейся в 2009 г. Международная команда, состоящая из исследовательских групп по различным направлениям, при участии Института геологии Карельского НЦ РАН, приступила к активному изучению ядерного материала.

М. М. Филиппов, Н. С. Бискэ, А. В. Первунина, Ю. Е. Дейнес

СОПОСТАВЛЕНИЕ ИЗВЕСТНЫХ И НОВЫХ ДАННЫХ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ МАКСОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШУНГИТОНОСНЫХ ПОРОД

Введение

Максовское месторождение приурочено к шестому горизонту шунгитоносных пород второй продуктивной пачки верхней заонежской подсвиты людиковийского надгоризонта нижнего протерозоя. В разрезах подсвиты выявлены (Геология..., 1982; Органическое вещество..., 1994) пирокластические и лавовые образования, а также силлы долеритов мощностью от 20 до 80 м. Такая насыщенность разрезов интрузиями не могла не оказать влияние на процессы формирования месторождений максовитов*. Сторонники эндогенной гипотезы, например Л. П. Галдобина (1991), рассматривают образование «караваеобразных тел высокоуглеродистых пород» как результат отложения вещества поствулканическими газово-флюидными растворами. В диапировой модели генезиса месторождений максовского типа (Филиппов, 2002) роль интрузий учитывается лишь как фактор, обеспечивающий, наряду с другими породами, необходимое первичное условие для инверсии плотности в разрезе и, как следствие, развитие складок нагнетания.

Фактические данные свидетельствуют, по крайней мере, о массовом проявлении контактовых преобразований шунгитоносных пород. На многих участках (Карнаволок, Лебещина, Красная горка и др.) встречены и описаны измененные под влиянием тепла интрузий шунгитоносные породы. При ведении разведочных работ на Максовском месторождении (Михайлов, Купряков, 1985) также отмечались многочисленные признаки контактового влияния интрузивных тел на состав и свойства максовитов, однако предполагалось, что изменения пород в области контактов не существенны и не влияют на технологические свойства сырья. В 2002 г. были выполнены детальные исследования контактовых изменений максовитов и долеритов (Филиппов и др., 2002) в основном по керну скважины, пересекающей седьмой шунгитоносный горизонт и силл, обрамляющий западное

крыло месторождения. Было показано, что: а) на контакте с основными породами максовиты преобразованы в кокс, содержание шунгитового вещества в них существенно уменьшается, увеличивается содержание кварца, серицита, эпигенетичного пирита и кальцита, появляется пирротин, изотопный состав углерода и азота становится более тяжелым, молекулярная и надмолекулярная структура шунгитового вещества становится более упорядоченной, подвижные элементы мигрируют из зоны контакта на некоторое расстояние совместно с органическим веществом, миграционные формы шунгитового вещества представлены антраксолитами, в том числе их сажистыми разновидностями; б) плотность долеритов на контакте с шунгитоносными породами заметно снижается, уменьшается их электрическое сопротивление, магнитная восприимчивость и прочность, увеличивается радиоактивность и водопоглощение, непосредственно на контакте, как правило, резко возрастает содержание пирита, структура становится тонкозернистой, текстура миндалекаменной, появляется шунгитовое вещество по трещинам, в миндалинах и между зернами, причем не только в зонах контактов, но и на значительном удалении от них; в) мощность измененных максовитов для приведенных выше признаков от 2 до 5 м, долеритов – до 8 м. Активная деструкция органического вещества в условиях повышенных температур приводила к образованию газобразных и жидких углеводородов, склонных к полимеризации, т. е. не способных к дальней миграции. По этой причине в составе максовитов всегда присутствует антраксолит. Было высказано предположение о том, что сильный прогрев, вызывая глубокое преобразование органического и минерального вещества, оказал также влияние на развитие залежи максовитов (складки нагнетания), например, за счет повышения пластичности пород, уменьшения их вязкости, появления подвижных углеводородов и сопутствующего этому явлению разуплотнения пород. Было также установлено, что углеродистое вещество в долеритах является либо ассимилированным из ксенолитов осадочных пород, либо миграционным, образованным при катагенезе первично-осадочного органического вещества.

* Максовит – порода с высоким содержанием шунгитового вещества ($C_{св} > 20\%$), ее структура пелитоморфная или микрозернистая, текстура массивная или брекчиевидная. Генетически шунгитовое вещество частично является метасапропелевым, частично – миграционным органическим веществом.

Начавшиеся в 2005 г. работы по промышленному освоению Максовского месторождения позволили продолжить исследование проблемы влияния магматизма на формирование купольных шунгитоносных структур. Так, в юго-западной части месторождения в результате вскрышных работ 2008 г. на большой площади выявлен элювий по интенсивно выветрелым основным породам, который при разведке 1982–1985 гг. был принят за флювиогляциальные отложения. Полевые наблюдения стенок вскрышного котлована в совокупности с анализом геофизических материалов привели авторов данной статьи к выводу, что в этой части месторождения находится внутрикупольный силл с подводящим каналом, который ранее принимался за дайку. Большая площадь силла и выраженные изменения максовитов по всей поверхности верхнего и нижнего контакта позволяют определить время внедрения силла по отношению к формированию купольного тела, установить степень преобразования органического вещества осадочных пород до этого события, выявить новые данные о глубине и масштабе контактового преобразования сапропелитов. В статье приведены материалы по определению контура распространения субпластовой части силла, скорректировано геологическое строение юго-западной части месторождения, описан элювий по долеритам и дана дополнительная характеристика контактового метаморфизма максовитов.

Материалы наблюдений и их обсуждение

Общие сведения о месторождении

Максовское месторождение, сложенное массивными, брекчированными и трещиноватыми максовитами и частично срезанное эрозией, является ядром антиклинальной складки. Выявлены структурные, литологические и геохимические признаки формирования залежи как диапирового тела. Особенности его геологического строения достаточно полно отражены в многочисленных работах как геологов Карельской поисково-съёмочной экспедиции (КПСЭ) – производственной организации, занимающейся в разные годы поисками и разведкой месторождений максовитов (Михайлов, Купряков, 1985), так и специалистов научно-исследовательских институтов России (Филиппов, 2002 и др.). В ряде зарубежных публикаций также имеются основные сведения по геологии месторождения (Melezhik et al., 2004 и др.).

На рис. 1 приведен план, а на рис. 2 – разрезы юго-западной части Максовского месторождения, полученные в процессе детальной разведки 1982–1985 гг. (Михайлов, Купряков, 1985). Характерной особенностью геологического строения залежи является наличие трех силлов габбродолеритов, невыдержанных по мощности и выклинивающихся по простиранию. Северо-западное и юго-западное крыло купольного тела максовитов плавно обрамляет силл, внедрившийся между шестым и седьмым шунгитоносными горизонтами. На западе месторождения этот силл образует локальную синклинальную склад-

ку, глубоко входящую в купольную структуру, которая в результате приобретает резко асимметричную форму. Было высказано предположение о том, что асимметрия залежи является следствием деформации при механическом воздействии силла.

По данным работы (Михайлов, Купряков, 1985), в центральной части купола субвертикальное тело габбродолеритов (дайка) переходит в субгоризонтальную апофизу (скв. 207), точные размеры которой в процессе разведки определены не были. В работе А. М. Ахмедова (1995, с. 127) породы этого «трубообразного» тела названы ксенокластолавами «с отчетливо выраженной зональностью»: «в осевой части преобладают шунгитистые ксенокластолавы, в краевых – шунгитовые туфы и шунгиты с пузырьчатой, оолитоподобной и конкрективидной текстурами и структурами».

Локализация внутрикупольного силла долеритов

В ходе разработки Максовского месторождения была вскрыта апикальная часть субвертикального тела долеритов (подводящего канала внутрикупольного силла) – стенка ЕЖ карьера (см. рис. 1) и на большой площади – верхний контакт силла с максовитами (его субгоризонтальная часть) – стенки вскрышного котлована АВ, ВГ, ГД, ДЕ.

Контур распространения внутрикупольного силла и, как следствие, коррекция схемы геологического строения западной части месторождения и ряда разрезов были проведены с использованием геофизических методов разведки (рис. 3). Геофизические материалы были получены в разные годы и на разных стадиях разведки месторождения научными сотрудниками Института геологии КарНЦ РАН (ИГ), а также специалистами КПСЭ*. По юго-западной части месторождения наблюдения были выполнены методами магниторазведки, электроразведки – методом естественного электрического потенциала (ЕП) и в ограниченном объеме (один профиль) малоглубинной сейсморазведки.

На графиках аномального магнитного поля в юго-западной части месторождения (рис. 4, Б) наблюдается резкий переход низких значений dT (до -150 нТл), соответствующих максимальной для месторождения мощности максовитов, к средним значениям $dT = -100$ нТл, а затем к повышенным – более 200 нТл. На графике dT по профилю 2 знакопеременными аномалиями отмечаются наклонные границы контактов обрамляющего и внутрикупольного силлов с максовитами. Появление аномальных зон связано с тем, что магнитная восприимчивость максовитов в области контакта резко возрастает, поскольку здесь часто появляется пирротин, и становится сопоставимой, а иногда и выше магнитной восприимчивости типичных габбродолеритов. Геофизический профиль 1, совпадающий с геологическим профилем 11-11' (рис. 4, В), позволяет обоснованно провести границу внутрикупольного силла и выделить вмещающие залежь породы по аномальным значениям магнитного поля до

* Геофизические наблюдения были проведены при участии Л. А. Пруссакова, Б. Н. Клубукова, А. В. Суханова.

100 нТл. Обрамляющий силл долеритов по данным магниторазведки на этом профиле проявлен слабо, однако он четко прослеживается на сейсмотомографическом разрезе как область повышенных скоростей. Его подошва уверенно отделяется от туфоалевролитов, которые сменяются максовитами шестого горизонта. Менее контрастно на фоне максовитов выделяются сохранившиеся от выветривания долериты внутрикупольного силла.

Уточнение контура распространения долеритов под четвертичными отложениями проведено с учетом материалов электроразведки методом ЕП (рис. 4, А). Максовиты естественных обнажений обычно отмечаются аномалиями до -1200 мВ, обуглероженные долериты субпластовой части внутрикупольного силла отмечаются отрицательными аномалиями значительно меньшей амплитуды (до -500 мВ).

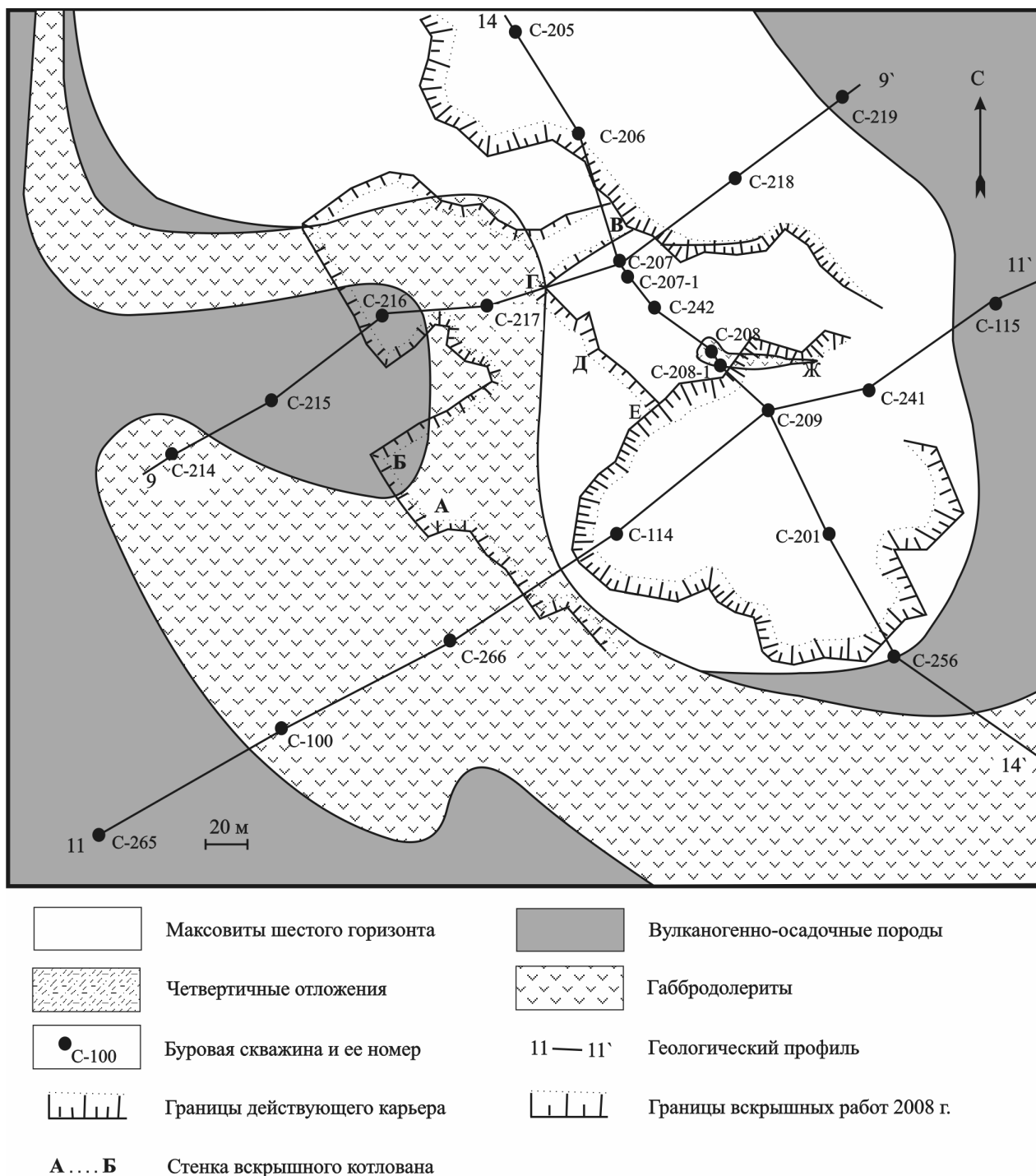


Рис. 1. Схема геологического строения юго-западной части Максовского месторождения (по: Михайлов, Купряков, 1985)

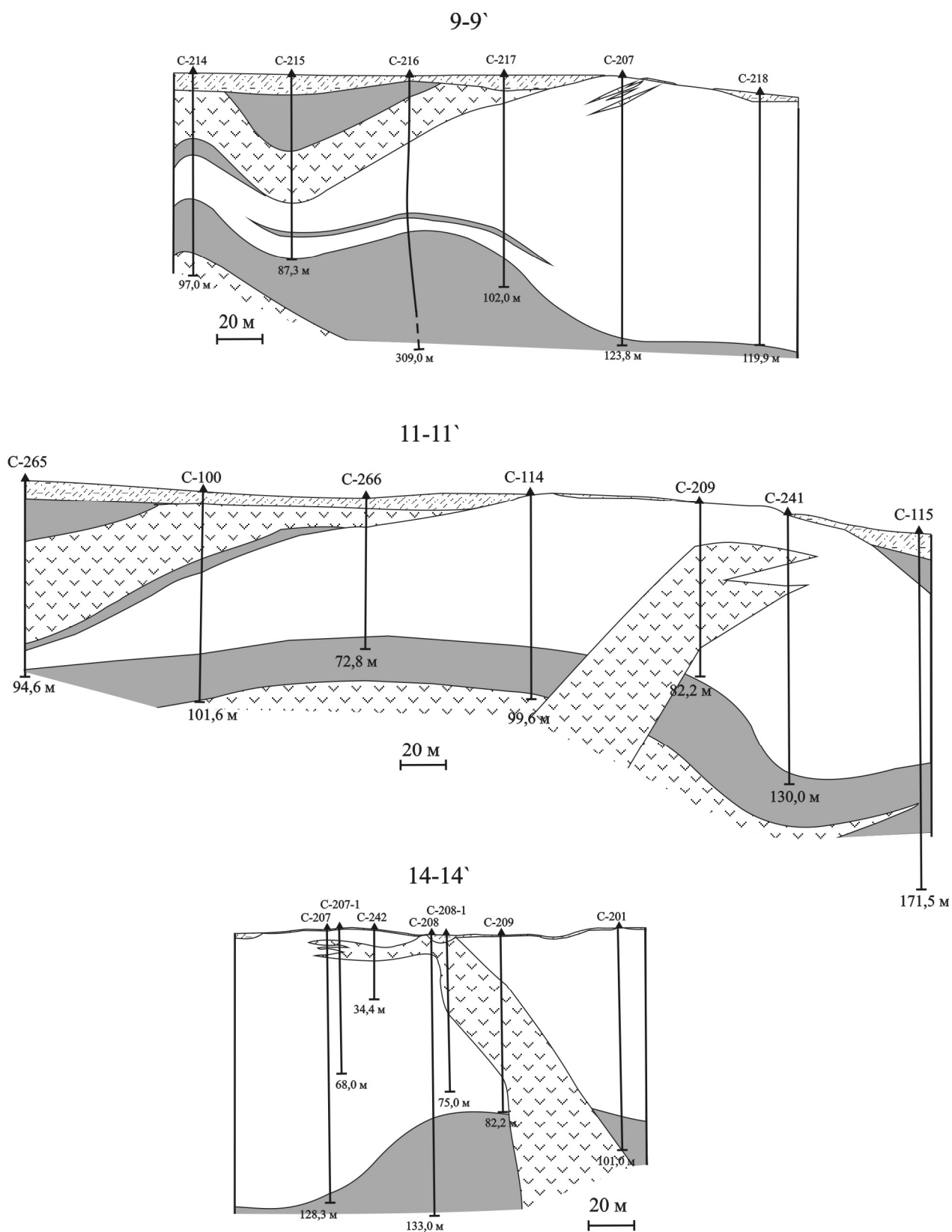


Рис. 2. Разрезы юго-западной части Максовского месторождения (по: Михайлов, Купряков, 1985):

Положение разрезов и условные обозначения см. рис. 1

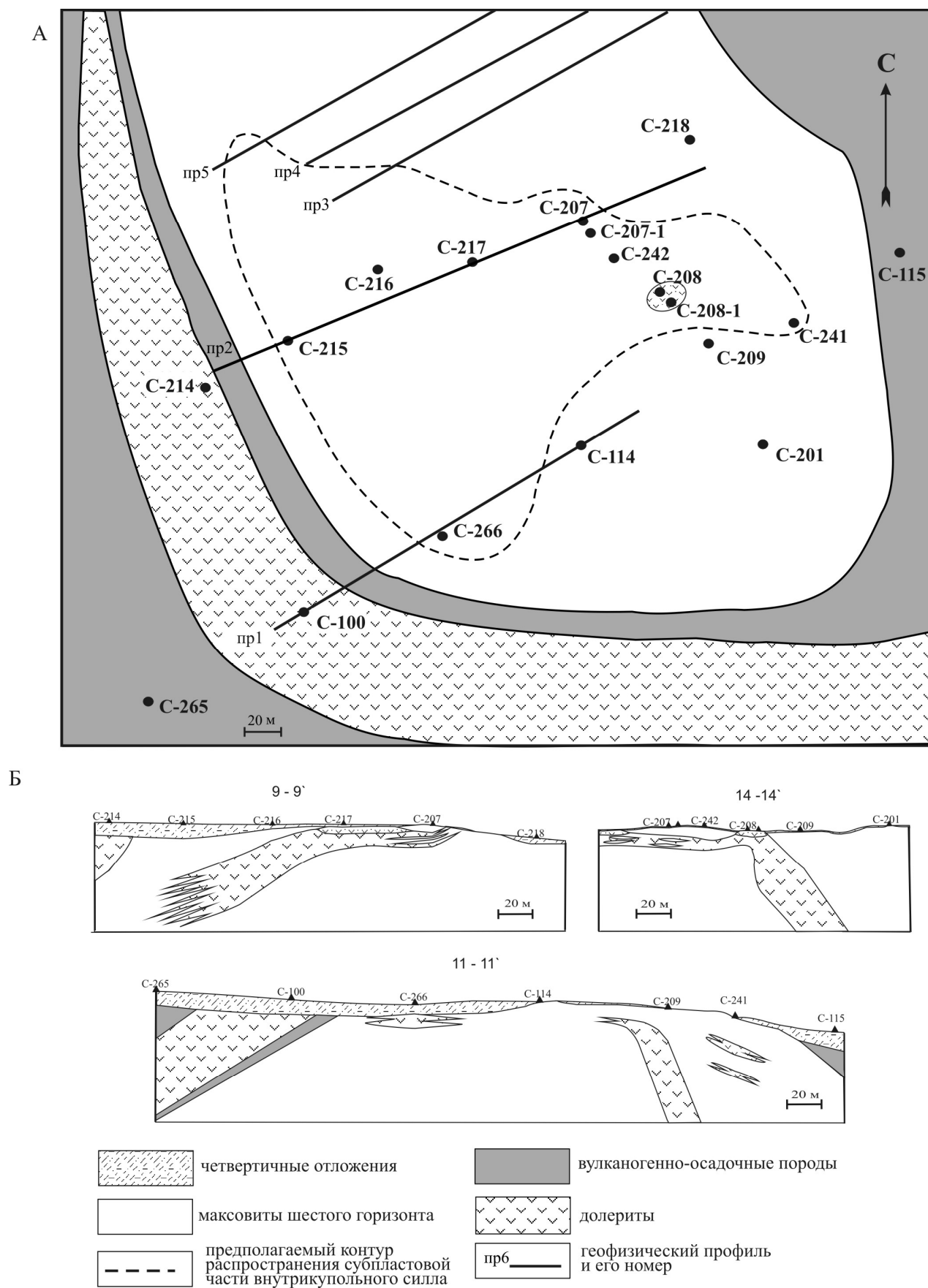
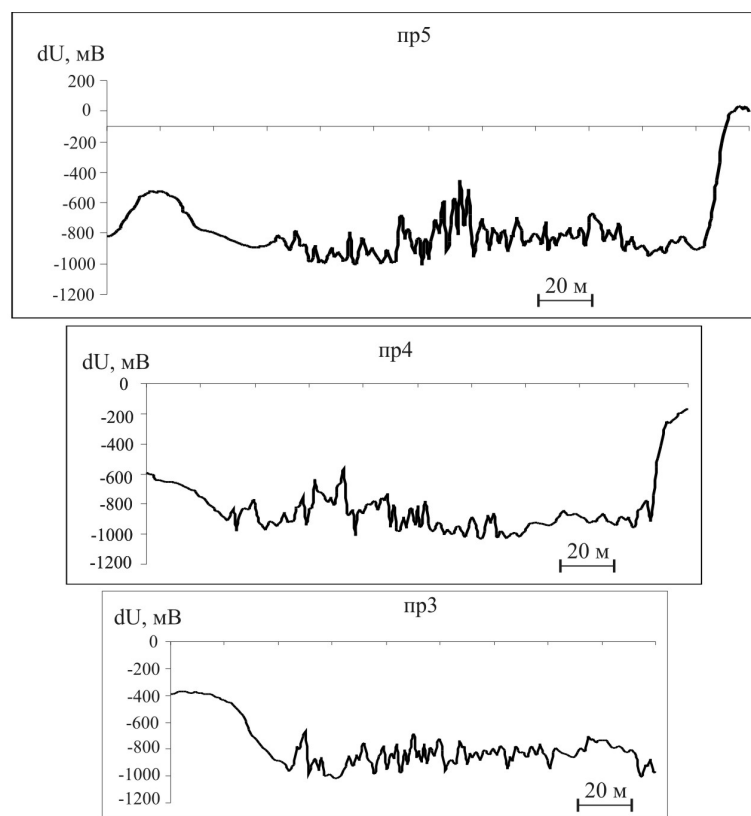
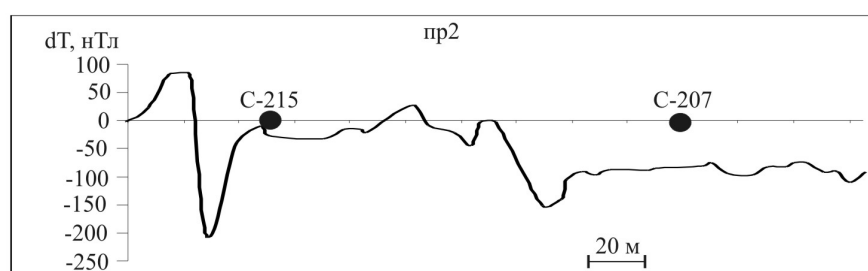


Рис. 3. Уточненная схема геологического строения (А) и разрезы (Б) юго-западной части Максовского месторождения

А



Б



В

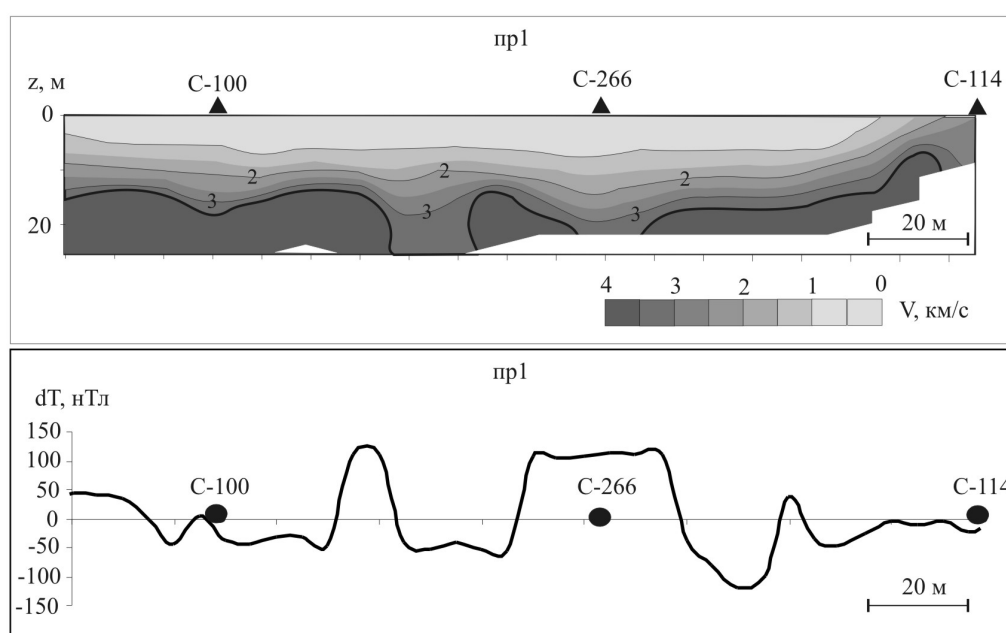


Рис. 4. Геофизическое обоснование границ распространения внутрикуольного силла:

А – графики разности потенциалов естественного электрического поля; Б – график аномального магнитного поля;
В – скоростной сейсмотомографический разрез и график аномального магнитного поля

Геофизические измерения, материалы наблюдений стенок вскрышного котлована, данные анализа первичной документации и сохранившегося керна разведочных скважин в совокупности позволили наметить контур распространения субпластовой части внутрикупольного силла (см. рис. 3). Из-за волнистого характера кровли эрозии были подвергнуты лишь гипсометрически наиболее приподнятые участки, которые выходили на дневную поверхность или, как уже отмечалось, залегали на небольшой глубине под максовитами зоны коксования.

Материалы визуальных наблюдений стенок действующего карьера и вскрышного котлована

Подводящий канал силла в центре сложен мелко-, среднезернистыми, на контакте с вмещающими максовитами – тонкозернистыми разновидностями. По данным визуального осмотра керна скважин 208-1 и 209, долериты разбиты многочисленными трещинами, которые заполнены максовитами со следами течения и мелкими обособлениями антраксолита. Вероятно, этот материал заполнял трещины в результате снижения вязкости сапропелитов под влиянием сильного их прогревания внедряющейся магмой и локального повышенного давления, возникающего за счет быстрого катагенеза органического вещества. Следовательно, максовиты с разным содержанием углерода в трещинах подводящего канала не являются ксенолитами.

Элювий по долеритам (рис. 5, А) представляет собой остаточную глину ярко-желтого или желто-бурого цвета, в куске рыхлую или с трудом поддающуюся ручному разламыванию. Почти по всему периметру вскрышного котлована его стенки представляют собой разрезы, состоящие из слоя элювия по долериту и измененных максовитов мощностью от 30 см до 3,0 м. Видимая мощность слоя элювия в разных стенках вскрышного котлована составляет от 0,5 до 3,5 м. В северо-западной части стенки ДЕ (см. рис. 5, А) вскрыт типичный для четвертичных ледниковых отложений аллювий, представляющий грубую смесь суглинка и беспорядочно ориентированных валунно-галечных включений сланцев, гранитов, основных пород.

В слое элювия встречены ксенолиты максовита в долерите, размер которых варьирует от 0,2 до 0,6 м. Максовиты имеют столбчатую отдельность, при этом призмы ориентированы перпендикулярно границам ксенолита. Некоторые фрагменты сложены серым, пористым, выветрелым максовитом, иногда с хаотично ориентированной отдельностью. Нередко в ксенолитах наблюдаются признаки рассланцевания.

В элювии местами наблюдаются реликты шаровой отдельности, образующейся в процессе гипергенеза долеритов и характерной для вулканических и гипабиссальных пород основного состава (рис. 5, Г, Д). Эти округлые обособления состоят из наружного слоя (скорлупы) или нескольких слоев, представленного материалом, отличающимся от типичного элювия большей плотностью и меньшей степенью

выветривания. Центральная часть обособлений представлена в виде плотных останцов с шероховатой поверхностью размером от 5–10 см. В плотной породе центральной части наблюдается реликтовая миндалекаменная структура. Миндалины выполнены кварцем и шунгитовым веществом, также встречаются полости. Размер полостей и миндалин колеблется от 0,2 см до 0,5 см. Шероховатая поверхность останцов обусловлена неоднородностью, связанной с миндалекаменной структурой породы и разным составом минералов, заполняющих миндалины.

Размер обособлений увеличивается к низам разрезов стенок вскрышного котлована. Образование подобных форм, вероятно, было возможно при внедрении краевых частей силла в пластичные сапропелиты, подобно тому, как образуются шаровые лавы при подводных извержениях. Очевидно, что такая отдельность долеритов создавала высокую проницаемость силла для грунтовых вод и тем самым способствовала развитию процесса гипергенеза. Образование элювия под сохранившимися от эрозии максовитами (см. рис. 5, А) было возможным также благодаря их повышенной проницаемости, появившейся под влиянием контактового метаморфизма. Скорлуповатые обособления являются переходной зоной к долеритам, не затронутым процессами выветривания, т. е. элювий развивался не на полную мощность силла.

