

КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
КАРЕЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

KARELIAN RESEARCH CENTRE
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOLOGY
RUSSIAN MINERALOGICAL SOCIETY
KARELIAN BRANCH



**MINERALOGY, PETROLOGY
AND MINERAGENY
OF PRECAMBRIAN COMPLEXES
IN KARELIA**

Proceedings of the Jubilee Conference held on occasion
of the 45th anniversary of founding of the Institute of Geology, KarRC RAS,
and the 35th anniversary of founding of the Karelian Branch of RMS

Executive Editor
O. I. Volodichev

Petrozavodsk
2007

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАРЕЛИИ

Материалы юбилейной научной сессии,
посвященной 45-летию Института геологии Карельского НЦ РАН
и 35-летию Карельского отделения РМО

Ответственный редактор
О. И. Володичев

Петрозаводск
2007

Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии: Материалы юбилейной научной сессии, посвященной 45-летию Института геологии Карельского НЦ РАН и 35-летию Карельского отделения РМО. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. 124 с.

В сборник включены материалы, подготовленные к юбилейной сессии, посвященной 45-летию Института геологии КарНЦ РАН и 35-летию Карельского отделения Российского минералогического общества и содержащие результаты, достигнутые коллективами или отдельными специалистами в последний период работы института. Ряд статей посвящен благороднометалльному оруденению в архейских и палеопротерозойских комплексах Карелии; представлена шунгитовая тематика, отражающая современный уровень исследований – дальнейшее углубленное изучение структуры шунгита и его использование в современных нанотехнологиях. Большое место в сборнике занимают статьи, в которых представлены новые данные, определяющие значительный прогресс в изучении проблем магматической и метаморфической петрологии, геохимии, геохронологии, технологической минералогии докембрийских комплексов Карелии.

Сборник представит интерес для большого круга специалистов, занимающихся вопросами минералогии и петрологии магматических, метаморфических и рудообразующих процессов.

The volume contains papers prepared for the jubilee session held on occasion of the 45th anniversary of founding of the Institute of Geology and the 35th anniversary of the Karelian Division of the Russian Mineralogical Society. Also presented in the volume are the results obtained recently by research teams and individual scientists of the Institute of Geology. Some of the papers deal with noble-metal mineralization in the Archean and Paleoproterozoic complexes of Karelia. Others discuss the current in-depth structural study of shungite and its use in modern nanotechnologies. Many of the papers contain new data that show a great progress in the study of the magmatic and metamorphic petrology, geochemistry, geochronology and technological mineralogy of Precambrian complexes in Karelia.

The volume will be of interest for a wide circle of specialists, who study the mineralogy and petrology of magmatic, metamorphic and ore-forming processes.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

Рецензент В. В. Макарихин

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Б. З. Белашев.</i> Применение физических методов в минералогических и геологических исследованиях	7
<i>Н. С. Бискэ.</i> Углеродисто-кремнистые секрции в максовитах	10
<i>О. И. Володичев.</i> Эклогиты Беломорского подвижного пояса	14
<i>А. И. Голубев, Н. Н. Трофимов, М. М. Лавров, В. Д. Слюсарев.</i> Благодороднометалльное оруденение докембрия Карелии	17
<i>А. С. Заверткин, А. Н. Сафронов.</i> Улучшение износоустойчивости футеровки индукционных тигельных печей методом введения минерализаторов	21
<i>А. С. Заверткин, В. И. Тяганова.</i> Снижение трудоемкости удаления стержней из отливок методом введения в состав смесей добавок горных пород Карелии	24
<i>В. И. Иващенко.</i> Минеральные ассоциации золоторудных месторождений и проявлений юго-восточной части Свекофеннского складчатого пояса	27
<i>В. И. Кевлич, М. М. Филиппов, П. В. Медведев.</i> Особенности рудоподготовки битумолитовых пород месторождения Загогино	32
<i>В. В. Ковалевский.</i> Шунгитовые породы – кристаллогенез и нанотехнологии	35
<i>В. Н. Кожевников.</i> Комплексное изучение минералов и горных пород при решении фундаментальных проблем геологии	37
<i>Н. Е. Король.</i> Особенности гранулитовой амфиболизации в гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексах Карелии	41
<i>Т. И. Кузенко.</i> Об амфиболах эклогитовых пород района с. Гридино	46
<i>Л. В. Кулешевич.</i> Золотое оруденение в докембрии Карелии	53
<i>Л. В. Кулешевич.</i> Условия образования золоторудных месторождений и проявлений в докембрии Карельского кратона	58
<i>Л. В. Кулешевич, И. С. Инина, А. А. Парамонова, В. Г. Пудовкин.</i> Организация хранения коллекций и диагностика минералов в музее Института геологии Карельского НЦ РАН	62
<i>Г. А. Лебедева, Г. П. Озерова, В. И. Кевлич, Л. С. Скамницкая, Т. П. Бубнова.</i> Влияние отходов обогащения хромитовых руд и щелочных сиенитов на кристаллизацию петругигических расплавов	68
<i>И. В. Панфилова, Л. В. Кулешевич.</i> Использование арсенопиритового и арсенопирит-сфалеритового геотермометров для расчета температур рудных объектов Карелии	71
<i>А. В. Первунина.</i> Конкреционные и металлоносные горизонты ладожской серии	76
<i>М. Г. Попов, В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская.</i> Магнезиальные и железистые лампроиты Костомукшского района	79
<i>М. Г. Попов, М. Б. Раевская, В. Я. Горьковец.</i> Постлопийские дайки субщелочных пород Костомукшского рудного района	82
<i>Н. Н. Рожкова, А. В. Грибанов.</i> К вопросу об основном структурном элементе шунгитового углерода	86
<i>Н. Н. Рожкова, В. С. Рожкова, Г. И. Емельянова, Л. Е. Горленко, В. В. Лунин.</i> Получение устойчивых водных дисперсий нанокластеров шунгитового углерода	89
<i>А. М. Ручьев, Т. А. Антонова, В. И. Кевлич, В. В. Ковалевский, А. Н. Сафронов.</i> Углеродистое вещество гнейсов чупинской свиты беломорид	93
<i>А. П. Светов, Л. П. Свириденко.</i> Мантийный диапиризм и проблема бимодальности докембрийского магматизма	96
<i>С. А. Светов.</i> Типовые магматические серии мезоархейских субдукционных систем	100
<i>О. С. Сибелев.</i> Гипотеза магматического транспорта эклогитовых парагенезисов в палеопротерозойских дайках базитов Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс	104
<i>А. И. Слабунов.</i> Мезо- и неоархей Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: история формирования коллизионного орогена	109
<i>В. Д. Слюсарев, Л. В. Кулешевич, М. М. Лавров.</i> Благодороднометалльная минерализация в габброидном массиве района оз. Виетуккалампи (Хаутаваарская структура)	112
<i>Р. А. Хазов.</i> Клинопироксены нодулей и мегакристов ладогалитов и реконструкция минерального состава алмазоносных протопород	116
<i>В. В. Щипцов.</i> Технологическая минералогия промышленных минералов Карелии	119

CONTENTS

<i>B. Z. Belashev.</i> The use of physical methods in mineralogical and geological studies	7
<i>N. S. Biske.</i> Carbon-silicon secretions in maksovites	10
<i>O. I. Volodichev.</i> Eclogites from the Belomorian Mobile Belt.....	14
<i>A. I. Golubev, N. N. Trofimov, M. M. Lavrov, V. D. Slyusarev.</i> Precambrian noble-metal mineralization in Karelia.....	17
<i>A. S. Zavertkin, A. N. Safronov.</i> Improving the wear resistance of crucible furnace lining by adding mineralizers	21
<i>A. S. Zavertkin, V. I. Tyaganova.</i> Making the removal of rods from castings less laborious by adding Karelian rocks to mixtures	24
<i>V. I. Ivashchenko.</i> Mineral associations of gold deposits and occurrences in the south-eastern Svecofennian Fold Belt.....	27
<i>V. I. Kevlich, M. M. Filippov, P. V. Medvedev.</i> Ore-dressing characteristics of bitumolitic rocks from the Zazhogino deposit	32
<i>V. V. Kovalevsky.</i> Shungite rocks: crystallogenes and nanotechnologies	35
<i>V. N. Kozhevnikov.</i> Integrated study of minerals and rocks in solving basic geological problems.....	37
<i>N. E. Korol.</i> Characteristics of granulite amphibolization in Karelian granulitic-enderbitic-charnockitic complexes.....	41
<i>T. I. Kuzenko.</i> On the amphiboles of eclogitic rocks from the Gridino area	46
<i>L. V. Kuleshevich.</i> Precambrian gold mineralization in Karelia	53
<i>L. V. Kuleshevich.</i> Conditions of formation of Precambrian gold deposits and occurrences in the Karelian craton	58
<i>L. V. Kuleshevich, I. S. Inina, A. A. Paramonova, V. G. Pudovkin.</i> Storing collections and diagnosis of minerals in the Museum of Geology at the Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS	62
<i>G. A. Lebedeva, G. P. Ozerova, V. I. Kevlich, L. S. Skamnitskaya, T. P. Bubnova.</i> The effect of the dressing waste of chromite ore and alkaline syenites on the crystallization of petrological melts.....	68
<i>I. V. Panfilova, L. V. Kuleshevich.</i> The use of arsenopyritic and arsenopyritic-sphaleritic geothermometers to calculate the temperature of ore deposits in Karelia	71
<i>A. V. Pervunina.</i> Concretionary and metalliferous horizons of the Ladoga series	76
<i>M. G. Popov, V. Y. Gorkovets, M. B. Rayevskaya.</i> Mg- and Fe-rich lamproites from the Kostomuksha area	79
<i>M. G. Popov, M. B. Rayevskaya, V. Y. Gorkovets.</i> Postlopiian dykes of subalkaline rocks from the Kostomuksha ore area	82
<i>N. N. Rozhkova, A. V. Gribanov.</i> On the basic structural element of shungite carbon	86
<i>N. N. Rozhkova, V. S. Rozhkova, G. I. Yemelyanova, L. E. Gorlenko, V. V. Lunin.</i> Production of stable aqueous dispersions of shungite carbon nanoclusters	89
<i>A. M. Ruchyev, T. A. Antonova, V. I. Kevlich, V. V. Kovalevsky, A. N. Safronov.</i> Carbonaceous matter of gneisses from the Chupa suite of the Belomorides.....	93
<i>A. P. Svetov, L. P. Sviridenko.</i> Mantle diapirism and the problem of bimodality of Precambrian magmatism ..	96
<i>S. A. Svetov.</i> Type magmatic series of Mesoarchean subduction systems.....	100
<i>O. S. Sibelev.</i> Hypothesis of the magmatic transport of eclogitic parageneses in Paleoproterozoic basic rock dykes from the Gridino melange zone, Belomorian Mobile Belt	104
<i>A. I. Slabunov.</i> Meso- and Neoproterozoic evolution of the Belomorian province of the Fennoscandian Shield: the history of formation of the collisional orogen	109
<i>V. D. Slyusarev, L. V. Kuleshevich, M. M. Lavrov.</i> Noble-metal mineralization in the gabbroid massif, Lake Vietukkalampi area (Hautavaara structure)	112
<i>R. A. Khazov.</i> Clinopyroxenes of ladogalite nodules and megacrysts and the reconstruction of the mineral composition of diamondiferous protorocks.....	116
<i>V. V. Shchiptsov.</i> Technogenic mineralogy of Karelian industrial minerals	119

ПРИМЕНЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Б. З. Белашев

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск

В сообщении обобщен опыт автора по решению минералогических и геологических задач физическими методами. Использование стандартной аппаратуры сочеталось с разработкой экспериментальных устройств, алгоритмов, программ обработки данных, в отдельных случаях совершенствовался метод измерений. Информативность спектров и рентгенограмм материалов повышали, а posteriori уменьшая ширины их пиков.

Рентгеноструктурный анализ: Параметры кристаллической решетки (ПКР) несут информацию об условиях образования минерала, неравномерности состава, механических напряжениях. Прецизионные измерения ПКР фоторегистацией рентгенового спектра, выявляющие особенности структуры минералов, сложны и трудоемки. Простой, но менее точный дифрактометрический метод определения ПКР усовершенствован устранением в рентгенограмме размытия, статистического шума и оптимизацией обработки рентгенограммы эталонного образца кварца. Точность определения ПКР кварца приближена к точности

фотометода, созданы предпосылки автоматизации и повышения производительности измерений [1].

Ближний порядок аморфных соединений. Ближний порядок (БП) атомов в силикатных, титановых стеклах, соединениях аморфного углерода изучен путем выделения в размытых рентгенограммах образцов отдельных пиков. В силикатных стеклах наблюдали полиморфизм БП, в титановом стекле — изоструктуру. Для шунгита характерны графитовые типы БП, а для антрацита, стеклоуглерода, саж БП, по-видимому, имеет другую природу [2, 3].

Малоугловое рентгеновское рассеяние (МУР): Сортность слюды мусковита. По интегральной оценке нанодфектов слюды мусковита, даваемой МУР, разработан способ определения сортности. Особенности рассеяния рентгеновских лучей в спектре МУР мусковита дают параметры и их границы, определяющие критерии разбраковки его сортов, что особенно важно в отношении телевизионного сорта мусковита (рис. 1–3) [4].

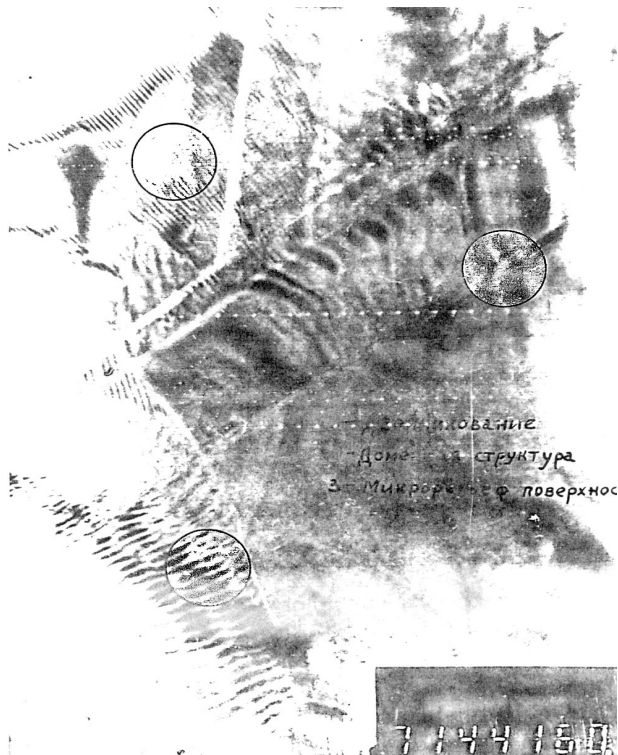


Рис. 1. Электронно-микроскопическое изображение поверхности телевизионной слюды

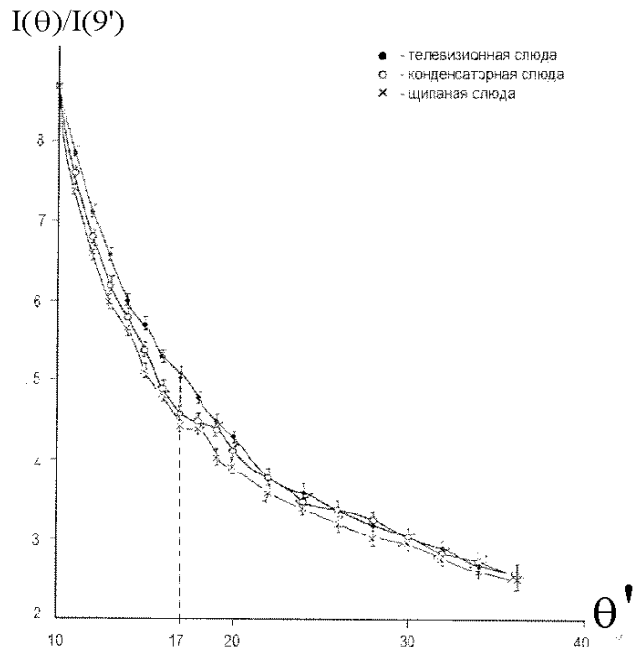


Рис. 2. Спектры МУР пластинок телевизионной, конденсаторной и шипаной слюд

Ядерный гамма резонанс (ЯГР): Структурная идентичность диадохита и дестинезита. Диадохит и дестинезит – представители группы сульфатофосфатов. По химическому составу диадохит аналогичен аморфному дестинезиту. Сравнением ЯГР спектров установлена структурная идентичность соединений, позволяющая рассматривать природный диадохит как индикатор локального нагрева поликристаллического при обычных температурах дестинезита (рис. 4, табл. 1) [5].

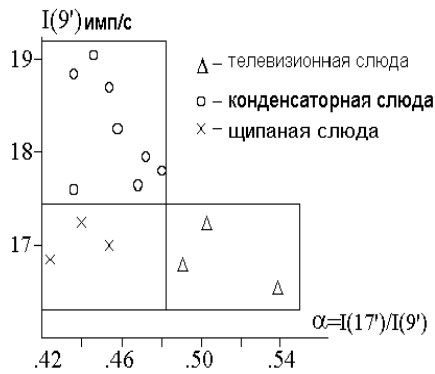


Рис. 3. Диаграмма, представляющая связь диапазонов МУР и сортов мусковита

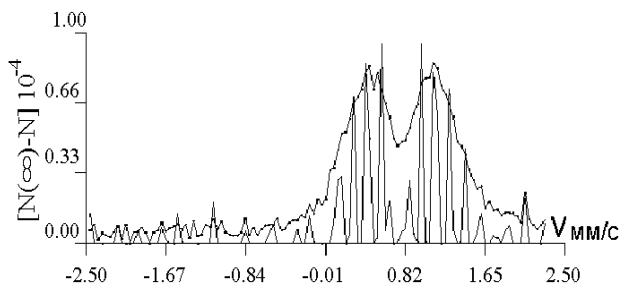


Рис. 4. ЯГР спектр диадохита и его тонкая структура

Структурные изменения в биотитах. Оценки распределения катионов железа по кристаллографическим позициям, получаемые по ЯГР спектрам, облегчают понимание преобразований, происходящих в минеральном веществе. Выявлены структуры ЯГР спектров радиационно облученных (рис. 5) и гидратированных биотитов (рис. 6) [6], отличающиеся от минимальных моделей, используемых при обработке ЯГР спектров.

Таблица 1

Параметры ЯГР спектров дестинезита и диадохита, мм/с

Минерал	Компоненты						χ^2
	1		2		3		
	δ	Δ	δ	Δ	δ	Δ	
Диадохит (ММЭ)	0,67	1,53	0,67	1,00	0,67	0,63	
Дестинезит (МНК)	0,67	1,54	0,67	1,00	0,67	0,64	1,1
Диадохит (МНК)	0,70	0,52	0,66	0,99	0,68	0,61	1,3

Примечание. δ – изомерный сдвиг и Δ – квадратурное расщепление, рассчитанные по спектрам методами максимума энтропии (ММЭ) и наименьших квадратов (МНК) по критерию χ^2 .

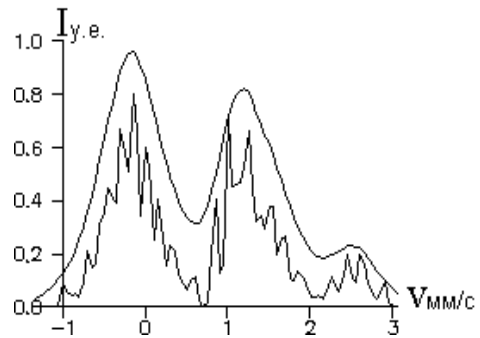


Рис. 5. ЯГР спектр и его тонкая структура для радиационно облученного биотита

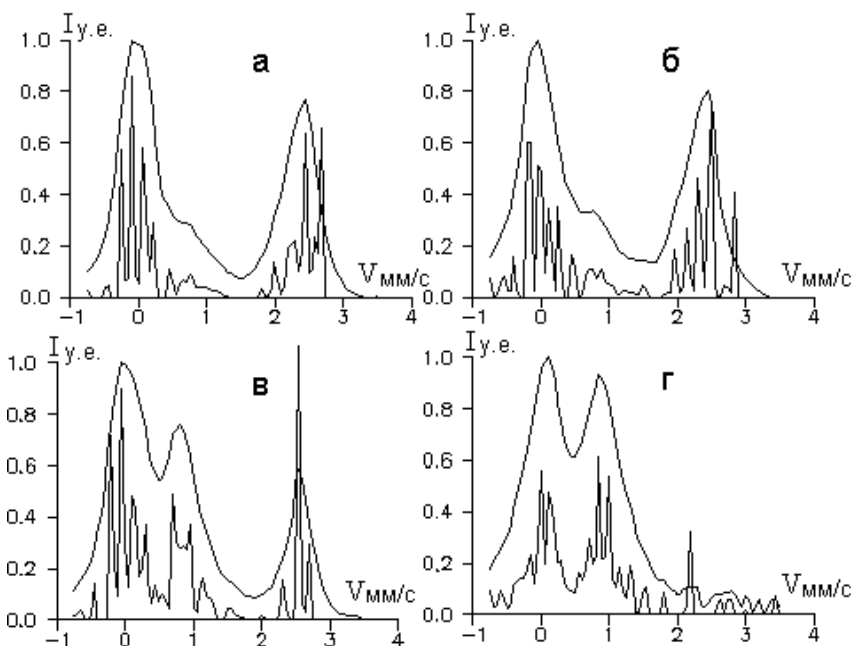


Рис. 6. ЯГР спектры и их тонкие структуры для гидратированных биотитов:

а – исходный биотит; б – I стадия гидратации; в – II стадия гидратации; г – вермикулит

Инфракрасная спектроскопия. Изоморфные замещения. Перекрытие полос в ИК спектрах затрудняет изучение изоморфных замещений в силикатных минералах. Разделенные вблизи 900 см^{-1} полосы относят к катионам Fe, Mg, Mn, замещающих Si в тетраэдрах решетки. Также установлены компоненты полосы валентных колебаний, связанные с катионами щелочных металлов (рис. 7) [7].

Определение состава механических смесей. На базе метода наименьших квадратов разработан алгоритм оценки состава механической смеси по ее ИК спектру и ИК спектрам компонент. Алгоритм проверен на двойных и тройных смесях биотита, мусковита, кварца и симулированных смесей этилового и метилового спиртов (рис. 8, табл. 2) [8].

Состав флюидных включений. ИК спектроскопия применена для изучения флюидных включений в полированных пластинках кварца. В ИК спектрах включений разделены вклады воды и уголекислоты, газовые и конденсированные фазы (рис. 9).

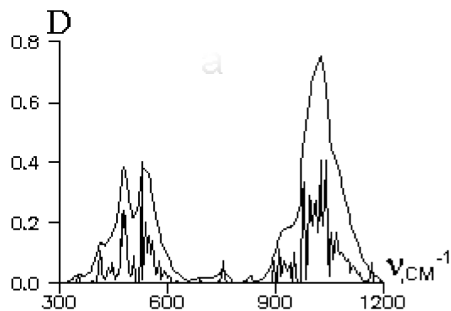


Рис. 7. ИК спектр мусковита и его оценка

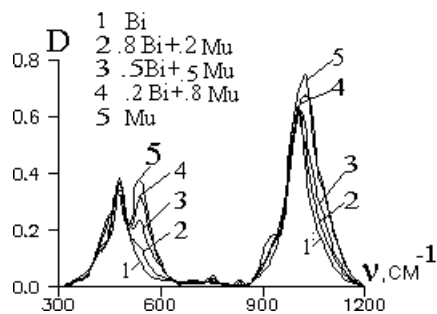


Рис. 8. ИК спектры биотита (1), 20% (2), 50% (3), 80% (4), 100% (5) мусковита

Таблица 2
Оценки состава смесей

Исходный состав, %			Оценка состава		
Bi	Mu	Q	Bi	Mu	Q
20	80	—	20,1	79,9	0,0
9	83	8	9,1	82,8	8,1
Et	Mt	—	Et	Mt	—
95	5	—	94,9	5,1	—
60	40	—	59,9	40,1	—
30	70	—	30,1	69,9	—

Примечание. Et — этиловый спирт; Mt — метиловый спирт.

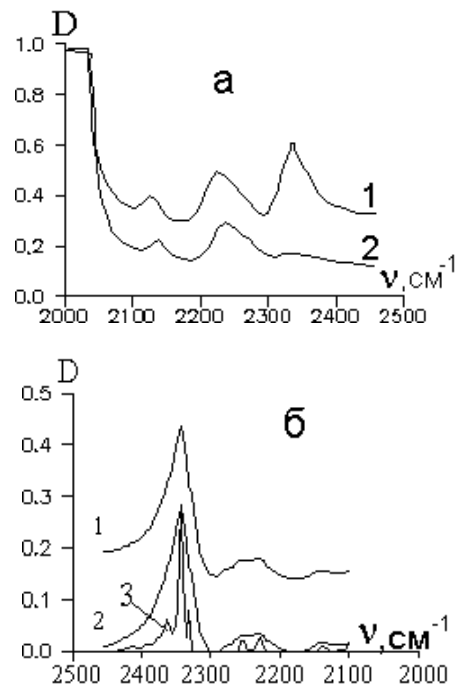


Рис. 9. а — ИК спектры пластинок кварца с включениями (1) и без них (2); б — разностный спектр (1), спектр включений с устраненной базовой линией (2), тонкая структура ИК спектра включений (3)

Декрепитация включений. Пики зависимости числа акустических импульсов от разрыва включений в процессе нагрева минерала соответствуют температурам декрепитации включений. Этим методом оценены температуры декрепитации кварца золоторудных проявлений Карелии [9]. Показано, что СВЧ облучение является более экономным способом разрушения флюидных включений, чем прямой нагрев [10].

Термоэдс. Температура образования пиритов. Метод термоэдс позволяет вести измерения на крупинке, аншлифе, обнажении и получить информацию о носителях тока, примесях, морфологии, температуре образования минерала. Этим методом по коэффициенту термоэдс оценены температуры образования пиритов различных форм и генезиса из рудопроявлений Восточной Карелии [11].

Люминесцентный метод. Люминесцентные свойства плагиоклаза, калиевого полевого шпата, апатита, кальцита, флюорита, циркона, корунда, шеелита, урановой слюдки, хризоберилла, кордиерита, дистена, шпинели и других минералов используют при поиске и разведке месторождений, оценке запасов и качества сырья. На примере керн буровых скважин слюдяных месторождений северной Карелии Малиновская Варакка, Тэдино и Плотина и образцов поверхностных обнажений месторождения Слюдозеро в профиле установлена связь люминесценции плагиоклаза вмещающих пород с зонами их диафтореза. Как признак перекристаллизации породы

люминесценция позволяет картировать перспективные участки по поверхности и керну скважин [12].

1. *Белашев Б. З., Яковлев А. Н.* Определение параметров кристаллической решетки методом максимума энтропии // *Поверхность*. 2002. 9. С. 45–48.
2. *Белашев Б. З., Яковлев А. Н., Озерова Г. П., Лебедева Г. А.* Применение метода максимума энтропии для анализа ближнего порядка в стеклах // *Поверхность*. 2004. 8. С. 105–108.
3. *Белашев Б. З., Яковлев А. Н.* Опыт расшифровки структуры шунгита методом решения обратной задачи // *Углеродсодержащие формации в геологической истории: Тр. междунар. симпоз. (2–7 июня 1998 г., Петрозаводск)*. Петрозаводск, 2000. С. 102–106.
4. *Белашев Б. З., Карелина И. Н., Петрова В. В., Мелех М. В.* Способ определения качества слюдяного мусковитового сырья: Авт. св. СССР № 1671009, 1991.
5. *Белашев Б. З., Яковлев А. Н.* Применение максимума энтропии для обработки рентгенограмм и гамма спектров аморфных минералов // *Тр. РСНЭ'97*. Дубна, 25–29 мая 1997 г. Т. 1. С. 92–94.
6. *Амирханов Х. И., Анохина Л. К.* Применение мессбауэровской (гамма резонансной) спектроскопии в геохронологии и сейсмогеохимии. Махачкала, 1984.
7. *Белашев Б. З., Попова Т. В.* Спектральные методы детектирования геологической информации // *Материаловедение*. 2001. 7. С. 25–29.

Несмотря на простоту и доступность выбранных методов, их информативность подтверждена результатами проведенных исследований.

8. *Белашев Б. З.* Анализ смесей методом максимума энтропии // *Тр. междунар. конф. «Математические методы в технике и технологиях» (31 мая – 3 июня 2005 г.)*. Казань, 2005. Т. 2.
9. *Белашев Б. З., Кулешевич Л. В.* Декрепитация газовой-жидких включений в кварце из различных генетических типов золоторудных проявлений Карелии // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 89–94.
10. *Белашев Б. З., Скамницкая Л. С., Лебедева Г. А., Озерова Г. П.* Нетрадиционные методы очистки кварца от газовой-жидких включений // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 131–134.
11. *Кулешевич Л. В., Белашев Б. З.* Колчеданное оруднение Восточной Карелии (Опыт изучения состава и электрофизических свойств пиритов) // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Вып. 1. Петрозаводск, 1998. С. 57–72.
12. *Белашев Б. З., Гродницкий Л. Л.* Опыт применения люминесцентных методов при картировании диафоритов в Беломорском подвижном поясе и прилегающей окраине Карельского кратона // *Там же*. С. 95–99.

УГЛЕРОДИСТО-КРЕМНИСТЫЕ СЕКРЕЦИИ В МАКСОВИТАХ

Н. С. Бискэ

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск

Детальное микроскопическое изучение углеродисто-кремнистых секретий в максовитах позволило получить фактический материал, способствующий пониманию процессов миграции углеродистого вещества (УВ) и тем самым генезиса залежей максовитов, являющихся ценным сырьем многоцелевого использования. Максовиты, по М. М. Филиппову [1], – это пелитоморфные шунгитоносные породы с содержанием шунгитового вещества (ШВ) от 10 до 45%, слагающие куполообразные залежи. Максовиты являются экстремивными сапробитумолитовыми породами, для которых характерно присутствие ШВ смешанного типа: первично-осадочного и миграционного. Стратиграфически максовиты приурочены к верхней подсвите заонежской свиты людиковия (нижний протерозой), выявлены в Заонежье.

По текстурным особенностям среди максовитов выделено несколько разновидностей [1–3]. В самом общем виде их распространение в купольных постройках может быть представлено следующим образом: массивные разновидности преобладают в придонной части, брекчированные – в

кровельной, слоистые – на флангах залежи. Степень брекчированности уменьшается по направлению к подошве и центру залежи. Базальный тип цемента сменяется прожилково-инъекционным. Ниже залегает высокоуглеродистая порода, именуемая С. О. Фирсовой [2] псевдобрекчией, которая содержит «кремнистый и кремнисто-углеродистый материал (аналогичный по составу цементу брекчий) в форме многоугольников, треугольников, линзочек, микропрожилков, размером 0,5–3,0 мм, разобщенных в пространстве». В этом же направлении брекчия с белым кварцевым цементом сменяется черноцементной с углеродисто-кремнистой связующей массой. В ряде работ [1, 3 и др.] псевдобрекчия отождествляется авторами с выделенной ими скрытой (шунгит-шунгитовой) брекчией, которая отличается тем, что «обломки цементируются близким по составу веществом, в составе которого присутствует также миграционное ШВ». Однако такое определение скорее отвечает черноцементной брекчии, по С. О. Фирсовой. В отличие от кварц-шунгитовой брекчии, обычно имеющей резкие прямолинейные контак-

ты цемента с вмещающей породой, для черноцементной брекчии более характерны прихотливая форма прожилков, скругленные контуры обломков и волнистая либо бугристая форма контакта, которая отмечается под микроскопом даже на макроскопически прямолинейных участках (рис., 1–4). Углеродисто-кремнистые секретиции морфологически весьма разнообразны: прожилковидные, округлые, линзовидные, неправильной, нередко весьма сложной формы. Как в цементе, так и в брекчированном максовите наблюдаются признаки течения.

Углеродисто-кремнистые секретиции, как правило, полностью раскристаллизованы и представляют собой микро- или мелкозернистый гранобластовый агрегат со слабо волнистым погасанием (рис., 1). Цвет цемента варьирует от черного до светло-серого в зависимости от содержания УВ и степени кристалличности. В светло-сером цементе частицы УВ не удается диагностировать под обычным микроскопом, и можно лишь предполагать наличие вокруг зерен кварца тонких (менее 1 мкм) пленок УВ, зафиксированных при электронно-микроскопическом изучении [1].

Цемент брекчий характеризуется структурно-текстурной неоднородностью. В пределах одного шлифа можно наблюдать самые разнообразные сочетания минеральных агрегатов, различающихся как структурно, так и количественным соотношением компонентов.

Непосредственно к стенкам полости нередко примыкает темно-серый однородный углеродисто-кремнистый агрегат с размером зерен $n-0,001$ мм. Спорадически в нем отмечаются реликты коллоидного строения в виде фрагментов неправильных по форме концентрически-зональных и полосчатых образований. Переход к светлому, обычно более крупнозернистому (с размером зерен $n-0,01$ мм) углеродисто-кварцевому агрегату может быть как резким, фиксируемым почковидной или бугорчатой границей (рис., 3), так и постепенным через чередование узких нечетких зон. Реже в призальбандах наблюдается симметричное тонкое напластование зон различного состава и зернистости (рис., 4). Светлый углеродисто-кварцевый агрегат может присутствовать в призальбандовых частях, а остаточные межпочечные пространства выполнены однородной темно-серой углеродисто-кремнистой массой. Кроме углеродисто-кремнистого агрегата здесь наблюдаются выделения УВ, сульфидов и карбонатов до 0,5 см в длину.