На основании визуальных наблюдений экзоконтакта выделена зона коксования максовитов мощностью до 1,5 м, состоящая из двух подзон. Первая – непосредственно на контакте, представлена обычно рыхлой пачкающей черной породой с кавернозной текстурой (рис. 5, Б). Мощность подзоны 2–8 см. В некоторых местах эта подзона отсутствует. Непосредственно в контакте наблюдаются также брекчированные максовиты, трещины в которых заполнены антраксолитом. Порода разбита, рассланцована, имеет зеркала скольжения, по которым развиваются пленки шунгитового вещества.

Во второй подзоне коксования максовиты имеют характерную столбчатую отдельность в виде призм высотой от 2 до 20 см, ориентированных перпендикулярно контакту (рис. 5, Б). Призмы в сечении (рис. 5, В) имеют вид неправильных многоугольников, отделенных друг от друга либо скрытыми, либо зияющими трещинами. По стенкам трещин развиваются пленки шунгитового вещества или пирита. Цвет максовитов стально-серый с матовым тусклым блеском. Подзона выдержана по всей площади кровли силла. В верхней части подводящего канала (стенка ЕЖ на рис. 1) столбчатая отдельность максовитов развита в виде сноповидных изогнутых скоплений шестигранных призм длиной до 1 м, что свидетельствует о длительном движении расплава через эту область. Местами выше развития крупных призм встречаются мелкие призмы (1×3 см), которые иногда смяты и хаотично ориентированы относительно контакта. Коксы по сапропелитам Максовского месторождения сходны с природными коксами, развивающимися в угольных пластах на контактах с интрузиями различного состава (Гаврилова и др., 1985).

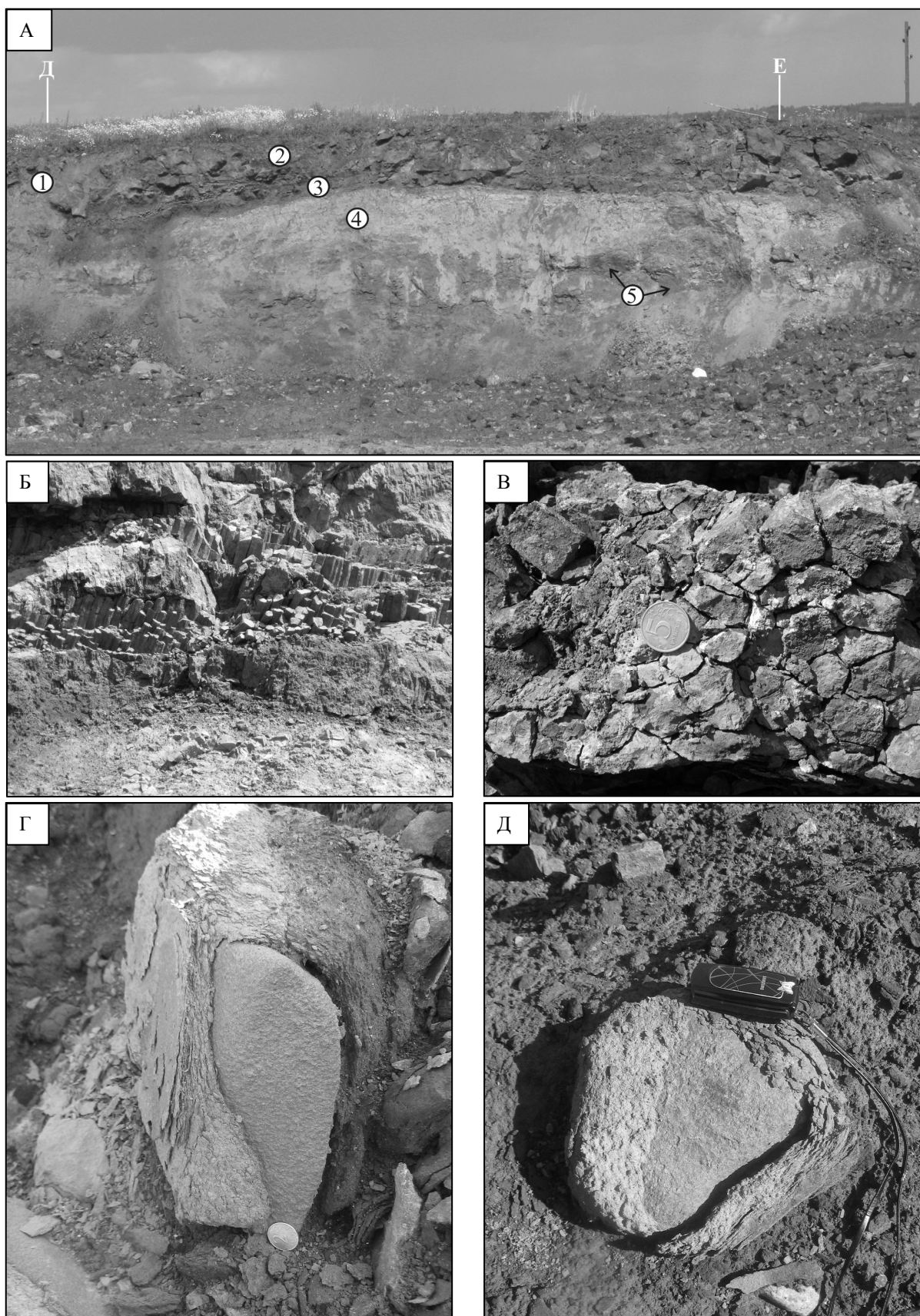


Рис. 5. Характерные особенности контактовых изменений мафитов:

А – стенка ДЕ вскрышного котлована: 1 – четвертичные отложения (аллювий); 2 – брекчированные мафиты; 3 – зона коксования мафитов; 4 – элювий по долериту; 5 – реликты скорлуповатой отдельности; Б – зона коксования мафитов; В – столбчатая отдельность мафитов; Г, Д – сохранившиеся от выветривания участки (ядра) долеритов

Выше зоны коксования сапропелитов со столбчатой отдельностью располагаются брекчированные максовиты, содержащие большое количество миндалин, выполненных кварцем и антраксолитом.

Вскрышным котлованом на небольшом участке (стенка ЕЖ рис. 1) обнажен нижний контакт долеритов с максовитами. Он очень неровный, с тонким (1–3 см) слоем сажистого максовита. Залегание плоскости контакта на коротком интервале меняется от субгоризонтального до субвертикального.

Укажем вероятную причину внедрения долеритов в центре залежи. Корневая часть подводящего канала (см. рис. 2, разрез 11-11' и 14-14') приурочена к антиклинальной складке, сложенной породами с относительно невысоким содержанием шунгитового вещества – алевролитами, туфоалевролитами и карбонатными породами, а на момент внедрения силла, по-видимому, уже гораздо более литифицированными по сравнению с органоминеральным веществом залежи. Формирование складки по поро-

дам, не обладающим высокой способностью к пластичным деформациям, могло сопровождаться развитием повышенной трещиноватости, что способствовало внедрению магмы. Дальнейшее направление развития подводящего канала, предположительно, определялось особенностями внутреннего строения купольной структуры. В качестве иллюстрации этого положения может служить рис. 6, на котором приведено распределение углерода по одному из разрезов месторождения. В области развития подводящего канала содержание шунгитового вещества в максовитах наиболее высокое. Развертывание подводящего канала в субпластовое субгоризонтальное тело (собственно в силл), его волнообразная форма и погружение в юго-западном направлении, вероятно, также были обусловлены изменчивостью состава и разной степенью литификации пород залежи. Не исключено, что этому способствовало запечатывание подводящего канала коксующейся массой сапропелитов.

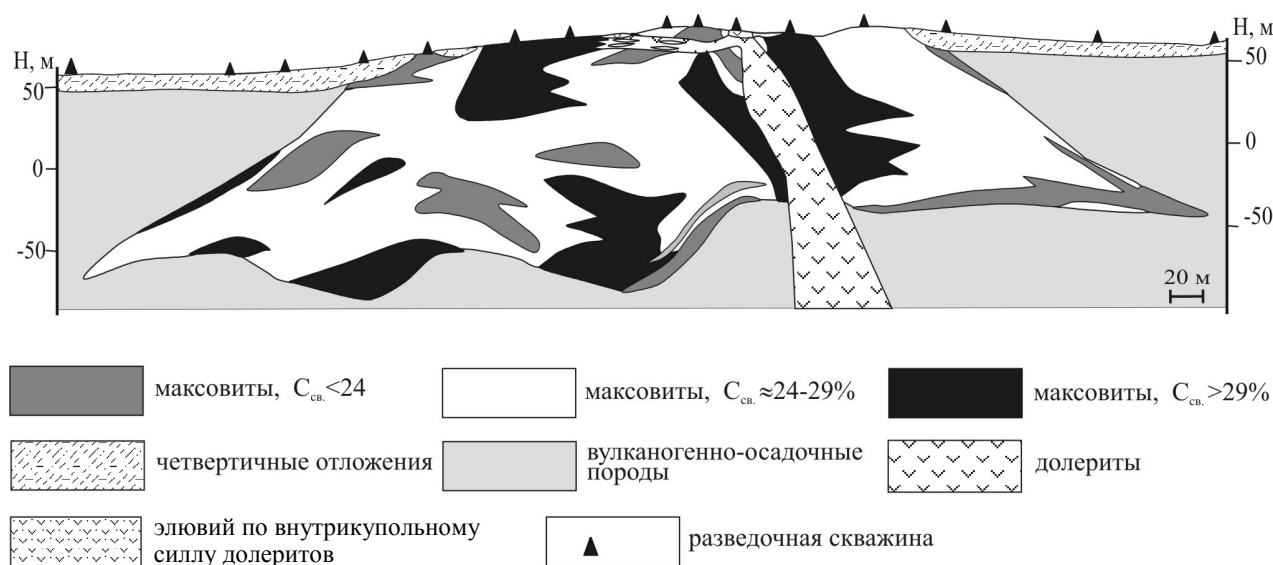


Рис. 6. Разрез Максовского месторождения по профилю 14-14'

Положение разреза указано на рис. 1

Петрографическое описание контактово-измененных пород

Образцы для петрографического изучения были отобраны из стенок действующего карьера и из керн разведочных скважин Максовского месторождения. Исследования проводились в проходящем и отраженном свете на оптическом микроскопе, а также на сканирующем электронном микроскопе «VEGA II LSH». Для определения состава минералов использовался микроанализатор «INCA Enerdgy 350». Часть проб была подвергнута фазовому рентгеноструктурному анализу.

Долериты претерпели интенсивные метасоматические преобразования и превращены в мелкозернистые слюдиты с переменным содержанием кварца, хлорита и альбита. Среди рудных минера-

лов преобладает магнетит, наблюдаются ильменит и титаномагнетит. В заметных количествах присутствуют новообразованные лейкоксен и рутил, постоянно отмечается фторпатит, спорадически – монацит. Состав аподолеритов приведен в таблице. Слюды представлены биотитом и мусковитом, в единичных образцах флогопитом. В составе изученных слюд зафиксирован дефицит межслоевых катионов калия. Предполагается, что слюды содержат группу аммония, присутствие которой в межслоевых позициях было установлено ранее для ряда образцов Максовского месторождения (Фирсова и др., 1990). Если это предположение справедливо, то светлые слюды (мусковиты) следует, согласно номенклатуре слюд (Номенклатура., 1998), классифицировать как межслойно-дефицитные слюды серии иллита.

Химический состав аподолеритов

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	51,60	51,16	49,16
TiO ₂	2,43	2,25	2,10
Al ₂ O ₃	13,9	13,65	13,59
Fe ₂ O ₃	2,98	2,98	10,48
FeO	13,10	13,46	7,63
MnO	0,148	0,188	0,199
MgO	6,28	5,85	5,89
CaO	0,50	1,06	0,42
Na ₂ O	0,28	0,65	0,45
K ₂ O	2,00	2,88	2,93
H ₂ O	0,39	0,22	1,12
ппп	5,69	5,14	5,30
P ₂ O ₅	0,37	0,31	0,35
Сумма	99,67	99,80	99,62
S	0,02	Отс.	Отс.
CO ₂	Отс.	Отс.	Отс.

Примечание. 1 – подводящий канал, скв. 209, гл. 60,0 м; 2, 3 – плотный фрагмент элювия: 2 – центральная часть (ядро), 3 – корочка. Аналитики: Л. М. Демешина, Г. П. Пунка.

Количественные соотношения мусковита и биотита весьма изменчивы. В слюдах магмаподводящего канала и поблизости от него, особенно в приподошвенной части силла, преобладает биотит. Здесь значительно больше магнетита, лейкоксена и рутила. По направлению от подошвы к кровле силла и по мере удаления от подводящего канала биотит сменяется мусковитом, появляются хлоритовые и карбонат-содержащие слюдиты.

В эндоконтактах с максовитами развиты темно-серые обуглероженные афанитовые породы с миндалинами и пустотами овальной или неправильной формы (рис. 7, А–В). Содержание углерода в непосредственном контакте обычно не превышает нескольких процентов, но в узкой эндоконтактной зонке может достигать 20%. Верхняя часть магмаподводящего канала целиком сложена обуглероженными аподолеритами с миндалекаменной текстурой. В нижнем эндоконтакте силла мощность обуглероженной зоны минимальна. Углерод выполняет межзерновые промежутки, трещины, поры и пустоты в ассоциации со слюдами, кварцем и пиритом, которые обнаруживают признаки более позднего развития. Антраксолитовые прожилки нередко рассечены сетью слюдистых микропрожилков, как бы «зарастают» слюдой (рис. 7, В). Размеры и количество миндалин возрастают по мере приближения к контакту. В отдельных участках в кровле силла их количество достигает 40% объема породы, а диаметр – 5 мм. Преобладают кварцевые миндалины с каймой из слюд и сульфидов, главным образом, пирита. Миндалины, сложенные тонкозернистым слюдистым или кварцево-слюдистым агрегатом, едва различимы в основной массе породы, так же как и лейсты мусковитизированного плагиоклаза.

В центре подводящего канала и в приподошвенной части силла сохранились реликты долеритовой и микродолеритовой структуры. В верхнем эндоконтакте в сильно обуглероженных аподолеритах отчетливо проявляется порфирировая структура с реликтовой интерсертальной структурой основной массы (рис. 7, А). Фенокристаллы и микролиты плагиоклаза замещены тонкозернистым агрегатом мусковита и альбита.

В эндоконтактах наблюдаются прожилково-вкрапленные выделения пирита совместно с халькопиритом, пентландитом, пирротинном, сфалеритом. Определены также никелистый пирит, арсенид кобальта и клаусталит.

В выветрелых долеритах развивается тонкая трещиноватость, наблюдается обилие пустот (частично за счет выщелачивания миндалин) и открытых трещин, на стенках которых отлагаются ярозит и гидроксиды железа. Составы корочки и ядра плотных фрагментов элювия отличаются соотношением закисного и окисного железа (см. таблицу). Слюда в них представлена преимущественно биотитом, в то время как в глинистом элювии рентгенографически установлен гидробиотит.

Состав и структурно-текстурные особенности максовитов охарактеризованы в ряде работ (Филиппов, 2002 и др.). В данной работе приводится петрографическое описание максовитов, испытавших контактовое воздействие внутрикупольного силла.

Наиболее глубокие преобразования испытали максовиты в мелких (20 см в длину) ксенолитах. Содержание шунгитового вещества в них снижается до 10%, а слюды (преимущественно биотита) возрастает до 25%. Это тонкозернистые трещиноватые и рассланцованные породы с многочисленными мелкими пустотами и миндалинами размером до 0,5 мм, выполненными шунгитовым веществом, а также кварцем и биотитом. Присутствуют мелкие редкие струи антраксолита сложной прихотливой формы. Судя по ориентировке удлинённых миндалин и мелких линзовидных обособлений, обогащенных шунгитовым веществом, максовиты имели флюидальную микротекстуру. Биотит в виде плохо окристаллизованных чешуек размером 1–3 мкм развит между зернами кварца в миндаликах или в виде пластин до 30 мкм в длину, обрамляет поры и слагает полосчатые и сетчатые агрегаты, пронизывающие всю породу. Часто присутствуют крупные зерна пирита, которые обрастают магнетитом и биотитом и содержат включения сульфидов меди и никеля. Пирит в свою очередь замещается ярозитом.

Максовит из прожилков, секущих зону закалки магмаподводящего канала, содержит в заметных количествах пирит, биотит, лейкоксен и фторопатит. В пирите зафиксированы включения пирротина. Антраксолит, заполняющий трещины в максовите и аподолерите, имеет мозаичное строение, напоминающее структуру нефтяного кокса.

В зоне непосредственного контакта с силлом в максовитах наблюдаются многочисленные зеркала скольжения с пленками антраксолита и хлоритоподобного минерала. В верхнем экзоконтакте породы трещиноватые, содержат многочисленные пустоты и каверны. Стенки полостей и открытых трещин выстланы ярозитом и гидроксидами железа. Структурно-текстурные особенности и состав максовитов в этой зоне широко варьируют. Нередко здесь развиты брекчированные максовиты. Структуры метаколлоидных кварцевых агрегатов, выполняющих в них секрции (рис. 7, Г), позволяют предположить их быструю раскристаллиза-

цию. Как в секрциях, так и в основной массе пород этой зоны наблюдаются биотит и антраксолит. Последний образует тонкие извилистые прожилки, огибающие

кремнистые секрции. Выделения антраксолита переполнены мелкими минеральными включениями вмещающей породы, ориентированными вдоль прожилков.

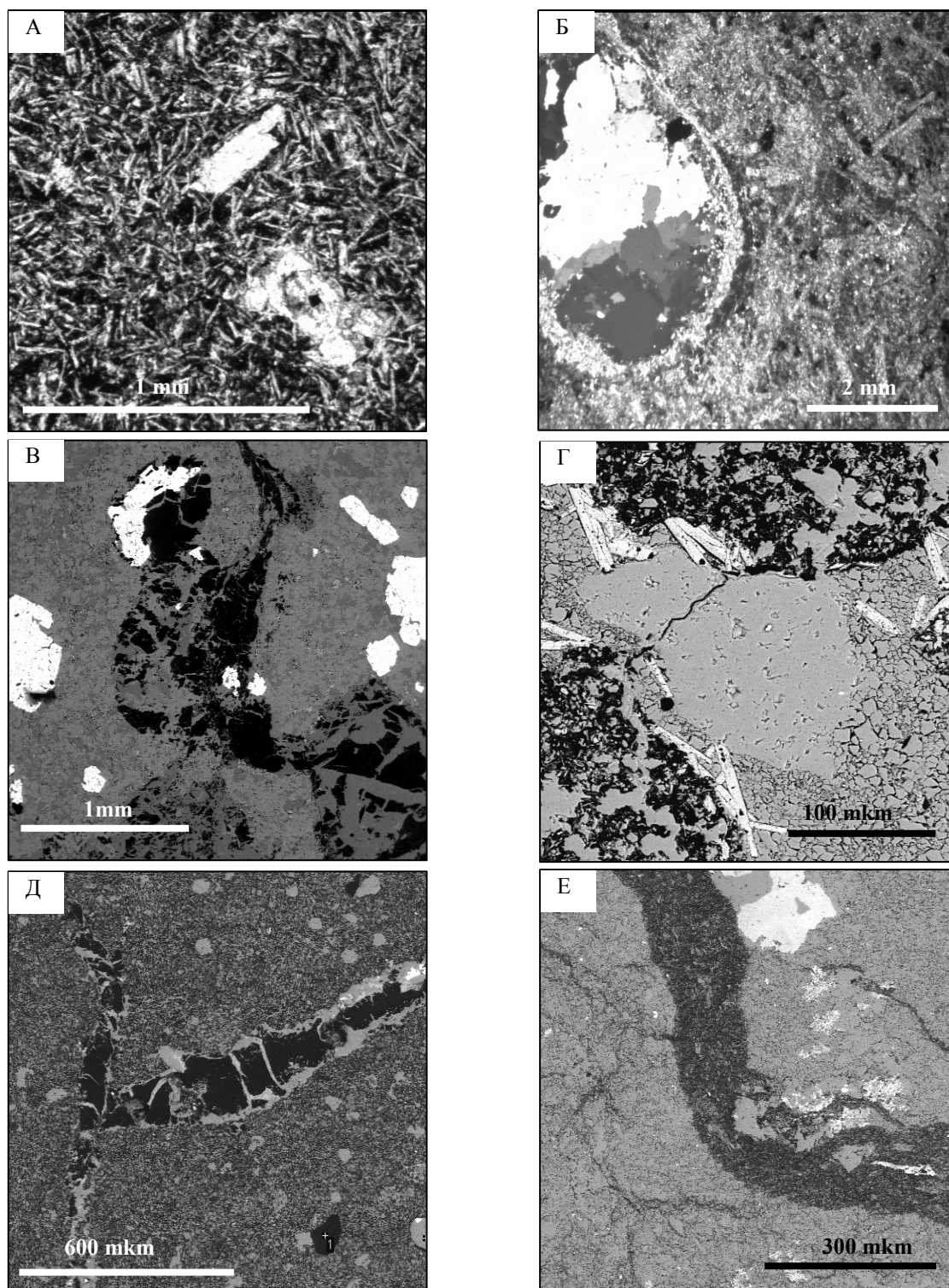


Рис. 7. Контактво-измененные породы Максковского месторождения:

А–В – обуглероженные аподолериты закалочной зоны: А – с порфировой структурой; В – с миндалекаменной текстурой и реликтами долеритовой структуры, В – антраксолит (черное) с пиритом (белое) в трещинах и порах; Г – жеода в максовите, выполненная метаколлоидным кварцем (серое) с пластинками биотита (белое) по периферии; Д – ооксованный максовит со столбчатой отдельностью, трещины и поры заполнены антраксолитом (черное), кварцем и мусковитом (серое) с примесью пирита (белое), плоскость аншлифа перпендикулярна отдельности; Е – характер развития антраксолитовых прожилков (черное) в максовите.

А – шлиф, николи без анализатора, Б – шлиф, николи с анализатором, В–Е – микрозонд, детектор рассеянных электронов

Коксоподобные максовиты состоят из шунгитового вещества (15–60%), мусковита (до 25%) и кварца, присутствуют биотит, хлориты, пирит, рутил, фторapatит и лейкоксен, иногда калишпат. Характерными особенностями, позволяющими относить их к природным коксам, являются: 1 – столбчатая полигональная отдельность, 2 – высокая пористость, 3 – флюидалная микротекстура.

Трещины и поры коксов заполнены антраксолитом, кварцем и слюдами (рис. 7, Д), в подчиненном количестве отмечаются магнезиально-железистый и железисто-магнезиальный хлориты. Выделения антраксолита обнаруживают тонкозернистое мозаичное строение. Иногда в порах и выделениях присутствует глобулярный антраксолит. В отдельных участках наблюдаются крупные выделения пирита с примесью никеля и включениями сульфидов никеля и меди.

Коксы по мере удаления от контакта сменяются максовитами, в которых признаки термального воздействия силла обнаруживаются лишь микроскопически. Эти признаки проявлены неравномерно и изучены по керну скважин 207, 208 и 209 (см. рис. 2) на удалении до 30 м от контакта с силлом.

Выделены следующие признаки контактового воздействия: 1 – появление антраксолитовых прожилков и обособлений, особенно характерны плавные изгибающиеся с обломочками вмещающих пород прожилки (рис. 7, Е); 2 – ослюденение вмещающих пород, появление в них рутила, сфена и фторapatита; 3 – прожилковая или вкрапленная сульфидная минерализация, представленная крупными (до 1 см) выделениями пирита в ассоциации с сульфидами никеля и меди, развитие пирротина; 4 – структурные особенности кремнистых секретий, а именно – быстрая раскристаллизация метаколлоидного кварца с растрескиванием по трещинам высыхания.

Максовит, находящийся в трещинах контракции долерита подводящего канала, не имеет признаков типичного коксования. Он состоит преимущественно из слабо раскристаллизованного кремнезема и шунгитового вещества, как входящего в состав кремнезема, так и обособленного, заполняющего межзерновое пространство. Очевидно также, что катагенетическое преобразование органо кремнистого вещества шло после поступления его в трещины.

Выводы

Итак, в центральной части Максовской залежи присутствует внутрикупольный силл долеритов с подводящим каналом. В зонах экзоконтакта выявлены признаки кратковременного термального воздействия магматического расплава, внедрившегося в купольную структуру, сложенную на то время сапропелитами.

Наблюдаемые особенности контактового влияния силла очень важны для развития модели формирования купольных структур и оценки роли в этом процессе магматизма. Время внедрения силла было бо-

лее поздним по отношению к завершению формирования купольного тела. До внедрения силла породы залежи были слаболитифицированы, благодаря известному явлению замедленного диагенеза и катагенеза осадочных пород с органическим веществом, т. е. до этого момента первичное органическое и минеральное вещество еще не прошло основные стадии катагенеза, по крайней мере, стадию главной фазы образования нефти. Под влиянием тепла интрузии породы залежи приобретали дополнительную способность к вязкому течению и пластическим деформациям. За счет катагенетического преобразования органического вещества и низкой проницаемости пелитовых пород в локальных объемах создавалось высокое давление, инициирующее активное брекчирование максовитов, насыщение расплава газообразными углеводородами и снижение плотности.

Характер движения расплава в пластичном материале, вероятно, в сильной степени определялся литологическими неоднородностями купольной структуры, которые существовали до внедрения силла и были следствием дифференциации вещества по плотности в процессе формирования складки нагнетания. В таких условиях развивались апофизы и фрагментация расплава, и, наоборот, в расплав попадали ксенолиты вмещающих пород. Другой тип брекчий возникает в подводящем канале на стадии активного остывания расплава: трещины контракции заполняются дифференцированным по составу сапропелитом, на то время еще не потерявшим способность к вязкому течению, однако зона коксования жильных максовитов здесь отсутствует.

Внедрение высокотемпературного расплава во влагонасыщенные, слаболитифицированные, обогащенные органическим веществом породы сопровождалось разнообразными экзо- и эндоконтактовыми явлениями. В сапропелитах возникла протяженная зона коксов, обладающих тонкой пористостью и столбчатой полигональной отдельностью. В эндоконтактах как силла, так и магнеподводящего канала образовались широкие зоны закалки обуглероженных миндалекаменных порфиритов. Насыщение расплава водой и летучими в результате поглощения сапропелитов, по-видимому, наряду с первично-магматическим обогащением расплава флюидами способствовало проявлению гидротермальных и отчасти метасоматических процессов. Они выразились в ослюденении, хлоритизации, сульфидизации, окварцевании как долеритов, так и вмещающих пород, а также в развитии многочисленных прожилков, выполненных антраксолитом, кварцем, слюдами, сульфидами и хлоритами. Наиболее интенсивно гидротермальные процессы проявились в ослабленных зонах, как в непосредственном контакте с силлом, так и на удалении от него. Таким образом, область проявления постмагматической гидротермальной деятельности значительно шире зоны собственно контактового воздействия интрузии. В будущем нам представляется необходимым проведение специального исследования автометасоматических, поствулканических и

метаморфических изменений интрузивных пород как на Максовском месторождении, так и для людиковыйского надгоризонта в целом.

Коррекция контуров перекрывающего залежь силла позволяет сделать вывод о том, что он не деформировал ранее сформированную купольную структуру.

Выветривание долеритов в пределах месторождения частично было обусловлено эрозией силла, а

частично – повышенной проницаемостью максовитов, преобразованных в зоне теплового влияния силла.

Собранные сведения о внутрикупольном силле позволили уточнить геологическое строение Максовского месторождения. По этой причине потребуются переоценка запасов кондиционного сырья юго-западной части месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

Ахмедов А. М. Закрытые металлоносные углеородаккумулярующие системы вулканогенно-осадочных бассейнов раннего протерозоя Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 122–135.

Гаврилова О. И., Волкова Г. М., Гуревич А. Б. О природных коксах в угольных пластах Тунгусского бассейна // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 5. С. 133–137.

Галдобина Л. П. Предполагаемый канал поступления углеводородных флюидов в нижнем протерозое Онежской структуры // Геология и рудогенез докембрия Карелии. Петрозаводск, 1991. С. 18–23.

Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / Науч. ред. В. А. Соколов. Петрозаводск, 1982. С. 204.

Михайлов В. П., Купряков С. В. Отчет о результатах детальной разведки Юго-Восточной (Максовской) залежи Зажогинского месторождения шунгитовых пород за 1982–1985 гг.: Фонды СЗТГУ. Петрозаводск, 1985. 148 с.

Номенклатура слюд: заключительный доклад подкомитета по слюдам комиссии по новым минералам и назва-

ниям минералов международной минералогической ассоциации (КНМНМ ММА) // ЗВМО. 1998. № 5. С. 55–65.

Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения) / М. М. Филиппов, А. И. Голубев, П. В. Медведев и др. Петрозаводск, 1994. 208 с.

Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск, 2002. 282 с.

Филиппов М. М., Бискэ Н. С., Медведев П. В. и др. Контактный метаморфизм на Максовском месторождении шунгитоносных пород. 1. Основные признаки // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск, 2002.

Фирсова С. О., Ципурский С. И. Гюмбелит. Новые находки в шунгитосодержащих породах Карелии, проблемы диагностики, генезиса // Литология и полезные ископаемые. 1990. № 1. С. 93–94.

Melezhik V. A., Filippov M. M., Romashkin A. E. A giant Palaeoproterozoic deposit of shungite in NW Russia // Ore geology reviews. 2004. Vol. 24. P. 135–154.

А. С. Заверткин, В. И. Тяганова

ПРИМЕНЕНИЕ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЗАХСТАНА В ЛИТЕЙНОМ ПРОИЗВОДСТВЕ В СРАВНИТЕЛЬНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ С КАРЕЛЬСКИМИ ШУНГИТСОДЕРЖАЩИМИ ПОРОДАМИ

Вопросы комплексного использования минерального сырья находятся в тесной связи с проблемой экологии. Также актуален и вопрос об утилизации отходов горной промышленности. С целью охраны окружающей среды и улучшения условий труда в литейном производстве предпочтительнее использовать жидкостекольные смеси благодаря их нетоксичности. Однако такие смеси имеют неудовлетворительную выбиваемость, т. е. требуют больших трудозатрат на удаление стержней из отливок. Для улучшения выбиваемости стержней в смеси добавляют различные минеральные добавки, в частности, углеродсодержащие: черный и серебристый графит, сажу, кокс и др. Все это дорогостоящие материалы.

Ранее проведенные исследования показали, что для приготовления противопригарных красок и паст, а также в качестве разупрочняющей добавки в жидкостекольные смеси (по CO_2 -процессу) может быть использована шунгитсодержащая порода Зажогинского месторождения (Карелия) с содержанием углерода более 30 мас. % (Калинин и др., 1984). Кроме того, могут быть использованы горные породы, температура дегидратации которых соответствует температуре прогрева стержневой смеси. К таким породам относятся нигозерский сланец и тальк-хлоритовая порода Костомукшского месторождения (Тяганова и др., 1983). Предложенный механизм разупрочняющего действия исследованных добавок позволяет прогнозировать возможность использования в литейном деле для этих же целей ряд других горных пород (Калинин и др., 1987).