Характерной особенностью светлого углеродисто-кремнистого агрегата является наличие правильных сферических образований размерами от десятков микрон до 2 мм (рис., 2). Сфероиды отличаются составом, количеством (от двух до более сотни) и шириной зон (от $n-0,1$ мкм до $n-0,1$ мм). Углеродистые концентры чередуются с кремнистыми, углеродисто-кремнистыми и кремнисто-углеродистыми. Изредка наблюдаются зоны угле-

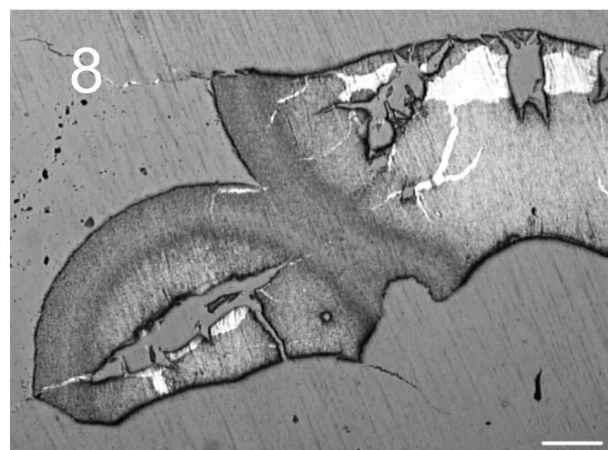
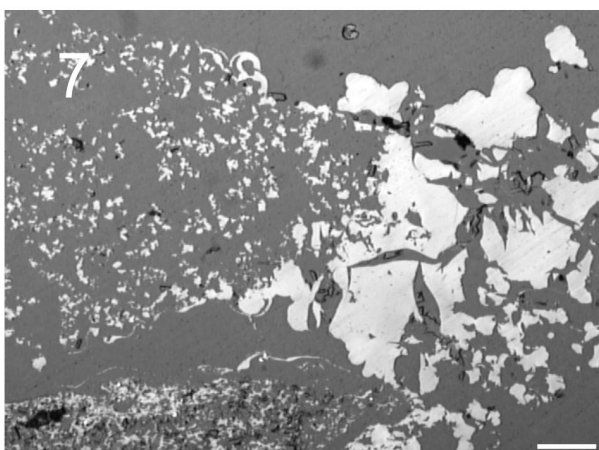
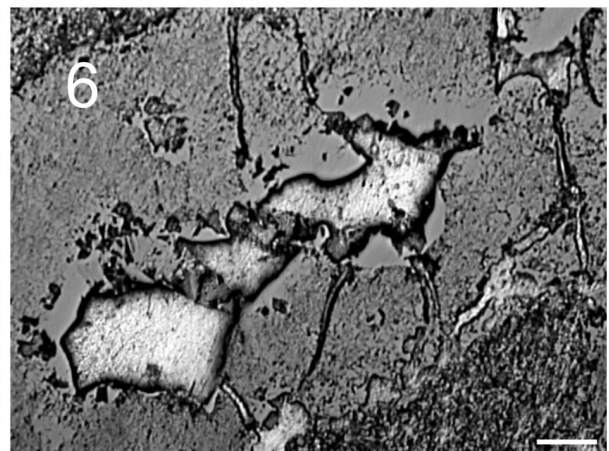
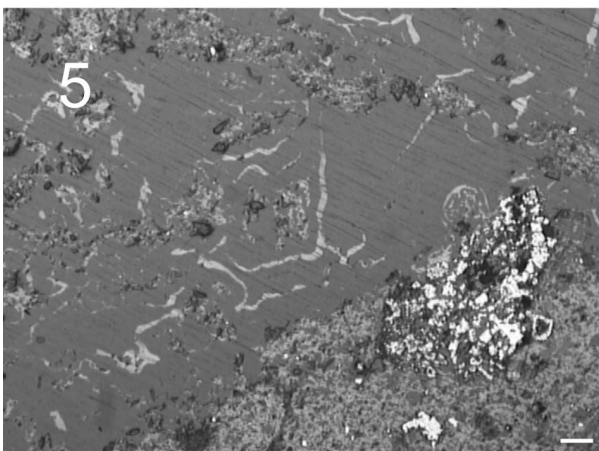
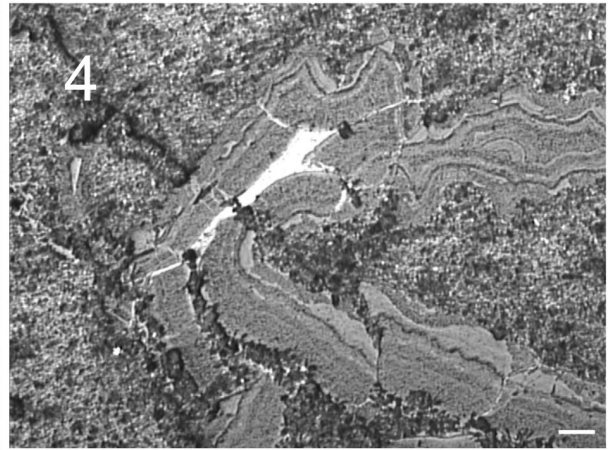
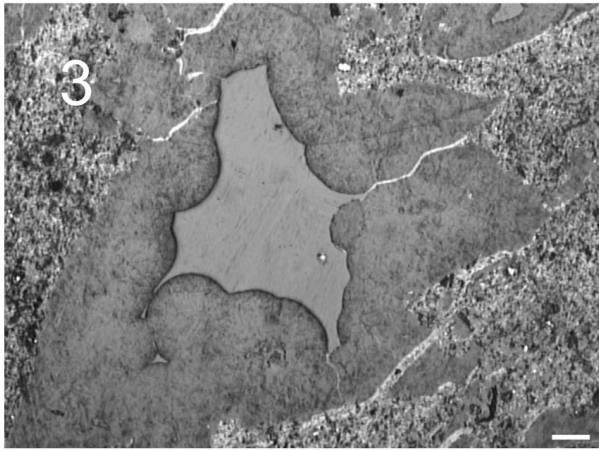
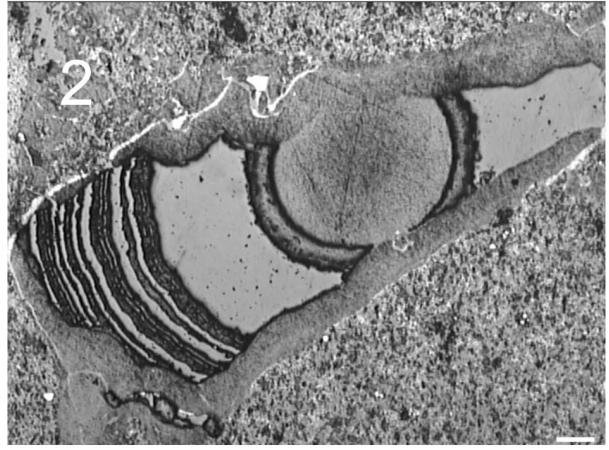
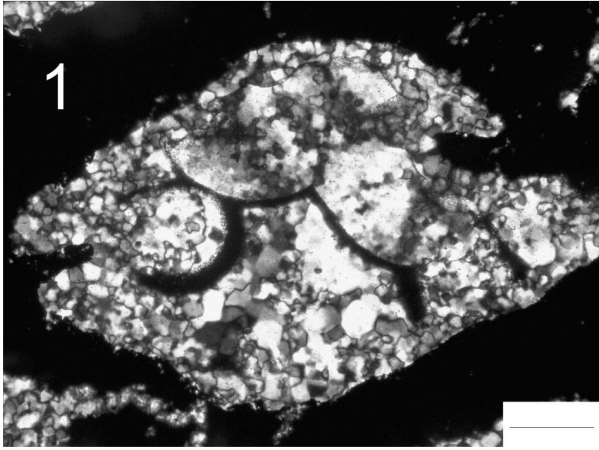
родисто-карбонатного состава (рис., 2). Сферические образования имеют скрытокристаллическую структуру. Под электронным микроскопом в них проявляются гелевые структуры, характеризующиеся различной степенью преобразования коллоидного вещества (глобулярная, субколлоидная и др.). Сферические образования присутствуют в жеодах, в виде полусфер нарастают на стенках пустот или на бугристой поверхности темно-серой углеродисто-кремнистой массы. Появление между соседними параллельными слоями мелких почек в виде сфер и полусфер говорит о прерывистом характере отложения.

Большой частью удается наблюдать лишь реликты сферических форм в виде отдельных узких концентр (рис., 1) или фрагментов концентрически-зональных структур, грубо радиально ориентированных кварцевых зерен, а также «крестов погасания», характерных для кремнистых (халцедоновых) сферолитов. Сферические и извилистые углеродистые прожилки, возможно, фиксируют скрытые поверхности почек (рис., 5). По многочисленным трещинам контракции в углеродисто-кремнистом агрегате наряду с УВ развиваются кварц, слюда, реже – сульфиды, калишпат и кальцит.

Миграционное углеродистое вещество является неоднородным по составу, структуре и оптическим свойствам. Наиболее распространено однородное УВ желтого различной интенсивности цвета, анизотропное, обладающее более высокой отражательной способностью, чем более редкое бронзово-серое миграционное УВ, которое содержит тонкодисперсную (меньше 1 мкм) примесь минеральных частиц.

Желтое УВ в виде тонких, нередко прерывистых микропрожилков окаймляет максовиты в жеодах, выполняет трещинки отслоения и усыхания в углеродисто-кремнистом цементе (рис., 2–6). Каемки УВ, окаймляющие максовиты или их обломки, имеют волнистые, местами почковидные границы. В отдельных тонких зонах в УВ наблюдаются перистые и чешуйчатые структуры, которые возникли, по всей видимости, в результате перекристаллизации. Согласно данным, приведенным в работе [4], подобные структуры свидетельствуют о появлении графитоида или скрытокристаллического графита. В интенсивно обуглероженных участках брекчий в центральной части кварцевых прожилков присутствуют относительно крупные почковидные обособления УВ (рис., 7). Они обычно брекчированы и залечены слюдой, калишпатом и кварцем, которые разделяют фрагменты микропрожилков УВ или зарастивают поперечные трещинки в них.

Углеродистые оторочки имеют с максовитами нерезкий контакт, могут содержать минеральные включения вмещающей углеродистой породы, так же как и прожилки, которые переходят из максовита в цементирующую массу. Мелкие обломки



Микротекстуры и микроструктуры углеродисто-кремнистых секретий в максовитах:

1 – прозрачный шлиф, с анализатором; 2–8 – полированные шлифы; линейка – 0,1 мм. 1 – тонкие концентрические зоны, состоящие из углеродистого вещества, сохраняются в кварцевом агрегате с микрогранобластовой структурой, развившемся при перекристаллизации кремнистого геля; 2 – концентрически-зональное образование в максовите. Углеродистое вещество – белое, кварц – светло-серый, углеродисто-кремнистая масса – серая, углеродисто-карбонатная масса представлена тонким чередованием черных и темно-серых полос; 3 – почковидные углеродисто-кремнистые образования в брекчированном максовите. Пирит – ярко-белый, углеродистое вещество – белое, кварц – светло-серый, углеродисто-кремнистая масса – серая; 4 – зональное и концентрически-зональное (справа сверху) строение брекчированного углеродисто-кремнистого агрегата. Трещинки усыхания выполнены углеродистым веществом (белое), по секущим максовит трещинкам и в оторочке развивается мелкочешуйчатая слюда (черное); 5 – брекчированный максовит с метаколломорфными выделениями пирита (ярко-белое). Извилистые прожилки, сложенные углеродистым веществом (светло-серое), возможно, отвечают скрытым поверхностям почек в раскристаллизовавшемся углеродисто-кремнистом геле (темно-серое); 6 – обособление углеродистого вещества в углеродисто-кварцевой массе брекчировано, обростаёт кварцем, калишпатом и слюдой. Трещинки усыхания в микрозернистом углеродисто-кварцевом агрегате выполнены углеродистым веществом. Брекчированный максовит; 7 – колломорфные выделения углеродистого вещества в микрозернистом углеродисто-кварцевом цементе (раскристаллизовавшемся кремнистом геле). Наиболее крупные почковидные обособления углеродистого вещества (белое) брекчированы, разделены агрегатом слюдки, калишпата и микрозернистого кварца; 8 – сферические углеродисто-кремнистые образования в микрозернистой углеродисто-кварцевой массе. Трещины усыхания в сферолитах выполнены углеродистым веществом (белое), калишпатом и слюдой (серое)

максовитов в углеродисто-кремнистом цементе нередко обуглерожены, причем наблюдается постепенный переход от максовита к однородному желтому УВ, содержащему единичные минеральные микровключения размером $n=0,01$ мм. Обуглероженные ксенолиты максовитов обычно соединены тонкими «перемычками», сложенными УВ.

Желтое УВ выполняет жеоды в максовитах и жеодоподобные остаточные пространства в цементе брекчий. Последние имеют форму многоугольника (нередко удлиненного) с обращенными к центру выпуклыми сторонами. Наиболее поздние микропрожилки УВ рассекают как углеродисто-кремнистые выполнения, так и максовиты.

Бронзово-серое миграционное УВ образует в брекчированных максовитах микропрожилки прихотливой формы с тонкой линзовидной полосчатостью, обусловленной колебаниями в содержании УВ, а также слагает почковидные агрегаты и сплошные выделения в межпочечных остаточных пустотах (рис., 8). Отмечается постепенное изменение количества тонкодисперсной минеральной примеси (а следовательно, цвета и отражательной способности) по простираению прожилка, в сферолитах – в радиальном направлении, реже – по центрам.

Бронзово-серое УВ сечется микропрожилками желтого УВ, встречается в нем в виде линзовидных и полосчатых обособлений. Оба вида УВ участвуют в различном соотношении в совместных выделениях.

В зональной жеоде с тонкозернистой углеродисто-кварцевой оторочкой, на бугристой поверхности которой нарастают углеродисто-кремнистые сферолиты, желтое УВ проникает по отдельным центрам, брекчируя и поглощая их, вплоть до появления бронзово-серого УВ с точечными минеральными включениями.

В заключение необходимо отметить, что выполнение углеродисто-кремнистых секретий в залежах максовитов происходило при участии коллоидных растворов и носило длительный, прерывистый, многостадийный характер. Коллоидная природа углеродисто-кремнистой массы обосо-

бывается наличием бугристо-полосчатых зон; почковидных и концентрически-зональных образований, отложившихся на стенках открытых трещин; углеродисто-кремнистых сфероидов и их реликтов в жеодах; признаков флюиальности в цементе брекчий, а также многочисленных трещин усыхания, выполненных более поздними образованиями. Консервирующие свойства УВ обусловили в значительной мере сохранение колломорфного строения при перекристаллизации.

Заложение наиболее ранних секретий, вероятно, имело место по трещинам синерезиса в сапропелевом осадке, еще не полностью утратившем пластичность. Бугристая форма контактов секретий с максовитами; извилистая, нередко петлеобразная форма микропрожилков, признаки флюиальности как в цементе брекчий, так и в боковой породе говорят в пользу этого предположения. Форма секретий определялась формой пустот и пор (в том числе трещин усыхания). Мелкие округлые обособления образовались, возможно, на месте газово-жидких включений, многоугольные с вогнутыми сторонами обособления отражают форму межпочечных пустот.

Миграционное УВ обнаруживает большое морфологическое разнообразие. Наличие секущих взаимоотношений позволяет выделить не менее трех генераций УВ. После отвердения углеродисто-кремнистого геля движение газово-жидкого флюида происходило, по всей видимости, по трещинам контракции, отслоения, остаточным пустотам, линзовидным полосам ксенолитов, так как именно здесь наблюдается отложение УВ, а несколько позже мелкозернистого кварца, слюды, сульфидов и т. п. Основной этап формирования миграционного УВ, вероятно, обусловлен внедрением силлов габбро-долеритов, обеспечивших мощный прогрев, вплоть до образования скрытокристаллического графита. Отложение миграционного УВ нередко сопровождалось метасоматозом ранее образовавшихся минеральных масс.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 05-05-97513р-север-а.

1. Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск, 2002. 280 с.

2. Фирсова С. О., Шатский Г. В. Брекчии в шунгитовых породах Карелии и особенности их генезиса // ДАН СССР. 1988. Т. 302. С. 177–180.

3. Рычанчик Д. В., Ромашкин А. Е. Особенности внутреннего строения Максовской залежи шунгитовых по-

род // Углеродсодержащие формации в геологической истории: Тр. междунар. симпоз. (2–7 июня 1998 г., Петрозаводск). Петрозаводск, 2000. С. 73–79.

4. Фирсова С. О., Якименко Е. Ю. Еще раз к вопросу о шунгите // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 3. С. 88–94.

ЭКЛОГИТЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

О. И. Володичев

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, volod@krc.karelia.ru

В современной геологии проблемы высокобарических (НР) и ультравысокобарических (УНР) комплексов приобрели особую актуальность. Связано это с тем, что в соответствии с получившей широкое распространение и среди отечественных специалистов теорией тектоники плит данные комплексы и, в первую очередь, эклогиты как главный их компонент являются индекс-признаком конвергентных – субдукционных и коллизионных процессов. В результате столь повышенного внимания к указанной проблеме в последний период было получено много интересных данных, позволивших значительно расширить и углубить наше представление как о геологии и петрологии этих комплексов, так и об особенностях геодинамики процессов их образования и последующей их эксгумации. В числе несомненных достижений в этой области особое место занимает первая в мире достоверная находка позднеархейских коровых эклогитов в Беломорском подвижном поясе (БПП) в районе с. Гридино [1] и на Кольском полуострове в районе Б. Салмы [2, 3]. Значимость названных находок заключается в том, что многие исследователи считают, что в архее из-за высокого геотермического градиента и сравнительно тонкой земной коры эклогиты, как наиболее показательные индикаторы глубокой субдукции, не могли образоваться, и только в позднем протерозое (около 1 млрд лет назад) возникли условия, необходимые и достаточные для развития литосферы Земли по плитотектоническому сценарию и, следовательно, для образования эклогитов. Позднее благодаря находке эклогитов в Усагаранском поясе Танзании с возрастом 2,0 млрд лет [4] этот рубеж отодвинули вглубь на 1 млрд лет, но отношение к специфике архейской геодинамики в основном оставалось прежним.

Главным следствием этой находки является вывод о вероятном существовании в архее относительно мощной (порядка 60–65 км) земной коры, достаточной для проявления на раннем этапе развития Земли конвергентных плитотектонических процессов – субдукции, судя по Р-Т параметрам эклогитового метаморфизма, в условиях «теплой»

плиты (геотермический градиент 13–14 град/км, $P = 14,0–17,5$ кбар, $T = 740–865$ °С) и коллизии. Какую геодинамическую природу имеют данные архейские эклогиты, связано ли их образование с одним из этих процессов или они просто являются эксгумированным фрагментом нижнекоровых образований, предстоит выяснить в ходе последующих более детальных исследований.

В районе с. Гридино эклогиты распространены в пределах линейной структуры, генетическая природа которой интерпретируется как зона интенсивно мигматизированного тектонического меланжа [1]. Аллохтонный характер обломочного компонента меланжа определяется большим разнообразием пород в обломках, с учетом их генетических и петрогеохимических особенностей как в структуре в целом, так и в отдельных участках и обнажениях; различной степенью и характером фрагментарности пород; разной степенью участия их в деформациях; значительным градиентом в условиях метаморфизма отдельных компонентов, а также несомненным отличием от пород, слагающих пограничные структуры. В составе обломочного компонента резко преобладают породы основного состава – эклогиты и продукты их ретроградного преобразования; метаморфизованные, в том числе и эклогитизированные, габброиды разного состава, формационной принадлежности и, вероятно, возраста; разнообразные амфиболиты – полевошпатовые, гранатовые и гранат-клинопироксеновые, а также метапироксениты; образовавшиеся по анортозитам цоизитовые породы; реже гнейсы, и в том числе кианит-гранат-биотитовые и кальцифиры.

Эклогиты с возрастом 2720 ± 8 млн лет [5], образованные в основном по базитам, сопоставимым с офиолитоподобным комплексом БПП [6], а также по пироксенитам и магнезиальному габбро, уже в домигматитовый период прошли полный цикл ретроградных преобразований, включающий образование симплектитовых эклогитов нескольких генераций и гранат-клинопироксеновых амфиболитов ($P = 14,0–13,0$ кбар до 6,5 кбар, $T = 770–650$ °С), испытавших к тому

же деформации с образованием изоклиальной складчатости.