Данная работа обобщает результаты, полученные при испытаниях углеродсодержащих пород Карелии Зажогинского и Нигозерского месторождений и месторождений Бакырчик и Семипалатинск (Казахстан) в литейном производстве при приготовлении противопригарных красок и в качестве разупрочняющих добавок в стержневые и формовочные смеси. Дериватографические исследования показали, что минеральная составляющая пород в основном представлена такими же минералами, как и в шунгитовой породе Зажогинского месторождения и нигозерском сланце, а именно: кварцем, слюдой, хлоритом, карбо-

натами. Термограммы проб с большим содержанием углерода, от 9 мас. % и выше (пробы «С», «М», 1–5), идентичны термограмме шунгитовой породы (рис. 1, 2), а с небольшим, 3% и менее (проба 6), – термограмме нигозерского сланца (рис. 3). Структурное сходство шунгитовой породы с пробами 1–5, а нигозерского сланца – с пробой 6 также явилось предпосылкой для их изучения и использования для вышеуказанных целей.

Испытания углеродсодержащих пород Карелии и Казахстана проводились на АО «Петрозаводскмаш», Тихвинских производствах «Кировский завод» (г. Тихвин, Ленинградской обл.), АО «Невский машиностроительный завод» (г. С.-Петербург) и др. Противопригарные краски готовились на основе естественных пород (пробы 1, 2, м-ние Семипалатинск), а также породы, обогащенной методом флотации (пробы «С» и «М», м-ние Бакырчик). Содержание углерода по данным дериватографии составляло, мас. %: для проб 1, 2 – 20 и 9%; для проб «М» и «С» – 77,2 и 76,4% соответственно. Содержание фракции <70 мкм в пробах: «М» – 80%, «С» – 86%, в необогащенных – 100%. Стержни-образцы для испытания красок изготовлялись из жидкостекольной смеси по CO_2 -процессу. Покраска осуществлялась методом окунания один раз, сушка проводилась на воздухе. Чугун СЧ-20 выплавляли в лабораторной индукционной печи ИСТ-0063. Температура заливки 1633–1693 °К. Для сравнения были приготовлены краски на основе шунгита, графита и талька. Составы, свойства красок и характеристика качества поверхности отливок представлены в табл. 1–2.

В жидкостекольных смесях были испытаны породы месторождения Семипалатинск, использованные при приготовлении красок (пробы 1, 2), и месторождения Бакырчик с разным содержанием углерода и различным типом минеральной составляющей: проба 3 – с миграционным углеродом; 4 – милонитизированная; 5 – сланцевая; 6 – кремненная (вспучивающаяся, как и нигозерский сланец, при 1373 °К). При испытаниях смесей в традиционной смеси производилась частичная замена кварцевого песка на минеральную добавку в количестве 3, 6 и 10 мас. %.

Фракционный состав добавки, мас. %: остаток на сите 1 мм – 11,8; 0,63 мм – 20,5; 0,4 мм – 15,8; 0,315 мм – 5,5; 0,2 мм – 14,6; 0,16 мм – 4,7; 0,1 мм – 11,3; менее 0,1 мм – 16,0. Свойства смесей определялись по общеизвестным методикам (Лясс, 1965), выбиваемость – на польской установке (тип LVW-C). Образцы-стержни высотой и

диаметром 50 мм устанавливались в песчаные формы и заливались чугуном. Выбивка производилась на специальном копре с бойком. Количество ударов, необходимых для пробивки стержня, отсчитывалось счетчиком, а затем производился расчет работы выбивки. Составы и свойства смесей приведены в табл. 3–4.

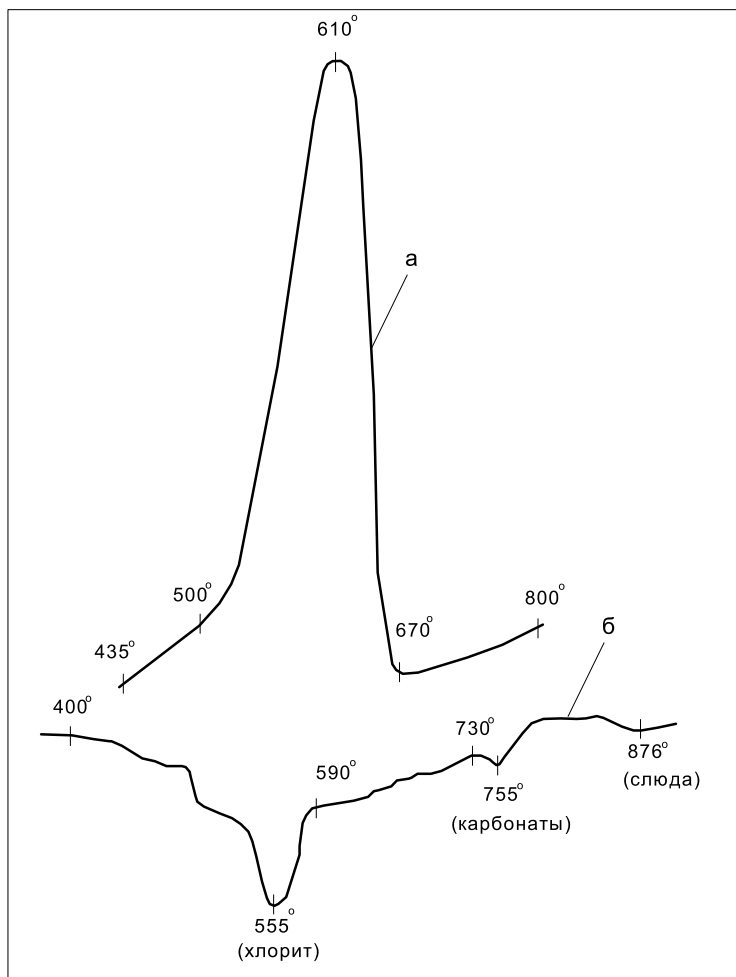


Рис. 1. Термограммы углеродсодержащей породы месторождения Бақырчик:

а – окислительная атмосфера, б – инертная (He)

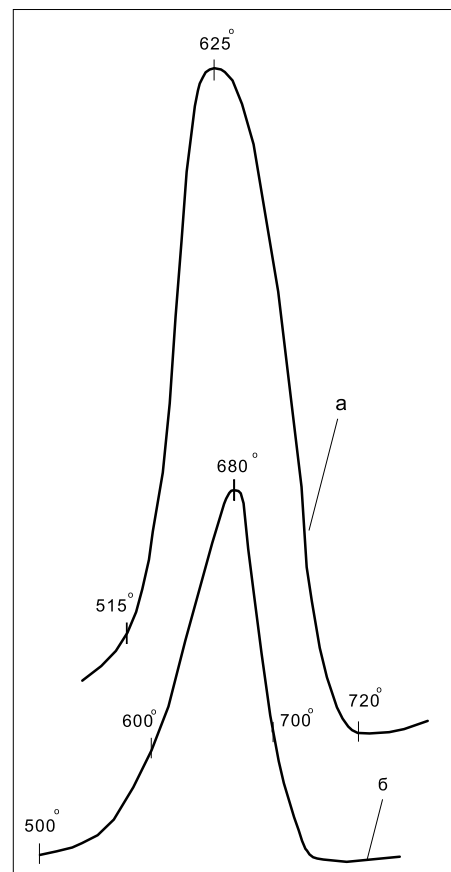


Рис. 2. Термограммы углеродсодержащих пород:

а – обогащенной породы месторождения Бақырчик (проба «М»), б – шунгитсодержащей породы Зажогинского месторождения (Карелия)

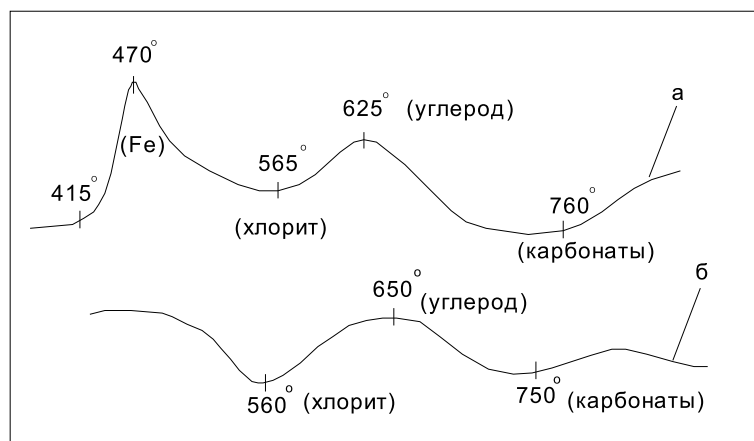


Рис. 3. Термограммы углеродсодержащих пород:

а – окремненной породы месторождения Бақырчик, б – нигозерского сланца (Карелия)

Т а б л и ц а 1
Составы противопригарных красок

Компоненты	Состав краски, объемные %												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Проба «С»	50	38	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Проба «М»	—	—	50	38	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Проба 1	—	—	—	—	50	38	—	—	—	—	—	—	—
Проба 2	—	—	—	—	—	—	50	38	—	—	—	—	—
Графит черный	—	—	—	—	—	—	—	—	50	38	—	—	—
Графит серебристый	—	12	—	12	—	12	—	12	—	12	—	12	15
Шунгит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	50	38	—
Тальк	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	27
Лак, ВЛ-557	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	58

Свойства противопригарных красок и покрытий

Свойства	Покрытие												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Внешний вид	Однородная поверхность без пузырей и подтеков												
Плотность, кг/м³	1130	1145	1125	1140	1150	1130	1170	1140	1120	1140	1160	1150	1140
Условная вязкость, с	13	15	14	16	14	13	14	13	15	14	13	12	16
Седиментационная устойчивость, %	96	93	95	94	97	95	98	94	98	93	99	96	92
Прочность слоя к истиранию, кг/мм	Более 2												

П р и м е ч а н и е. Пробы «С», «М» – месторождение Бакырчик, пробы 1, 2 – месторождение Семипалатинск (содержание углерода 20 и 9 мас. % соответственно).

Т а б л и ц а 2
Характеристика качества поверхности образцов-отливок

Покрытие	Чистота поверхности, усл. баллы	Характеристика поверхности отливки
1	7,8	Поверхность отливки чистая, без дефектов
2	8	Поверхность чистая, без дефектов
3	7,5	Поверхность чистая, дефектов нет, низ отливки вороненого цвета
4	8	Поверхность чистая, без дефектов и пригара
5	4	Пригар местами пятнами 5×7 мм, раковины газовые и усадочные
6	5	Пригар значительно больше, чем с заводским покрытием, но меньше, чем с покрытием 13
7	6	Пригар в горячей зоне отливки местами 2×3 мм. Основная поверхность чистая от пригара
8	7	Чистота поверхности лучше, чем с 6-м покрытием, но хуже, чем с 13-м
9	9	Поверхность отливки чистая, пригар незначительный
10	8	Поверхность чистая, дефектов на поверхности отливки нет
11	9	Пригар незначительный, но больше, чем с составом 9. На поверхности имеются включения размером 5×5 мм, раковины диаметром Ø2–3 мм, ужимины
12	8	Пригар отсутствует, но на поверхности редкие поры диаметром Ø1–2 мм
13	8	Пригар незначительный. Поверхность отливки без дефектов

Т а б л и ц а 3
Составы и свойства жидкостекольных смесей с минеральными добавками по СО-процессу
(С – содержание углерода, мас. %)

Компоненты смеси	Содержание, мас. %						
	1	2	3	4	5	6	7
Кварцевый песок К0315Б	90	90	90	90	90	90	100
Порода с миграционным углеродом (С – 40%)	10	—	—	—	—	—	—
Милонитизированная порода (С – 18%)	—	10	—	—	—	—	—
Сланцевая порода (С – 12%)	—	—	10	—	—	—	—
Окремненная порода (С – 3%)	—	—	—	10	—	—	—
Шунгит (С – 32%)	—	—	—	—	10	—	—
Нигозерский сланец (С менее 1%)	—	—	—	—	—	10	—
Жидкое стекло, М-2,95; ρ – 1480 кг/м	6	6	6	6	6	6	6
Едкий натр, ρ – 1200 кг/м	1	1	1	1	1	1	1
Физико-механические свойства смесей							
Газопроницаемость, усл. ед.	163	270	259	313	275	270	239
Влажность, %	4,0	3,8	4,1	4,1	3,9	3,9	3,6
Осыпаемость, %	0,24	0,12	0,06	0,19	0,13	0,20	0,15
Прочность образцов на сжатие, мПа	1,62	1,64	1,65	1,36	1,65	1,87	1,10
Прочность образцов на разрыв, мПа	0,17	0,17	0,19	0,17	0,17	0,16	0,13
Выбываемость (польская методика), Дж	720	782	830	949	649	1487	2581

П р и м е ч а н и е. Минеральные добавки с содержанием углерода 40, 18, 12 и 3 мас. % приготовлены из пород месторождения Бакырчик.

Таблица 4

Составы и свойства формовочных смесей с минеральными добавками

Компоненты смеси	Составы смесей, мас. %							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Кварцевый песок К02Б	94	97	94	97	94	94	97	100
Проба 1 (С – 9%)	6	3	–	–	–	–	–	–
Проба 2 (С – 20%)	–	–	6	3	–	–	–	–
Шунгит (С – 32%)	–	–	–	–	6	3	–	–
Графит серебристый	–	–	–	–	–	–	3	–
Жидкое стекло М-2-95, ρ – 1490 кг/м	6	6	6	6	6	6	6	6
Едкий натр, ρ – 1200 кг/м	1	1	1	1	1	1	1	1
Физико-механические свойства формовочных смесей								
Газопроницаемость, усл. ед.	145	146	137	138	131	149	110	157
Влажность, %	3,5	3,8	3,9	3,9	3,8	4,0	3,9	3,8
Осыпаемость, %	0,08	0,17	0,05	0,03	0,08	0,18	0,11	0,10
Прочность образцов на сжатие, мПа	2,01	1,93	2,19	2,08	1,71	1,67	0,72	1,43
Прочность образцов на разрыв, мПа	0,29	0,29	0,26	0,26	0,27	0,22	0,15	0,20
Выбиваемость, Дж	140	185	87	82	57	114	56	126

Примечание. Пробы 3–4 – месторождение Семипалатинск.

В результате заводских испытаний было установлено, что качество противопригарных красок на основе проб «С» и «М» не уступает заводским составам 10, 13, а по седиментационной устойчивости они превосходят последние (табл. 1).

Чистота поверхности отливок, окрашенных красками, содержащими обогащенную породу (пробы «М» и «С»), не уступала по качеству покрытиям, содержащим черный графит (табл. 1–2, составы 1, 3, 9), и превосходила по чистоте поверхность отливок, полученных с использованием талька и серебристого графита (составы 10, 13). При частичной замене обогащенной пробы на серебристый графит (составы 2, 4) качество поверхности отливки сохраняется (табл. 2). В ходе испытаний пробы 2 (табл. 1–2, составы 7, 8) с небольшим содержанием углерода (9 мас. %) выявлено, что качество поверхности данных отливок было значительно ниже, чем с заводским покрытием. Помимо пригара, краски этих составов приводят к появлению на поверхности отливок газовых раковин. Использование в качестве наполнителя породы с более высоким содержанием углерода (20 мас. %), а также частичная замена породы на серебристый графит (составы 5, 6) позволили несколько улучшить качество поверхности чугунного литья, однако чистота поверхности все же уступает покрытиям традиционного состава и составам с графитом и тальком (составы 9, 13). Несколько хуже получен результат при использовании шунгита в качестве наполнителя краски (состав 11) по сравнению с пробами «М» и «С» обогащенной породы. На поверхности отливок имели место поры, небольшие раковины, ужимины. Частичная замена шунгита на графит привела к улучшению качества поверхности литья (состав 12).

Из полученных данных можно сделать следующий вывод: краски, приготовленные на основе обогащенных пород месторождения Бакырчик, могут быть рекомендованы для использования в литейном производстве при выплавке чугуна взамен черного графита и талька. Использование небогатых пород возможно лишь при частичной замене последних.

Предварительное опробование смесей с углеродсодержащими добавками (месторождение Семипала-

тинск) в количестве 3 и 6 мас. % показало, что их введение позволило улучшить прочность смесей в сравнении с традиционной смесью (табл. 3). Отмечена положительная тенденция к снижению работы, затрачиваемой на выбивку образцов-стержней, а также ее зависимость от содержания углерода в породе. Дальнейшее изучение смесей с использованием в качестве добавок пород месторождения Бакырчик в основном подтвердило результаты предварительного опробования (табл. 4).

Анализ экспериментальных данных показывает, что введение минеральных добавок в смеси позволяет улучшить их физико-механические свойства по сравнению с традиционным составом и составом с графитом. Прослеживается определенная зависимость работы, затрачиваемой на выбивку образцов-стержней, от содержания углерода в породе. Увеличение содержания углерода приводит к уменьшению данного показателя. Так, введение в смесь минеральной добавки с содержанием углерода 40% позволило снизить работу, затрачиваемую на выбивку стержней, в 3 раза по сравнению с традиционной смесью – 720 и 2581 Дж соответственно (табл. 4, составы 1, 7). Труднее выбивались смеси, в которых были использованы добавки с меньшим содержанием углерода (составы 2–4). Работа выбивки максимальна для смеси 4 и составляет 949 Дж. Смесь с добавкой шунгита (состав 5) легче выбивалась, чем смесь, в состав которой входила порода с миграционным углеродом (состав 1), несмотря на меньшее, по сравнению с последней, содержание углерода. Работа выбивки определяется не только содержанием углерода, но его характером распределения в породе, а также составом минеральной части. Известно, что миграционный углерод может находиться в виде прожилков или отдельных включений (Тяганова, Зверев, 1999). В шунгитовой породе Зажогинского месторождения углерод распределен более равномерно, чем в породе с миграционным углеродом (проба 3), поэтому разупрочняющий эффект данной добавки больше. Несколько неожиданный результат был получен с нигозерским сланцем. Известна его способность к вспучиванию при нагреве, приводящая

за счет этого эффекта к разупрочнению смеси после заливки формы металлом (Шунгиты..., 1975). Разупрочняющий эффект этой добавки, тем не менее, был минимальным по сравнению со всеми остальными, по-видимому, вследствие недостаточного прогрева смеси из-за охлаждения чугуна и, как следствие, недостаточного вспучивания зерен сланца.

Таким образом, проведенные испытания углеродсодержащих пород Карелии Зажогинского и Нигозерского месторождений и месторождений Бақырчик и Семипалатинск (Казахстан) показали перспектив-

ность использования в противопопригарных красках обогащенных проб или частичной замены ими графита. Положительный результат, полученный при испытаниях смесей с добавками этих пород, свидетельствует о перспективности их использования в этом направлении, с учетом дефицитности графита и талька и дальности транспортирования. Для окончательного вывода необходимо проведение крупномасштабных испытаний противопопригарных красок и смесей с породами этих месторождений, а также расширение диапазона по содержанию углерода.

ЛИТЕРАТУРА

Калинин Ю. К., Китаев Ю. С., Заверткин А. С. Шунгитсодержащие разупрочняющие добавки в жидкостекольных смесях // Шунгиты – новое углеродистое сырье. Петрозаводск, 1984. С. 157–164.

Калинин Ю. К., Заверткин А. С., Тяганова В. И. Шунгитсодержащие разупрочняющие добавки в жидкостекольных смесях по CO_2 -процессу // Прогрессивные формовочные смеси, технология их приготовления и использования в литейном производстве. Минск, 1987. С. 21.

Лясс А. С. Быстротвердеющие смеси. М., 1965. 329 с.

Тяганова В. И., Зверев А. А. Формы распределения углерода и их влияние на электрическую проводимость шун-

гитовых пород // Углеродсодержащие формации в геологической истории: Тез. докл. междунар. симпоз. Петрозаводск, 1998. С. 106–108.

Тяганова В. И., Заверткин А. С., Володина С. В. Тальксодержащие сланцы как разупрочняющие добавки стержневых смесей // Вскрышные породы Костомукшского железорудного месторождения и пути их комплексного использования. Петрозаводск, 1983. С. 122–125.

Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования / Под ред. В. А. Соколова и Ю. К. Калинина. Петрозаводск, 1975. С. 126–140.

С. С. Рожков*, В. А. Тимофеева**, А. Б. Соловьева**,
Н. Ф. Кедрина**, И. А. Чмутин***, Н. Н. Рожкова*

ШУНГИТОНАПОЛНЕННЫЕ КОМПОЗИЦИИ НА ОСНОВЕ СМЕСЕЙ НЕСОВМЕСТИМЫХ ТЕРМОПЛАСТОВ ПОЛИПРОПИЛЕНА И ПОЛИЭТИЛЕНА: ЭЛЕКТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И СТРУКТУРА ПОВЕРХНОСТИ

Введение

Проблема создания полимерных композиций, обладающих электропроводящими свойствами, не теряет своей актуальности, несмотря на успехи в получении полимеров с собственной электропроводностью. Это, главным образом, связано с достаточно сложным синтезом и нестойкостью проводящих полимеров, а также с трудностью получения образцов, сочетающих хорошие электрические и физико-механические характеристики.

В последние десятилетия широко исследованы возможности получения электропроводящих полимерных материалов путем введения в полимеры тонкодисперсных проводящих наполнителей (технический углерод, графит, углеродные волокна, порошки металлов и т. д.). Электрические свойства таких композиций определяются многими факторами – типом и содержанием наполнителя; размером, формой, удельной поверхностью и характером распределения частиц наполнителя в полимерной матрице; сродством полимера к наполнителю.

Для получения электропроводящих полимерных композиций со *стабильными* электрическими характеристиками необходимо избегать резкой зависимости удельной электропроводности σ_{dc} на постоянном токе от содержания наполнителя Φ , которая наблюдается для композиций на основе традиционных углеродных наполнителей (сажа, графит, углеродные волокна), обладающих высокой собственной электропроводностью (Гуль, Шенфиль, 1984). Использование в качестве наполнителя порошка природного углеродсодержащего материала – шунгита (ШН), как было показано ранее (Дубникова и др., 1999; Чмутин и др., 2004) в композициях с полипропиленом, позволяет получать системы, электропроводность которых

меняется в широком диапазоне значений, при степенях наполнения, превышающих порог протекания.

Характерным свойством ШН является хорошая совместимость как с полярными, так и с неполярными полимерами, что позволяет получать композиции с высокими степенями наполнения (Rozhkova, 2002).

Новые возможности получения электропроводящих шунгитонаполненных композиций с контролируемыми значениями σ_{dc} открывает использование для этих целей смесей полимеров с разным сродством к наполнителю.

Ранее для получения сажесодержащих электропроводящих композиций использовались смеси полиэтилена с полипропиленом, полиоксиметиленом и полистиролом (Заикин и др., 1999; Ponomarenko et al., 1997; Mamunya, 1999). Было показано, что в некоторых случаях возможно снижение порога протекания для сажесодержащих смесей полимеров (по сравнению с композициями полимер – сажа) в несколько раз. Такие эффекты обычно связывались с неоднородным распределением наполнителя в полимерных смесях.

В данной работе изучена возможность контролируемого изменения электропроводящих свойств шунгитонаполненных композиций при формировании их на основе несовместимых термопластичных полимеров полипропилена и полиэтилена высокой плотности.

Экспериментальная часть

Объекты исследования

Для приготовления композиций использовали изотактический полипропилен (ПП) с показателем текучести расплава (ПТР) 1,7 г/10 мин (нагрузка 2,1 кг, температура 190 °С) и полиэтилен высокой плотности (ПЭ) с ПТР 1,3 г/10 мин (нагрузка 2,1 кг, температура 190 °С). Плотность ПП и ПЭ составляла 0,9 г/см³, удельная электропроводность 10^{-16} (Ом·см)⁻¹.

В качестве наполнителя использовали измельченный ШН с содержанием углерода 39 мас. %.

* Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск.

** Институт химической физики им. Н. Н. Семенова РАН, Москва.

*** Институт радиотехники и электроники РАН, Фрязино Московской обл.

Перед измельчением куски шунгитовой породы сушили в печи (вращающийся барабан) при температуре $>350\text{ }^{\circ}\text{C}$ короткое время, затем породу измельчали на вибромельнице специальной конструкции.

Удельная электропроводность блочных шунгитовых пород, определяемая содержанием в них углерода, равна $10^{-1}\text{ (Ом}\cdot\text{см)}^{-1}$ для используемого ШН (Рожкова, 1992). Согласно данным электронно-микроскопического анализа, частицы ШН характеризовались широким распределением по размерам (Дубникова и др., 1999). Размер основной фракции частиц ШН составлял 0,5–10 мкм. При этом доля такой фракции достигала 70 мас. %. Характеристики использованного ШН: размер частиц 0,5–10 мкм; удельная поверхность $40\text{ м}^2/\text{г}$; плотность $2,26\text{ г/см}^3$. Кроме того, шунгитовый порошок содержал фракцию $\sim 1\%$ от общей массы ШН со средним размером частиц 10–100 нм (по данным электронной микроскопии и динамического светорассеяния) (Рожкова и др., 2006).

Были получены двойные композиции: полипропилен – полиэтилен (ПП-ПЭ), полипропилен – ШН (ПП-ШН); трехкомпонентные шунгитонаполненные композиции на основе смесей ПП и ПЭ.

Композиции получали смешением в расплаве в смесителе типа «Брабендер». Скорость вращения роторов 60 оборотов/мин. Смешение проводилось в присутствии стабилизатора термоокислительной деградации (Irganox) (0,1% от массы полимера) при температуре $180\text{ }^{\circ}\text{C}$. Получали двойные полипропилен-полиэтилен (ПП-ПЭ) и тройные ПП-ПЭ-ШН композиции с соотношением ПП-ПЭ 80% – 20% и 50% – 50% (ПП80-ПЭ20 и ПП50-ПЭ50). При приготовлении смесей ПП-ПЭ-ШН использовали два способа введения компонентов: 1) ШН вводили в расплав ПП и после добавляли ПЭ (способ 1); 2) ШН вводили в приготовленную двойную композицию ПП и ПЭ (способ 2).

Следует отметить, что тройные композиции при предварительном введении ШН в ПЭ не рассматривали, так как при введении ШН в ПЭ возможно изготовить ПЭ-ШН композиции с Φ не выше 13 об. %, в то же время содержание ШН в ПП могло достигать 45–50 об. %. Такие различия в количествах ШН, вводимого в исследуемые системы, определяются тем, что поверхность шунгита содержит кислородсодержащие группировки (карбоксильные, фенольные и лактонные группы), а ПЭ характеризуется меньшим, по сравнению с ПП, сродством, и вследствие этого, меньшей смачиваемостью поверхности ШН по сравнению с ПП (Соловьева и др., 1999).

Объемное содержание Φ шунгитового наполнителя в композициях варьировали от 5 до 45 об. %.

Образцы для электрофизических и физико-механических испытаний в виде пластин толщиной 0,5 мм готовили прессованием полученных композиций различного состава при температуре $190\text{ }^{\circ}\text{C}$ и давлении 10 МПа с последующим охлаждением под давлением со скоростью 20 град/мин.

Методы исследования

Измерение удельной электропроводности* на постоянном токе σ_{dc} проводили с использованием потенциометрического метода, позволяющего исключить влияние контактного сопротивления. Для измерения σ_{dc} готовили образцы двух типов. В первом случае, для предельно низких значений σ_{dc} , которые свойственны композициям с малым наполнением ШН, когда еще не достигается Φ^* , образцы готовили в виде дисков диаметром 22 мм. На плоских поверхностях образцов с помощью электропроводящего клея формировали измерительные электроды диаметром 20 мм. Во втором случае для измерения σ_{dc} композиций с $\Phi \geq \Phi^*$ использовали образцы в виде прямоугольных пластин размерами $40 \times 5 \times 0,5\text{ мм}^3$. С помощью электропроводящего серебряного клея Dottie (электропроводность $10^4\text{ (Ом}\cdot\text{см)}^{-1}$) присоединяли четыре медных электрода.

Действительную ϵ' и мнимую ϵ'' части комплексной диэлектрической проницаемости в СВЧ-области измеряли резонаторным методом (Лущейкин, 1988) на частоте 7,2 ГГц и на частоте 11,1 ГГц. Образцы представляли собой прямоугольные параллелепипеды размерами $50 \times 0,5 \times 1\text{ мм}$. Из величины ϵ'' по формуле $\sigma_{ac} = 2\pi f \epsilon_0 \epsilon''$ (Челидзе и др., 1977), где $\epsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12}\text{ Ф/м}$ – диэлектрическая проницаемость вакуума, f – частота электромагнитного поля, находили значение удельной электропроводности в СВЧ-области (σ_{ac}).

Величины электропроводности для каждой концентрации ШН определяли усреднением значений, полученных при измерениях на трех образцах. Разброс в значениях σ_{ac} для образцов с одинаковым содержанием наполнителя составлял 7–14% в области высоких концентраций ШН при $\Phi > \Phi^*$, при $\Phi \sim \Phi^*$ разброс измеряемых значений составлял 20–30%, а при $\Phi < \Phi^*$ разброс увеличивался до 40%. Для резонаторного метода измерения σ_{ac} ошибка составляла 15–20%.

Для получения АСМ-изображений использовали сканирующий зондовый микроскоп Solver P47 (производство NT-MDT, г. Зеленоград). АСМ-исследования проводили в полуконтактной моде (tapping mode) в режимах топографии и «фазового контраста». Режим топографии фиксирует изменение амплитуды колебаний кантилевера из-за вариаций рельефа поверхности, режим фазового контраста фиксирует сдвиг фазы колебаний кантилевера при его взаимодействии с участками поверхности, имеющими различные локальные физико-механические свойства (модуль упругости, адгезия и др.). Все измерения проводили кантилевером серии NSG 11 с жесткостью 40 Н/м и резонансной частотой 160 КГц. Образцы для АСМ-исследований готовили в виде пленок, которые получали при свободной кристаллизации из расплава формируемых композиций, помещенных между пластинами слюды.

* Измерения проводили в Институте синтетических полимерных материалов РАН и в Институте радиотехники и электроники (Фрязинское отделение) РАН.