Впоследствии и мигматизирующие гранитоиды – эндробиты плагиогранитного, тоналитового и кварцеводиоритового состава подверглись структурно-метаморфическим преобразованиям и превратились в биотитовые и амфиболовые гнейсы с гранатом и клинопироксеном. Возраст цирконов из дайки плагиогранитов на о. Столбиха ($2701,3 \pm 8,1$ млн лет [1]), секущей породы архейского сложноскладчатого эклогитсодержащего комплекса и не участвовавшей в наложенных деформациях, отражает верхний возрастной рубеж формирования этого комплекса.

Относительно коровых эклогитов других комплексов архейские эклогиты БПП на Р-Т диаграммах занимают свое место – они образовались в условиях относительно повышенных температур и пониженных давлений.

БПП – архейская структура, продолжившая свое активное развитие в высокобарическом режиме и в палеопротерозое [7]. В настоящее время выделяются, по крайней мере, три возрастные генерации эклогитов, установленные в дайках базитов разнообразного состава, обнаруживающих интрузивные контакты с менее метаморфизованными вмещающими породами.

Это другой генетический тип эклогитов, отличающийся от архейского. Детальное геолого-петрологическое исследование позволяет прийти к заключению о том, что метаморфизм в дайках, нередко достигающий условий эклогитовой фации, проявляется в разных магматических камерах автономно, вероятно, в соответствии с автоклавной моделью [8]. Для оценки соотношения метаморфизма в дайках и вмещающих породах, помимо простого сравнения Р-Т параметров, использовались более конкретные данные. 1) В ряде случаев для даек всех возрастных генераций устанавливается их приуроченность к сдвиговым зонам, по-видимому, трансформационным. Изучение парагенезисов, образование которых связано со сдвиговыми деформациями, дает информацию об условиях метаморфизма и, соответственно, о глубинности проявления этого процесса, непосредственно предшествующего или соответствующего времени внедрения базитов. 2) В дайках с нормальными интрузивными контактами практически повсеместно фиксируются экзоконтактовые маломощные зоны амфиболизации с гранатовой оторочкой в сторону вмещающих пород. В тонких, характерных для этого района (30–1 см) дайках (жилах), а также в апофизах магматический минеральный состав либо сохраняется только в центральных частях, либо отсутствует полностью и бывает представлен амфиболом, состав которого, как и в зонах эндоконтактовой амфиболизации, отражает, очевидно, состоявшееся температурное и барическое равновесие между условиями метаморфизма базитов на заключительной стадии их становления и вмещающих пород.

Уровень метаморфизма вмещающих пород в целом соответствует амфиболитовой фации повышенных давлений (7–8 кбар) с возможными проявлениями гранулитовой фации (8–10 кбар).

Время формирования даек I возрастной генерации соответствует интервалу 2,7–2,45 млрд лет. Они секут породы сложноскладчатого эклогитсодержащего архейского комплекса и, в свою очередь, секутся дайками II возрастной генерации. Среди них выделяются группы высокожелезистого (Fe-Ti), толеитового (Fe) и субщелочного (Na+K, Fe) составов. Возможно, при дальнейших исследованиях обнаружатся их возрастные различия. Эклогитизации подвержены габброиды всех выделенных групп, но парагенезисы эклогитовой фации установлены пока только в толеитовых (Fe) и субщелочных (Na+K, Fe) габброидах. В последних парагенезисы эклогитовой фации достигаются уже на стадии образования друзитовых структур ($Gr^{20}-Omp_{24-30}$, P = 14 кбар, T = 750 °C). В других случаях это симплектитовые эклогиты, прошедшие ретроградные преобразования до стадии гранат-клинопироксеновых амфиболитов. Эклогитизированные толеитовые габбро в основном имеют гранат-клинопироксен-плагиоклазовый с амфиболом состав, по условиям метаморфизма соответствующий высокобарической гранулитовой фации и достигающий в ряде случаев условий эклогитовой фации ($Gr^{20-24}-Omp_{33-36}$, P = 16,5–17,5 кбар, T = 880–930 °C) с последующими ретроградными преобразованиями.

Дайки II возрастной генерации представлены широко известным в БПП комплексом магнезиальных (Mg-Cr) пород ультраосновного – основного состава или комплексом лерцолитов – габбро-норитов [9] с изотопным возрастом 2,43–2,44 млрд лет [10, 11]. Для эклогитов по габбро II возрастной генерации – в кианитовых симплектитовых эклогитах о. Высокого в губе Великой Е. В. Бибиковой по цирконам U-Pb методом был определен возраст $2416,1 \pm 1,3$ млн лет [12]. Процессы эклогитизации в дайках II возрастной генерации проявлены неравномерно как по площади, так и в пределах отдельных магматических тел. Различными являются и уровни Р-Т условий. В установленных эклогитовых парагенезисах, реликтовых среди симплектитовых *Spx-Pl* сростаний, содержание *Jd* в *Omp* варьирует в количестве 20–36%, содержание *Prp* в *Gr* – от 38 до 48%. В дайке на восточной окраине с. Гридино устанавливаются и более высокие параметры в парагенезисах $Gr^{45-51}-Omp_{38-57} \pm Crn$ (P до 19–20 кбар, T до 920–930 °C).

Дайки III возрастной генерации, секущие дайки II генерации, представлены двумя разновидностями – высокожелезистыми (Fe-Ti) и толеитовыми (Fe) габброидами [13]. Первые сопоставляются с коронитовыми габбро БПП и долеритами Карельского кратона с возрастом 2,12 млрд лет [14]. Эклогитовые парагенезисы ($Gr^{25}-Omp_{23-27} \pm Rut$)

пока зарегистрированы только в дайках габбро толеитового состава (м. Гридино), они соответствуют $P = 13,5-14,0$ кбар, $T = 730-770$ °С.

Изучение соотношения метаморфизма в дайках и вмещающих породах на примере дайки эклогитизированных оливиновых габбро-норитов на восточной окраине с. Гридино показало неадекватность $P-T$ условий метаморфических процессов с положительным градиентом в дайках (рис.). Это указывает на автономный характер проявления процесса эклогитообразования. Совокупность геолого-петрологических данных позволяет заключить, что градиенты (для даек разного состава), скорее всего, обусловлены высоким барическим потенциалом внедрившейся магмы, что, вероятно, имеет прямую связь со спецификой геодинамической обстановки формирования палеопротерозойских эклогитсодержащих базитовых комплексов БПП, суть которой еще предстоит изучить.

Эволюция процессов эклогитообразования в этой дайке происходила по двум направлениям, трендам. Фоновым является тренд изобарического остывания по мере кристаллизации вещества дайки от центра к краю (более определенно он устанавливается в эклогитизированной дайке габбро III возрастной группы, рис.). В большинстве магматических тел на этом процесс эклогитизации заканчивается. В других на этом фоне перманентно развиваются последующие стадии процесса эклогитизации, ведущие в одних магматических телах к образованию эклогитов с содержанием Jd в $Ompr$ до 33–36% (P до 15–16 кбар, $T = 770-820$ °С), в других (данная дайка) – более высокобарических (до 20 кбар) и высокотемпературных (до 930 °С) эклогитов (рис.) с содержанием Jd в $Ompr$ до 57%, что, вероятно, обусловлено создавшимися в этих природных автоклавах сверхдавлениями флюидов, следы присутствия которых обозначены многочисленными ламеллями водосодержащего амфибола в клинопироксенах.

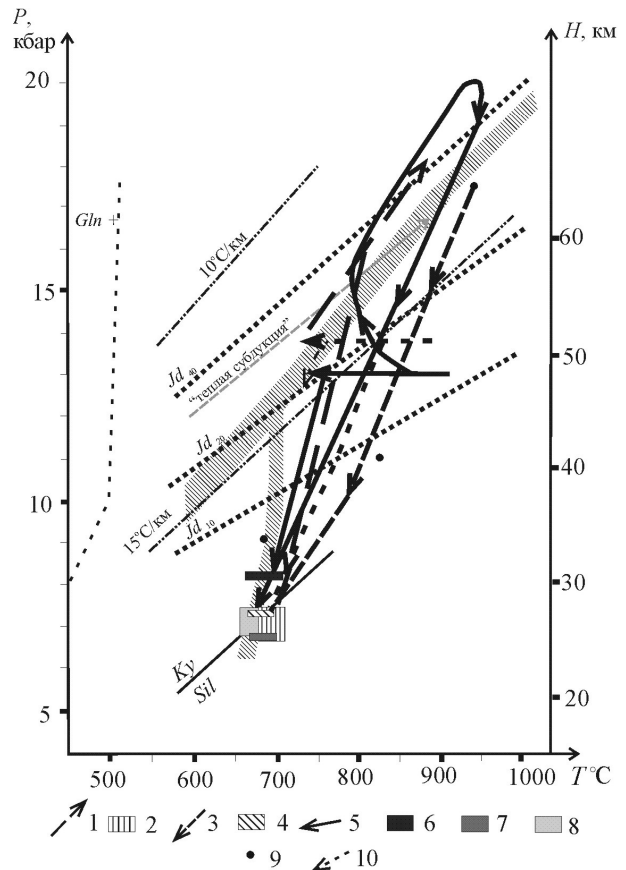
Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 06-05-64876).

1. Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикова Е. В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.

2. Щипанский А. А., Конюхов А. Н., Минц М. В. и др. Позднеархейские эклогиты Салмы, Беломорский подвижный пояс, Кольский полуостров, Россия: петрогенезис, возраст и значение для геодинамической интерпретации обстановок формирования ранней континентальной коры // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 324–327.

3. Каулина Т. В., Апанасевич Е. А. Архейские эклогиты района Широкая Салма (Кольский полуостров): U-Pb и Sm-Nd данные // Там же. С. 174–175.

4. Möller A., Appel P., Mezger K., Schenk V. Evidence for a 2.0 Ga subduction zone: Eclogite in the Usagaran



P-T диаграмма эволюционных трендов развития эклогитов Беломорского подвижного пояса разных возрастных генераций:

1 – тренд прогрессивной и регрессивной ветвей эволюции архейских эклогитов; 2 – условия метаморфизма заключительной стадии ретроградного преобразования архейских эклогитов; 3 – тренд эклогитов AR-PR возраста (I возрастная генерация протерозойских эклогитов); 4 – условия метаморфизма заключительной стадии их преобразования; 5 – тренд эклогитизации по габбро-норитам комплекса лерцолитов – габбро-норитов с возрастом 2,43–2,44 млрд лет (II возрастная генерация); 6–8 – условия метаморфизма: 6 – наложенной амфиболизации в мелкозернистых эклогитах; 7 – в узкой эндоконтактной зоне; 8 – во вмещающих породах (экзоконтакты дайки); 9 – условия метаморфизма ассоциаций *Gr-Cpx-Pl-Qtz* во вмещающих породах (экзоконтакт дайки); 10 – тренд эклогитизации в дайках толеитового габбро (III возрастная генерация)

belt of Tanzania // *Geology*. 1995. V. 23, N 12. P. 1067–1070.

5. Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Володичев О. И. и др. Изотопно-геохимическая характеристика архейских эклогитов и глиноземистых гнейсов Гридинской зоны тектонического меланжа Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // *Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии*. СПб., 2003. С. 68–71.

6. Slabunov A. I., Stepanov V. S. Late Archean ophiolites of the Belomorian Mobile Belt, Fennoscandian/Baltic Shield: why not? // *International Ophiolite Symposium and Field Excursion. Generation and Emplacement of Ophiolites through time*. Oulu, Finland. Geol. Survey of Finland. Special Paper 26. 1998. P. 56.

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

8. Добрецов Н. Л. Лавсонит-глаукофановые и глаукофановые сланцы СССР и некоторые проблемы метаморфизма орогенических поясов // Междунар. геол. конгр. XXIII сес. Докл. советских геологов. М., 1968. С. 31–39.

9. Степанов В. С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л., 1981. 216 с.

10. Lobach-Zhuchenko S. B., Arestova N. A., Chekulaev V. P. et al. Geochemistry and petrology of 2.40–2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // Precambrian Research. 1998. V. 92. P. 223–250.

11. Слабунов А. И., Ларионов А. Н., Бибикова 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.

12. Слабунов А. И., Володичев О. И., Бибикова Е. В. U-Pb геохронология, Nd систематика и петрология ран-

непротерозойских эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб., 2003. С. 465–467.

13. Степанов В. С., Степанова А. В. Гридинское дайковое поле: геология, геохимия, петрология // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия... Петрозаводск, 2005. С. 285–288.

14. Степанова А. В., Ларионов А. Н., Степанов В. С. и др. Раннепротерозойский (2.1 млрд. лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология, геодинамические следствия // Мантийные плюмы и металлогения: Материалы междунар. симпози. Петрозаводск; Москва, 2002. С. 234–237.

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ

А. И. Голубев, Н. Н. Трофимов, М. М. Лавров, В. Д. Слюсарев

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск

Территория Карелии, являющаяся составной частью Фенноскандинавского щита, характеризуется длительным многоэтапным геологическим развитием в различных геодинамических условиях, неоднократным проявлением разнообразного вулканоплутонизма, сопровождавшегося вулканогенно-осадочным, магматическим, гидротермальным и метаморфогенно-метасоматическим рудогенезом. Анализ существующего материала позволяет констатировать, что наиболее перспективны на благороднометалльное оруденение зеленокаменные пояса верхнеархейского времени и протерозойские вулканогенно-осадочные, вулканогенные и интрузивные образования, формирующиеся в режиме внутриплитного континентального рифтогенеза (рис.). При этом установлено, что для зеленокаменных поясов более характерна золоторудная специализация, а для протерозойских образований – платинометаллическая [1, 2].

Золоторудные месторождения зеленокаменных поясов по обстановкам нахождения и формирования разнообразны и имеют устойчивые ассоциации с конкретными рудоносными литофациальными комплексами формаций. Выделено шесть рудно-формационных типов золоторудных месторождений зеленокаменных поясов, названных по наиболее характерным региональным генотипам месторождений [3]. Сингенетическое накопление золота лопийских зеленокаменных поясов связано преимущественно со среднекислым магматизмом андезит-дацитовой и дацит-риолитовой формаций, дайками и субвулканическими интрузиями порфирирового типа, колчеданно-полиметаллической и полосчатыми железисто-кремнистыми

рудными формациями. Одна из характерных особенностей зеленокаменных поясов – развитие мультстадийных метаморфических процессов и формирование региональных зон расланцевания, контролируемых положением ореолов гидротермально-метасоматических изменений.

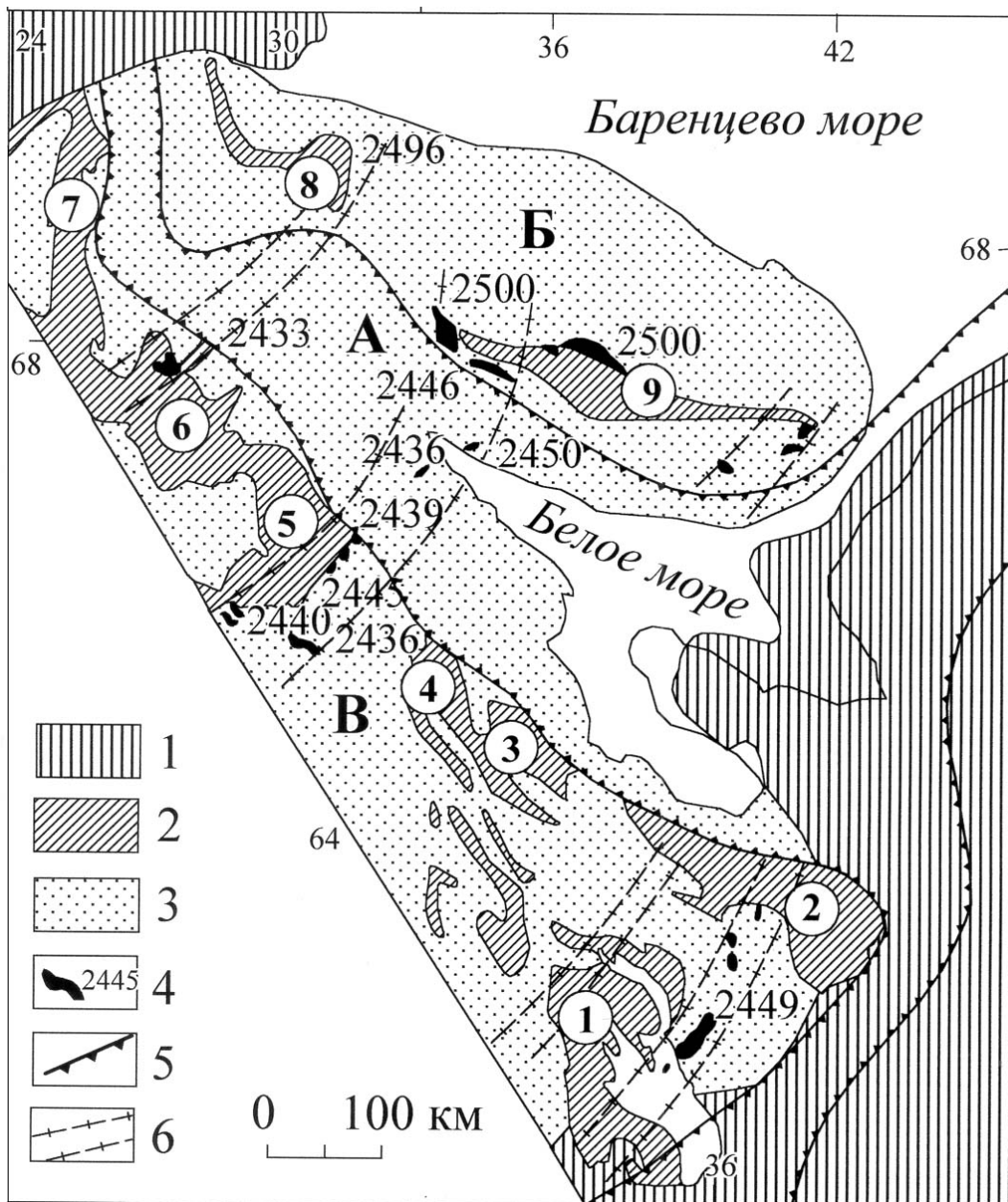
Анализ перспектив золотоносности архейских зеленокаменных поясов Карелии с учетом данных по Канаде, Австралии, Индии, Южной Африке, Финляндии и другим докембрийским провинциям позволяет оптимистически оценивать регион на предмет обнаружения промышленно значимых объектов [4, 5].

К потенциально золотоносным раннепротерозойским образованиям Карелии относятся сульфидсодержащие вулканогенно-осадочные толщи и углеродсодержащие сланцы в областях основного и средне-кислого вулканизма. Рудопроявления этой группы характерны для Онежской, Ладжской и Куоляярвинской структур и типичны для южной Финляндии [6]. Рудопроявления, связанные с раннеорогенным гранитоидным магматизмом (I-типа, например, проявление Алатту в Северном Приладожье), наиболее схожи по условиям формирования с месторождениями в свекофеннидах Финляндии [7].

Наиболее перспективными на платинометалльное оруденение являются протерозойские рифтогенные структуры (рис.). Практический интерес представляют: 1 – расслоенные мафит-ультрамафитовые массивы (Бураковский, Кивакка, Ци-принга, Луккулайсваара и др.) с хромитовым и малосульфидным оруденением. С ними связаны ведущие типы платинометаллического оруденения:

а) платино-палладиевый малосульфидный тип – стратиформные горизонты в зонах наибольшей контрастной расслоенности; б) платино-палладиевый сульфидный Cu-Ni в обогащенных сульфидами краевых и центральных зонах интрузий; в) Os-Ru-Ir – окисный в рудных хромитовых горизонтах; г) палладиево-сульфидный с Au в зонах гидротермально-метасоматической переработки пород и руд; 2 – дифференцированные габбро-диоритовые интрузии с Ti-Mgt оруденением (Пудож-

гора, Койкары-Святнаволок и др.). Благороднометалльное оруденение локализовано в титаномagnetитовом горизонте в подошве ореола меди и контролируется борнит-халькопиритовой ассоциацией; 3 – черносланцевые формации, с первично-аномальными концентрациями рудных и благородных элементов, образующие комплексные Cu-U-Mo-V руды с благороднометалльной специализацией в зонах складчато-разрывных дислокаций (СРД) в свекофеннский этап активизации.



Раннепротерозойская Беломорско-Лапландская внутриконтинентальная рифтогенная структура:

1 – фанерозойские отложения; 2 – нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 3 – нерасчлененные архейские и архей-протерозойские (Беломорский блок) образования; 4 – раннепротерозойские расслоенные интрузии и их изотопный возраст; 5 – границы срединной зоны рифта и субпровинций в составе Карело-Кольской металлогенической провинции: А – Беломорской; Б – Кольской (северо-восточное плечо рифта); В – Карельской (юго-западное плечо рифта); 6 – поперечные зоны растяжения, контролирующие внедрение расслоенных интрузий. Раннепротерозойские компенсационные структуры прогибания: 1 – Онежская, 2 – Ветренный Пояс, 3 – Лехтинская, 4 – Шомбозерская, 5 – Пана-Куоляярвинская, 6 – Сала-Соданкюля, 7 – Карасйоок, 8 – Печенгская, 9 – Имандра-Варзугская

Ниже приводится краткая характеристика перспективных типов платиноидного оруденения Карельского региона [8].

Малосульфидный платиноидно-металлический тип с платино-палладиевой специализацией приурочен к ритмично-расслоенным и дифференцированным базит-гипербазитовым комплексам. Наиболее перспективными объектами являются Бураковский массив и ритмично-расслоенные интрузивы Олангской группы севера Карелии (Луккулайсваара, Кивакка, Ципринга), приуроченные к зоне глубинных разломов внутриконтинентальной рифтогенной системы субширотного простирания. В Бураковском массиве малосульфидный платиноидно-металлический тип связан с сульфидсодержащими горизонтами пород, приуроченных к верхней части клинопироксенитовой подзоны и полосчатым подзонам переходной зоны. Количество сульфидов в них колеблется от 1 до 3%, и представлены они халькопиритом, пентландитом, пиритом, пирротинном. Содержание МПГ в микроасслоенных горизонтах достигает 3 г/т в клинопироксенитовой зоне и до 6 г/т в полосчатой подзоне при постоянном преобладании Pd над Pt [9–11]. Существует прямая корреляционная зависимость между содержанием платиноидов и количеством сульфидов. Среди минеральных форм установлены теллуриды и висмутиты платины и палладия — мончеит, котульскит, меренскит, соболевскит, фрудит, сопчеит [12].

Вторым перспективным объектом является Олангская группа расслоенных интрузий. В массиве Луккулайсваара, по данным С. Ф. Ключина, выявлено семь рудных зон протяженностью до 5 км при мощности от 12 до 150 м, содержащих бедную сульфидную вкрапленность (1–2%), с которой и связано платиноидное оруденение [13]. Платиноидное оруденение приурочено к средней критической зоне норитовой серии, где установлены две ассоциации сульфидов, содержащие платиновые минералы [14]. Первая ассоциация пентландит-пирротин-халькопиритовая и пентландит-халькопиритовая со сперрилитом, меренскитом и котульскитом приурочена к нижней части норитовой серии. Вторая сульфидная ассоциация с промышленными концентрациями МПГ характерна в пределах тела микрогабброноритов в верхней части норитовой зоны, где выделяются три обогащенных платиноидами горизонты: 1) верхний (северный) непротяженный горизонт имеет содержания МПГ до 1,5–2 г/т; 2) зона максимальной концентрации платиноидов (до 20 г/т) приурочена к нижнему эндо- и экзоконтакту микрогабброноритов и характеризуется неравномерным распределением оруденения; 3) пегматоидные разновидности в микрогабброноритах с медно-никелевым оруденением, в которых установлен широкий спектр сульфидов и металлов платиновой группы [14].

Массив Кивакка характеризуется хорошо выраженной расслоенностью, в нем выделяются те же серии, что и в Луккулайсвааре. Продуктивной на МПГ в интрузиве является зона ритмично-расслоенных норитов с рассеянной сульфидной минерализацией (до 1%) с гнездообразными выделениями халькопирита, пентландита и пирротина. Аномальное содержание платиноидов приурочено к трем уровням: первый связан с оливинсодержащими пироксенитами нижней части разреза зоны; второй — с горизонтом пироксенитов в средней части разреза; третий — с прослоем меланократовых норитов в ассоциации с лейкократовыми норитами верхней части зоны. Мощность этих горизонтов колеблется от 1 до 30 м. Наиболее перспективным является первый горизонт, представленный пачкой переслаивания оливинсодержащих норитов, оливиновых пироксенитов и анортозитов, обогащенных сульфидами. Содержание суммы МПГ не превышает 4,6 г/т при отношении Pt/Pd от 1 : 3 до 2 : 1. Сульфиды представлены пирротинном, пентландитом, халькопиритом; редко встречаются виоларит, пирит, сфалерит, борнит, халькозин, галенит, золото, серебро. Минералы МПГ образуют мелкие включения в сульфидах или располагаются в межзерновом пространстве.

Платиносодержащая хромитовая рудная формация выделена в Бураковском массиве и приурочена к главному хромитовому горизонту (ГХГ) мощностью 3–5 м, который разделяет ультраосновную и переходную зоны. По простиранию он непрерывно прослежен полностью в пределах Аганозерского блока и частично — Шалозерского. Содержания МПГ достигают 1–3 г/т, а минеральные формы представлены сульфидами ряда лаурит — эрликманит и интерметаллидами ряда изоферроплатина — аваурит. В целом платиноидная минерализация в хромитах обладает хорошо выраженной Pt-Ru-Os-Ir специализацией и обнаруживает сходство с минерализацией хромитовых горизонтов массивов Стиллоутер и Пеникат [15].

Платиносодержащая титаномагнетитовая с ванадием формация связана с титаномагнетитовыми месторождениями — Пудожгорским и Койкарско-Святнаволоцким, приуроченными к одноименным габбро-долеритовым интрузиям. Пудожгорская и Койкарско-Святнаволоцкая пластовые интрузии габбродолеритов расположены в краевых частях Онежской рифтогенной структуры.

Интрузии сформированы флюидонасыщенными высокожелезистыми расплавами, прошедшими глубинную и гипабиссальную дифференциацию и обогащенными Ti, V, Cu, S, Au, Pt, Pd, но истощенными по Ni, Co, Cr. Обе пластовые интрузии дифференцированы на нижнюю — габбровую и верхнюю — диоритовую зоны. Горизонт вкрапленных титаномагнетитовых руд, разделяющий их, занимает псевдостратифицированное положение в разрезе, в 30–40 м от подошвы силлов, мощ-

ность его около 20 м. Титаномагнетитовое оруденение имеет ликвационный магматический генезис. Руды средне- и густовкрапленные, хорошо технологически изучены. Структура их – идиоморфнозернистая и субмикроскопическая распада твердых растворов. Благороднометалльное оруденение концентрируется сульфидным парагенезисом халькопирит-борнит (0,1–1%) и представлено теллуридами Pt и Pd – котульскитом, меренскитом, сопчеитом, кейтконнитом, сперрилитом. Средняя концентрация суммы БЭ (Au + Pt + Pd) незначительная и составляет 731 мг/т для Пудожгорского и 875 мг/т для Койкарско-Святнаволоцкого месторождения. В пределах титаномагнетитового горизонта имеются слои мощностью 5–7 м, обогащенные БЭ со средним содержанием 1,5–2 г/т. При этом в Пудожгорском месторождении обогащена нижняя часть рудного горизонта, а в Койкарско-Святнаволоцком – верхняя.

Платино-полиметалльная рудная формация в углеродсодержащих сланцах. Металлогенетическая специфика черносланцевой формации определяется приуроченностью к ней (геохимический барьер) месторождений комплексных уран-ванадиевых руд с благороднометалльной специализацией в зонах СРД в альбит-карбонатно-слюдистых метасоматитах (падминский подтип) [16, 17].

Кроме комплексных месторождений в зонах СРД, большой интерес представляют углеродсодержащие вулканогенно-осадочные образования, несущие стратиформную сульфидную минерализацию с благороднометалльной специализацией. Несмотря на общую зараженность сульфидами всех частей

разреза, наблюдается приуроченность рудного вещества к углеродсодержащим туффидам средней подсвиты заонежской свиты. Выделяются горизонты хемогенно-терригенных пород с конкреционной, линзовидной и другими формами сульфидной минерализации. На фациальных профилях они тяготеют к полям гидротермальной проработки второй фазы лудиковийского базальтового вулканизма. Именно к этим горизонтам приурочены максимальные концентрации благородных металлов. Это оруденение следует относить к уникальному подтипу онежского типа. Широкое площадное распространение стратиморфного сульфидного оруденения с благороднометалльной специализацией, а также четкая приуроченность его к определенным частям разреза дают основание рассматривать этот подтип как один из наиболее потенциально перспективных на БМ. Подобный тип минерализации обнаружен также в Куолярвинской структуре, Ветреном Поясе, Северном Приладожье.

В верхнеархейских зеленокаменных поясах платиноидное оруденение установлено в связи с магматическими типами: медно-никелевым (Волошово), хромитовым (Выгозеро), титаномагнетитовым (Хаутаваара), апатит-магнетитовым (Сяргозеро) в базит-ультрабазитовых комплексах.

Приведенные исследования позволяют по-новому оценивать перспективы Карельского региона на благороднометалльное оруденение и говорить о Карелии как о новой рудной благороднометалльной провинции на Северо-Западе России, ресурсы которой оцениваются по платиноидам в 1200 т: категория P₁ – 185 т; P₂ – 357 т; P₃ – 658 т, а по золоту – 245 т [18].

1. Голубев А. И., Трофимов Н. Н., Лавров М. М. Нетрадиционные типы благороднометалльного оруденения Карелии – минерально-сырьевой потенциал XXI века Северо-Запада России // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века: Тез. докл. Т. 2. СПб., 2000. С. 68–70.

2. Голубев А. И., Филиппов Н. Б., Трофимов Н. Н. Перспективные рудно-формационные типы платиноносных объектов Карелии // Материалы Всерос. симпозиума «Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов». М., 2002. С. 128–132.

3. Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Ганжа Л. М. и др. Геолого-поисковые модели золоторудных месторождений зеленокаменных поясов // Руды и металлы. 2000. № 4. С. 5–15.

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

5. Кожевников В. Н., Голубев А. И., Рыбаков С. И. Факторы контроля золотометалльного оруденения в архейских зеленокаменных поясах: Сравнительный анализ Сьюпириор и Карельского кратонов // Отечественная геология. 1998. № 3. С. 55–64.

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

7. Иващенко В. И., Ручьев А. М., Лавров О. Б., Кондрашова Н. И. Рудопроявление Пякюля – новый перспективный благороднометалльный объект в Приладожье // Там же. С. 40–53.

8. Голубев А. И., Трофимов Н. Н., Лавров М. М., Филиппов Н. Б. Рудно-формационные типы платиноносных объектов Карелии // Платина России. Т. V. М., 2004. С. 335–344.

9. Ганин В. А., Гриневиц Н. Г., Логинов В. Н. Петрология и платиноносность Бураковско-Аганозерской интрузии (Восточное Заонежье) // Платина России. Т. II, кн. 2. М., 1995. С. 19–23.

10. Шарков Е. В., Богатииков О. А., Пчелинцева Н. Ф. и др. Перспективы платиноносности раннепротерозойского Бураковского расслоенного интрузива в Южной Карелии // Там же. С. 10–19.

11. Лавров М. М., Голубев А. И., Трофимов Н. Н. Геохимия и минералогия Бураковского расслоенного интрузива // Отечественная геология. 2006. № 1. С. 3–13.

12. Трофимов Н. Н., Барков А. Ю., Леднев А. И. и др. Первые данные о минералах платиновых металлов в Бураковском расслоенном массиве (Карелия) // ДАН СССР. 1990. Т. 315, № 3. С. 703–706.

13. Клуонин С. Ф., Гроховская Т. Л., Захаров А. А. и др. Геология и перспективы платиноносности Олангской группы массивов (Северная Карелия) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М., 1994. С. 111–125.

14. Гроховская Т. Л., Дистлер В. В., Ключин С. Ф. и др. Малосульфидная платиновая минерализация массива Луккулайсваара (Северная Карелия) // Геология рудных месторождений. 1992. Т. 34, № 2. С. 32–50.

15. Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1999. 340 с.

16. Билибина Т. В., Мельников Е. К., Савицкий А. В. О новом типе комплексных руд в Южной Карелии // Гео-

логия рудных месторождений. 1991. Т. 33, № 6. С. 3–14.

17. Савицкий А. В., Билибина Т. В., Мельников Е. К. и др. Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М., 1994. С. 217–225.

18. Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Геодинамическая позиция перспективных платиноносных формаций Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск, 2003. С. 26–33.

УЛУЧШЕНИЕ ИЗНОСОУСТОЙЧИВОСТИ ФУТЕРОВКИ ИНДУКЦИОННЫХ ТИГЕЛЬНЫХ ПЕЧЕЙ МЕТОДОМ ВВЕДЕНИЯ МИНЕРАЛИЗАТОРОВ

А. С. Заверткин, А. Н. Сафронов

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; safronov@krc.karelia.ru

Одной из наиболее распространенных добавок для спекания порошкообразных масс из кварцитов является борная кислота. Вводится она обычно в небольшом количестве от 0,5 до 3% [1]. Для связи при прессовании образцов и изделий применяют глину, жидкое стекло, сульфитно-спиртовую барду или ее заменители в количестве от 1 до 2% (в расчете на твердое вещество). В качестве минерализующих добавок используют помимо H_3BO_3 , борный ангидрид, буру. Органическая связка выгорает, а упрочнение всех кремнеземистых масс основано на образовании геля. Введение высокотемпературных добавок (ZrO_2 , Cr_2O_3 , хромоглиноземистый шлак, хромит) к кислой футеровке существенно не повышает огнеупорности масс. По данным Восточного института огнеупоров [2], массы цирконо-кварцитового состава могут быть рекомендованы к промышленному применению в печах большой емкости.

Известно, что для улучшения свойств кислых огнеупоров применяются добавки из смеси оксидов кальция, железа, натрия, фосфорсодержащие добавки, специальная фритта, сплавленная из смеси кремнезема и оксида натрия или кремнезема с оксидами железа и кальция, тримитовая затравка в виде тонкого помола тримитизированного динаса или добавка 30% корунда.

Установлена пригодность шихт динасового производства для изготовления футеровочных масс. М. Н. Кайбичева [2] рекомендует добавку корунда (до 11%) применять для футеровки канальных индукционных печей при плавке медных сплавов к шихте, состоящей из кварцита (86–96%), стекла (0–2%), борной кислоты или буры (1–2%). Доказано, что термостойкость кислых огнеупоров может быть повышена путем введения титана в решетку кристобалита. При реакции между расплавом и тиглем вводимая добавка действует не только каталитически, ускоряя реакцию образования новой фазы, но и непосредственно

взаимодействует с основной массой реагирующего материала.

Нами было проведено исследование влияния борсодержащих добавок на качество кварцитной футеровочной массы. Из практики работы индукционных печей фирмы ASEA известно, что без добавки борной кислоты или других борсодержащих материалов прочного спеченного рабочего слоя в футеровке тигля не образуется. Так как борная кислота летуча с парами воды, то представляет интерес изучение влияния других менее летучих добавок на изменение свойств кислой футеровки, таких как бораты кальция и магния, и их поведение в процессе обжига и эксплуатации тиглей индукционных печей. По нашему предположению, бораты кальция и магния должны снижать летучесть добавок с парами воды.