Обсуждение результатов

Электропроводность шунгитонаполненных композиций

Как следует из (Кулезнев, 1980; Заикин и др., 1999; Мамуня, 1999), дисперсный наполнитель может преимущественно локализоваться в объеме одного из компонентов полимерной смеси или на границе между ними. Распределение наполнителя в смеси полимеров определяется прежде всего термодинамическими факторами, проявляющимися в разной адгезии смешиваемых полимеров к поверхности наполнителя, обуславливающей разную смачиваемость его поверхности разными полимерами. В формировании композиций помимо термодинамических играют роль и чисто кинетические факторы. Распределение наполнителя в смеси полимеров зависит прежде всего от различия в величинах вязкости смешиваемых полимеров, которая определяет разную скорость деформации каждой фазы при заданном напряжении сдвига в смесительном оборудовании. Перенос наполнителей из одной полимерной фазы в другую и переход их из исходно дисперсного состояния в со-

стояние дисперсии в вязком полимере определяется процессом механического перемешивания, вследствие чего условия процесса смешения и порядок введения компонентов в смесь оказывают решающее влияние на распределение наполнителя между фазами (Кулезнев, 1980), следовательно, и на электрические свойства композиций.

Результаты исследования электропроводности на постоянном токе σ_{dc} композиций ПП-ШН и смесей ПП-ПЭ-ШН, полученных различными способами, приведены на рис. 1. Как следует из рисунков, величины σ_{dc} резко возрастают в узком диапазоне концентрации Φ наполнителя. При изменении объемной концентрации ШН от 13 до 30% величина σ_{dc} композиций меняется на 12 порядков (от 10^{-16} (Ом·см) $^{-1}$ до величины 10^{-4} (Ом·см) $^{-1}$). Значения порогов протекания композиций приведены в таблице. Содержание наполнителя Φ^* , при котором происходит скачок проводимости, в теории перколяции называют «порогом протекания». Он соответствует условиям, когда частицы проводника в матрице образуют цепочечные проводящие структуры, проходящие через весь образец, или «бесконечный проводящий кластер».

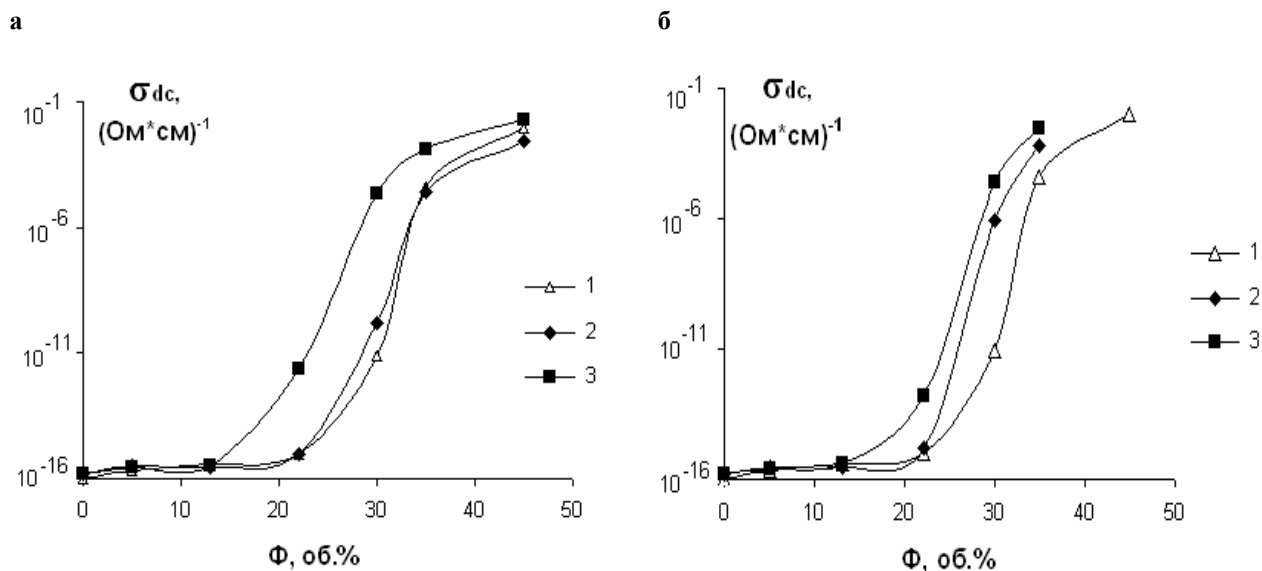


Рис. 1. Зависимости удельной электропроводности на постоянном токе шунгитонаполненных композиций от объемного содержания ШН при различном порядке введения компонентов:

а – ПП-ШН (1), ПП80-ШН-ПЭ20 (2), ПП80-ПЭ20-ШН (3); б – ПП-ШН (1), ПП50-ШН-ПЭ50 (2), ПП50-ПЭ50-ШН (3)

Величины порогов протекания Φ^* композиций

Композиция	ПП80-ПЭВП20-ШН		ПП50-ПЭВП50-ШН		ПП-ШН
Способ введения компонентов	1	2	1	2	
Φ^* , об. %	30	25	28	24	32

Поскольку разница в величинах σ_{dc} для зависимостей 2 и 3 (первый и второй способы введения компонентов) во много раз превышает разброс экспериментальных данных, получаемых при измерениях на отдельных образцах, можно сделать вывод о влиянии порядка введения компонентов на электропроводность шунгитосодержащих композиций ПП-ПЭ.

Таким образом, последовательность введения компонентов оказывается существенной для формирования композиций с заданными электрофизическими характеристиками.

Так, порог протекания ниже в том случае, когда ШН вводился в смесь ПП-ПЭ. Оказалось также, что для шунгитонаполненных композиций на основе

смеси ПП-ПЭ (при любом порядке введения компонентов) порог протекания ниже, чем для шунгитонаполненного ПП (Φ^* для композиции ПП-ШН составляет 32 об. %).

Этот эффект может быть обусловлен тем, что при предварительном введении ШН в ПП, вследствие хорошей адгезии компонентов друг к другу, наполнитель преимущественно остается в матрице ПП и при последующем введении в исследуемые системы ПЭ. В случае введения ШН в расплавленную смесь полимеров частицы ШН могут попадать как в ПП-фазу, так и в ПЭ-фазу. При смешении частицы ШН стремятся перейти в ПП из-за большего сродства ШН к ПП. Но из-за кинетических затруднений лишь малая часть частиц ШН эффективно может переходить в ПП, а большая часть наполнителя локализуется на границе ПП-ПЭ. Концентрация ШН на межфазных границах ПП-ПЭ возрастает, что может обуславливать снижение порога протекания. В шунгитонаполненных композициях на основе ПП50-ПЭ50 вследствие большей, чем для смесей ПП80-ПЭ20, неоднородности смесевой композиции концентрация ШН на границах ПП-ПЭ растет быстрее, и порог протекания снижается по сравнению со значением Φ^* для шунгитонаполненной смеси ПП80-ПЭ20.

Необходимо отметить, что различие в величинах σ_{dc} для композиций, полученных различными способами, уменьшается с ростом концентрации ШН при $\Phi > \Phi^*$. Так, для композиций ПП80-ПЭ20-ШН, полученных способами 1 и 2 при объемных концентрациях Φ наполнителя, равных 30, 35 и 45%, разница в величинах σ_{dc} составляет 5 порядков, 2 порядка и 6 раз, соответственно. Уменьшение различия связано с тем, что с увеличением концентрации наполнителя величина σ_{dc} стремится к общему для всех рассматриваемых композиций пределу σ_f в соответствии с соотношением:

$$\sigma_{dc} \sim \sigma_f (\Phi/100 - \Phi^*/100)^t,$$

где σ_f – электропроводность наполнителя, $t \approx 1,7-1,9$.

Таким образом, в тройных наполненных композициях (ПП-ПЭ-ШН) на основе несовместимых ПП и ПЭ достигаются более высокие значения удельной электропроводности на постоянном токе по сравнению с двухкомпонентными системами (ПП-ШН) вследствие неравномерного распределения наполнителя в полимерной матрице. При этом порядок введения компонентов в тройную композицию значительно влияет на величину порогов протекания и значений электропроводности композиций.

Следует отметить, что последовательность введения компонентов в систему может оказывать существенное влияние на электропроводность композиций лишь при использовании наполнителей с частицами нанометрового размера. Так, в работах (Masao Sumita et al., 1991; Mamunya, 1999), где было показано влияние порядка введения на электропроводность композиций на основе полимерных смесей, в качестве наполнителей использовали ТУ с размерами частиц ~ 30 нм. В работе (Чмутин, 1992) при использовании в качестве электропроводящего наполнителя графита

ЭУЗ-М с частицами размером 40–60 мкм такого эффекта добиться не удалось.

Аналогичное влияние ШН на электрические свойства композиций было зафиксировано и на переменном токе.

Концентрационные зависимости $\sigma_{ac} = \sigma_{ac}(\Phi)$ и $\epsilon' = \epsilon'(\Phi)$ на частоте 7,2 ГГц для композиций ПП-ШН и тройных композиций, полученных различными способами, приведены на рис. 2. Аналогичный характер зависимостей наблюдался и на частоте 11,1 ГГц. Зависимость $\epsilon' = \epsilon'(\Phi)$ (рис. 2, б) характеризует изменение электрической поляризуемости композиции, определяемой дипольными фрагментами химической структуры материала, при введении в смесь ПП-ПЭ разного количества ШН, а зависимость $\sigma_{ac} = \sigma_{ac}(\Phi)$, пропорциональная $\epsilon'' = \epsilon''(\Phi)$, отражает изменение джоулевых потерь в композициях с разным содержанием ШН.

Как следует из рис. 2, концентрационные зависимости σ_{ac} и ϵ' от степени наполнения Φ не имеют выраженного порога протекания, в отличие от $\sigma_{dc} = \sigma_{dc}(\Phi)$, но заметно различаются для рассматриваемых способов введения ШН в смеси (кривые 2 и 3) при превышении Φ величины порога протекания Φ^* для постоянного тока при $\Phi > 30$ об. %.

Наблюдаемый эффект может быть обусловлен особенностями формирования полимерных композиций методом смешения в расплаве. Если при $\Phi < \Phi^*$ вводимые в композицию частицы ШН взаимодействуют преимущественно только с полимером, то при $\Phi \approx \Phi^*$ или $\Phi > \Phi^*$ ситуация принципиально изменяется. Достижение порога протекания при увеличении доли ШН с образованием «бесконечных» кластеров – проходящих через весь исследуемый образец цепочек, образованных электрически связанными в пределах этих цепочек частицами ШН, означает, что при формировании такой композиции вводимые «жесткие» частицы ШН эффективно контактируют друг с другом через прослойки полимера (преимущественно ПП, имеющего «химическое сродство» к ШН). Полагаем, что возникновение таких ПП «проводящих» прослоек при перемешивании композиций с содержанием шунгитового наполнителя $\Phi \approx \Phi^*$ обусловлено механическим взаимодействием исходных частиц ШН микронных размеров, сопровождающимся удалением с поверхности слабо связанных агрегатов нанометровых частиц шунгита, присутствие которых в шунгитовом порошке было ранее экспериментально установлено. На такую возможность формирования ПП «проводящих» прослоек, с туннельным переносом носителей заряда между ближайшими частицами ШН субмикронных размеров указывают результаты повторных обработок ШН в лабораторной шаровой мельнице: в течение трех минут обработки площадь поверхности ШН увеличивалась от исходного значения 19 м²/г до 30 м²/г (Горбаткина и др., 2005). Образующиеся при таком «истирании» поверхности микронных частиц ШН микрочастицы, размеры которых могут составлять сотни или даже десятки нанометров, внедряются в окружающую наполнитель полимерную среду.

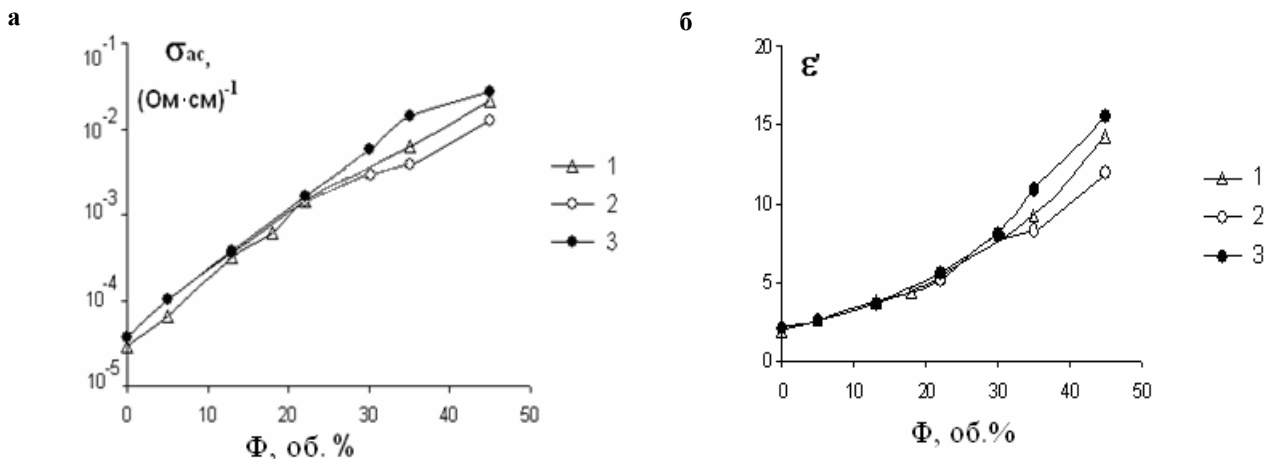


Рис. 2. Зависимости в СВЧ-области (частота 7,2 ГГц) удельной электропроводности $\sigma_{ac} = \sigma_{ac}(\Phi)$ (а) и диэлектрической проницаемости $\epsilon' = \epsilon'(\Phi)$ (б) для шунгитонаполненных композиций от объемного содержания ШН при различном порядке введения компонентов:

ПП-ШН (1), ПП80-ШН-ПЭ20 (2), ПП80-ПЭ20-ШН (3)

Высказанные предположения о формировании в шунгитонаполненных композициях электропроводящих цепочек с участием субмикронных частиц ШН позволяют качественно понять представленные на рис. 2 экспериментальные результаты по зависимости величин ϵ' и σ_{ac} от способа введения ШН в композиции при объемных заполнениях Φ , превышающих величины порога протекания Φ^* для постоянного тока. Очевидно, что обсуждаемые выше эффекты «кистирания» макрочастиц ШН, сопровождающиеся внедрением субмикро- и наночастиц ШН в полимерную среду в окрестности каждой макрочастицы ШН, участвующей в формировании электропроводящих цепочек в шунгитонаполненной композиции, зависят от последовательности смешения компонентов при получении композиции. Так, при предварительном смешении ПП и ПЭ вводимый в эту смесь ШН в силу обсуждаемых выше факторов преимущественно будет локализоваться на межфазной границе ПП-ПЭ. При введении ШН в ПП с последующим добавлением в расплав ПЭ наполнитель, вероятнее всего, распределится в фазе ПП. Вклад в электропроводность на переменном токе вносят как частицы ШН, изолированные друг от друга прослойками полимера (ПП), так и частицы наполнителя, участвующие в образовании каналов проводимости. Так как в тройной композиции ПП-ПЭ-ШН, образуемой по способу 2, эффекты образования цепочек проводимости из частиц ШН проявляются в большей мере, нежели при формировании композиций ПП-ШН и ПП-ШН-ПЭ, то, в согласии с полученными результатами, оба значения ϵ' и σ_{ac} , измеряемые для композиции ПП-ПЭ-ШН, формируемой по способу 2, превышают соответствующие значения для композиций ПП-ШН и ПП-ШН-ПЭ, измеренные при одинаковом значении степени заполнения Φ при $\Phi > \Phi^*$.

Структура поверхности шунгитонаполненных композиций

Известно, что ПП и ПЭ несовместимы при любых соотношениях в смеси, т. е. один полимер обра-

зует дисперсную фазу в матрице другого полимера, либо оба полимера присутствуют в смеси в виде двух непрерывных фаз (Jose et al., 2004). Вследствие несовместимости этих полимеров при их смешении формируется смесевая композиция с гетерогенной структурой, особенности морфологии которой зависят от соотношения компонентов в смеси.

Из рис. 3, где представлены наиболее типичные из полученных (не менее 30 для каждого образца) АСМ-изображений в режиме фазового контраста участков поверхности размером $3 \times 3 \text{ мкм}^2$ и $7 \times 7 \text{ мкм}^2$ смесей ПП80-ПЭ20 (а) и ПП50-ПЭ50 (б), следует, что в первом случае на фоне упорядоченной («снопообразной») ламеллярной структуры ПП наблюдаются включения ПЭ (50–300 нм), также имеющие ламеллярную структуру. В случае смеси ПП50-ПЭ50 (рис. 3, б) на АСМ-изображениях фиксируются протяженные неупорядоченные области кристаллических фаз ПП и ПЭ, структура которых в обоих случаях представлена ламеллами разной толщины (толщина ламелл в фазе ПП ~15 нм, в фазе ПЭ ~30 нм). Формирование протяженных кристаллических областей ПП и ПЭ в смеси ПП50-ПЭ50 подтверждается и на более крупных, с размерами окна ~10 мкм, АСМ-изображениях фрагментов поверхности.

Структура поверхности шунгитонаполненных композиций ПП80-ПЭ20 и ПП50-ПЭ50 при содержании ШН до 20 об. % мало отличается от структуры поверхности исходных смесей ПП-ПЭ и не зависит от порядка введения компонентов. В этих смесях структура ПП также характеризуется «снопообразно» организованными ламеллами с характерными толщинами ~15 нм, а ПЭ кристаллизуется в виде хаотично расположенных более «толстых» ламелл (толщина ~30 нм).

Однако при содержании ШН, превышающем 22 об. %, структура поверхности композиций оказалась зависящей от порядка введения компонентов в систему. Так, для композиции ПП80-ПЭ20-ШН при введении ШН предварительно в ПП (способ 1) формируется сфе-

ролитоподобная структура ПП, образованная радиально ориентированными ламеллами, а в случае введения ШН в смесь ПП и ПЭ (способ 2) полипропилен преимущественно кристаллизуется в виде фибриллоподобных образований (толщиной $\sim 200\text{--}300\text{ нм}$), также образованных ориентированными ламеллами ПП (рис. 4). ПЭ во всех случаях образует структуры, состоящие из хаотично расположенных ламелл.

В случае композиции ПП50-ПЭ50-ШН при содержании ШН выше 20 об. % АСМ-изображения поверхности аналогичны изображениям, полученным для системы ПП80-ПЭ20-ШН с высоким содержанием ШН (рис. 5).

Подобная структура поверхности композиций ПП-ПЭ-ШН сохраняется и при более высоких содержаниях ШН.

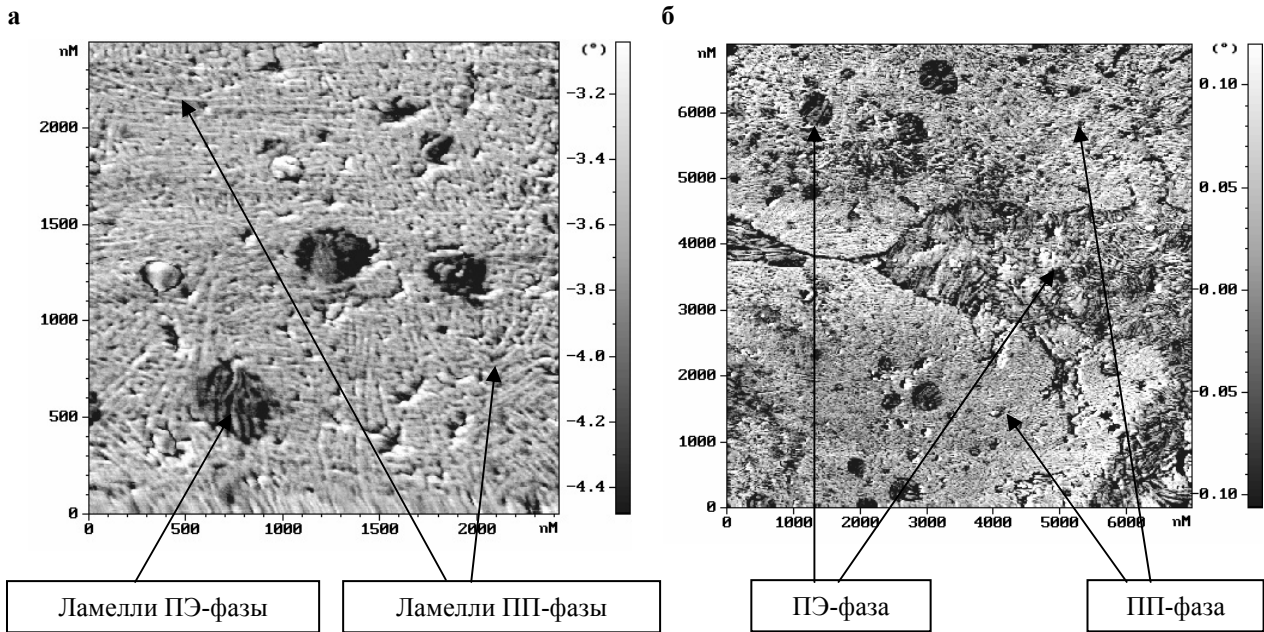


Рис. 3. АСМ-изображения участка поверхности $3\times 3\text{ мкм}^2$ смеси ПП80-ПЭ20 (а) и участка поверхности $7\times 7\text{ мкм}^2$ смеси ПП50-ПЭ50 (б), полученные в режиме фазового контраста

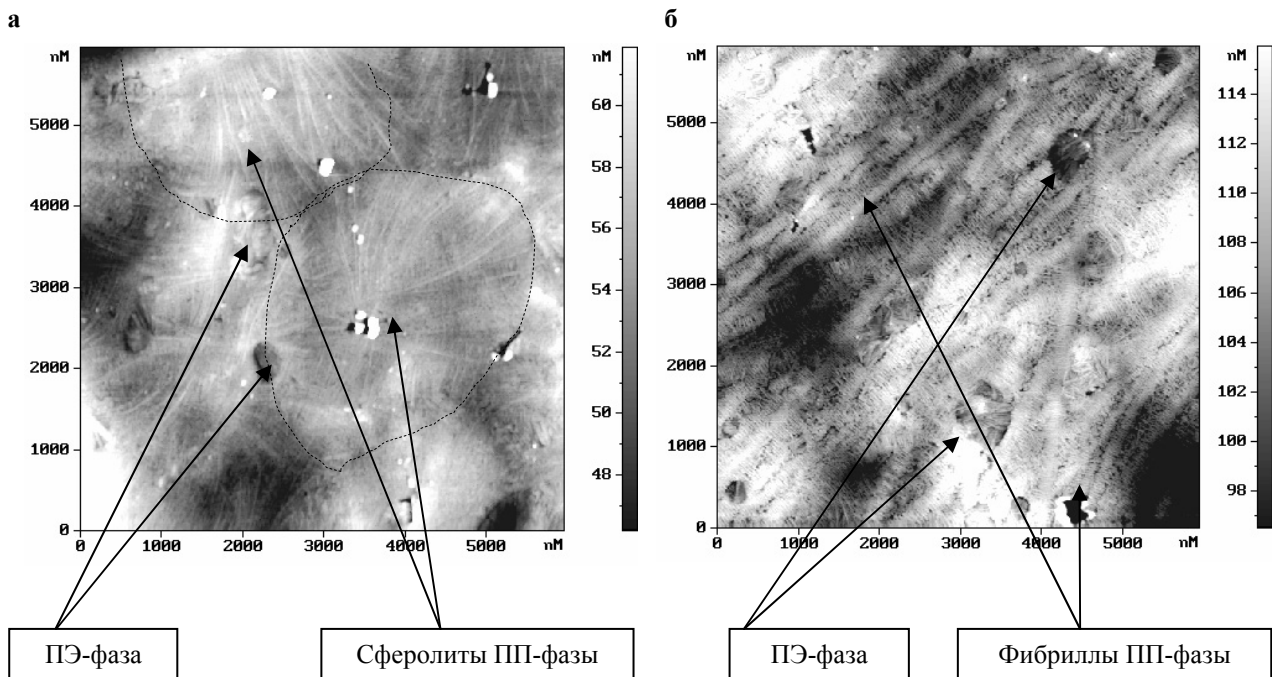


Рис. 4. АСМ-изображения участков поверхности $6\times 6\text{ мкм}^2$ композиции ПП80-ПЭ20-ШН (содержание ШН 22 об. %), полученные в режиме топографии. Последовательность введения компонентов: ПП-ШН-ПЭ (а) и ПП-ПЭ-ШН (б)

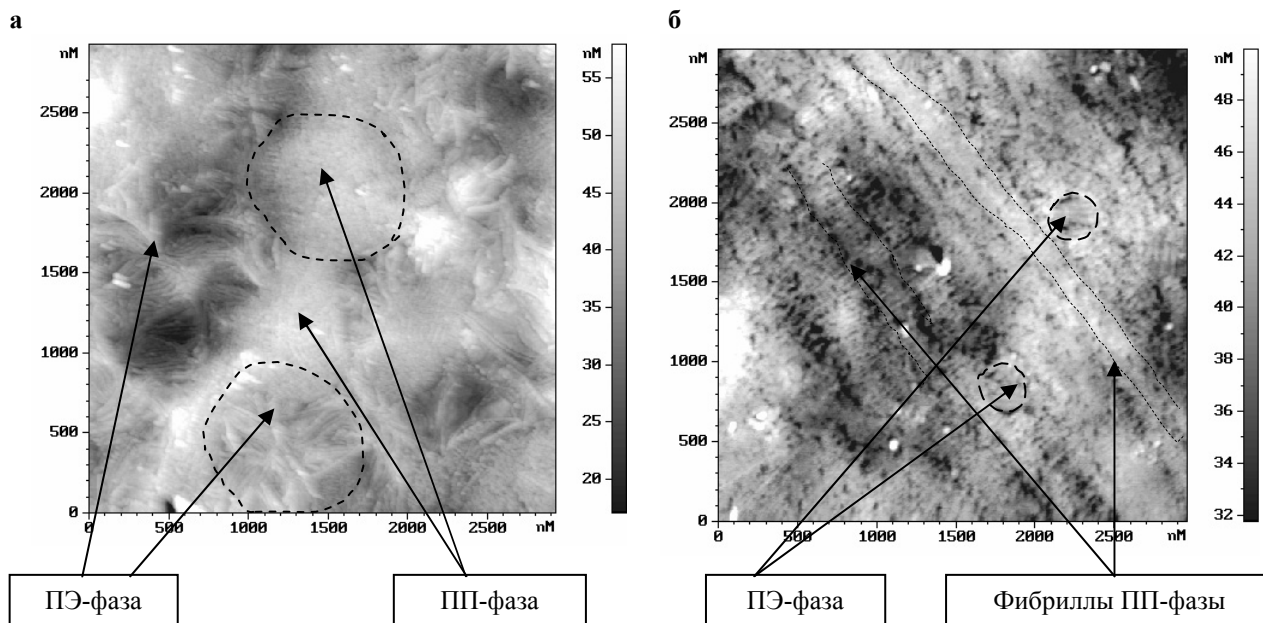


Рис. 5. АСМ-изображения участков поверхности $3 \times 3 \text{ мкм}^2$ композиции ПП50-ПЭ50-ШН (содержание ШН 30 об. %), полученные в режиме топографии. Последовательность введения компонентов: ПП-ШН-ПЭ (а) и ПП-ПЭ-ШН (б)

Выводы

1. Получены электропроводящие шунгитонаполненные трехкомпонентные композиции на основе смесей ПП-ПЭ с воспроизводимыми значениями электропроводности на постоянном и переменном токе в диапазонах $\sigma_{dc} \sim 10^{-6} - 10^{-3} (\text{Ом} \cdot \text{см})^{-1}$, $\sigma_{ac} \sim 10^{-3} - 10^{-1} (\text{Ом} \cdot \text{см})^{-1}$, что достигается при разных контролируемых соотношениях полимерных компонентов и шунгитового наполнителя. При этом заданные значения электропроводности достигались при объемной доле Φ меньшей, чем в шунгитонаполненном ПП.

2. Показано, что порог протекания Φ^* в ПП-ПЭ-ШН на постоянном токе с формированием проходящих через весь образец цепочечных структур из частиц ШН, а также величины удельных электропроводностей σ_{dc} и σ_{ac} таких систем зависят от порядка введения

компонентов. Для композиций ПП80-ПЭ20-ШН наибольшие значения σ_{dc} и σ_{ac} наблюдались при введении ШН в расплав смеси ПП-ПЭ.

3. Увеличение электропроводности на постоянном и переменном токе, наблюдаемое при введении ШН в смесь ПП и ПЭ, связывается с локализацией частиц ШН преимущественно в фазе ПП и в области межфазных границ ПП-ПЭ. При этом полагается, что электрические контакты между частицами ШН микронных размеров реализуются за счет туннельного переноса носителей заряда между частицами ШН субмикронных размеров в полимерных прослойках между частицами ШН микронных размеров.

4. Как следует из АСМ-данных, структура поверхности композиций ПП-ПЭ-ШН при больших (>20 об. %) содержаниях наполнителя зависит от порядка введения компонентов.

ЛИТЕРАТУРА

Горбаткина Ю. А., Тимофеева В. А., Зархина Т. С. и др. Адгезионные свойства полипропилена, наполненного обработанным шунгитом // Высокомолекулярные соединения. 2005. Т. 47, № 10. С. 1080.

Гуль В. Е., Шенфиль Л. З. Электропроводящие полимерные композиции. М., 1984.

Дубникова И. Л., Кедрина Н. Ф., Соловьева А. Б. и др. Механические и электрические свойства композиций полипропилена с углеродсодержащим наполнителем – шунгитом // Высокомолекулярные соединения, сер. А. 1999. Т. 41, № 2. С. 324–332.

Заикин А. Е., Миндубаев Р. Ю., Архиреев В. П. Изучение локализации частиц технического углерода на границе фаз в гетерогенных смесях полимеров // Коллоидный журнал. 1999. Т. 61, № 4. С. 495.

Кулезнев В. Н. Смесей полимеров. М., 1980. 304 с.

Луцейкин Г. Ф. Методы исследования электрических свойств полимеров. М., 1988. 160 с.

Рожкова Н. Н. Влияние модифицирования поверхностно-активными веществами дисперсных шунгитов на физико-механические свойства наполненных ими полимерных композиционных материалов: Дис. ... канд. техн. наук. Л., 1992. 145 с.

Рожкова Н. Н., Рожкова В. С., Емельянова Г. И. и др. Стабилизация водных дисперсий нанокластеров шунгитового углерода // Фуллерены и фуллереноподобные структуры в конденсированных средах. Минск, 2006. С. 63–68.

Соловьева А. Б., Рожкова Н. Н., Глаголев Н. Н. и др. Органическое вещество шунгита как фактор, определяющий физико-химическую активность шунгитового наполнителя в полимерных композитах // Журн. физ. химии. 1999. Т. 73, № 2. С. 299.