В лабораторных условиях были синтезированы добавки ашарита ($MgBO_2 \cdot OH$) и гидроборацита ($CaMgB_6O_{11} \cdot 6 H_2O$) методом взаимодействия гидрата окиси кальция и магния с концентрированным раствором борной кислоты при температуре около 100 °С с последующим переплавом продуктов реакции в силитовых печах. Температура плавления полученных соединений находилась в пределах 750–800 °С. При изготовлении образцов с добавками ашарита и гидроборацита (после сушки) на их поверхности по сравнению с добавкой борной кислоты не происходит «высаливание» спекающей добавки. С целью сравнения действия синтезированных боратов на качество футеровки использовали борную кислоту марки ч.д.а., а в качестве футеровочного материала применяли карельский кварцит с содержанием кремнезема более 98% и шведскую массу роданит с величиной зерна от 0 до 3 мм. Спекание образцов с добавками и определение их свойств проводились параллельно на серии образцов с каждой добавкой. Физико-керамические свойства футеровочных масс с различными добавками показаны на рис. 1.

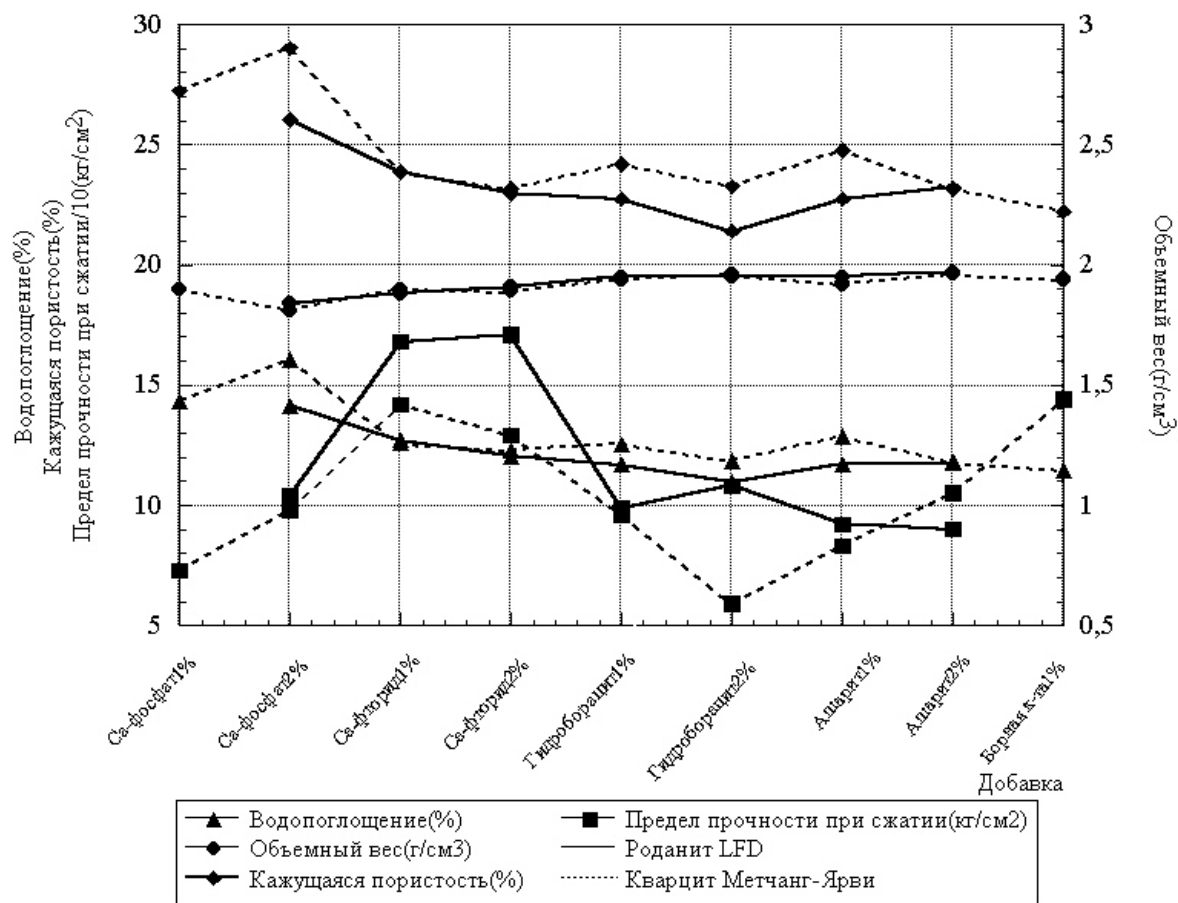


Рис. 1. Физико-керамические свойства кислых футеровочных масс с различными добавками. Обжиг при 1450 °С с 4-часовой выдержкой

Было установлено, что при введении 1% перечисленных добавок при увеличении температуры обжига от 1000 до 1200 °С происходит снижение пористости и увеличение предела прочности при сжатии.

Снижение пористости обусловлено образованием жидкой фазы из борсодержащего стекловидного вещества. Дальнейшее повышение температуры обжига способствует более интенсивному повышению пористости образцов, при этом происходит снижение прочности на сжатие.

При введении ашарита в футеровочную массу из кварцита после термообработки при 1450 °С в течение 2 ч были получены следующие результаты: линейный рост – 2,1–2,2%, кажущаяся пористость – 23,18%, кажущаяся плотность – 1920 кг/м³, предел прочности при сжатии – 15,1 МПа, температура начала деформации под нагрузкой 0,2 МПа – 1600 °С, при 4% сжатия – 1640 °С, при 40% сжатия – 1660 °С (рис. 1, 2). Футеровочная масса для набивки тиглей индукционных печей включала кварцит от 95 до 99,5% и ашарит в количестве от 0,5 до 5%. Добавку вводили для улучшения качества футеровки и уменьшения времени ее спекания.

Добавка ашарита и гидроборацина в количестве 2% (весовых) к карельскому кварциту при темпе-

ратуре 1450 °С с 4-часовой выдержкой приводит к получению пористости 23,18 и 23,14%, соответственно. При добавке 1% борной кислоты к карельскому кварциту при тех же условиях обжига пористость составляет 23,5%, тогда как при добавке 2% борной кислоты пористость возрастает до 27,11%, а предел прочности при сжатии снижается до 2,8 МПа (рис. 1).

Температура деформации образцов под нагрузкой из карельского кварцита с добавками в количестве 1–2% исследуемых боратов была не ниже 1600 °С. Данные исследования приведены на рис. 2.

Таким образом, по физико-керамическим свойствам в условиях рабочей температуры при плавке чугуна образцы из карельского кварцита с добавками боратов не уступают футеровочным массам с добавкой борной кислоты и даже превосходят их по керамическим свойствам.

Перерождение кварца в модификации малой плотности при добавке боратов находится в пределах 15–18% в мелкозернистой части (фракция менее 0,1 мм) и в количестве от 10 до 12% – в крупнозернистой составляющей. Количество стеклофазы в связке исследуемых образцов составляет от 8 до 10%, тогда как в крупнозернистой части образцов после анало-

гичной термообработки при 1450 °С с 4-часовой выдержкой стеклофазы не обнаружена. Данные петрографических исследований приведены в таблице.

Для определения фазового состава образцов футеровочных масс применялся рентгеноструктурный анализ (ДРОН-3М, Cu K_α -излучение).

Количественное содержание фаз подсчитывалось по отношению интенсивностей линий главных максимумов кварца ($d = 3,34 \text{ \AA}$) и кристоба-

лита ($d = 4,04 \text{ \AA}$) к интенсивности главного максимума алюминия ($d = 2,33 \text{ \AA}$). Количество рентгеноаморфной фазы определялось как остаток от 100%. Выяснено, что после обжига при 1350 °С в образцах с добавками боратов получается большее количество стеклофазы (12–20%) по сравнению с добавкой борной кислоты (8–12%). Тримитовая составляющая при добавках боратов и борной кислоты не была выявлена.

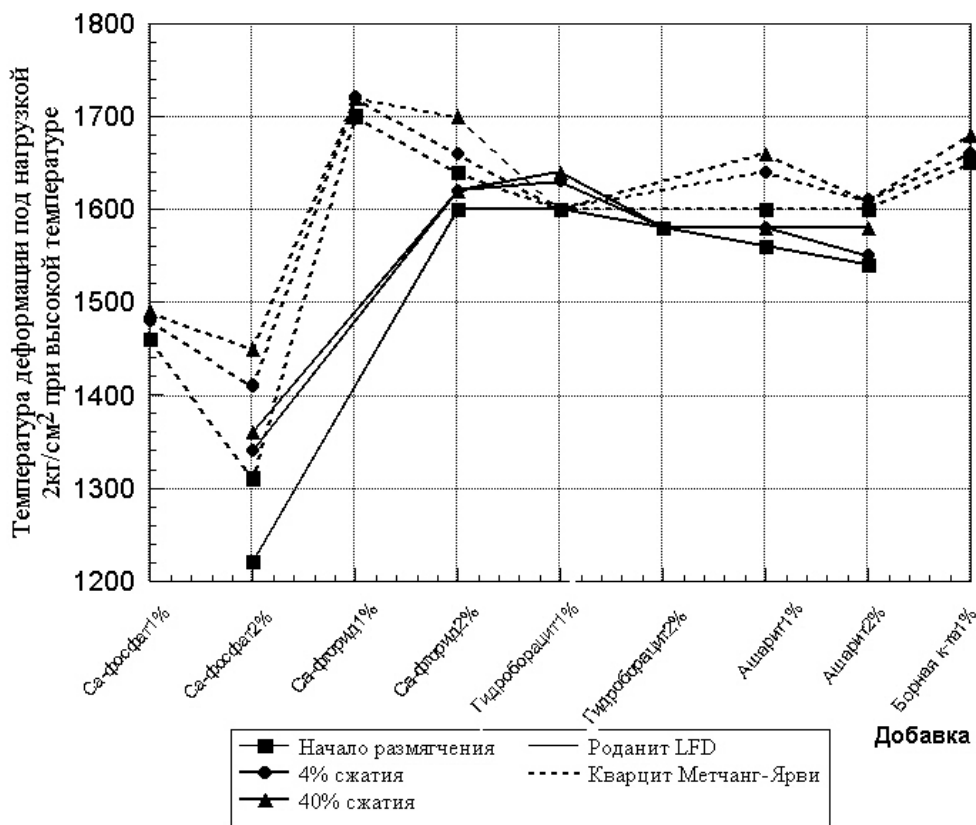


Рис. 2. Температура деформации под нагрузкой

Фазовый состав образцов футеровки с борсодержащими добавками. Обжиг при 1450 °С, выдержка 4 ч

Материал и добавка, вес. %	Содержание, вес. %					
	β-кварц		Метакристаллит		Стеклофаза	
	Связка	Крупнозернистая часть	Связка	Крупнозернистая часть	Связка	Крупнозернистая часть
Роданит ЛФД						
Ашарит						
1	76	90	15	10	8	—
2	75	90	15	10	8	—
Гидроборатит						
1	76	95	13	5	3	—
2	72	96	18	7	3	—
Кварцит Метчангьярви						
Ашарит						
1	76	90	15	10	5	—
2	73	90	15	10	5	—
Гидроборатит						
1	75	90	15	10	5	—
2	70	88	18	12	3	—

П р и м е ч а н и е. Объем крупнозернистой части и связки, каждой по отдельности, принимается условно за 100%.

При увеличении количества добавок ашарита и борной кислоты скорость перерождения кварца футеровочных масс в модификации малой плотности замедляется. При добавке гидроборацита в количестве 1–2% количество β -кварца составляет 65 и 62%, соответственно.

Тем не менее действие бора, как свидетельствуют петрографические и рентгенографические исследования, остается достаточно сильным для образования связей Si-O-B вместо Si-O-Si, которые, по литературным данным, снижают тридимитизацию материала. Данные рентгеноструктурных и петрографических исследований были подтверждены результатами термографического анализа.

После термообработки при 1450 °С с 4-часовой выдержкой в образцах с различными добавками наблюдается эндоэффект в интервале температур 220–280 °С, что говорит о переходе кристобалита

из β - в α -модификацию. Следующий эндоэффект соответствует превращению β -кварца в α -кварц и находится в пределах температур 560–580 °С.

Как показывает анализ деформации под нагрузкой, при введении добавок боратов происходит повышение строительной прочности материала футеровки при высоких температурах, а замена борной кислоты при футеровке печей боратами кальция и магния возможна и поэтому нами рекомендуется. Снижение расслоения наполнителя и спекающей добавки при футеровке тигля способствует увеличению плотности тигля, снижению его пористости и улучшению металло- и шлакоустойчивости. При этом улучшение свойств происходит благодаря отличиям в химическом составе добавки, снижению летучести при применении боратов с парами воды при сушке и обжиговой плавке, а также за счет большей близости удельного веса боратов и кислой футеровочной массы.

1. *Баблюс В. В., Малисов Л. З., Жельнис М. В. и др.* Футеровка индукционных печей из кварцевого песка // Литейное производство. 1968. № 4. С. 16–18.

2. *Кайбичева М. Н.* Свойства кварцитных масс, применяемых для футеровки индукционных печей большой емкости // Огнеупоры. 1971. № 4. С. 31–34.

СНИЖЕНИЕ ТРУДОЕМКОСТИ УДАЛЕНИЯ СТЕРЖНЕЙ ИЗ ОТЛИВОК МЕТОДОМ ВВЕДЕНИЯ В СОСТАВ СМЕСЕЙ ДОБАВОК ГОРНЫХ ПОРОД КАРЕЛИИ

А. С. Заверткин, В. И. Тяганова

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск

В настоящей работе обобщены результаты проведенных в разное время исследований влияния добавок горных пород разного состава на физико-механические и технологические свойства формовочных смесей, а также рассмотрен механизм их разупрочняющего действия при заливке форм металлом.

Выбиваемость характеризуется способностью стержней удаляться из внутренних полостей при выбивке и очистке литья. Значение выбиваемости зависит главным образом от природы и количества связующего материала в смеси, от интенсивности температурного и силового воздействия металла отливок на стержень. Смеси с неорганическим связующим, например с жидким стеклом, имеют затрудненную выбиваемость вследствие их прочного спекания в период затвердевания отливки в форме.

Для облегчения выбивки стержней в смеси вводят различного рода разупрочняющие добавки, например, графит, каменноугольную пыль, древесный пек, горючие сланцы, сажи, глины, сахаросодержащие добавки и др. Нами были опробованы добавки шунгитсодержащих пород разрабатываемых в настоящее время м-й Нигозеро и Зажогоино разного минералогического состава и с

разным содержанием углерода (шунгитового вещества). Кроме этого были опробованы добавки горных пород, не содержащих углерода, но в их состав входят минералы, температурный интервал дегидратации которых соответствует или близок температурному интервалу прогрева формовочной смеси при заливке формы металлом. К ним относятся тальк-хлоритовая порода м-я Костомукша, порфирит (м-е Хавчозеро), габбродиабаз (м-я Береговое и Голодай Гора), серпентин (антгорит и лизардит-хризотилловый), перлит. Для сравнения были исследованы смеси с добавками графита, древесного пека, широко используемые в металлургии, а также традиционные смеси (без добавок). Дериватограммы минеральных добавок приведены на рис. 1. Разупрочняющий эффект добавок горных пород исследовался на модельных жидкостекольных смесях постоянного состава: кварцевый песок 2К02Б – 90%; минеральная добавка – 10%; жидкое стекло ($d = 1470 \text{ кг/м}^3$); едкий натр ($d = 1300 \text{ кг/м}^3$) – 1% (табл. 1).

Выбиваемость лабораторных образцов смесей определялась по методике ЦНИИТМАШа [1]. Нами была несколько изменена форма для испыта-

ний лабораторных образцов (рис. 2). Наличие нескольких разъемных форм позволяет испытывать образцы смесей с разным коэффициентом объемного расширения. Методика определения работы выбивки смеси состоит в следующем. Образцы смеси, подготовленные на лабораторном копре модели 2M030 и продутые CO₂ в течение 30 с, об-

рабатываются при соответствующей температуре в печи, а после охлаждения устанавливаются в форму и пробиваются бойком на том же копре. Работа выбивки (Дж) определяется по формуле:

$$A = 0,98 \cdot n \cdot G \cdot h, \quad (1)$$

где n – число ударов бойка; G – масса падающего груза, кг; h – высота падения груза, м.

Таблица 1
Работа выбивки и коэффициент разупрочнения жидкостекольных смесей

Показатель смеси	Без добавок	Разупрочняющая добавка					
		Древесный пек	Тальк-хлоритовый сланец	Нигозерский сланец	Шунгитовая порода (м-е Загогино)	Черный графит	Перлит
Работа выбивки, Дж исходного образца	159	9	358	200	83	37	211
термообработанного при							
600 °С	96	3	63	56	45	9	68
900 °С	431	6	220	105	26	5	40
1100 °С	116	10	62	41	14	6	48
1350 °С	26	5	144	81	9	3	23
Коэффициент разупрочнения, % при							
600 °С	-40	-67	-82	-72	-46	-76	-68
900 °С	+171	-33	-38	-48	-69	-87	-81
1100 °С	-27	+11	-83	-79	-83	-84	-77
1350 °С	-84	-44	-60	-59	-89	-92	-89

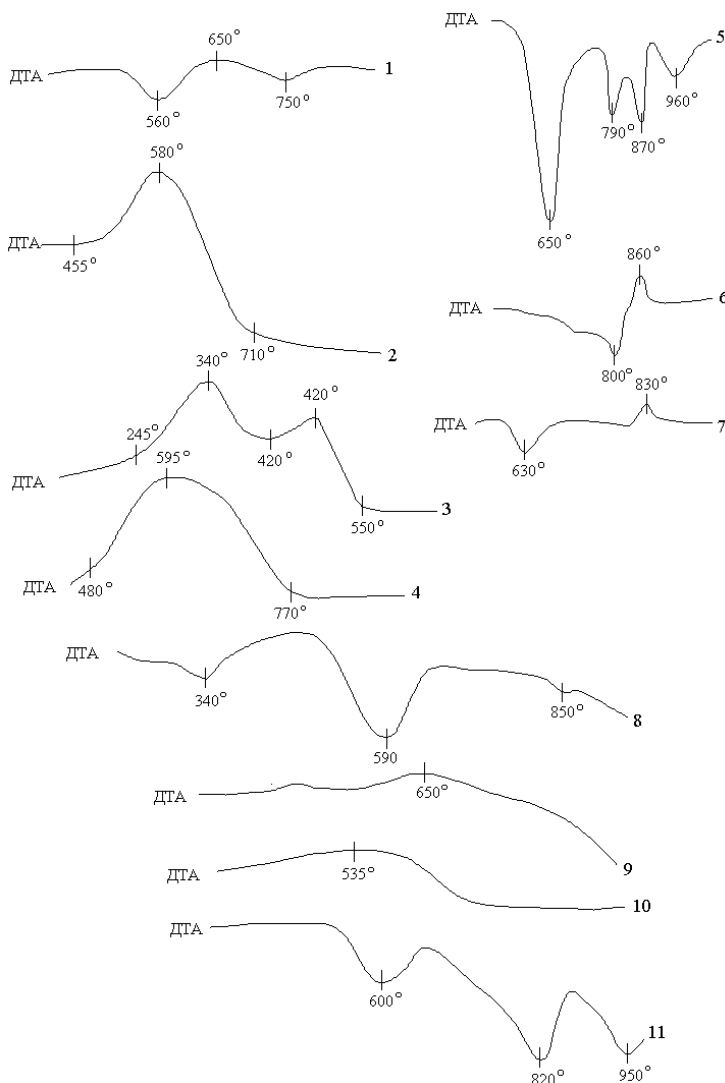


Рис. 1. Дериватогаммы разупрочняющих добавок в жидкостекольных смесях:

1 – нигозерский сланец (ппп – 4,1%); 2 – шунгитсодержащая порода, м-е Загогино (С – 28,5%); 3 – древесный пек (С – 95,8%); 4 – черный графит (С – 67%); 5 – тальк-хлоритовая порода, м-е Костомукша (ппп – 7,3%); 6 – серпентин (антигорит, ппп – 9,5%); 7 – серпентин лизардит-хризотилловый (ппп – 4,4%); 8 – габбродиабаз, м-е Береговое (ппп – 4,0%); 9 – габбродиабаз, м-е Голодай Гора (ппп – 0,8%); 10 – перлит (ппп – 3,9%); 11 – порфирит, м-е Хавчозеро (ппп – 3,9%)

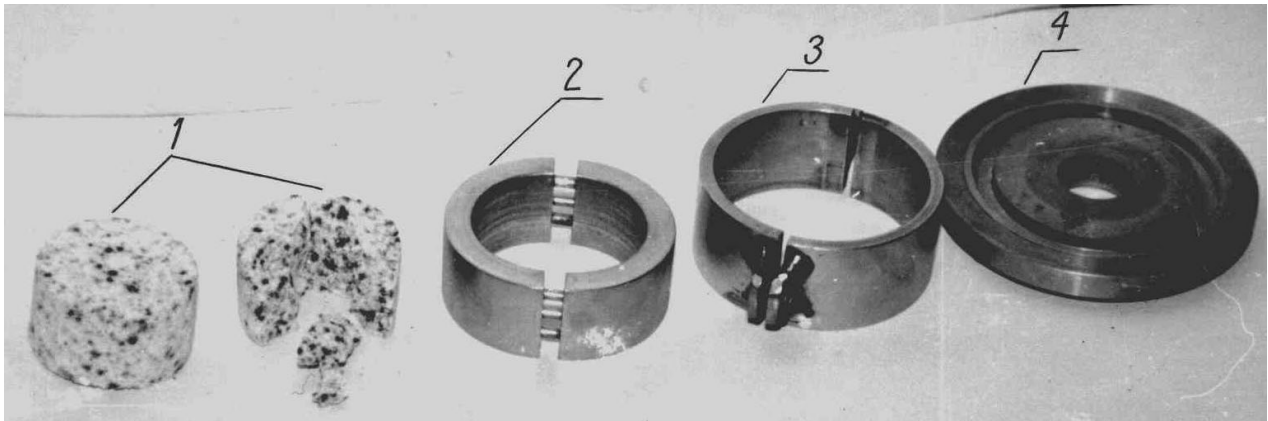


Рис. 2. Форма для определения выбиваемости формовочных смесей:

1 – образец до и после выбивки; 2 – вкладыш; 3 – обойма вкладыша; 4 – основание формы

Исследования показали, что величина работы, затрачиваемой на выбивку (точнее пробивку) образца, является недостаточной сравнительной характеристикой выбиваемости смеси, так как не дает представления о такой важной характеристике, как исходная прочность смеси. Нами дополнительно предложено ввести коэффициент разупрочнения (К) [2].

$$K = \frac{A_t - A_0}{A_0} \cdot 100 \%, \quad (2)$$

где A_0 и A_t – работы, затраченные на выбивку опытного образца смеси в исходном и обработанном при соответствующей температуре состоянии.

Этот коэффициент связан с работой выбивки образца в исходном состоянии, а следовательно, с исходной прочностью смеси. Знак К указывает на направление изменения прочности смеси в процессе термической обработки: положительный – на упрочнение смеси (при $A_t > A_0$), отрицательный ($A_t < A_0$) – на снижение прочности. В случае $A_t = A_0$ коэффициент разупрочнения равен нулю. Сравнение коэффициентов с отрицательным знаком следует производить по модулю.

Определение выбиваемости технологических образцов смесей заключается в заливке жидким чугуном двух стержней в полости песчаной формы. Стержни диаметром 50 мм формуют на лабораторном копре той же модели. Выбивку стержней после заливки чугуном производят на приборе LVW-C (рис. 3). Основные технические характеристики прибора – номинальный груз – 3,334 кг, высота падения груза – 0,05 м. Работа выбивки рассчитывается по формуле 1. Результаты исследований лабораторных и технологических образцов смесей с разупрочняющими добавками приведены в табл. 1 и 2. Из табл. 1 следует, что работа выбивки смеси с добавкой перлита при 600 и 900 °С больше, чем у смеси с добавкой шунгитовой породы (ШП), однако коэффициент разупрочнения при этих температурах у перлита выше. Разупрочняющий эффект смеси с ШП при

600 °С такой же, как у смеси без добавки. Абсолютные значения К соответственно равны 46 и 40%, т. е. можно сделать вывод, что добавка ШП не оказывает существенного влияния на выбиваемость при этой температуре, а более низкий показатель работы выбивки смеси с этой добавкой обусловлен более низким показателем начальной прочности смеси (A_0 соответственно равны 83 и 159 Дж). Эффективно данная добавка работает в высокотемпературной области (>600 °С), о чем свидетельствует значительный рост К. К перспективным по выбиваемости можно отнести смеси с перлитом, тальк-хлоритовым и нигозерским сланцами, а также ШП Загогинского м-я. Данные технологических испытаний подтверждают результаты лабораторных исследований (табл. 2).

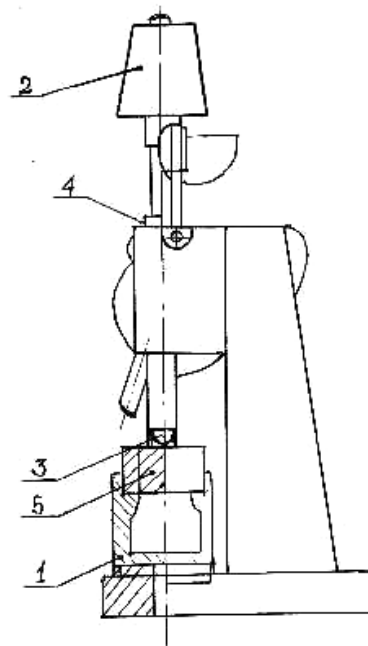


Рис. 3. Прибор для определения выбиваемости стержней:

1 – подставка, 2 – груз, 3 – пятка, 4 – резиновая накладка, 5 – модель образца

Таблица 2

Влияние минеральных добавок осадочных и вулканических пород на выбиваемость технологических образцов стержневых смесей

Состав смеси, мас. %	Минеральная добавка	Выбиваемость, Дж	Интервал дегидратации, °С	Содержание дегидрат. воды, %
Кварцевый песок – 94,5	Без добавки	1383	–	–
Жидкое стекло – 5,5	Нигозерский сланец	60	465–660	3,5
Минеральная добавка – 10	Тальк-хлоритовая порода (м-е Костомукша)	30	540–960	6–10
	Перлит	67	5–700	3,9
	Порфирит (м-е Хавчозеро)	147	520–660	1,8
	Габбодиабаз м-е Береговое	150	480–660	2,5
	м-е Голодай Гора	868	20–400	<1

Исследование механизма взаимодействия силиката натрия с водосодержащими минералами, входящими в состав минеральной основы Нигозерского сланца и ШП м-я Загогино, показало, что в процессе нагрева смеси происходит перераспределение силиката натрия в системе за счет активации поверхности водосодержащих минералов в результате их дегидратации [3]. Предложенный

механизм разупрочняющего действия добавок этих пород позволяет прогнозировать возможность использования в качестве добавок широкий круг горных пород, содержащих дегидратирующие минералы, что в конечном счете позволяет расширить их ассортимент, обеспечить литейное производство местными добавками и эффективно утилизировать отходы горной промышленности.

1 Лясс А. М. Быстротвердеющие формовочные смеси. М., 1965. 329 с.

2. Тяганова В. И., Заверткин А. С. Метод оценки выбиваемости стержневых и формовочных смесей: Информационный листок. № 86. ЦНТИ, Петрозаводск, 1988. 4 с.

3. Калинин Ю. К., Китаев Ю. С., Заверткин А. С., Тяганова В. И. Шунгитсодержащие разупрочняющие добавки в жидкостеклянных смесях // Шунгиты – новое углеродистое сырье. Петрозаводск, 1984. С. 157–164.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СВЕКОФЕННСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

В. И. Иващенко

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; ivashche@krc.karelia.ru

Свекофеннский складчатый пояс (домен) Фенноскандинавского щита (рис.) сформировался в результате рифтинга архейского Карельского кратона по оси Раахе – Ладога (от северной Швеции до Ладожского озера) с новообразованием океанической коры и последующим их конвергентным взаимодействием с генерацией офиолитовых, островодужных и окраинно-континентальных комплексов и их аккрецией и коллизией во время свекокарельского орогенеза [1].

К настоящему времени в его пределах выявлено большое число золоторудных месторождений и проявлений (рис.), многие из которых имеют промышленное значение. Часть из них разрабатывалась или разрабатывается и поныне. Характеристика отдельных золоторудных объектов приведена в многочисленных публикациях [2–5 и др.]. Однако вопросам минералогии в них, в особенности касающихся продуктивных на золо-

то минеральных ассоциаций и их прогнозно-металлогенического значения, уделялось недостаточно внимания. Вследствие этого представляется целесообразным рассмотреть данные вопросов с большей детальностью, основываясь на относительно минералогически наиболее хорошо изученных свекофеннских золоторудных проявлениях Ю. Финляндии и Ю. Карелии. Вне зависимости от геологической позиции золоторудные месторождения и проявления этих территорий относятся к нескольким генетическим типам (табл. 1), впервые в систематизированном виде выделенным для Свекофеннского складчатого пояса применительно к золоторудным объектам Финляндии [2]. Ведущим генетическим типом золоторудной минерализации в свекофеннидах, как и в других докембрийских регионах [6, 7], является орогенический мезозональный в зонах сдвиговых дислокаций.

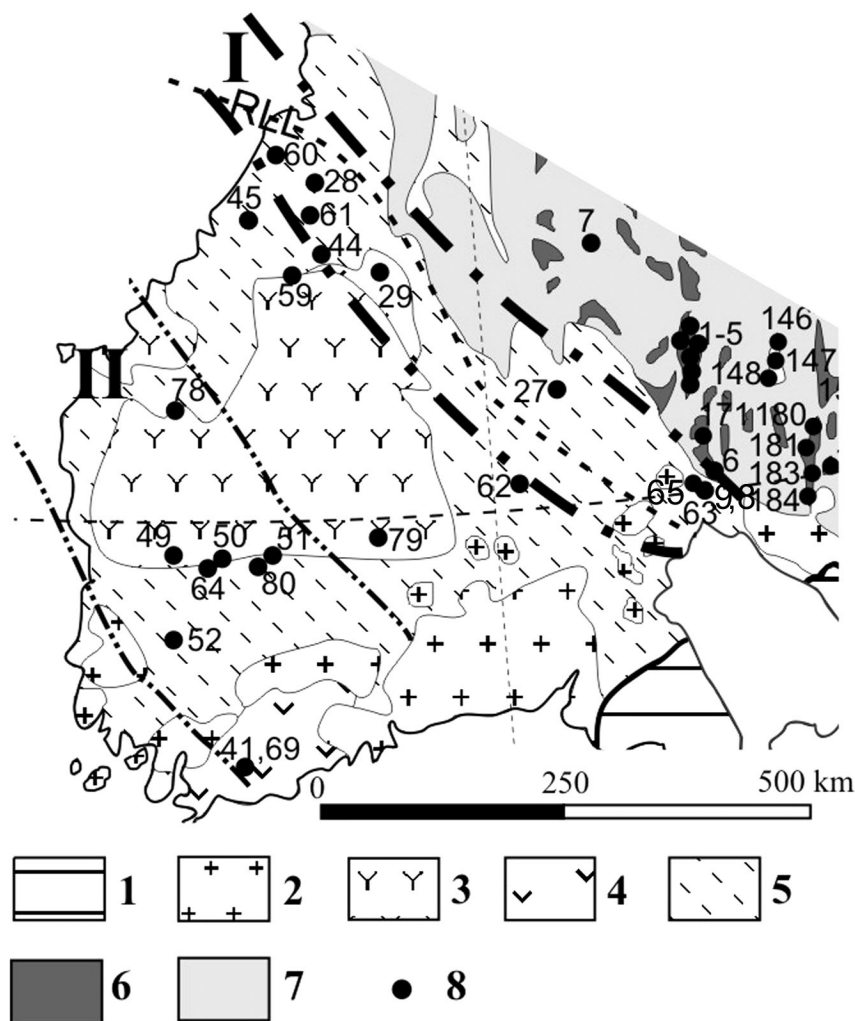


Схема размещения золоторудных месторождений и проявлений в юго-восточной части Свекофеннского складчатого пояса (Ботнический седиментационный бассейн), по: [2, 3] с дополнениями:

1 – фанерозойский платформенный чехол; 2 – свекофеннские посторогенные гранитоиды и граниты рапакиви; 3 – раннесвекофеннские гранитоиды; 4 – раннесвекофеннские метавулканиды; 5 – раннесвекофеннские метасадочные и метавулканические породы (нерасчлененные); 6 – архейские зеленокаменные пояса; 7 – архей нерасчлененный; 8 – золоторудные месторождения и проявления. RLL – Раахе-Ладожская линия. Пунктирными линиями оконтурены свекофеннские металлогенические золоторудные зоны (пояса): I – континентально-окраинная, II – островодужная. Цифрами обозначены золоторудные месторождения: (Финляндия) 1 – Куйттила, 2 – Корвилансуо; 3 – Рямепуру; 4 – Пампало; 5 – Валкеасуо; 7 – Сеппонен; 27 – Оутокумпу; 28 – Виханги, 29 – Пюхясалми; 44 – Копса; 45 – Юоухинева; 49 – Исovesи; 50 – Илеярви; 51 – Кутемаярви; 52 – Юокисиву; 59 – Кангаскюля; 60 – Лайвакангас; 61 – Похлола; 62 – Осиконмяки; 64 – Хавери; 69 – Пюхяламми; 78 – Тервасмяки; 79 – Таммиярви; 80 – Ахвенлампи; (Россия, С. Приладожье) 6 – Ялонвара; 9 – Койтонъярви; 8 – Райконкоски; 63 – Пякюля (Алатту); 65 – Янис; 146 – Питкулампи; 147 – Маймъярви; 148 – Ятулий; 171 – Соанъйоки; 180 – Центральное; 181 – Хюрсюля; 183 – Няльмозерское; 184 – Ведлозерское

Таблица 1

Генетические типы золоторудной минерализации Свекофеннского складчатого пояса

Генетический тип	Геологические структуры	Возраст, млрд лет	Месторождения, рудопроявления
Орогенический мезозональный	Шеллефте, Бергслаген, Раахе-Хаапаярви, Тампере, Центральная Остроботния, Саво, Ваммала, Хяме, С. Приладожье	1,87–1,83	Акерберг, Бьеркдал, Осиконмяки, Лайвакангас, Пякюля, Алатту, Янис и др.
Порфировый (Intrusion-related)	Гелливаре, Шеллефте, Центральная Остроботния	1,9–1,85	Айтик, Бьеркдал, Копса, Юоухинева, Таллберг
VMS (колчеданный)	Раахе-Ладожская, Шеллефте, Бергслаген, Фродерид	1,92–1,87	Оутокумпу, Пюхясалми, Виханги, Удден, Ренстром, Фалун
Эпитермальный (+метаморфизм)	Тампере, Шеллефте	~1,9	Кутемаярви, Болиден, Энасен, Исovesи, Йокисиву

П р и м е ч а н и е. Таблица составлена с использованием данных [2, 3 и др.]; месторождения VMS типа являются комплексными золотосодержащими и соответственно в данной статье не рассматриваются.

Определяющим в формировании орогенических месторождений золота, кроме основополагающих факторов, необходимых для образования рудных концентраций [8], является также наличие базовых золоторудных формаций, повышенные содержания золота в которых могут и не достигать промышленных значений, но его форма нахождения предопределяет возможность последующего концентрирования в экономически значимых масштабах. При эволюции орогенической золоторудной системы происходит ремобилизация, перерас-

пределение и концентрирование золота базовой формации. Главными базовыми золоторудными формациями в обсуждаемой части Свеккофеннского складчатого пояса являются порфировая, черносланцевая и колчеданная. В зависимости от вещественного состава рудовмещающих пород выделяются орогенические золоторудные концентрации нескольких подтипов, характеризующиеся типоморфными рудными продуктивными и сопутствующими минеральными ассоциациями и определенными метасоматитами (табл. 2).