Челидзе Т. Л., Деревянко А. И., Куриленко О. Д. Электрическая спектроскопия гетерогенных систем. Киев, 1977. 232 с.

Чмутин И. А. Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1992.

Чмутин И. А., Рывкина Н. Г., Соловьева А. Б. и др. Особенности электрических свойств композитов с шунгитовым наполнителем // Высокомолекулярные соединения, сер. А. 2004. Т. 46, № 6. С. 1061.

Jose S., Aprem A. S., Francis B. et al. Phase morphology, crystallisation behaviour and mechanical properties of isotactic polypropylene/high density polyethylene blends // European Polym. J. 2004. Vol. 40, N 9. Sept. P. 2105.

Mamunya J. P. Morphology and Percolation Conductivity of Polymer Blends Containing Carbon Black // Journal

Macromolecules Science. Physics. 1999. Vol. 38, N 5–6. P. 615.

Masao Sumita, Kazuya Sakata, Shigeo Asai et al. Dispersion of fillers and the electrical conductivity of polymer blends filled with carbon black // Polymer Bulletin. 1991. Vol. 25. P. 265–271.

Ponomarenko A. T., Dubois P., Tchmutin I. A. et al. Correlation Between processing Methods and Electrical Properties of Carbon Black – Filled Polymer Composites. Eurofillers 97. Manchester (UK) September 8–11, 1997. P. 235.

Rozhkova N. N. Role of fullerene-like structures in the reactivity of Shungite carbon as used in new materials with Advanced properties // Perspectives of Fullerene Nanotechnology / Ed. Osawa E. Dordrecht, 2002. P. 237–251.

В. В. Макарихин

СТРОМАТОЛИТОВОЕ МНОГООБРАЗИЕ ЕВРОПЫ*

Строматолиты – одни из наиболее распространенных окаменелостей, встречаемых в породах огромного возрастного диапазона. Несмотря на это, длительное время они находились обычно вне поля зрения палеонтологов. Лишь с начала прошлого века с выходом работы Е. Kalkowsky (1908) специалисты стали обращать на них более пристальное внимание. Постепенно возрастающий интерес к строматолитам особенно оживился в связи с необходимостью более детального исследования образований докембрия, где другие макроскопически наблюдаемые фоссилии присутствуют крайне редко.

В составе изучаемого европейского геологического наследия на сегодня выявлено несколько сот местонахождений строматолитов, представляющих широкий спектр самых разнообразных построек. Большая часть строматолитовых местонахождений приурочена к существенно карбонатным образованиям фанерозоя. Как правило, строматолитсодержащие пласты или вмещающие их толщи содержат различные комплексы органических остатков, позволяющих достаточно точно определить возраст горных пород. Это дает возможность проследить морфологические и структурные изменения построек, соотнося их с определенными стратиграфическими рубежами и получая существенно более точное представление о палеогеографических обстановках. На приводимой схеме (рис., 1) выборочно указаны лишь 5 палеозойских и 7 мезозойских строматолитовых местонахождений, хотя, конечно же, число их несоизмеримо больше. Древнейшие из них – кембрийские – описаны, например, в трилобитовых известняках Северной Испании (м-ние 29; Zamageno, 1997). Примером более поздних – желваковых (реже столбчатых) – построек могут служить строматолиты типовых разрезов силура Эстонии (м-ние 20). Широко известны сообщества строматолитов Главного девонского поля Центральной России, хорошо коррелирующиеся с керновым материалом, например, Полесья Белоруссии (м-ние 24). В этих постройках с достаточной уверенностью диагностируются и водоросли-строматолитообразователи (*Rothpletzella straeleni* и др.).

Среди осадочных пород мезозоя особо отметим строматолиты, впервые описанные Е. Кальковским (м-ние 22; рис., 2–3). Большая коллекция фрагментов этих построек, конечно, нуждающихся в переописании, хранится в геологическом музее университета Геттингена. Близкие по возрасту триасовые строматолитсодержащие породы распространены на ряде других территорий (м-ния 30, 33 и др.; рис., 6). Крупные куполо- и караваеобразные постройки, имеющие иногда очень сложное внутреннее строение, характерны для юрских известняков Уэльса (м-ние 34; рис., 4–5).

Кайнозойские строматолиты и условно относимые к ним современные строматолитоподобные постройки встречаются несколько реже. Заметим, что употребление в публикациях термина «современные строматолиты» во многих случаях вряд ли оправданно. Тем не менее в качестве примера сошлемся на пару известных из литературы швейцарских местонахождений в прибрежной части озер Женевское и Боден (м-ния 27, 28). В качестве «строматолитообразователей» здесь указываются водоросли: *Calothrix parietina*, *Phormidium incrustatum*, *Rivularia* sp., *Schizothrix* sp.

Основные биостратиграфические надежды связываются со строматолитами докембрия. Наиболее изученными из них являются постройки рифейского возраста (м-ния 1–7, 9–10, 18–19; рис., 7), достаточно уверенно сопоставляемые со строматолитовыми сообществами типовых разрезов Южного Урала (Семихатов, Раабен, 1994; Bertrand-Sarfati, Siedlecka, 1980; Swett, Knoll, 1985; Raaben et al., 1995; Sandlin et al., 2001).

К разряду наиболее редких следует отнести находки нижнепротерозойских строматолитов (м-ния 8, 11–17; рис., 9–10), значительное количество которых обнаружено в восточной части Балтийского щита. Изученные в этом регионе постройки формируют уникальные сообщества, позволяющие не только расчленять древнейшие толщи, но и проследивать их на сравнительно большие расстояния (Вологдин, 1966; Макарихин, Кононова, 1983; Макарихин, Медведев, 1998). Отдельные строматолитовые роды (*Djulmekella*, *Segosia*), впервые описанные здесь в нижнем протерозое (ятулий), встречены в аналогичных образованиях других регионов, в том числе и за пределами континента.

* Работа выполнена при поддержке Президиума РАН в рамках программы «Происхождение биосферы и эволюция геобиологических систем».

Таблица I

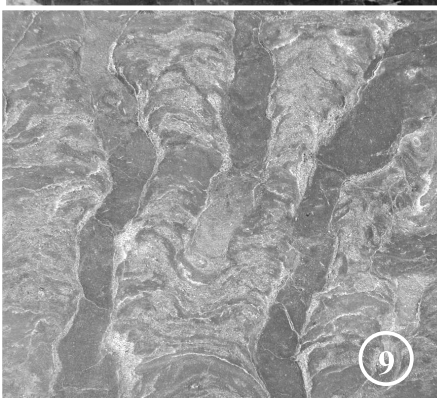
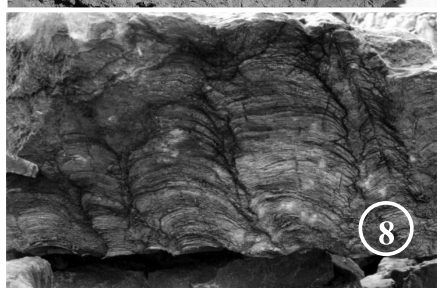
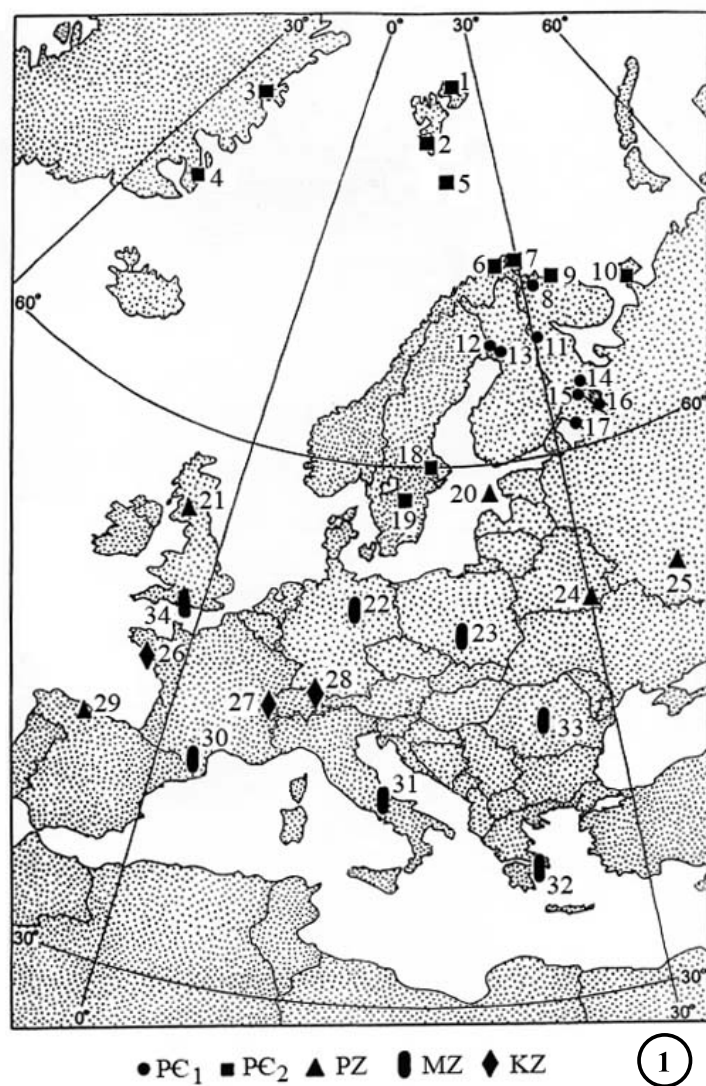
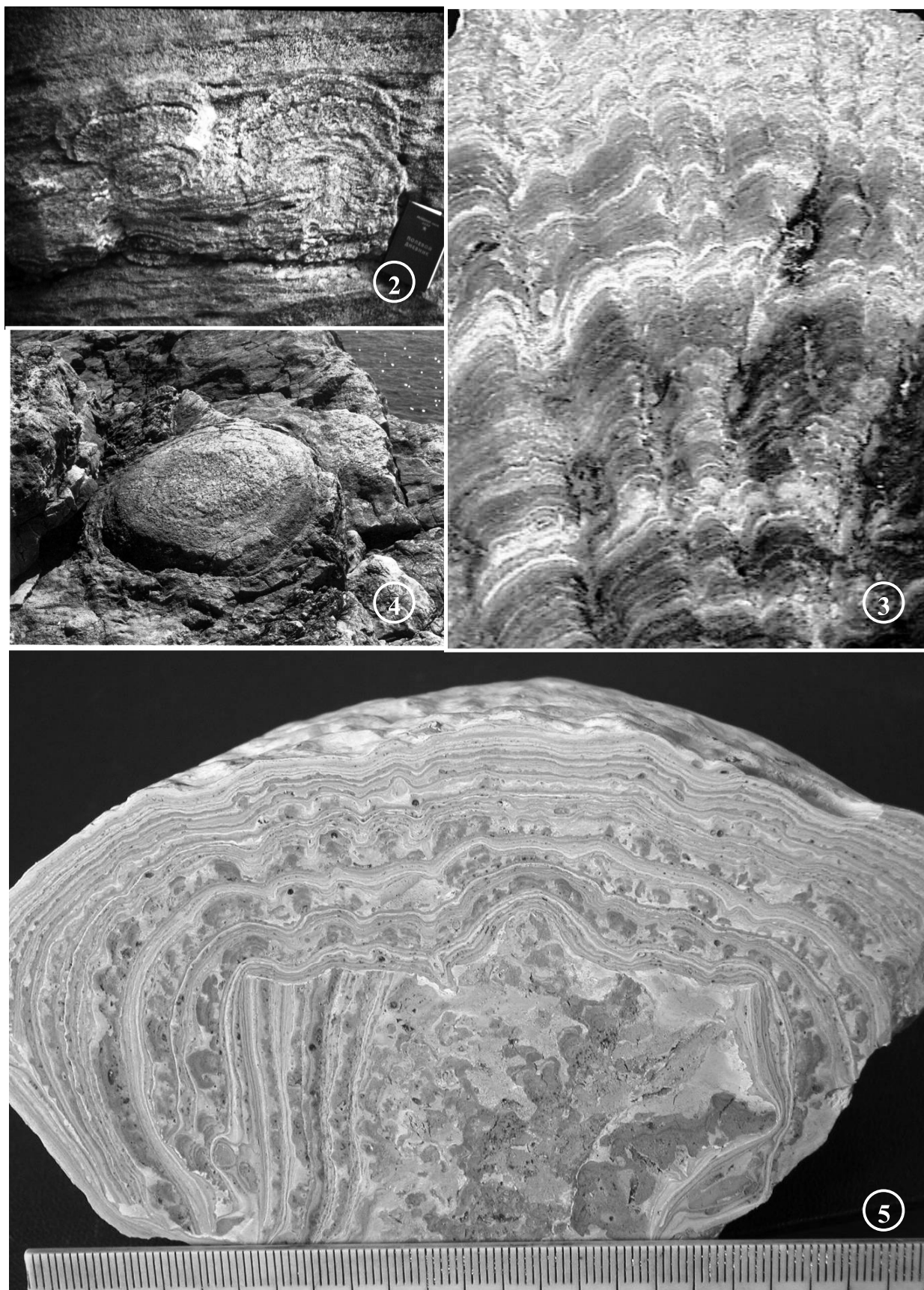


Таблица II



Подписи к таблицам I–II:

1 Схема размещения некоторых строматолитовых местонахождений, их географические координаты: 1 – Nordaustlandet, Шпицберген (79°55' СШ, 22°02' ВД), 2 – Hornsund, Шпицберген (76°40' СШ, 15°00' ВД), 3 – Geologist Fjord, Гренландия (74°00' СШ, 24°00' ЗД), 4 – Canning Land, Гренландия (71°40' СШ, 22°10' ЗД), 5 – Bear Island, Шпицберген (74°00' СШ, 18°00' ВД), 6 – Garadak, Норвегия (70°10' СШ, 24°50' ВД), 7 – Grasdal area, Норвегия (70°45' СШ, 28°30' ВД), 8 – Лучломполо, Россия (69°25' СШ, 30°20' ВД), 9 – о. Кильдин, Россия (69°30' СШ, 34°20' ВД), 10 – п-ов Канин Нос, Россия (67°30' СШ, 44°20' ВД), 11 – Паанаярви, Россия (66°15' СШ, 30°25' ВД), 12 – Matkakoski, Финляндия (66°08' СШ, 23°57' ВД), 13 – Ollitervo, Финляндия (66°04' СШ, 24°48' ВД), 14 – Дюльмек, Россия (63°13' СШ, 34°07' ВД), 15 – Сундозерско-Пялозерская стратотипическая площадь, Россия (62°20' СШ, 33°46' ВД), 16 – Южный Олений Остров, Россия (62°02' СШ, 35°22' ВД), 17 – Хопунвара, Россия (61°34' СШ, 31°35' ВД), 18 – Sala, Швеция (59°55' СШ, 16°35' ВД), 19 – Omberg, Швеция (58°24' СШ, 14°30' ВД), 20 – Soenginina, Эстония (58°15' СШ, 21°50' ВД), 21 – South Scotland, Великобритания (55°10' СШ, 3°20' ЗД), 22 – Heeseberg, ФРГ (52°07' СШ, 10°56' ВД), 23 – Pizhna, Польша (50°48' СШ, 18°50' ВД), 24 – Полесье, Белоруссия (52°00' СШ, 30°00' ВД), 25 – р. Зуша, Россия (53°00' СШ, 37°10' ВД), 26 – Le Cruasike, Франция (47°18' СШ, 2°32' ЗД), 27 – Geneva Lake, Швейцария (46°20' СШ, 6°30' ВД), 28 – Boden Lake, Швейцария (47°40' СШ, 9°25' ВД), 29 – Irede, Испания (42°50' СШ, 5°55' ЗД), 30 – Carcassonne, Франция (42°50' СШ, 2°20' ВД), 31 – Filetino, Италия (42°02' СШ, 13°05' ВД), 32 – Hydra, Греция (37°10' СШ, 23°20' ВД), 33 – Этрополе, Болгария (43°03' СШ, 24°06' ВД), 34 – Dorset, Великобритания (50°30' СШ, 2°20' ЗД).

2–3 Местонахождение 22 – Heeseberg: 2 – обнажение; 3 – фрагмент строматолитовой постройки в полировке.

4–5 Местонахождение 34 – Dorset: 4 – береговые выходы юрских известняков, фото W. Wimbledon; 5 – строение одного из желваков в осевом сечении. Обр. из коллекции В. А. Уимблдона.

6 Местонахождение 30 – Carcassonne. Поверхность напластования со строматолитами рэта.

7 Местонахождение 1 – Nordaustlandet. Строматолиты *Tungussia golovanovii* из верхов свиты Ап Кэп Лорд. Обр. из коллекции А. М. Тебенкова.

8 Местонахождение 12 – Matkakoski. Крупные столбчатые постройки в борту карьера Рантамаа.

9–10 Местонахождение 15 – Сундозерско-Пялозерская площадь: 9 – куполообразная постройка, сложенная строматолитами *Carelozoon metzgerii*; 10 – характер ветвления ятулийских строматолитов *Sundosia*

Надеемся, что дальнейшее изучение строматолитового наследия сможет существенно уточнить биостратиграфический потенциал строматолитов. Несмотря на имеющуюся еще во многих случаях неясность стратиграфического значения этих объектов, наличие спорных интерпретаций условий их формирования, безуспешные пока попытки выстроить более или менее приемлемую классифика-

цию строматолитов (а, может быть, именно благодаря этим обстоятельствам), представляется важным и далее накапливать и систематизировать по возможности весь мировой опыт строматолитовых исследований.

Благодарю А. М. Тебенкова и В. А. Уимблдона за любезно предоставленный в распоряжение автора уникальный каменный материал.

ЛИТЕРАТУРА

Вологдин А. Г. (ред.). Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск, 1966. 113 с.

Макарихин В. В., Кононова Г. М. Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л., 1983. 180 с.

Макарихин В. В., Медведев П. В. Фитогенные постройки и корреляция разрезов раннего докембрия (восточная часть Балтийского щита) // Осадочные формации докембрия и их рудоносность. СПб., 1998. С. 38–40.

Семихатов М. А., Раабен М. Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 10–32.

Bertrand-Sarfati J., Siedlecka A. Columnar stromatolites of the terminal Precambrian Porsanger Dolomite and Grasdal formation of Finnmark. North Norway // NGT. 1980. Vol. 60, N 1. P. 1–27.

Kalkowsky E. Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein // Dtsch. Geol. Ges. 1908. N 60. P. 68–125.

Raaben M. E., Lubtsov V. V., Predovsky A. A. Correlation of stromatolitic formations of northern Norway (Finnmark) and northwestern Russia (Kildin Island and Kanin Peninsula) // Geology of the eastern Finnmark – western Kola Peninsula region. Trondheim, 1995. P. 233–246.

Sandlin S., Tebenkov A., Gee D. The stratigraphy of the lower part of the Neoproterozoic Murchison fjorden Supergroup in Nordaust landet, Svalbard // GFF. 2001. Vol. 123. P. 113–127.

Semikhatov M. A., Raaben M. E. Proterozoic stromatolite Taxonomy and biostratigraphy // Microbial sediments. Berlin Heidelberg, 2000. P. 295–306.

Swett K., Knoll A. Stromatolitic bioherms and microphytolites from the Late Proterozoic Draken Conglomerate Formation, Spitsbergen // Precambrian Res. 1985. 28, N 3–4. P. 327–347.

Zamarrero I. Early Cambrian algal carbonates in Southern Spain // Fossil algae. Berlin, 1997. P. 360–365.

Б. Н. Клабуков

НЕОДНОРОДНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Введение

Для щита характерно наличие крупных тектонических структур – геоблоков и разделяющих их шовных зон. Они охватывают литосферу на всю ее мощность, обладают геологической и геофизической контрастностью. Соотношение этих структур хорошо проявляется в гравитационном поле. Его анализ свидетельствует о существовании двух тектонических систем. Одна из них связана с возрастной неоднородностью формирования структур. Другая геологическая система юго-западного направления связана с нарушением изотропности земной коры рядом тектономагматических циклов, которые охватывают значительный период времени от архея до палеозоя включительно. Есть основание считать это направление главной осью современной геологической анизотропии.

Природа геофизической анизотропии

Анизотропность, как и неоднородность пород, является одним из факторов, определяющих характер и особенности поведения геофизического поля.

Простейшей анизотропной средой является одноосная среда, типичным представителем которой является слоистая порода. По характеру анизотропности к ним близки сланцевые и трещиноватые породы. Анизотропность пород может быть обусловлена наличием в породах включений, имеющих какую-либо преимущественную ориентировку. В качестве параметров анизотропной среды принимаются удельное электрическое сопротивление вдоль оси анизотропии (ρ_l) и перпендикулярно к ней (ρ_h). Соотношение этих параметров определяется коэффициентом анизотропии $\Lambda = \sqrt{\rho_h / \rho_l}$.

Какова же природа анизотропной проводимости? Электрическое сопротивление горной породы в значительной степени зависит от содержания и распределения в ней электронных проводников (графит, сульфиды, шунгит и др.). Основным электронным проводником по распространению в земной коре является графит. Его проводимость вдоль плоскости кристаллов в 10^3 – 10^4 раз выше, чем поперек. Если распределение графита в породах будет связано еще и с региональным направлением, то величина анизотропной проводимости может резко возрасти и будет определяться совокупностью Λ регионального и локального направлений.

Высокой проводимостью и значительной распространенностью характеризуются флюиды. В отличие от графита проводящие флюиды образуют в земной коре чаще изотропные аномалии. Этот фактор является критерием присутствия в среде проводящих флюидов. Причиной электрической анизотропии структурно-вещественных комплексов может быть также негоризонтальность залегания осадочных отложений и трещиноватость горных пород. Величина Λ водонасыщенных горных пород в среднем возрастает с увеличением их пористости (Лепешинский, 1979). Для метаморфических пород, наряду с существованием Λ , возможно присутствие магнитной анизотропии (P), возникающей в результате метаморфизма. Магнитная анизотропия осадочных пород характеризуется также отчетливой связью с элементами залегания (Шашканов и др., 1989).

$$P = \chi_{\max} - \chi_{\min},$$

где $\chi_{\max}$ и $\chi_{\min}$ – величины магнитной восприимчивости осадка в плоскости напластования и перпендикулярно ей. Установлены высокие значения P для гематитсодержащих пород и магнитсодержащих осадков. Большой интерес представляет диамагнитная анизотропия (D) некоторых пород, в которых отсутствуют ферромагнитные минералы. В качестве примера таких образований выступают высокоуглеродистые породы Онежской структуры (Земцов, 2004). Большинство минералов также являются диа- или парамагнитными. Слоистое строение обуславливает анизотропию их физических свойств, в том числе и магнитной восприимчивости.

Упругость тел – одна из основных физических констант, связанных с внутренним строением вещества. Она вызвана различием силы связи между атомами и молекулами в разных направлениях. При исследовании на образцах и при полевых определениях скоростей сейсмических волн удается иногда установить скоростную (v) анизотропию пород (скорость всегда больше по напластованию, чем в перпендикулярном направлении). К примеру, глинистые сланцы имеют скорость по напластованию 1400 м/с, а в перпендикулярном направлении – 400 м/с.

Породообразующие минералы в основных кристаллографических направлениях имеют различные скорости распространения упругих волн, т. е. также обладают v . Она может возникнуть под действием

механических деформаций и получить определенную ориентировку в породах. В этом случае анизотропия в минералах оказывает значительное влияние на свойства горных пород (Справочник..., 1978). Анизотропией скорости обладают также высокометаморфизованные породы. Величина ее имеет достаточно большой разброс от 0–10 у гранито-гнейсов до 80 у пород с большим содержанием кианита (Физические свойства..., 1976).

Данные о сейсмической анизотропии горных пород уже содержат возможности для геологической интерпретации. Установлено (Головатая, 2002), что образцы горных пород, имеющие схожий минеральный состав, могут иметь как высокий уровень упругой анизотропии, так и представлять собой почти изотропные срезы. Возможно, такая анизотропия возникла под действием длительных тектонических процессов. Для Балтийского щита это может быть влияние Атлантической зоны спрединга (Юдахин, Французова, 2002).

Анизотропия структурно-вещественных комплексов

Рассматривается совокупность тектонических структур различного ранга, установленных ранее геолого-геофизическими методами. В качестве ко-

эффициента анизотропии используется величина

$$\Lambda = \sqrt{\rho_{xy}/\rho_{yx}}, \text{ где } \rho_{xy} \text{ и } \rho_{yx} \text{ соответственно данные}$$

о кажущемся электрическом сопротивлении в меридиональном и в широтном направлении. С точки зрения геоэлектрики разница в величине ρ_{xy} и ρ_{yx} , если она существует, связана с индукционными и гальваническими искажениями электромагнитных полей. Они в свою очередь представляют отклик о величине анизотропности изучаемого участка земной коры. Пространственное распределение величины Λ показано на рис. 1. Корреляция его, например, с распределением кажущегося электрического сопротивления, полученного по данным ВЭЗ (рис. 2), дает новую информацию об электропроводности и связи ее с геологическим строением земной коры. Количественное подтверждение этого факта приведено в табл. 1.

Таблица 1

Соотношение $\bar{\rho}_k$ и его анизотропности

Λ	$\bar{\rho}_k$, Ом·м
1±0,75	16
0,75±0,55	260
0,55±0,05	3300

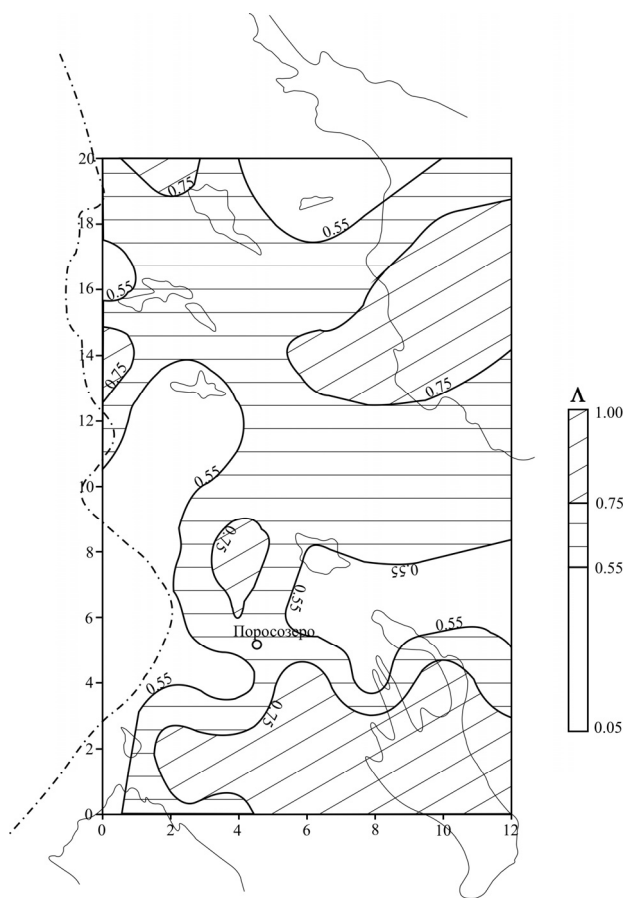


Рис. 1. Электрическая анизотропия удельного сопротивления вещества земной коры по результатам магнитотеллурического зондирования

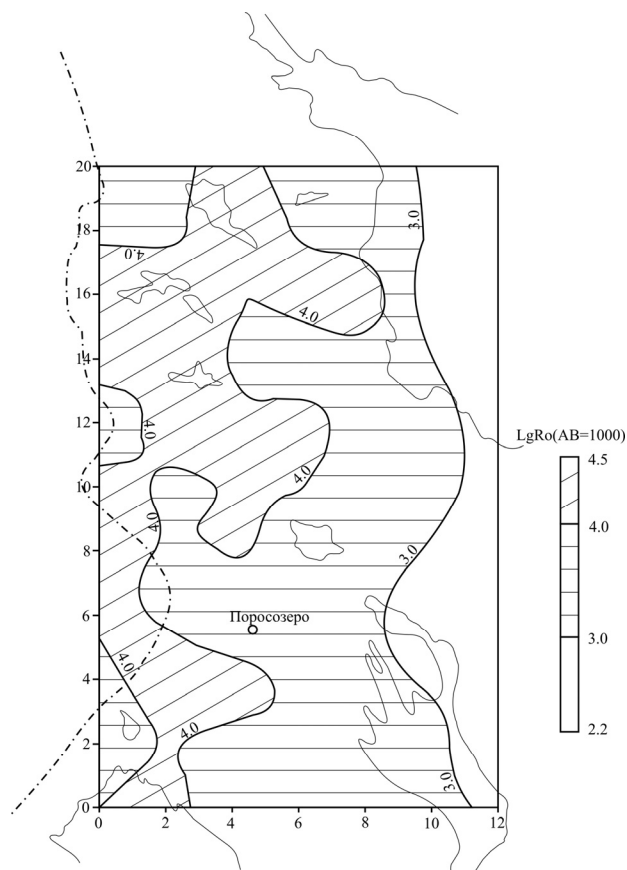


Рис. 2. Величина электрического сопротивления по данным ВЭЗ AB в м, Ro – Ом·м

Из табл. 1 следует, что электрическая анизотропия в высокоомных участках земной коры уменьшается. Как правило, высокоомные участки земной коры связаны с ареалами гранитизации, которая приводит к выравниванию физических свойств, а значит, к уменьшению анизотропности среды. Распределение электрической анизотропии сравнивалось также с региональным магнитным полем (рис. 1 и 3). Сравнение этих параметров указывает на существование такой связи в Южной Карелии и отсутствие в Западной Карелии. Южная часть региональных магнитных аномалий (РМА) пространственно совпадает со склонами щита. Высокая электропроводность и значительная анизотропия позволяют отнести эту область к весьма активной зоне. Сравнительно небольшая анизотропия ρ_k в Западной Карелии может быть объяснена наличием выходов древнего фундамента (Вокнаволоцкий и Тулосский блоки), имеющего высокое электрическое сопротивление.

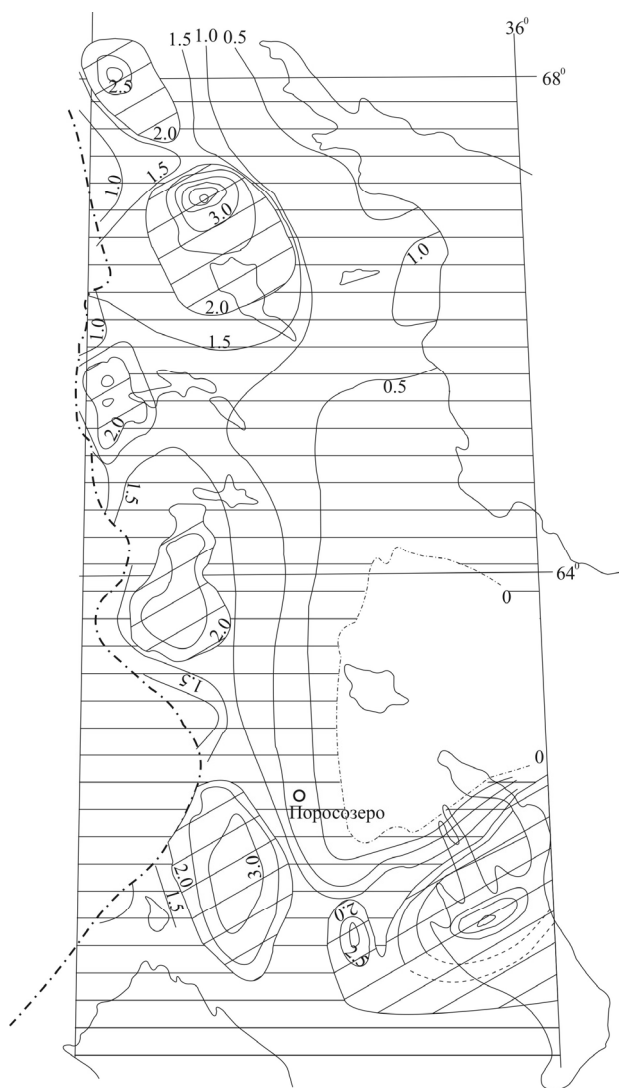


Рис. 3. Интенсивность регионального магнитного поля в мТ: 1 : 2 500 000. Высота пересчета поля 12,5 км. Штрих-пунктир – Государственная граница Карелии, пункт – нулевое поле

Распределение электрической анизотропии сравнивалось также с гравитационным полем и его трансформациями. По этим данным установлены линейные активные зоны корреляции. Из анализа материалов следует, что анизотропия в подвижных и ослабленных зонах выше, чем во вмещающей среде. Так, средние значения величины Λ в подвижных зонах, установленных по гравиметрическим данным, составляют 4,0, а за их пределами – 3,6 (Головин и др., 1969).

Анизотропия коренных пород земной коры

Данные получены методом радиоэлектромагнитного зондирования (РЭМЗ) верхней обнаженной части земной коры. Работы проводились с целью оценить электропроводность наиболее представительных комплексов коренных пород в их естественном залегании. Методика позволяет измерять поверхностный импеданс с определением максимальных и минимальных значений удельного электрического сопротивления. По величине коэффициента анизотропии заметно выделяется ряд известных структур: Онежская, Ладожская, Костомукшская и др. (рис. 4). Наряду с аномалиями повсеместно наблюдается повышенная фоновая анизотропия электропроводности коренных пород, обусловленная в основном образованиями гранито-гнейсового состава. Распределение аномалий Λ коррелируется с зонами трансконтинентальных разломов диагональной системы (Космогеология СССР, 1987) (рис. 5). Измерения анизотропии



Рис. 4. Коэффициент анизотропии по данным РЭМЗ

электрического сопротивления проведены также на максовитах и шунгитах месторождения Максово в Заонежье. Величина параметра Λ лежит в пределах 1,4–2,2. Разброс данных электрической анизотропии этих пород свидетельствует о высоком содержании и значительной неоднородности распределения в шунгитоносных породах шунгитового вещества.

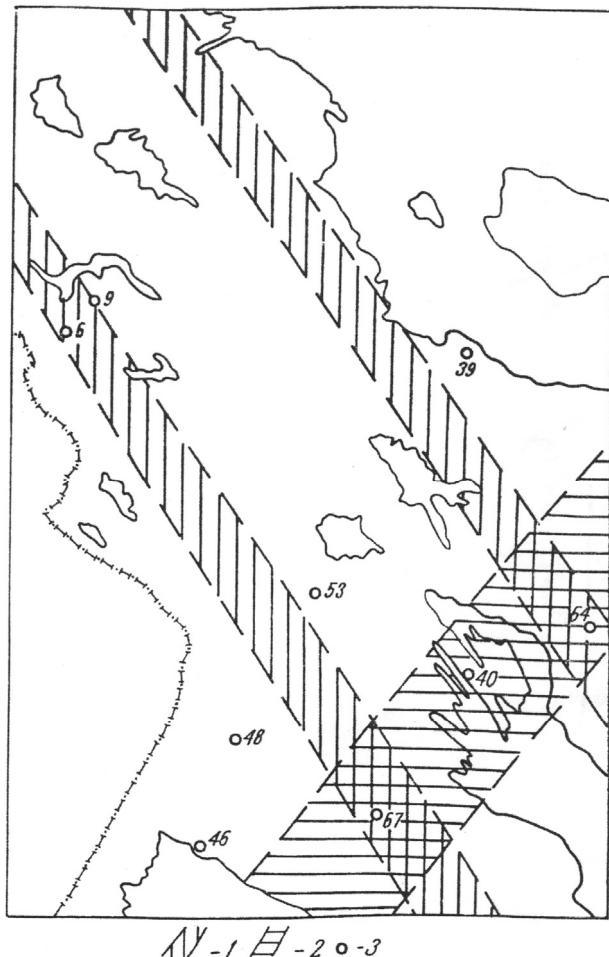


Рис. 5. Диагональная система трансконтинентальных разломов по И. В. Бушу (Космогеология..., 1987):

1 – север-северо-западные, 2 – север-северо-восточные, 3 – пункты МТЗ, где амплитуда широтной кривой меньше, чем меридиональной

Анизотропия метаморфических пород

Выполнена оценка электрической анизотропии метаморфических пород (табл. 2).

Значения Λ лежат в пределах 1,1–2,6. Нарушение анизотропности ρ для метаморфических пород может быть связано с процессами рассланцевания и мигматизации геологических образований основного состава. Так, для мигматитов разброс Λ наибольший (1,1–2,6), а величина магнитной восприимчивости меняется в 2 раза (см. табл. 2). Устанавливается, что процесс разрушения магнитных минералов был интенсивнее там, где Λ наибольшая.

Таблица 2

Электрическая анизотропия метаморфических пород и ее связь с другими физическими свойствами

Геологическая структура	Порода	Λ	$\rho/\text{см}^3$	χ , ед. СИ
Унусозеро	Габбро	1,6	2,73	10
Коккоселька	Мигматит	1,1		
Корбозеро	Гранодиорит	1,5		
Коккоселька	Мигматит	2,6		
Корбозеро	Мигматит	1,2		
Корбозеро	Андезит	1,5		
Корюозеро	Андезит	2,1		17

Практическое использование анизотропии

Вариации электрического коэффициента анизотропии могут быть использованы для изучения особенностей горных пород. Так, например, можно применить для исследования комбинацию индукционных методов, которая позволяет получить как истинное продольное сопротивление, так и сопротивление, искаженное влиянием анизотропии пород. Изменение продольного сопротивления, сопровождающееся изменением коэффициента анизотропии, свидетельствует о непостоянстве минерализации внутрикоровых вод. Если Λ изменяется, значит, неоднороден литологический разрез. Отсюда следует, что совместное использование сопротивления ρ и коэффициента анизотропии позволяет решить задачу однозначно. Для осадочных пород, зная анизотропию, можно, например, охарактеризовать текстуру породы, их слоистость, сланцеватость, трещиноватость, а следовательно, определить условия седиментации, степень метаморфизма и тектоническое изменение пород.

Анизотропия характерна для монокристаллов минералов. В связи с этим их удельное сопротивление характеризуется тремя значениями: ρ_{11} , ρ_{22} , ρ_{33} , определенными в направлении трех главных кристаллографических осей, с которыми совмещены оси x , y , z координатной системы. У поликристаллических минералов электрической анизотропии нет из-за различной ориентации кристаллических зерен (Кобранова, 1986).

Анизотропия магнитных свойств, обнаруженная у монокристаллов природных диамагнетиков, часто отсутствует для их поликристаллических разностей из-за различий ориентации кристаллов. Значительная анизотропия χ типична для монокристаллов парамагнитных минералов.

Анизотропия сейсмических скоростей может быть использована для изучения неоднородностей верхней мантии. Повышение или понижение скорости сейсмических волн в мантии обычно сочетается с геодинамическим состоянием среды (Кременецкая, Оболенская, 1982). Так, судя по параметрам упругой анизотропии, протерозойская часть разреза СГ-3 (Горбачевич и др., 2000) формировалась при сравнительно спокойном палеотектоническом режиме и слабых горизонтальных силах.

Использование анизотропии поперечных волн весьма эффективно для выделения разуплотненных зон.

Заключение

Наличие анизотропии геофизических полей является критерием анизотропности геологической среды. Природа последней связана с глубинным строением структурно-вещественных комплексов. В зависимости от глубины анизотропию геологической среды можно упорядочить следующим образом: 1) региональная анизотропия, связанная с развитием крупных блоковых и шовных структур; 2) внутриблоковая тектоническая анизотропия, связанная с зонами разломов гранито-гнейсовых куполов; 3) анизотропия осадочных пород, связанная с напластованием пород различного литологического состава; 4) реологическая анизотропия, связанная с трещиноватостью и наличием флюидов; 5) анизотропия метаморфических образований; 6) анизотропия некоторых минералов, например, графита.

На основании анализа анизотропии структурно-вещественных комплексов следует признать существование значительной неоднородности в организации вещества земной коры. Неоднородность геофизической среды является фундаментальной проблемой и разрешается уменьшением неоднозначности решения обратной геофизической задачи. Уменьшение неоднозначности требует привлечения данных других методов, в том числе оценок анизотропии. Наиболее трудным в использовании данных анизотропии является привлечение ее для оценок геологической неоднородности. Лучше разработана методика использования анизотропии физических свойств для осадочных и метаморфических пород. Использование анизотропии совместно с комплексом геофизических параметров, например, электрическим сопротивлением и магнитным полем дает корреляции, несущие новую информацию о геологическом строении земной коры и верхней мантии щита.

ЛИТЕРАТУРА

Головатая О. С. Оценка влияния геодинамических процессов на упругую анизотропию образцов керна Кольской сверхглубокой скважины // Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 3. М., 2002. С. 200.

Головин И. В., Колесник Н. Н., Некрасова К. А. и др. Отчет по теме: Усовершенствование методики применения комплексных геофизических исследований для выяснения перспектив погруженных склонов Балтийского щита // Фонды Севзапгеология. (Л.). 1969. 527 с.

Горбачевич Ф. Ф., Ильченко В. Л., Головатая О. С. и др. Упругая анизотропия некоторых пород по разрезу сверхглубокой скважины, определенная в лабораторных условиях, смоделированных in situ // Результаты изучения глубинного вещества и физических процессов в разрезе Кольской сверхглубокой скважины до глубины 12 261 м / Ред. Ф. П. Митрофанов, Ф. Ф. Горбачевич. Апатиты, 2000. С. 139–143.

Земцов В. А. Магнитные свойства шунгитов и генезис высокоуглеродистых пород докембрия // Вопросы геофизики. Вып. 36. СПб., 2004. С. 211–216. (Уч. зап. СПбГУ. № 434.)

Кобранова В. Н. Петрофизика. М., 1986. 392 с.

Космогеология СССР. М., 1987. 240 с.

Кременецкая Е. О., Оболенская Л. М. Особенности распространения продольных волн под Фенноскандией и их связь с подкоровыми структурами // Геофизические и геодинамические исследования на северо-востоке Балтийского щита. Апатиты, 1982. С. 27–35.

Лепешинский Ю. И. Влияние микроанизотропии на относительное сопротивление и коэффициент анизотропии горных пород // Прикладная геофизика. 1979. Вып. 95. С. 212–224.

Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах / Под ред. М. П. Воляровича. М., 1978. 236 с.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика) / Под ред. Н. Б. Дортман. М., 1976. 527 с.

Шашканов В. А., Новоселов А. И., Смирнов А. В. Природа магнитной анизотропии и ошибок наклонения ориентационной намагниченности в осадочных горных породах // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 1. С. 59–69.

Юдахин Ф. Н., Французова В. И. Сейсмичность севера Европейской части России // Поморье в Баренц-регионе на рубеже веков: экология, экономика, культура. Архангельск, 2002. С. 276–280.

В. В. Соломатов, В. А. Шеков, А. В. Соколов

ПРОГРАММНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ И АНАЛИЗ СИСТЕМ ТРЕЩИН В ГОРНОМ МАССИВЕ

Введение

Стереологическая визуализация геологических объектов является одним из эффективных способов моделирования геологических процессов, позволяющая оценивать взаимодействие различных составных частей модели в ее динамике. Для представления таких моделей используются, как правило, методы геостатистики, где форма тел определяется содержанием тех или иных элементов, рассеянных в горной породе. Такого рода задачи характерны для моделирования месторождений металлических полезных ископаемых.

Месторождения строительного камня и, главным образом, блочного (облицовочного) камня при их описании характеризуются, прежде всего, наличием различных систем трещин и их взаимодействием в пространстве. При этом наличие ортогональных систем значительно повышает «ценность» месторождения, а присутствие диагональных систем приводит к увеличению выхода некондиционных кусков, повышению затрат на их дополнительную обработку и, таким образом, снижению экономических параметров отработки месторождения.

Существующие методы изучения месторождений блочного камня ориентированы на сбор статистических данных о количестве трещин, их ориентировке и расчете абстрактных показателей выхода кондиционных блоков в пределах целого месторождения. Попытки создания расчетных схем, позволяющих выделять участки повышенной трещиноватости с прогнозом выхода из них блоков различной формы, как правило, заканчиваются неудачей из-за низкой достоверности заложенных в систему исходных данных.

Следует принять во внимание, что действующая в стране нормативная база слабо учитывает тенденции современного развития отрасли по добыче блочного камня с позиций современных требований к форме и размерам товарных блоков.

Если в действующем ГОСТ 9479-98 «Блоки из природного камня для производства облицовочных изделий. Технические условия» по-прежнему выход готовой продукции на месторождениях блочного камня определяется объемом блока, характеризующегося группой, в которую он попадает, то современные камнеобрабатывающие предприятия предъявляют требо-

вания не столько к объему блока, сколько к его форме и размерам, которые определяются размерами рабочего пространства распиловочного станка.

Одним из эффективных методов решения проблемы оценки месторождений блочного камня может быть предложенная система учета и моделирования трещин в массиве. Главной особенностью такой системы является то, что при моделировании трещин и их соотношений появляется возможность программными методами выделять участки, содержащие блоки правильной формы, и оценивать их экономические характеристики. Это может достигаться тем, что оцениваться будут лишь те участки, которые могут содержать в себе блоки заранее заданного размера или необходимой номенклатуры размеров, заявленных потребителем.

Создание такой системы сопряжено с различными ограничениями, которые накладываются на решаемую задачу визуализации трещин, их взаимодействия между собой, порой в условиях значительной неопределенности, и выделения из трещиноватой среды монолитных участков, содержащих в себе куски правильной формы заданных размеров.

Для реализации такой задачи в Институте прикладных математических методов КарНЦ РАН совместно с Институтом геологии КарНЦ РАН создана компьютерная система, которая может найти применение в различных разделах геологии, связанных с изучением трещинных структур.

Основные особенности ее строения изложены далее с точки зрения взаимодействия пользователя с компьютерным интерфейсом.

Описание программной системы

Работа в данном приложении разбивается на несколько этапов. В соответствии с ними пользователь может управлять полученной моделью в различных режимах.

Для ввода данных используется двухмерный (плоский) вид модели, для уточнения внутренних параметров модели и дальнейшего ее анализа используется один из возможных трехмерных режимов просмотра.

В основе программы лежат четыре основных режима просмотра модели горного массива.

Двумерная компоновка в режиме **Flat** – двухмерный вид участка, представляющий собой карту, на которую можно нанести различные текстурные блоки, характеризующие детали карты. Рисунок текстуры может быть автоматически сгенерирован для исходных данных поверхности модели или быть добавлен пользователем в качестве домена в базу данных. В двумер-

ном режиме просмотра имеется возможность ввода трещин посредством интерактивного интерфейса. Трещины представлены в виде отрезков линий пересечения трещины с поверхностью. В качестве атрибутивной информации в базе данных хранятся все ее структурные характеристики и элементы залегания. На представленном рисунке подписи у трещин отключены.

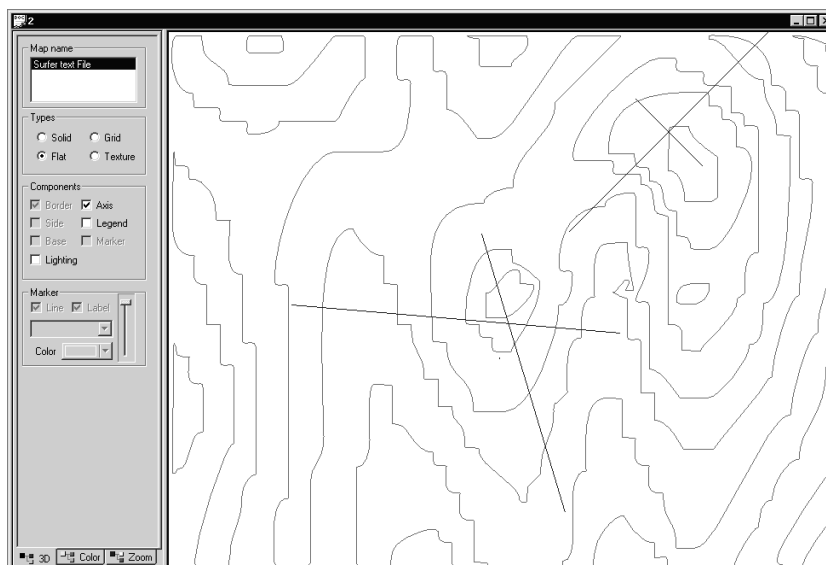


Рис. 1. Компоновка в режиме Flat

Трехмерная компоновка в режиме **Grid** – объемный вид участка, представляющий из себя трехмерный рельеф поверхности с вынесенными трещинами, где рельеф сформирован в виде каркасной модели. В данном окне имеется возможность интерактивного изменения параметров трещины, таких как угол падения или

их длины. Нельзя задавать новые трещины. Цвета и цветовые градации всех объектов могут быть изменены в реальном времени. Для удобства просмотра каждая из трещин может быть представлена в одном из трех статусов видимости: видима полностью, видим только контур трещины или не видима совсем.

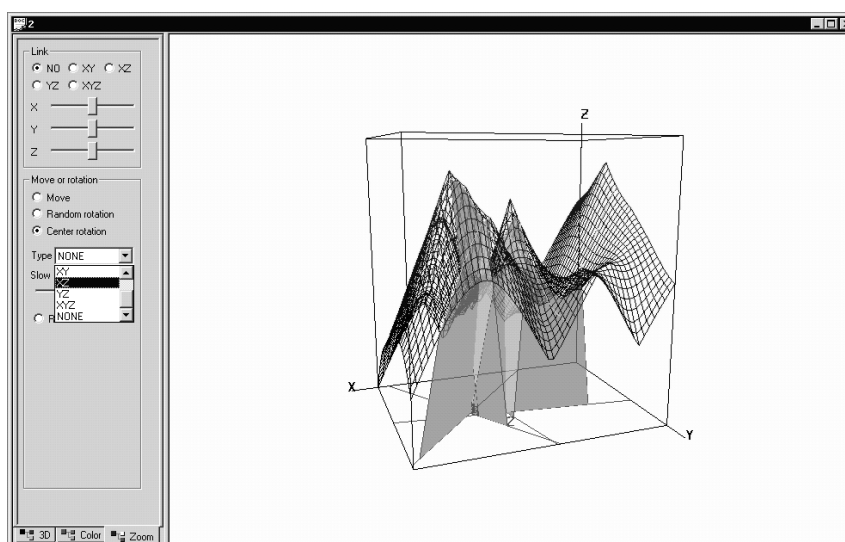


Рис. 2. Компоновка в режиме Grid

Трехмерная компоновка в режиме **Solid** – объемный вид участка, отличающийся от предыдущего тем, что поверхность покрыта полигонами с изменяющимся цветом в соответствии с высотой рельефа.

Поддерживаются все возможности, представленные в виде Grid. Цветовая градация полигонов, так же как и в предыдущем случае, может быть изменена произвольным способом.

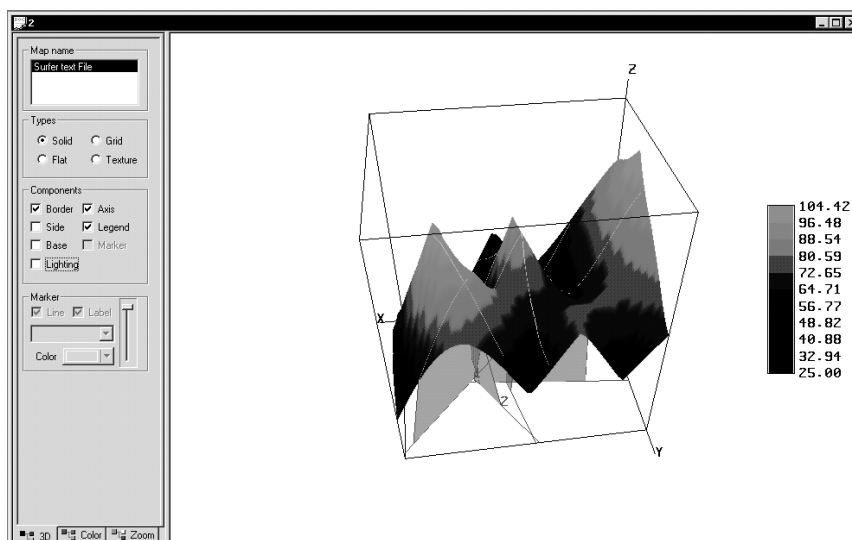


Рис. 3. Компоновка в режиме Solid

Трехмерная компоновка в режиме **Texture** – трехмерный вид расчистки с наложенной на него текстурой. Для удобства просмотра есть возможность включения

и выключения освещения. В данном виде модели горного массива представлены все возможности ранее рассмотренных трехмерных режимов просмотра.

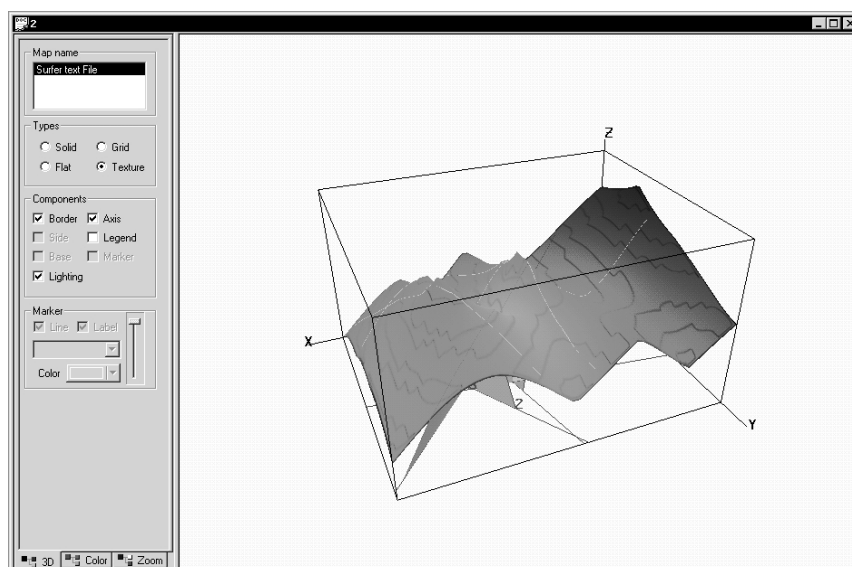


Рис. 4. Компоновка в режиме Texture

Работа пользователя начинается с открытия интересующей его модели предполагаемого участка или создания новой «пустой» модели. После окончания работы с моделью пользователь может сохранить все сделанные изменения в текущей модели или в новой. Далее рассмотрены основные действия, производимые с уже открытой моделью.

Добавление и удаление объекта трещины

Добавление трещин в модель является одной из самых важных операций в системе. Добавляется одна трещина за операцию. Добавление происходит в двухмерном режиме просмотра в двух режимах:

1. Добавление координат, угла и параметров трещины с помощью диалогового окна. В соответствующие поля диалога заносятся данные, необходимые для построения трещины, а также дополнительная информация о ней;

2. Интерактивный режим занесения трещины в модель месторождения – более простой и наглядный способ, чем предыдущий. Необходимо в режиме просмотра Flat нарисовать отрезок, описывающий будущую трещину, и ввести параметры ее залегания и другую атрибутивную информацию. Операция рисования отрезка аналогична такой же операции в стандартной программе Paint.

Сразу же после добавления трещины в режиме просмотра Flat можно увидеть ее в любом из трехмерных режимов просмотра модели участка.

Удаление трещины происходит в режиме диалога. В списке всех трещин текущей модели помечаются объекты на удаление, после чего они удаляются в реальном режиме.

Изменение параметров трещины

После добавления объекта трещины могут быть изменены все ее параметры. Изменению могут быть подвержены такие параметры, как длина трещины, угол ее падения, азимут простираения. Все изменения происходят в интерактивном режиме либо в 2D, либо в 3D режимах. Также для каждой трещины можно изменить ее дополнительные параметры.

Определение пересечений трещин

Для проведения дальнейшего анализа модели месторождения необходимо рассчитать пересечения трещин. При взаимодействии трещин в массиве возможны 3 случая: либо одна из трещин «остановится» на плоскости другой, либо обе трещины будут распространяться в массиве. Соответственно этому принята система приоритетов для трещины, которые определяются пользователем исходя из реальных условий их пересечения. Приоритеты вводятся с помощью диалогового окна, по умолчанию приоритет не присваивается ни одной из трещин.

После назначения приоритетов результат взаимодействия трещин можно увидеть в любом из 3D режимов.

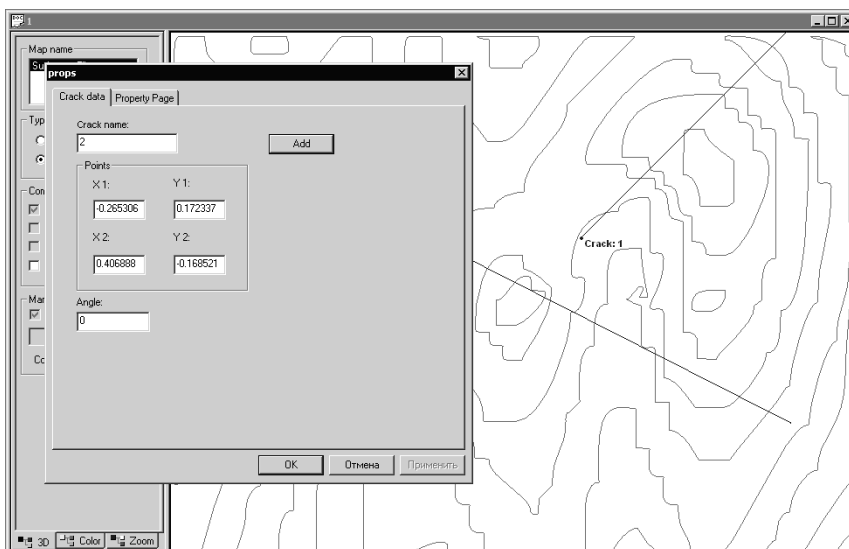


Рис. 5. Добавление трещины в модель

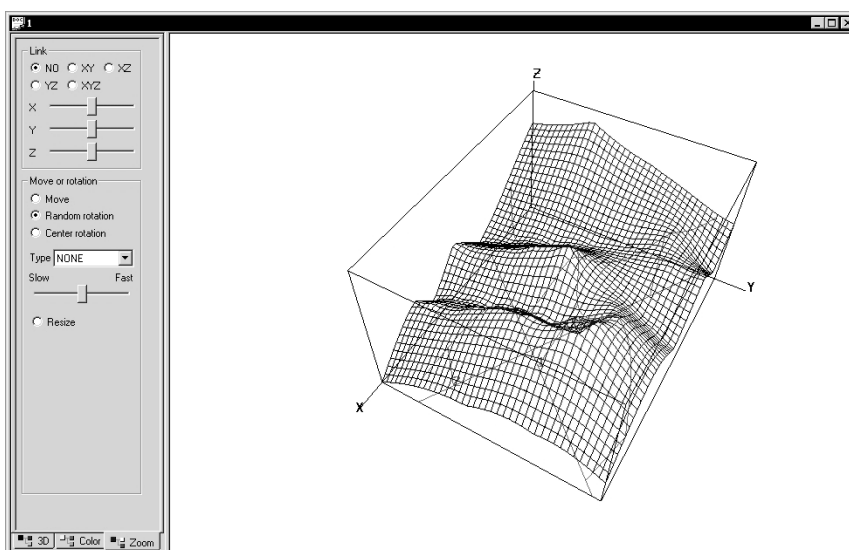


Рис. 6. Добавленная трещина 3D

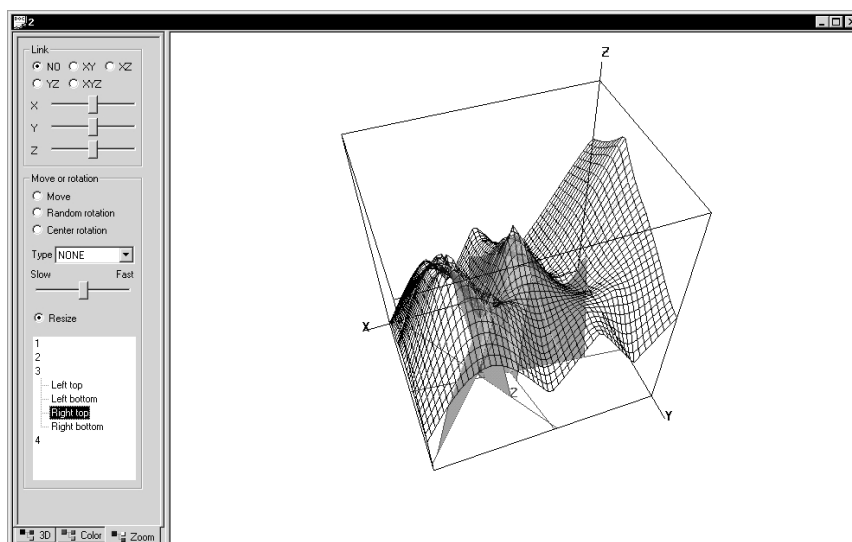


Рис. 7. Изменение размеров трещины

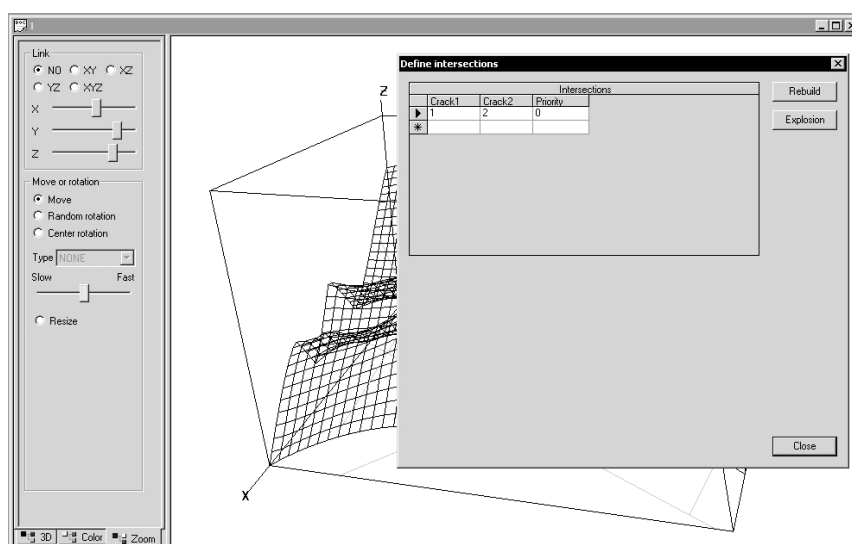


Рис. 8. Установка приоритета трещин

Выделение групп трещин

Важной частью анализа трещин является возможность выделения различных их систем на основе построения круговых диаграмм. Круговые диаграммы характеризуют направления простираения и углы падения основных систем трещин на объекте.

Для месторождений блочного камня идеальным считается наличие двух крутопадающих систем трещин и одной полого залегающей, все дополнительные системы меняют характер трещиноватости объекта, а соответственно и его потенциал на наличие крупных блоков в худшую сторону.

Системы трещин формируются на основе имеющейся атрибутивной информации о трещинах в базе данных текущей модели для выбранного участка. В качестве исходных значений используются: азимут падения трещины, угол ее падения и азимут простираения.

Значения отклонений характеристик для разных групп задаются пользователем.

Точки на круговой диаграмме соответствуют точкам касания соответствующих трещин со сферой.

Подсчет объема

Для последующего анализа в трехмерной модели участка реализована возможность выделения «кусков» (участков) породы, образуемых трещинами. Список возможных вариантов строится уже при загрузке модели. Для каждого такого выделенного монолитного участка имеется возможность рассчитать его объем.

Структура базы данных

В качестве источника данных была выбрана база данных под управление MS Access. Реляционные базы данных чрезвычайно хороши для хранения высо-

коструктурированной информации и не слишком хороши для управления полуструктурированными данными. В описываемой системе входящие данные являются высокоструктурированными, так как не хранят избыточную информацию для разных объектов. Формат данных еще не разработан полностью и с дальнейшей разработкой системы будет меняться.

Для централизованного хранения информации об объекте и их внутренних участках была спроек-

тирована структура базы данных. Модель горного массива содержит в себе информацию о поверхности данного массива, о его трещинах, о пересечениях трещин, о выделенных системах (группах) трещин, а также дополнительные параметры, необходимые для надлежащего построения представления данной модели.

Схема описываемой базы данных представлена на рис. 12.

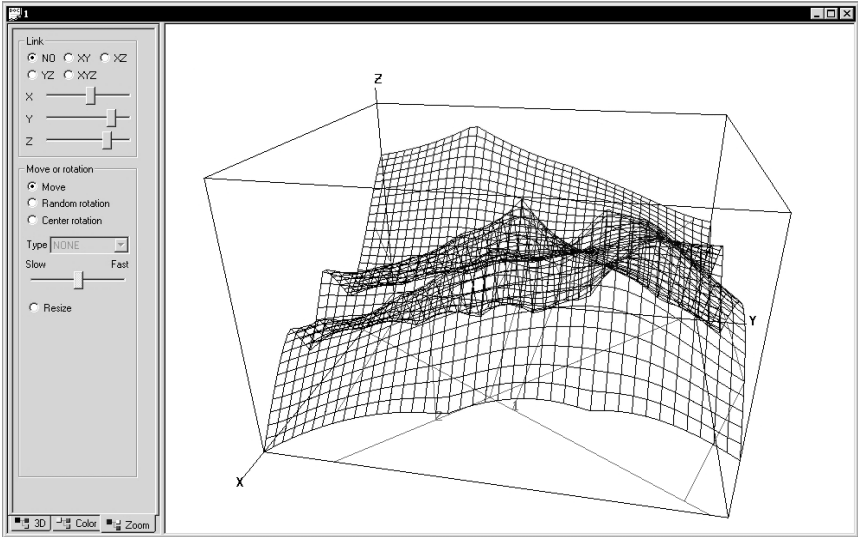


Рис. 9. Пересечение трещин

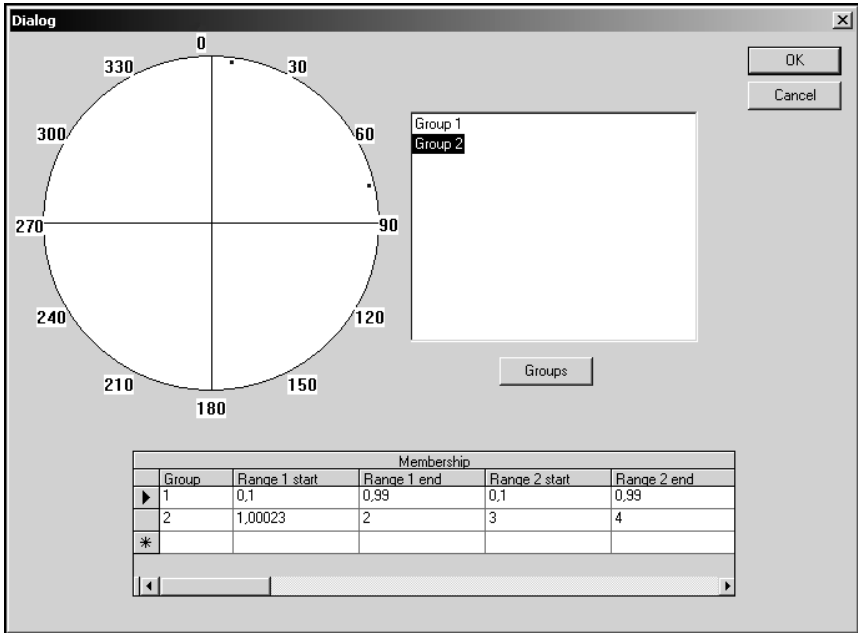


Рис. 10. Построение круговой диаграммы

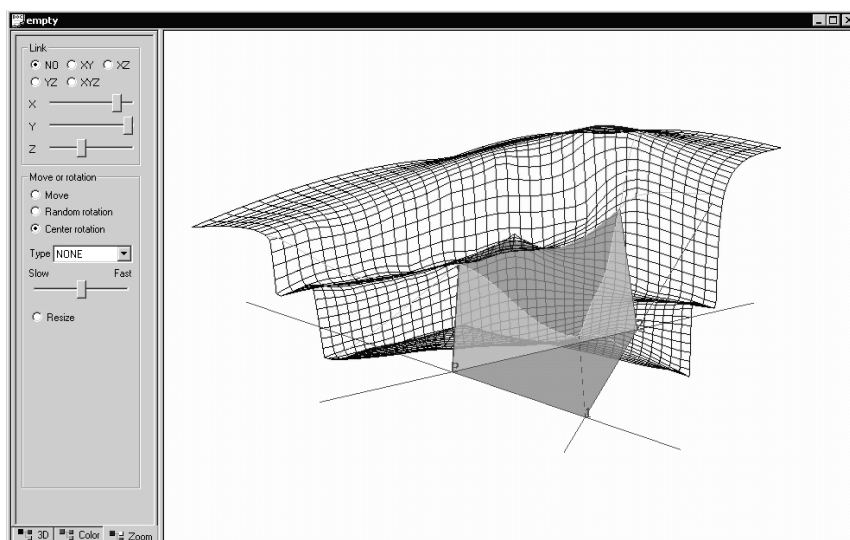


Рис. 11. Выделенный массив («кусок»)

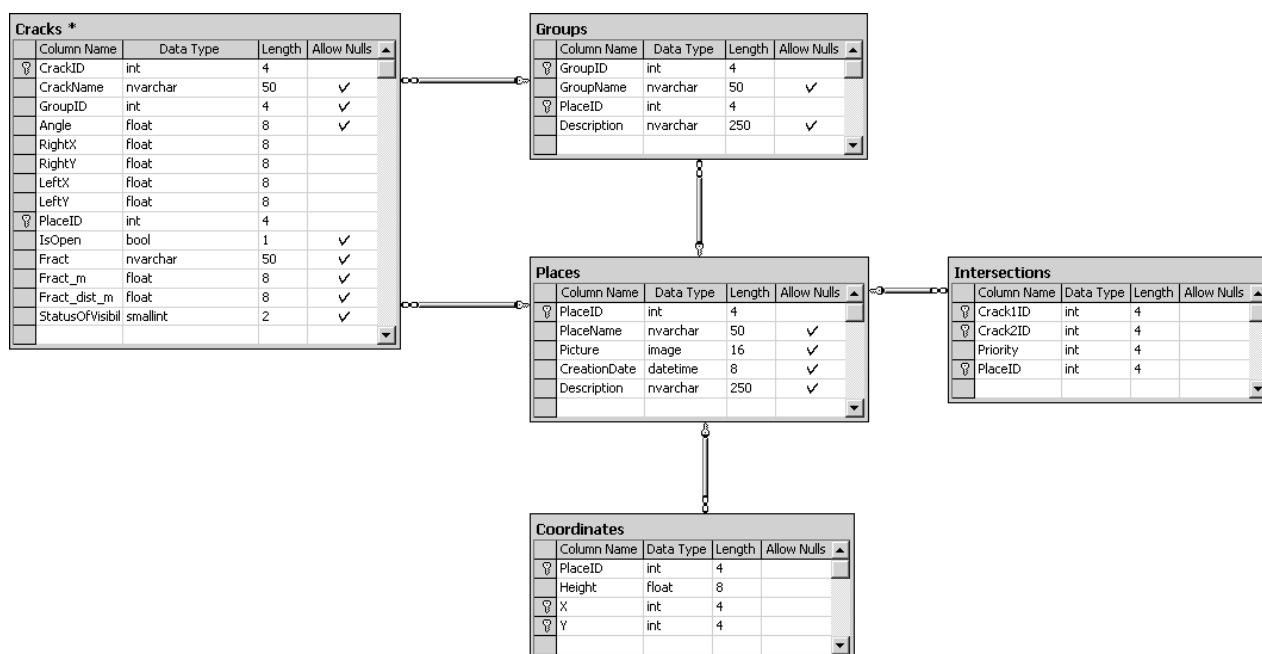


Рис. 12. Схема базы данных

В базу данных включены следующие таблицы и отношения:

Places – основная таблица, хранящая информацию о расчистках, являющаяся родительской для всех остальных таблиц базы данных.

[PlaceID] – основной ключ.

Cracks – таблица, хранящая информацию о трещинах для данного места.

Coordinates – таблица, содержащая координаты и соответствующие им высоты для построения трехмерной модели месторождения.

Groups – таблица принадлежности трещин к группам.

Intersections – таблица, содержащая приоритеты пересечений трещин.

Функциональное описание

Программная система состоит из трех логических модулей. Работа с источником данных была отделена от основной работы системы по визуализации. Анализ, производимый программной системой, также выделен как отдельный модуль. Выделение трех модулей сделано в целях логического разделения и улучшения функциональной гибкости разрабатываемой системы.

Следующие логические модули составляют систему:

DataModule – модуль доступа к данным. DataModule решает следующие задачи:

чтение данных из базы данных (валидация данных происходит на уровне базы данных);

формирование внутреннего представления данных, целостность данных обеспечивается за счет объекта Recordset, поставляемого с библиотекой ADO;

обновление, создание или удаление записей в базе данных.

VisualizeModule – это непосредственно модуль трехмерной визуализации. VisualizeModule решает следующие задачи:

построение трехмерного представления поверхности месторождения на основе данных, полученных от DataModule;

расчет и построение объектов данного месторождения на основе данных, полученных от DataModule;

перерасчет параметров объекта при интерактивном изменении этого объекта.

AnalyzeModule – модуль анализа модели месторождения, предоставляемого описываемой системой;

расчет физического объема выделенных трещинами блоков текущего месторождения.

Заключение

Предложенный подход к изучению трещин в массиве является одной из попыток формализовать блочную модель строения горного массива в виде набора монолитных «кусков», заключенных между трещинами различного залегания и генезиса.

Помимо обычной визуализации трещин в их естественном залегании такая система позволяет уже на этапе прототипа оценивать монолитную, ненарушенную часть участка и оценивать как форму, так и объем получаемых кусков, пригодных для дальнейшего использования в качестве блочного камня для производства облицовочных изделий.

Дальнейшее развитие модели может быть осуществлено для решения ряда вопросов тектонофизики, т. е. оценки полей напряжений в массивах, выделения зон разгрузки, прогнозирования перспективных участков, пригодных для получения наиболее качественных блоков, а также при решении вопросов устойчивости массивов при их использовании в народном хозяйстве.

ЛИТЕРАТУРА

Бакка Н. Т., Ильченко И. В. Облицовочный камень. Геолого-промышленная и технологическая оценка месторождений: Справочник. М., 1992. 303 с.

Григоревич М. Б. Оценка месторождений облицовочного камня при поисках и разведке. Изд. 2-е, перераб. и доп. М., 1976. 151 с.

Круглинский Д. Основы Visual C++. М., 1997. 696 с.

Мартынов Н. Н. Программирование для Windows на C/C++. Т. 1. М., 2004. 528 с.

Невский В. А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М., 1979. 224 с.

Синельников О. Б. Природный облицовочный камень. М., 2000. 362 с.

Шеков В. А. Палитра карельского камня. Петрозаводск, 2006. 96 с.

Masson W. OpenGL Programming Guide: The Official Guide to Learning OpenGL. Addison-Wesley Pub, 1997. 650 с.

Д. С. Рыбаков, З. И. Слуковский

ТЕХНОГЕННЫЕ МЕЛКОДИСПЕРСНЫЕ ОСАДКИ ГОРОДСКОЙ СРЕДЫ КАК ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ ФАКТОР, ФОРМИРУЮЩИЙ РИСК ЗДОРОВЬЮ НАСЕЛЕНИЯ

Возрастание частоты заболеваний органов дыхания, сердечно-сосудистой системы, вероятности развития злокачественных опухолей и связанная с болезнями экологической этиологии дополнительная смертность зависит от вдыхания взвешенных частиц (пыли) диаметром менее 10 мкм и менее 2,5 мкм*. Пыли могут содержать токсиканты, поступление которых в организм дополнительно увеличивает риск здоровью.

Источниками пыли в городах являются различные предприятия, котельные, мусоросжигающие заводы, строительные площадки, автодороги.

Объектом исследования стали пылевые частицы, входящие в состав остающегося после подсыпки дорожного полотна слоя осадков, формирующегося с окончанием гололедоопасного сезона параллельно краю дороги. Своеобразным механическим геохимическим барьером техногенного происхождения в данном случае является бордюрный камень. При его отсутствии осадки относительно широко распространяются на почву придорожного пространства и перемешиваются с ней.

Во время дождя осадки размываются, их мощность уменьшается. В сухую погоду пыль поднимается в воздух, затем оседает на почву и растительность, попадает в легкие человека при дыхании.

Отбор проб проводился в октябре – декабре 2006 г. на трех крупных автомагистралях города через каждые 150–200 м. Вес проб составлял 400–600 г, средняя мощность осадков – 1,3 см (максимальная – 3 см) при средней ширине 27 см (максимальная – 35 см).

В общей сложности отобраны 42 пробы осадков, содержащие различные по размеру частиц литотехнические фракции. Примерный состав фракций: >3 мм (до 2%), 3–1 мм (10%), 1–0,5 мм (10%), 0,5–0,1 мм (55%) и <0,1 мм (25%).

Собранный материал высушивался при комнатных условиях.

Подготовка проб для анализа включала в себя выделение фракций размером частиц <0,1 и <0,01 мм, представляющих интерес в экологическом отношении.

Фракция размером <0,1 мм выделялась методом ситования с использованием лабораторного сита с соответствующим размером ячеек.

Фракция размером <0,01 мм выделялась из объема фракции <0,1 мм с применением метода, основанного на правиле Стокса:

$$F = 6\pi\eta rV, \quad (1)$$

где F – сила сопротивления, испытываемая твердым шаром при его медленном поступательном движении в неограниченно вязкой жидкости, π – число «пи», η – коэффициент динамической вязкости жидкости, r – радиус шара и V – его скорость.

Скорость осаждения частиц малых размеров в вязкой жидкости находят по формуле:

$$V = 2gr^2(d_1 - d)/9\eta, \quad (2)$$

где g – ускорение силы тяжести, d_1 – удельный вес частиц и d – удельный вес жидкости.

Из фракции с частицами размером <0,1 мм, помещенной в емкость с дистиллированной водой (уровень воды 10 см) и перемешанной в ней стеклянной палочкой, при контроле времени (около 10 минут осаждения) с применением в дальнейшем бумажного фильтра выделена фракция размером <0,01 мм.

Контроль «чистоты» эксперимента проводился на микронде (рис.) в аналитической лаборатории Института геологии Карельского НЦ РАН.



Электронное изображение частиц фракции <0,01 мм

* Климатические изменения: взгляд из России / Под ред. В. И. Данилова-Данильяна. М., 2003. 416 с.

В результате проведения микронзондового анализа получены элементные составы отдельных частиц фракции <0,01 мм. Особенностью состава частиц является нередко повышенное (до 30 и более % по весу) содержание *углерода*, фиксируемое на их поверхности. При этом количество углерода, содержащегося на поверхности частиц за счет углеродного напыления, не превышало 7%.

Обнаружено, что в составе отдельных частиц с размерами <0,01 мм могут содержаться такие потенциально опасные элементы, как Pb, Cu, Zn (единичные определения), а также Fe (в том числе мельчайшие частицы, содержащие от 15 до 85% Fe).

С целью сравнительной характеристики микро-элементного состава фракций <0,1 и <0,01 мм проведен их количественный спектральный анализ. В выделенных 20 механически однородных пробах определены концентрации Ni, Co, Cr, V, Mn, Ti, Cu, Pb и Sn (аналитическая лаборатория Института геологии

КарНЦ РАН, аналитик Г. С. Терновая). Полученные данные приведены в таблице.

Установлено, что в повышенных концентрациях в дорожной пыли присутствуют (г/т): Mn (до 2000), V (до 230), Cu (до 96). При этом для V, концентрации которого можно описать нормальным законом распределения в обеих выборках, стандартные отклонения не имеют значимых различий по критерию F ($p > 0,05$). Для Mn и Cu вопрос о различиях не решается из-за неодинаковости или неопределенности в ряде случаев законов распределения.

Содержание Ni, Co, Pb находятся в пределах ПДК для почв. Стандартные отклонения также не имеют значимых различий ($p > 0,05$).

С уменьшением размера частиц содержание Cr значительно увеличивается. В среднем рост составляет 2,3 раза (различия значимы: $p < 0,01$). В наиболее тонкой фракции содержание Cr колеблется от 41 до 93 г/т, во фракции <0,1 мм – от 28 до 41 г/т.

Содержание тяжелых металлов во фракциях <0,1 и <0,01 мм литотехнических осадков, г/т

	Ni	Co	Cr	V	Mn	Ti	Cu	Pb	Sn
Фракция <0,1 мм									
x_{cp}	17,6	14,6	33,5	175	1207	6290	58,3 _(lgN)	14,1	4,7
x_{min}	15	11	28	150	970	5100	41	11	3,9
x_{max}	21	17	41	210	1800	7500	81	20	6
S (S _{lg})	2,17	1,71	4,53	20,7	263,0	788,0	(0,136)	3,07	0,933
n	10	10	10	10	10	10	10	10	4
Фракция <0,01 мм									
x_{cp}	24	10,3	75,7	170	—	—	72,2	17,3	5,1 _(lgN)
x_{min}	19	7,1	41	110	1000	2600	45	11	3,7
x_{max}	39	15	97	230	2000	5800	96	23	10
S (S _{lg})	3,16	2,68	24,7	35,6	—	—	18,8	3,33	(0,14)
n	10	10	10	10	10	10	10	10	9

П р и м е ч а н и е. x_{cp} – среднее значение: для нормального закона распределения – среднее арифметическое, для логнормального (lgN) – среднее геометрическое; S – стандартное отклонение, S_{lg} – стандартное отклонение логарифмов концентраций. Прочерк – концентрации элементов не описываются нормальным или логнормальным законом.

Таким образом, потенциальный экологический риск могут представлять как сами пылевидные частицы, поднимаемые в воздух проходящим автотранспортом, так и токсиканты, находящиеся в их составе. Поступление в организм повышенных концентраций *марганца* может привести к увеличению частоты хронических пневмоний и острых бронхитов, *меди* – смертности от рака органов дыхания, *хрома* (в виде аэрозоля Cr₂O₃) – заболеваний органов дыхания, желудочно-кишечного тракта и почек. Вдыхание пыли, содержащей соединения *ванадия*, вызывает раздражение дыхательных путей, легочные кровотечения, головокружения, нарушения деятельности сердца, почек.

Присутствие повышенных концентраций *углерода* на поверхности исследованных частиц может свидетельствовать о наличии углеводородной пленки, обволакивающей их в результате загрязнения нефтепродуктами.

Проведение грамотных архитектурно-планировочных мероприятий, своевременная очистка дорог, а также постепенная замена применяемой для борьбы с гололедицей песчано-солевой смеси на нерадиоактивную каменную крошку могут снизить опасность от вредного воздействия пыли и токсичных элементов на организм человека.

СЕРГЕЙ ИВАНОВИЧ РЫБАКОВ (1939–2000)

(К 70-ЛЕТИЮ
СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)



Сергей Иванович Рыбаков родился 3 марта 1939 г. в деревне Большие Лихачи Дивеевского района Горьковской (ныне Нижегородской) области. Отец Сергея погиб на фронте. Он был воспитан рано овдовевшей матерью. Именно она приучила его трудолюбию, сдержанности, честности, уважительному отношению к людям.

С. И. Рыбаков, выпускник геофака МГУ по кафедре геологии полезных ископаемых (1962 г.), принадлежит к плеяде крупных ученых в области геологии и металлогении докембрия. По распределению он приехал в Петрозаводск в Институт геологии, где работал и старшим лаборантом, и заместителем председателя Президиума Карельского филиала АН СССР (1986–1987), и директором института (1987–2000), стал заслуженным деятелем науки КАССР (1989), Российской Федерации (1996), академиком РАЕН (2000). На посту директора С. И. Рыбаков проработал до последнего дня жизни (21 февраля 2000 г.). Им разработаны методы палеофациального и палеовулканонологического анализов древнейших осадочно-вулканогенных комплексов, выявлены и закартированы реликты архейских палеовулканов, проведены исследования месторождений колчеданного семейства в раннем докембрии Фенноскандинавского щита, реконструированы архейские зеленокаменные пояса, обосновано выделение Карелии в качестве новой благороднометалльной провинции. Он автор и соавтор более 150 научных работ, в том числе 15 монографических. Основными из них являются «Серноколчеданные месторождения Карелии» (1978); «Вулканические постройки Карелии» (1978); «Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембрия Карелии» (1980); «Вулканизм архейских зеленокаменных поясов» (1981); «Геология Карелии» (1986); «Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита» (1988); «Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы» (1988); «Металлогеническая эволюция зеленокаменных поясов Карелии» (1993); «Металлогения Карелии» (1999).

В 1983 г. защищена докторская диссертация на тему «Колчеданное рудообразование в раннем докембрии». По идее С. И. Рыбакова стал выходить ежегодный тематический сборник «Геология и полезные ископаемые Карелии». Он был председате-

лем редакционной коллегии. Второй выпуск издания (2000 г.) был посвящен памяти Сергея Ивановича. Ныне у вас в руках уже 12-й номер.

Фундамент теплым и дружественным отношениям Геологической Службы Финляндии и Института геологии был заложен в тот период, когда генеральными директорами ГСФ были последовательно Каллеви Кауранне и Вейкко Лаппалайнен, а директором Института геологии Сергей Рыбаков. С 1997 г. совместные с финскими геологами исследования стали проводиться в рамках Договора о научном сотрудничестве Института геологии и Геологического Научно-Исследовательского Центра (ГНИЦ) Финляндии, подписанного 7 октября 1997 г. в г. Петрозаводске. Они велись по определенным направлениям. Вот один из примеров: по направлению «Геология кристаллического фундамента» сотрудничество осуществлялось в рамках многостороннего проекта «Геологическая и геофизическая карты Фенноскандии» м-ба 1 : 2 000 000 (1998–2001 гг.). Кроме ИГ КарНЦ РАН и ГСФ, в проекте участвовали Геологические службы Швеции, Норвегии и ГУП «Минерал» (Россия). Итогом стало завершение составления геофизических и геологических карт Фенноскандинавского щита м-ба 1 : 2 000 000.

Под руководством С. И. Рыбакова в лаборатории исследовались вулканогенно-осадочные комплексы зеленокаменных поясов и рифтогенных структур раннего протерозоя, колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения, началось изучение закономерностей формирования минерализации и рудопроявлений благородных металлов. С. И. Рыбаковым совместно с коллегами в пределах Карелии выделены архейские зеленокаменные пояса, предложены стратиграфические и формационные схемы, изучены главные закономерности процессов рудообразования, разработаны модели их эволюции, проведено сопоставление с зеленокаменными поясами других регионов, впервые для мировой геологической науки установлены и изучены реликты архейских вулканических построек. В области метаморфизма и метаморфогенного рудообразования Сергей Иванович внес большой вклад в определение роли регионального метаморфизма в метаморфической регенерации месторождений и метаморфогенном рудообразовании, установил основные закономерности

эволюции метаморфизма зеленокаменных поясов и формирования метаморфической зональности различных рангов. Впервые для архейских комплексов им были выявлены и описаны наиболее ранние процессы автометасоматоза в древнейших вулканических комплексах, произведена систематика метасоматических процессов, происходивших в различных термодинамических условиях регионального метаморфизма, предложена и обоснована концепция реакционно-обменного взаимодействия контрастных по составу пород и руд при метаморфизме и метаморфогенном рудообразовании.

С. И. Рыбаков являлся членом научного Совета по проблемам рудообразования и металлогении РАН, членом Специализированного совета по защите диссертаций в ИГГД РАН, членом Президиума Карельского НЦ РАН, участвовал в работе правительственных органов Республики Карелия. Он активно способствовал развитию международных связей Института геологии с геологическими организациями Индии, Канады, Норвегии, США, Финляндии, Шве-

ции. Под его руководством были организованы и проведены международные и российские совещания по проблемам геологии, рудообразования и металлогении докембрия.

С. И. Рыбакова всегда отличала принципиальность, скромность, самокритичность. Он был добр и внимателен по отношению к окружающим. Именно такие качества руководителя помогли коллективу института в сложный период перестройки, экономических и политических потрясений общества, в тяжелых финансовых условиях продолжать научную деятельность. Он не допустил хаоса, растаскивания имущества, сохранил единство коллектива и веру в служение науке. Сотрудники института это хорошо понимают и благодарны Сергею Ивановичу.

Смерть подкралась неожиданно, вызвав мгновенную остановку работы сердца за несколько дней до того дня, когда Сергею Ивановичу исполнился бы 61 год. Он похоронен на мемориальном кладбище в Сулажгоре (окрестности города Петрозаводска).

*Директор Института геологии КарНЦ РАН В. В. Щипцов,
заведующий лабораторией магматизма,
палеовулканологии и металлогении А. И. Голубев*

СОДЕРЖАНИЕ

<i>В. И. Иващенко, А. И. Голубев.</i> Колчеданное оруденение – перспективная базовая золоторудная формация Карельского региона	5
<i>Л. В. Кулешевич, В. Д. Слюсарев, М. М. Лавров.</i> Благороднометалльная минерализация Хаутавааро-Ведлозерской площади	12
<i>Л. В. Кулешевич, О. Б. Лавров, А. И. Голубев.</i> Золотосодержащее медносульфидное месторождение Воронов Бор и перспективы медносульфидных проявлений Карелии	26
<i>В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская.</i> Рудопроявление золота Луупеансуо (Костомукшский рудный район)	48
<i>О. Б. Лавров.</i> Продуктивные и сопутствующие минеральные ассоциации в рудопроявлении Пякюля (Северное Приладожье)	60
<i>А. М. Ручьев.</i> Структурные особенности сдвиговых дислокаций, контролирующих благороднометалльную минерализацию и пегматитогенез в гнейсах чупинской свиты (Беломорский комплекс пород Балтийского щита)	65
<i>Н. Н. Трофимов, Т. А. Антонова.</i> Петрохимические характеристики пород и средневзвешенный состав Пудожгорского пластового интрузива	88
<i>В. Я. Горьковец, М. Г. Попов, М. Б. Раевская.</i> Интрузивные позднепротерозойские калиевые щелочные, субщелочные породы Костомукшского рудного района	94
<i>В. С. Степанов, А. В. Степанова.</i> Геологический аспект условий формирования раннепротерозойских даек гранат-клинопироксеновых габброидов Воротной Луды, западное побережье Белого моря	100
<i>С. А. Светов, А. И. Светова, Т. Н. Назарова.</i> Принадлежат ли сумийские высокомагнезиальные андезибазальты к байяитовой серии?	112
<i>А. Е. Ромашкин, Д. В. Рычанчик.</i> Результаты реализации первых этапов проекта FAR-DEEP	125
<i>М. М. Филиппов, Н. С. Бискэ, А. В. Первунина, Ю. Е. Дейнес.</i> Сопоставление известных и новых данных о геологическом строении Максовского месторождения шунгитоносных пород	130
<i>А. С. Заверткин, В. И. Тяганова.</i> Применение углеродсодержащих пород месторождений Казахстана в литейном производстве в сравнительной характеристике с карельскими шунгитсодержащими породами	143
<i>С. С. Рожков, В. А. Тимофеева, А. Б. Соловьева, Н. Ф. Кедрина, И. А. Чмутин, Н. Н. Рожкова.</i> Шунгитонаполненные композиции на основе смесей несовместимых термопластов полипропилена и полиэтилена: электрофизические свойства и структура поверхности	148
<i>В. В. Макарихин.</i> Строматолитовое многообразие Европы	156
<i>Б. Н. Клабуков.</i> Неоднородность геологической среды по данным геофизических исследований	160
<i>В. В. Соломатов, В. А. Шеков, А. В. Соколов.</i> Программное моделирование и анализ систем трещин в горном массиве	165
<i>Д. С. Рыбаков, З. И. Слукровский.</i> Техногенные мелкодисперсные осадки городской среды как потенциальный фактор, формирующий риск здоровью населения	173
Сергей Иванович Рыбаков (к 70-летию со дня рождения)	175

CONTENTS

<i>V. I. Ivashchenko, A. I. Golubev.</i> Pyrite mineralization: prospective basic gold formation of the Karelian region	5
<i>L. V. Kuleshevich, V. D. Slyusarev, M. M. Lavrov.</i> Noble-metal mineralization of the Hautavaara-Vedlozero prospect	12
<i>L. V. Kuleshevich, O. B. Lavrov, A. I. Golubev.</i> Voronov Bor auriferous copper sulphide deposit and the potential of Karelian copper sulphide occurrences	26
<i>V. Ya. Gorkovets, M. B. Rayevskaya.</i> Luupensuo gold occurrence, Kostomuksha Ore Province	48
<i>O. B. Lavrov.</i> Productive and associated mineral assemblages in the Päkylä ore occurrence, northern Lake Ladoga area	60
<i>A. M. Ruchyev.</i> Structural characteristics of shearing that controls noble-metal mineralization and pegmatite formation in gneisses of the Chupa suite, Belomorian rock complex of the Baltic Shield	65
<i>N. N. Trofimov, T. A. Antonova.</i> Petrochemical characteristics and weighted average composition of the rocks of the Pudozhgorsky intrusive sheet	88
<i>V. Ya. Gorkovets, M. G. Popov, M. B. Rayevskaya.</i> Late Proterozoic intrusive potassic alkaline and subalkaline rocks of the Kostomuksha Ore Province	94
<i>V. S. Stepanov, A. V. Stepanova.</i> Geological aspect of the conditions of formation of Early Proterozoic Vorotnaya Luda garnet-clinopyroxene gabbroid dykes	100
<i>S. A. Svetov, A. I. Svetova, T. N. Nazarova.</i> Do Sumian high-Mg andesite-basalts belong to the bajaite series?	112
<i>A. E. Romashkin, D. V. Rychanchik.</i> Results of the accomplishment of the initial stages in the FAR-DEEP Project	125
<i>M. M. Filippov, N. S. Biske, A. V. Pervunina, Yu. E. Deines.</i> Correlation of known and new data on the geological structure of the Maksovo shungite-bearing rock deposit	130
<i>A. S. Zaverkin, V. I. Tyaganova.</i> The use of carbonaceous rocks from Kazakh deposits in foundry: a comparison with Karelian shungite-bearing rocks	143
<i>S. S. Rozhkov, V. A. Timofeyeva, A. B. Solovyeva, A. F. Kedrina, I. A. Chmutin, N. N. Rozhkova.</i> Shungite-filled composites based on mixtures of incompatible polypropylene and polyethylene thermoplasts: electrophysical properties and surface structure	148
<i>V. V. Makarikhin.</i> Stromatolitic diversity of Europe	156
<i>B. N. Klabukov.</i> Heterogeneity of the geological environment, as shown by geophysical data	160
<i>V. V. Solomatov, V. A. Shekov, A. V. Sokolov.</i> Software modelling and analysis of fracture systems in a massif	165
<i>D. S. Rybakov, Z. I. Slukovsky.</i> Human-induced finely dispersed precipitation in the urban environment: a potential factor of human health hazards	173

РЕФЕРАТЫ

УДК 553.491 (470.22)

Колчеданное оруденение – перспективная базовая золоторудная формация Карельского региона. Иващенко В. И., Голубев А. И. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. С. 5–11: ил. 1, табл. 1. Библиогр. 22 назв.

Колчеданные месторождения (Cu, Zn, Pb) с попутным золотом являются одним из ведущих генетических типов золоторудных месторождений в мире. Для Фенноскандинавского щита этот тезис с некоторыми ограничениями применим только к протерозою. В архее щита и Карельского региона в частности колчеданные месторождения с промышленным золотом неизвестны. Однако в геохимическом плане наличие повышенных содержаний золота в колчеданном оруденении архея определяет его как перспективную базовую золоторудную формацию, которая могла служить источником рудного вещества, в том числе и благородных металлов, при формировании более поздних месторождений золота, главным образом, мезотермального орогенического типа. Металлогенический потенциал колчеданного оруденения Карелии на золото в таком аспекте оценивается в 370 т. Наиболее перспективной площадью на золоторудные месторождения орогенического типа в колчеданосных структурах Карелии представляется Соанлахтинская с Соанварским колчеданным месторождением (золоторудный потенциал 151 т) и серией уже известных проявлений золота (Соанйокское, Пролонваара, Синкори и др.) в ее пределах.

Pyrite (Cu, Zn and Pb) deposits with associated gold are one of the world's leading genetic types of gold deposits. For the Fennoscandian Shield, this statement is applicable, with some restrictions, only to the Proterozoic. In the Archean of the Shield in general and in that of the Karelian region in particular pyrite deposits with economic gold are unknown. Geochemically, however, high percentages of gold in Archean pyrite mineralization make it a prospective basic gold formation that could have provided a source of ore matter, including noble metals, during the formation of later gold deposits dominated by a mesothermal orogenic type. The metallogenic potential of Karelia's pyrite mineralization in this aspect is estimated at 370 t. The most prospective area for orogenic-type gold deposits in Karelian pyrite-bearing structures is the Soanlahti prospect with the Soanvaara pyrite deposit (gold potential 151 t) and a series of already known gold occurrences (Soanjoki, Prolonvaara, Sinkori etc.) therein.

УДК 553.411+551.2 (470.22)

Благороднометалльная минерализация Хаутавааро-Ведлозерской площади. Кулешевич Л. В., Слюсарев В. Д., Лавров М. М. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. С. 12–25: ил. 3, табл. 7. Библиогр. 22 назв.

В работе рассматриваются различные формационные типы руд (с благородными металлами), обсуждается их минеральный и элементный состав и металлогеническая специализация магматических комплексов. Интрузивный базит-гипербазитовый магматизм и зоны изменений этих пород являются концентраторами ЭПГ. Зоны изменений в метаконатиитах и интрузивных ультрабазитах, в том числе с сульфидной минерализацией на контактах с порфировыми дайками, секущими эти тела, рассматриваются как перспективные на ЭПГ и золото.

Накопление золота на Хаутавааро-Ведлозерской площади, так же как и в других структурах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, на ранней аккреционной стадии развития происходило совместно с накоплением вулканогенно-осадочных комплексов вьетуккалампинской и калаярвинской свит с горизонтами колчеданных руд. На коллизионной стадии развития первостепенное значение приобретают интрузивные гранитоидные тела и зоны преобразований в их ореоле и структурно-контролируемые объекты, приуроченные к субмеридиональным шир-зонам.

The authors discuss various primary types of ores (with noble metals), their mineral and mineralogical composition and the metallogenic specialization of igneous complexes. The intrusive basic-hyperbasic magmatism and alteration zones of these rocks concentrate PGE. Alteration zones in metakomatiites and intrusive ultrabasic rocks with sulphide mineralization, including those at contacts with the porphyry dykes that cut the bodies, are expected to host PGE and gold.

In the Hautavaara-Vedlozero prospect and in other structures of the Vedlozero-Segozero greenstone belt gold accumulation at the early accretionary stage of evolution was simultaneous with the deposition of the volcanic-sedimentary complexes of the Vietukkalampi and Kalajärvi suites with pyrite ore horizons. Intrusive granitoid bodies and alteration zones in their aureole, as well as structurally controlled units confined to near-N-S-trending shear zones, are most essential at the collision stage.

УДК 553.[434+411] (470.22)

Золотосодержащее медносульфидное месторождение Воронов Бор и перспективы медносульфидных проявлений Карелии. Кулешевич Л. В., Лавров О. Б., Голубев А. И. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. С. 26–47: ил. 8, табл. 15. Библиогр. 21 назв.

Низкотемпературное гидротермальное медное оруденение месторождения Воронов Бор локализовано в ятулийских (PR₁) кварцито-песчаниках Пергубской синклинали (северная часть Онежской структуры), в СЗ зоне деформаций и интенсивного щелочного метасоматоза. Гнездовые и вкрапленно-прожилковые руды представлены халькопиритовым и халькозин-борнитовым минеральными типами. Сульфиды тяготеют к участкам интенсивного окварцевания, редкие сульфиды, селениды и самородные металлы –

к борнитовому типу руд. В минеральном составе руд установлены халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин, куприт, барит, молибденит, клаусталит, науманнит, кобальтин, гринокит, золото, серебро, акантит и некоторые более редкие минералы. Золото мелкое и тонкодисперсное тяготеет к борнитовому типу руд, выделяется совместно с селенидами. На месторождении открыт новый минерал – Cu-Os рениит. Палеопротерозойские медные проявления Карелии отнесены к комплексным объектам, перспективным на Ag, Au, Mo и более редкие и дорогостоящие элементы, такие как Re. Температура дорудного изменения оценивается в 270, рудобразования – 200–100 °C.

The low temperature hydrothermal copper mineralization of the Voronov Bor deposit is emplaced in Jatulian (PR₁) quartzitic sandstones of the Perguba syncline (northern Onega structure), in a NW-trending deformation and intense alkaline metasomatic zone. Pocket and disseminated-streaky ores are represented by chalcopyritic and chalcosine-bornitic mineral types. The ores consist of such minerals as chalcopyrite, bornite, chalcosine, covellite, cuprite, barite, molybdenite, clausthalite, naummanite, cobaltite, greenockite, gold, silver, acanthite and some more scarce minerals. The gold is fine and finely dispersed; it is confined to a bornitic type of ore and is extracted together with selenides. A new mineral, rhöniite, Cu-Os, has been revealed in the deposit. Karelian Paleoproterozoic copper occurrences are classified as complex units that are likely to contain Ag, Au, Mo and more scarce elements such as Re. The temperature of pre-ore alteration is estimated at 270 and that of ore formation at 200–100 °C.

УДК 553.41

Рудопроявление золота Луупеансуо (Костомукшский рудный район). Горьковец В. Я., Раевская М. Б. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. С. 48–59: ил. 10, табл. 2. Библиогр. 22 назв.

В статье приводятся результаты детального изучения геологических, минералогических, геохимических и металлогенических особенностей золоторудного проявления Луупеансуо с возрастом 2,45 млрд лет в пределах Костомукшского рудного района. Геологические, физико-химические, минералогические исследования золоторудного проявления приводят к выводу, что основными рудоконтролирующими факторами золоторудной минерализации являются структурный, литостратиграфический, магматический и метасоматический. Прогнозные ресурсы золоторудного проявления, прослеженного до глубины 500 м, составляют 125 т Au при среднем содержании до 3 г/т и средней мощности рудных тел до 5 м.

The authors report the results of the detailed study of the geological, mineralogical, geochemical and metallogenic characteristics of the 2.45 Ga Luupéansuo gold occurrence located in the Kostomuksha Ore Province. Geological, physico-chemical and mineralogical studies of the gold occurrence have led the authors to conclude that the gold mineralization was dominantly controlled by structural, lithostratigraphic, magmatic and metasomatic factors. The predicted Au resources of the occurrence, traced to a depth of 500 m, are estimated at 125 t, the average Au content being up to 3 g/t and the average thickness of the ore bodies being up to 5 m.

УДК 553.411 (470.22)

Продуктивные и сопутствующие минеральные ассоциации в рудопроявлении Пякюля (Северное Прила-

дожье). Лавров О. Б. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. С. 60–64: ил. 7, табл. 2. Библиогр.

Кратко описаны новые для Северного Приладожья продуктивные (золотонесущие) и сопутствующие минеральные ассоциации, развитые в пределах рудопроявления. Показано, что отложение благородных металлов связано с формированием золото-арсенопиритовой, золото-висмутовой и золото-полисульфидной минеральных ассоциаций. С помощью электронной микроскопии изучены состав золота в различных ассоциациях, а также установлена целая гамма сурьмяных сульфосолей свинца, обнаружены минералы системы Bi-Te и Bi-Te-S. Отмечаются широкие вариации состава золота (электрума) до относительно высококопробного.

Productive (auriferous) and associated mineral assemblages within the ore occurrence, earlier unknown for the northern Lake Ladoga area, are briefly described. The deposition of noble metals is shown to be related to the formation of gold-arsenopyrite, gold-bismuth and gold-polysulphide mineral assemblages. Gold composition in various assemblages was analysed, a variety of antimony sulphosalts of lead were revealed and minerals of the Bi-Te and Bi-Te-S systems were found by electron microscopy. Gold (electrum) composition was found to vary considerably up to relatively fine gold.

УДК 553.078.2: 553.411 (470.22)

Структурные особенности сдвиговых дислокаций, контролирующих благороднометалльную минерализацию и пегматитогенез в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс пород Балтийского щита). Ручьев А. М. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. С. 65–87: ил. 10, табл. 1. Библиогр. 57 назв.

Палеопротерозойский, свекофеннский, структурно-метаморфический комплекс пород, с которым в беломоридах связаны проявления благороднометалльной минерализации, в парагнейсах чупинской толщи представлен зонами сдвиговой деформации и диафтореза в условиях фации кyanит-биотит-мусковитовых гнейсов (сланцев). Особенности их внутреннего строения рассматриваются на примере геологических объектов Лоушского пегматитового поля. Структурный анализ выполнен с использованием метода идентификации структурных элементов сдвиговых дислокаций и решения обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса. Установлено, что сложная структура крупноразмерных линейментных зон дислокаций определяется сочетанием большого числа пространственно совмещенных сдвиговых парагенезисов структурных элементов и формировалась при полифазной деформации в условиях меняющихся реологических свойств пород. Ориентировка большинства пегматитовых тел соответствует трещинам отрыва в свойственных диафторитам парагенезисах структурных элементов. Рассматриваются возможные механизмы структурного «наслаивания» и «сопряженного» развития.

A Paleoproterozoic, Svecofennian structural-metamorphic rock complex, with which noble-metal mineralization is associated in the Belomorides, is represented in Chupa paragneisses by zones deformed by shearing and diaphthoresis under kyanite-biotite-muscovite gneiss (schist) facies conditions. Their internal structure is discussed with examples from the geological localities of the Loushsky Pegmatite Field. Structural analysis was made by identifying the structural elements of shearing and by solving an inverse tectonophysical

problem by selecting an adequate model paragenesis. The complex structure of large-sized lineament dislocation zones was found to depend on a combination of a large number of spatially overlapping shear parageneses of structural elements and to have been formed upon multi-phase deformation accompanied by changes in the geological properties of the rocks. The orientation of most pegmatite bodies is consistent with tension joints in the parageneses of structural elements characteristic of diaphthorites. Possible structural "inheritance" and "associated" evolution mechanisms are discussed.

УДК 552.332: III (470.22)

Петрохимические характеристики пород и средневзвешенный состав Пудожгорского пластового интрузива. Трофимов Н. Н., Антонова Т. А. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. С. 88–93: ил. 6, табл. 6. Библиогр.

На основе химических анализов пород Пудожгорского дифференцированного пластового интрузива кварцевых долеритов рассчитаны петрохимические характеристики, состав дифференциатов и общий средневзвешенный состав интрузива, в том числе по двум пересечениям с разной контрастностью степени дифференциации. Все разновидности пород относятся к толеитовой серии, умеренным и высококалиевым типам. Исходный расплав, поступивший в гипабиссальную камеру, соответствует субщелочной серии. После кристаллизации эндоконтактов и подрудного горизонтов в результате ликвации образовался рудный титаномагнетитовый горизонт с минеральным парагенезисом – TMT + Avg (Wo38 En39,8 Fs22,2) + Pl_{44-67an}.

Based on chemical analysis of rocks from the Pudozhgorsky differentiated intrusive quartz dolerite sheet and two intersections differing in the degree of differentiation, the petrochemical characteristics and the composition of differentiates and the total weighted average composition of the intrusive sheet were calculated. All of the rock varieties are tholeiite-series moderate and high-K types. The initial melt, supplied to the hypabyssal chamber, is consistent with the subalkaline series. The crystallization of endocontacts and subore horizons caused by liquid immiscibility gave rise to a titanomagnetite ore horizon with the mineral paragenesis TMT + AVG (Wo38 En 39.8 Fs 22.2) + Pl_{44-67an}.

УДК 552.332.4

Интрузивные позднепротерозойские калиевые щелочные, субщелочные породы Костомукшского рудного района. Горьковец В. Я., Попов М. Г., Раевская М. Б. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. С. 94–99: ил. 3, табл. 13. Библиогр. 6 назв.

Статья посвящена интрузивным калиевым щелочным и субщелочным породам Костомукшского рудного района. Такие породы впервые выявлены в рудном районе и классифицированы в несколько групп, рядов и семейств: кимберлиты (оранжиты); различные минеральные типы лампроитов; лампрофиры (мелититы, алликииты, керсантиты, лампрофиры камптонит-мончекитового ряда и др.). Приведена минералогическая и геохимическая характеристика кимберлитов (оранжитов), показано их геологическое положение в Костомукшской структуре.

The paper deals with intrusive potassic alkaline and subalkaline rocks of the Kostomuksha Ore Province. Such rocks were revealed there for the first time, and were

subdivided into several groups, series and families: kimberlites (orangites); various mineral types of lamproites; lamprophyres (melilitites, allikites, kersantites, camptonite-monchekite-series lamprophyres etc.). The kimberlites (orangites) are described mineralogically and geochemically, and their geological position in the Kostomuksha structure is shown.

УДК 552.3: 552.11 (470.22)

Геологический аспект условий формирования раннепротерозойских даек гранат-клинопироксеновых габброидов Воротной Луды, западное побережье Белого моря. Степанов В. С., Степанова А. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. С. 100–111: ил. 14, табл. 1. Библиогр. 13 назв.

В статье детально рассмотрены вопросы геологии палеопротерозойских даек, сложенных гранат-клинопироксеновыми габброидами. Охарактеризованы морфология и внутреннее строение тел, контактовые соотношения с вмещающими породами и другими палеопротерозойскими мафическими дайками Гриндинского дайкового поля Беломорской провинции.

Geology of Early Proterozoic garnet-clinopyroxene gabbroid dykes from the Belomorian Mobile Belt is discussed. Dykes from Vorotnaya Luda Island, Gridino area, White Sea, are used as an example. Based on the data reported, the position of the rocks in a sequence of Precambrian events is determined, and light is cast on some aspects of the conditions of their formation.

УДК 551.72+550.4: 552.313 (470.22)

Принадлежат ли сумийские высокомагнезиальные андезибазальты к байяитовой серии? Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. С. 112–124: ил. 7, табл. 3. Библиогр. 11 назв.

В пределах центральной части Карельского кратона сохранилась обширная палеопротерозойская магматическая провинция (сумийского возраста), сформированная в интервале 2,55–2,40 млрд лет породными комплексами андезибазальтового ряда с повышенной магнезиальностью. В работе рассматривается детальная геологическая и геохимическая характеристика вулканитов сумийского разреза Семченской структуры. Данный породный комплекс имеет ряд уникальных особенностей: высокие содержание MgO 4,5–10,3 мас. %, Cr 33–890 ppm, Ni 73–259 ppm, Sr – 250–814 ppm, Ba – 93–817 ppm в сочетании с повышенным SiO₂ 53,2–58,2 мас. % и очень низким уровнем содержания ТРЗЭ (Tm – 0,24 ppm; Yb – 1,40 ppm; Lu – 0,20 ppm), что позволяет предполагать первичную их байяитовую природу и приуроченность к конвергентным геодинамическим обстановкам.

A large Paleoproterozoic igneous province of Sumian age, formed 2.55–2.40 Ga ago and made up of high-MgO andesite-basalt-series rock complexes, is preserved in the central Karelian Craton. Volcanics of the Sumian unit of the Semch structure are described in detail geologically and geochemically. This rock complex has some unique characteristics: high percentages of MgO 4.5–10.3 mass. %, Cr 33–890 ppm, Ni 73–259 ppm, Sr – 250–814 ppm, Ba – 93–817 ppm combined with high SiO₂ 53.2–58.2 mass. % and a very low HREE content (Tm – 0.24 ppm; Yb – 1.40 ppm; Lu – 0.20 ppm), suggesting that they originally had a bajaitic nature and were confined to convergent geodynamic settings.

УДК 551: 551.7

Результаты реализации первых этапов проекта FAR-DEEP. Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. С. 125–129: ил. 7, табл. 1.

Информационная статья, посвященная итогам реализации первых этапов (буровые операции и архивация керна) международного проекта FAR-DEEP (Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project), который осуществляется в рамках международной программы континентального бурения ICDP (International Continental Scientific Drilling Program). Научная цель проекта сформулирована следующим образом: «Архейско-протерозойский переход: становление современной аэробной земной системы» (Archaean-Paleoproterozoic transition: emerging aerobic Earth system). Для исследований намечен ряд событий архейско-протерозойского перехода, произошедших во временных рамках 2500–2000 млн лет.

Было пробурено 15 скважин и получен керновый материал общей длиной 3560 м. Приведены характеристики буровых операций и полевой обработки керна. Рассмотрена методика архивации керна и представления материалов. Показано распределение керна по геологическим структурам и стратиграфическим уровням. Кратко охарактеризованы некоторые выявленные геологические особенности полученного материала.

The authors report the results of the initial stages (drilling and filing of drill cores) in the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project (FAR-DEEP) accomplished under the International Continental Scientific Drilling Programme (ICDP). The goal of the Project is to study the Archaean-Paleoproterozoic transition: emerging aerobic Earth system. Some events that took place 2500–2000 Ma ago during the Archaean-Proterozoic transition will be studied.

Fifteen holes were drilled, and drill cores, totalling 3560 m in length, were obtained. Drilling operations and field core processing are described. A technique for core filing and presenting the data obtained is described. Core distribution in geological structures and stratigraphic levels is shown. Some geological characteristics of the material obtained are briefly described.

УДК 553.9

Сопоставление известных и новых данных о геологическом строении Максовского месторождения шунгитовых пород. Филиппов М. М., Бискэ Н. С., Первунина А. В., Дейнес Ю. Е. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. С. 130–142: ил. 7, табл. 1. Библиогр. 11 назв.

Приведено описание особенностей проявления контактового метаморфизма максовитов под влиянием силла, внедрившегося непосредственно в купольную структуру, определены его контуры, существенно скорректировано геологическое строение месторождения, рекомендуется переоценка запасов кондиционного сырья его юго-западной части.

Внедрение силла в залежь сапропелитов вызвало образование в его непосредственном контакте коксоподобных пород, обладающих тонкой пористостью и характерной столбчатой полигональной отдельностью. Показано, что время внедрения силла было более поздним по отношению к завершению формирования купольной структуры.

The manifestation pattern of the contact metamorphism of maksovites caused by a sill that intruded a domal structure is

described, its contours were described and the geological structure of the deposit was substantially corrected. Re-evaluation of standard raw material reserves in its southwestern part is recommended.

The intrusion of the sill into a sapropelite body gave rise to coke-like rocks at its direct contact. The rocks are finely porous and exhibit a typical columnar polygonal jointing. It is shown that the sill intruded after the completion of domal structure formation.

УДК 621.744.54

Применение углеродсодержащих пород месторождений Казахстана в литейном производстве в сравнительной характеристике с карельскими шунгитосодержащими породами. Заверткин А. С., Тяганова В. И. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. С. 143–147: ил. 3, табл. 4. Библиогр. 6 назв.

Исследованы вещественный и минералогический состав шунгитовых пород Казахстана. Установлена пригодность шунгитов для получения противопригарных покрытий и формовочных смесей для производства чугунного литья.

The elementary and mineralogical compositions of shungite rocks from Kazakhstan were analysed. It has been found that shungites can be used for production of non-sticking coatings and moulding sand mixtures for iron casting.

УДК 541.64: 539.3

Шунгитонаполненные композиции на основе смесей несовместимых термопластов полипропилена и полиэтилена: электрофизические свойства и структура поверхности. Рожков С. С., Тимофеева В. А., Соловьева А. Б., Кедрина Н. Ф., Чмутин И. А., Рожкова Н. Н. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. С. 148–155: ил. 5, табл. 1. Библиогр. 17 назв.

Установлены закономерности изменения удельной электропроводности на постоянном и переменном токе шунгитонаполненных композиций на основе смесей полипропилена (ПП) и полиэтилена высокой плотности (ПЭ) в зависимости от состава полимерной смеси, объемной концентрации наполнителя и порядка введения компонентов при формировании композиций. Показано, что величины удельной электропроводности композиций зависят от порядка введения компонентов в смесь. Методом атомно-силовой микроскопии исследована структура исходных и шунгитонаполненных смесей ПП-ПЭ различного состава. Показано, что особенности структуры поверхности композиций зависят как от состава исходной смеси (количественное соотношение ПП-ПЭ), так и от порядка введения компонентов в шунгитонаполненные смеси ПП-ПЭ при содержании шунгитового наполнителя более 20 об. %.

The specific electrical conductivity at direct and alternating current of shungite-filled composites, based on mixtures of polypropylene (PP) and high-density polyethylene (PE), was found to vary with polymer mixture composition, the volumetric concentration of a filler and the order of introduction of components upon formation of compositions. The specific electrical conductivity of the compositions is shown to depend on the order of introduction of the components into the mixture. The atomic-force microscopy method was used to study the structure of original and shungite-filled compositionally different PP-PE mixtures. The

surface structure characteristics of the compositions are shown to depend on both the composition of the original mixture (quantitative PP-PE ratio) and the order of addition of the components to shungite-filled PP-PE mixtures, the percentage of the shungite filler being over 20 vol. %.

УДК 551.7.022.2 (4)

Строматолитовое многообразие Европы. Макарихин В. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. С. 156–159: табл. 2. Библиогр. 11 назв.

Строматолиты, встречающиеся, как правило, в карбонатных горных породах, распространены в широком возрастном диапазоне – от раннего докембрия до четвертичных образований. Многочисленные их местонахождения на Европейском континенте обычно не привлекают особого внимания специалистов, что объясняется отсутствием существенной значимости этих окаменелостей для стратиграфических целей. Между тем в докембрийских горных породах, ввиду отсутствия других палеонтологических объектов, строматолиты могут и должны использоваться в качестве литолого-палеонтологических маркеров. Рассмотрен ряд примеров строматолитовых местонахождений Европы на различных стратиграфических уровнях. Приведена схема их пространственного распределения с указанием географических координат каждого из пунктов. Указывается на необходимость дальнейшего изучения и систематизации данных по строматолитам.

Stromatolites that commonly occur in carbonate rocks vary considerably in age from the Early Precambrian to the Quaternary Period. Numerous stromatolite sites on the European continent usually do not attract great attention of scientists because these fossils are of little significance for stratigraphic study. However, as there are no other paleontological sites in Precambrian rocks, stromatolites can and should be used as lithologo-paleontological markers. Some examples of European stromatolites, occurring on different stratigraphic levels, are discussed. A spatial distribution scheme of stromatolites, showing the geographic coordinates of each point, is presented. It is emphasized that data on stromatolites should be classified and analysed more thoroughly.

УДК 550.83.372 (470.22)

Неоднородность геологической среды по данным геофизических исследований. Клубуков Б. Н. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. С. 160–164: ил. 5, табл. 2. Библиогр. 12 назв.

На основании анализа неоднородности геологической среды следует признать существование неоднозначности решения ряда геологических задач от анизотропии минерального уровня до уровня анизотропии структурно-вещественных комплексов.

Analysis of the heterogeneity of the geological environment has shown that some geological problems from mineral-level anisotropy to the anisotropy of structural-mineralogical complexes can be solved in different ways.

УДК 551.252: 681.3.06

Программное моделирование и анализ систем трещин в горном массиве. Соломатов В. В., Шеков В. А., Соколов А. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. С. 165–172: ил. 12. Библиогр. 8 назв.

Описан прототип программы для реализации идеи моделирования трещин в горном массиве на основе требований, предъявляемых к месторождениям блочного камня. В программе реализованы алгоритмы ввода трещин в базу данных, визуализации их и расчет взаимодействия пересекающихся трещин. На основе выделения монолитных кусков в массиве составлен алгоритм расчета их объемов.

A prototype of a software to simulate fractures in a massif, based on the requirements to be met by dimension stone deposits, was created. The software uses algorithms for entering fractures into a database, their visualization and calculation of interaction between intersecting fractures. Based on delineation of monolithic lumps in a massif, an algorithm for calculation of their volumes was developed.

УДК 504.5: 614.7 (470.22-25)

Техногенные мелкодисперсные осадки городской среды как потенциальный фактор, формирующий риск здоровью населения. Рыбаков Д. С., Слукровский З. И. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. С. 173–174: ил. 1, табл. 1. Библиогр.

Проведены исследования тонкодисперсных фракций литотехнических осадков, образующихся в результате применения на автодорогах города Петрозаводска песчано-соляной смеси. Установлено, что потенциальный экологический риск могут представлять как пылевидные частицы осадков (размером <0,01 мм), поднимаемые в воздух проходящим автотранспортом, так и токсиканты, находящиеся в их составе. В дорожной пыли в повышенных концентрациях присутствуют Mn, V, Cu. Содержание Ni, Co, Pb находится в пределах ПДК для почв. Содержание Cr с уменьшением размера частиц увеличивается: в наиболее тонкой фракции (<0,01 мм) – варьирует от 41 до 93 г/т, во фракции <0,1 мм – от 28 до 41 г/т. На поверхности частиц пыли с помощью микрозонда нередко обнаруживается повышенное содержание C (до 30% и выше).

Finely dispersed fractions of lithotechnical precipitates, resulting from the application of sand-salt mixture on the roads of Petrozavodsk, were analysed. Analysis has shown that both dust-like particles, less than 0.01 mm in size, emitted in the air by vehicles, and the toxicants they contain are potentially hazardous for the environment. Road dust contains high Mn, V and Cu concentrations. Ni, Co and Pb are within maximum allowable concentrations for soils. As the particle size decreases, Cr concentration rises, varying from 41 to 93 g/t in the finest fraction (<0.01 mm) and from 28 to 41 g/t in the fraction that is less than 0.1 mm. Microprobe study often reveals a high percentage of C (over 30%) on the surface of dust particles.

Научное издание

**ГЕОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
КАРЕЛИИ**

Выпуск 12

*Печатается по решению Ученого совета
Института геологии
Карельского научного центра РАН*

Редактор *Л. В. Кабанова*
Оригинал-макет *Г. А. Тимонен*

Сдано в печать 24.12.09 г. Формат 60x84¹/₈. Гарнитура Times.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 19,8. Усл. печ. л. 21,4. Тираж 300 экз. Изд. № 47. Заказ № 851

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
Петрозаводск, пр. А. Невского, 50