Таблица 2

Минеральные ассоциации золоторудных месторождений и проявлений Свеккофеннского складчатого пояса (Ю. Финляндия, Ю. Карелия)

Тип оруденения, фация вмещающих пород	Минеральные ассоциации		
	Рудные		Нерудные
	Продуктивные	Сопутствующие	
1. Орогенический			
Гипабиссальные интрузии: диориты, габбро, тоналиты, гранодиориты	Lol _{12,0} , Asp, Sb, Sf _{8,0} , Gd _{7,5} , Tet, Bor, Bul, Bur, Sb-Pb сульфосоли, Bi _{5,0} , Jos _{4,4} , Hed, Mld, Te-ды, El, Au _{0,6} ; U_m = 3,9	Ru _{34,4} , Ilm, Hem, Mgt _{18,4} , She _{22,8} , Pov, Mo _{15,8} , Po _{8,9} , Py, Mrc, Cub, Hpy, Cov, Ulm _{7,4} , Icn _{4,5} , Gal _{3,1} ; U_m = 14,0	Q, Pl, Mk, Bt, Ser, Ep, Hl, Sos, Cal, Tu, Di; Q и Q-Ер жилы
Экзозона гипабиссальных интрузий: контрастные вулканогенно-осадочные толщи	Asp _{9,9} , Hpy, Sf _{8,0} , Vol, Dys, BiSe, El, Au _{0,6} ; U_m = 4,0	Mo _{18,4} , Lol, Po, Py, Cub _{8,7} , Gal _{3,1} ; U_m = 9,6	Q, Tu, Tr, Gru, Grf, Di, Bt, Hl, Ser; Q-Tu жилы
Субвулканические тела плагиопорфиров и порфиров в контрастных по составу толщах, их эндо- и экзоконтакты	Lol _{12,0} , Asp, AuSb, Ant, Brt, Sb, Sf, Gd, Cst _{7,4} , Tet _{6,3} , Bul, Bur _{5,2} , Jos _{4,4} , Tdm, Tsu, TeBi, Alt, Mld, Pls, Au _{0,6} ; U_m = 5,9	Ilm _{23,8} , She, Hem, Mgt, Mo _{15,8} , Cob _{9,8} , Po, Py, Cub, Hpy, Ulm _{7,4} , Vlr, Gal _{3,1} ; U_m = 12,0	Q, Ser, Ep, Amf, Hl; Q-Tu жилы
2. Эпитермальный			
Вулканогенно-осадочные толщи контрастного состава вблизи гипабиссальных интрузий диоритов, тоналитов	AuSb _{9,4} , Sb, Gd _{7,5} , Jms _{6,3} , Bul, Pb-Sb сульфосоли, Bur _{5,2} , AuTe _{4,0} , TeBi, Klv, Frb, Cla, Pb, Alt, Te, Hes, Pts, El, Au _{0,6} ; U_m = 3,9	Ru _{34,4} , Hem, Mgt _{18,4} , Asp _{9,9} , Po, Py, Cub, Hpy, Sf, Ulm _{7,4} , Gal _{3,1} ; U_m = 12,5	Q, Ser, Prf, And, Top, Flr, Kln, Ru, Ap, Tu, Hl, Flg, Adl, Tit; серицитизация, аргиллизация
3. Порфиновый (granitoid-related)			
Тоналиты, диориты, гранодиориты, граниты	Lol _{12,0} , Sfl, Asp, Cob, Py, Cub, Hpy, Bor _{5,9} , Bi _{5,0} , Bi-сульфосоли, BiTe _{3,5} ; U_m = 7,3	Ru _{34,4} , She, Mo _{15,8} , Po _{8,9} , Py, Mrc, Sf, Stn _{7,3} ; U_m = 14,3	Q, Tu, Ser, Kal; окварцевание, карбонатизация

Примечание. Alt – алтаит, Ant – антимонит, Arg – аргентит, Asp – арсеницит, Au – золото, AuSb – аурустибит, AuTe – золото-теллуриды, Brt – бертьерит, Bor – борнит, Bul – буланжерит, Bur – бурнонит, Vlr – валлериит, Bi – висмут, BiSe – висмутоселениды, Vol – вольтскит, Gal – галенит, Hed – хедлит, Hem – гематит, Hes – гессит, Gla – глаукоцит, Gd – гудмундит, Jms – джемсонит, Dis – дискразит, Jos – жозит, Icn – иконолит, Ilm – ильменит, Klv – калаверит, Cla – клаустолит, Cob – кобальтин, Cov – ковелит, Clr – колорадоит, Cst – костибит, Crn – креннерит, Cub – кубанит, Lol – леллингит, Mgt – магнетит, Mld – мальдонит, Mrc – марказит, Mo – молибденит, Pts – петцит, Pls – пильзенит, Py – пирит, Po – пирротин, Pov – повеллит, Ru – рутил, Sfl – сафлорит, Pb – свинец сам., Stn – станнин, Sb – сурьма, Sf – сфалерит, Te – теллуриды, TeBi – теллуrowисмутит, Tdm – тетрадимит, Tet – тетраэдрит, Ulm – ульманит, Frb – фробергит, Hpy – халькопирит, Tsu – цумоит, El – электрум; And – андалузит, Ap – апатит, Adl – адуляр, Amf – амфибол, Bt – биотит, Hdb – геденбергит, Grn – гранат, Grf – графит, Gru – грюнерит, Di – диопсид, Ka – кальцит, Kln – каолин, Q – кварц, Cum – куммингтонит, Mk – микроклин, Prf – пиррофиллит, Pl – плагиоклаз, Ser – серицит, Sos – сюсюрит, Top – топаз, Tr – тремолит, Tit – титанит, Tu – турмалин, Hl – хлорит, Flg – флогопит, Flr – флюорит, She – шеелит, Ep – эпидот.

Подстрочный символ в обозначении минерала (Lol_{12,0}) – удельная энергия кристаллической решетки минерала; U_m – средняя удельная энергия кристаллической решетки минерала.

Орогеническим золоторудным объектам, приуроченным к гипабиссальным интрузиям тоналитов, гранодиоритов, диоритов и габбро (Осиконмяки, Лайвакангас, Похлола, Киимала, Весипера, Кяпикорпи – в Финляндии и Алатту, Пякюля, Янис – в С. Приладожье Ю. Карелии), свойствен широкий набор рудных минералов от сравнительно высокотемпературных (рутил, ильменит, магнетит, гематит, шеелит, повеллит,

молибденит – сопутствующая ассоциация) до средне- и низкотемпературных (сульфосоли сурьмы и свинца, самородные висмут и сурьма, теллуриды, соединения золота и свободное золото), относящихся, по уровню значений удельной энергии кристаллической решетки (U_m), вероятно, к четырем парагенетическим ассоциациям. Рудная минерализация локализована преимущественно в кварцевых и кварц-эпидотовых

жилах и метасоматитах, сопоставимых с березитами и пропилитами. Этот же тип оруденения, приуроченный к экзоконтактам малоглубинных интрузий преимущественно среднего состава и на удалении от них (Пириля, Антиноя, Кангаскюля, Олтава, Суденкюля, Илийоки, Хакоярви, Исovesи, Хавери и др. – в Финляндии; Райконкоски, Койтонъярви – в С. Приладжье Ю. Карелии), характеризуется гораздо более бедной минерализацией, представленной средне- и низкотемпературной парагенетическими ассоциациями (табл. 2), сосредоточенными главным образом, в кварц-турмалиновых жилах и метасоматически измененных (окварцевание, серицитизация, биотитизация, турмалинизация) контрастных по составу вулканогенно-осадочных толщах. Орогеническая золоторудная минерализация в субвулканических телах плагиопорфиров, порфиринов и их экзоконтактах (Ангесьярви, Хиетаярви, Сипиля, Каллиосало, Тервасмяки – в Финляндии; Янисъйоки – С. Приладжье Ю. Карелии) более разнообразна в видовом отношении по сравнению с предыдущей (табл. 2), охватывая как высокотемпературную область (ильменит, магнетит, гематит, шеелит, молибденит), так и низкотемпературную (теллуриды, самородное золото). Морфологически она локализована в кварц-турмалиновых жилах и породах, подвергшихся окварцеванию, серицитизации, эпидотизации и хлоритизации.

Кроме приведенных видовых различий минералогии фациальных подтипов орогенических золоторудных месторождений и проявлений, отмечаются также отличия их минеральных ассоциаций по величине средней U_m (табл. 2), отражающей по существу интенсивность и масштабность проявления низкотемпературной стадии минералообразования [9], именно в которую происходит массовая кристаллизация самородного золота и его минералов-спутников (сульфосоли, самородные сурьма и висмут, теллуриды). Наиболее низкие значения средней U_m (3,9) для продуктивной рудной ассоциации и высокие (14,0) для сопутствующей, отражающие в качественном аспекте полноту и завершенность проявленного рудного процесса, характерны для золоторудных месторождений орогенического типа, приуроченных к гипабиссальным интрузиям диоритов, габбро, тоналитов, гранодиоритов (табл. 2). Данный вывод согласуется и с масштабностью месторождений. Наиболее крупными по запасам золота орогеническими месторождениями в рассматриваемой части Свекофеннского складчатого пояса являются Осиконмяки (9 т) и Лайвакангас (8 т), локализованные в тоналитах, подвергшихся сдвиговым дислокациям и метасоматическим преобразованиям. В этом аспекте рудопоявление Пякюля в С. Приладжье, геологически сходное с месторождением Осиконмяки и сопоставимое с ним по величине средней U_m ,

представляется высокоперспективным золоторудным объектом с тождественными прогнозными ресурсами золота.

Оруденение золота эпитеpmального типа имеет крайне ограниченное распространение в рассматриваемом регионе (Кутемаярви, Йярвенпя в сланцевом поясе Тампере), но играет при этом исключительно важную экономическую роль, так как единственным разрабатываемым в настоящее время золоторудным месторождением не только на юге Финляндии, но и на всей ее территории является Кутемаярви. Минералогия этих золоторудных объектов разнообразна и специфична, в особенности для нерудных ассоциаций, определяющих главные характеристические признаки данного типа оруденения (табл. 2). Наряду с доминирующими кварцем и серицитом золотонесущие метасоматиты, слагающие субвертикальные трубообразные тела вблизи гипабиссальных интрузий диоритов и тоналитов, содержат в значительных количествах пиррофиллит, андалузит, топаз, флюорит, адуляр, каолин, в совокупности определяющие их формационную принадлежность к своеобразным вторичным кварцитам. Рудная минерализация в них представлена несколькими ассоциациями с преобладающим развитием низкотемпературных сульфосолей свинца, сурьмы, висмута, теллуридов, селенидов, соединений золота и его свободных ультрадисперсных (<0,05 мм) выделений. В состав продуктивной золотонесущей минеральной ассоциации оруденения эпитеpmального типа входят ряд минералов (теллуровисмутит – Bi_2Te_3 , калаверит – $AuTe_2$, фробергит – $FeTe_2$, клаусталит – $PbSe$, гессит – Ag_2Te , петцит – Ag_3AuTe_2 , самородные свинец и теллур), не встречающихся в свекофенских золоторудных объектах других генетических типов. Средние значения U_m продуктивной (3,9) и сопутствующей (12,5) минеральных ассоциаций эпитеpmальных золоторудных месторождений Свекофеннского складчатого пояса (табл. 2) согласуются с прямыми геолого-минералогическими признаками, свидетельствующими о нередуцированном развитии рудного процесса на месторождении Кутемаярви, что находит также отражение и в прогрессивном увеличении его ресурсов по мере дальнейшего изучения и эксплуатационной разведки.

Свекофенские золоторудные объекты порфирирового типа в С. Приладжье не известны, хотя синорогенный малоглубинный магматизм, продуцирующий на территории Ю. Финляндии комплексные золотопорфириновые месторождения (Копса, Юохинева, Кюрюля, Ритовуори), в его пределах развит достаточно широко. Формирование порфирирового оруденения происходило в широком температурном интервале на фоне ретроградных гидротермально-метасоматических пре-

образований (окварцевание, серицитизация, турмалинизация, карбонатизация) рудовмещающих тоналитов, диоритов, гранодиоритов, гранитов. При этом высокотемпературные (рутил, шеелит, молибденит) и низкотемпературные (висмут самородный, сульфосоли висмута и висмутотеллуриды) рудные минералы в своем распространении значительно уступают среднетемпературным (пирит, халькопирит, арсенопирит и др.). Вследствие этого средние значения U_m для продуктивной и сопутствующей минеральных ассоциаций оруденения данного типа существенно выше, чем для орогенического и эпитептермального оруденения (табл. 2), а содержания золота в рудах (0,4 г/т) соответственно значительно ниже.

Средние значения U_m продуктивных минеральных ассоциаций рассматриваемых золоторудных месторождений и проявлений сильно зависят от масштабности развития в их рудах сульфосолей и теллуридов. По активности теллура на завершающей стадии минералообразования резко выделяются месторождения эпитептермального типа (полное насыщение – кристаллизуются калаверит, самородный теллур), тогда как в порфировых и орогенических месторождениях теллуридная ассоциация не эволюционирует далее гессита.

Сравнительный анализ разнотипных продуктивных минеральных ассоциаций золоторудных месторождений и проявлений Свекофеннского складчатого пояса показал, что наибольшей информативной значимостью обладают ассоциации эпитептермального оруденения (табл. 2), предопределяющие возможность однозначной идентификации проявлений золота данного типа. Минеральные ассоциации порфирового и орогенического типов золотого оруденения в этом аспекте

менее информативны, и их использование в генетических и прогнозно-металлогенических целях становится еще более неопределенным, учитывая, что для орогенического оруденения все предшествующие ему рудные образования, включая и порфировые, могут выступать в роли базовой золоторудной формации. Вместе с тем для орогенических золоторудных концентраций, по сравнению с порфировыми, характерно более широкое развитие арсенопирита, сульфосолей свинца и теллуридов. При этом арсенопирит орогенических проявлений имеет очень высокие содержания золота (до 240 г/т, руд. Пякюля в С. Приладжье) и $S/As > 1,0$, а арсенопирит порфировых – низкие (<10 г/т) и $S/As < 1,0$, что согласуется с данными по арсенопиритам продуктивных и непродуктивных ассоциаций месторождений других регионов [10]. Средние значения удельной энергии кристаллической решетки (U_m) продуктивных и сопутствующих минеральных ассоциаций золотопоявлений различных генетических типов значимо отличаются (табл. 2). Минимальные ее значения (<3–4) для продуктивной ассоциации и максимальные (>12–14) для сопутствующей свидетельствуют о полноте и эволюционной завершенности проявленного рудного процесса, а также об интенсивности и масштабности низкотемпературного минералообразования, с которым сопряжена массовая кристаллизация самородного золота и его минералов-спутников. Вследствие этого величина среднего значения U_m , наряду с другими признаками, представляется достаточно эффективным критерием при качественной прогнозно-металлогенической оценке золоторудных проявлений, что в основе своей согласуется с мировой практикой [11, 12].

1. *Nironen M.* The Svecofennian orogen: A tectonic model // *Precambrian Research*. 1997. V. 86. P. 21–44.

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

3. *Sundblad K.* Metallogeny of gold in the precambrian of Northern Europe // *Economic Geology*. 2003. V. 98. P. 1271–1290.

4. *Geological setting and characteristics of the tonalite-hosted Paleoproterozoic gold deposit at Osikonmaki, Rantasalmi, southeastern Finland* // *Geol. Survey of Finland. Spec. Paper*. 25. 1998. 119 p.

5. *Иващенко В. И., Ручьев А. М., Лавров О. Б., Кондрашова Н. И.* Рудопроявление Пякюля – новый высокоперспективный тип благороднометалльного оруденения в докембрии Карелии // *Доклады РАН*. 2002. Т. 384, № 2. С. 232–237.

6. *Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam M. et al.* Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // *Ore Geology Reviews*. 1998. V. 13. P. 7–27.

7. *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. V. 98. P. 1–29.

8. *Рудообразующие процессы и системы*. М., 1989. 224 с.

9. *Шумская Н. И., Ляхницкая В. Д., Рахманова Н. В.* Генетическая минераграфия. СПб., 1999. 104 с.

10. *Бакшеев И. А., Кривицкая Н. Н., Брызгалов И. А., Кудрявцева О. Е.* Ранняя турмалин-пирит-арсенопирит-кварцевая минерализация Дарасунского золоторудного месторождения, Восточное Забайкалье // *Минералогия во всем пространстве сего слова*. СПб., 2004. С. 116.

11. *Константинов М. М., Некрасов Е. М., Сидоров А. А., Стружков С. Ф.* Золоторудные гиганты мира. М., 2000. 272 с.

12. *Wallece A. B.* Possible signatures of buried porphyry copper deposits in Middle to Late Tertiary volcanic rocks of Western Nevada // *Programs and Abstracts, 5 Symposium, Snowbird, Alta, Utah, USA*. 1978. p. 198.

ОСОБЕННОСТИ РУДОПОДГОТОВКИ БИТУМОЛИТОВЫХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАЖОГИНО

В. И. Кевлич, М. М. Филиппов, П. В. Медведев

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; kevlich@krc.karelia.ru

Новые направления практического применения шунгитонесущих пород Карелии, например, создание конструкционных материалов и технологий производства нанокластеров углерода, могут быть реализованы, если решить проблему получения концентратов шунгитового вещества¹ (ШВ) с зольностью, не превышающей 1%.

Впервые проблема обогащения шунгита² Шунгского месторождения была поставлена в 1931 г. В институте «МЕХАНОБР» при обогащении использовали операции дробления, измельчения и комплекс методов: ручную разборку, разделение в тяжелых жидкостях, на концентрационных столах, отсадку, флотацию [1, 2]; были получены концентраты ШВ с зольностью более 15%. В институте Прикладной химии проводились исследования по обогащению разогретого шунгита путем воздействия на него газообразного хлора [3]. Наиболее эффективно процесс протекает при температуре 1000 °С, а продукты обогащения содержали 11,06% золы. В том же институте проводились опыты по хлорированию антракосолита³ с исходной зольностью около 3%; получены продукты, содержащие 0,66% золы. В 1984 г. [4] в опытах по обогащению максовитов⁴ Зажогинского месторождения использовали автоклавирование в щелочной среде, а также термообработку с целью дегидратации слюд и перевода других минералов в аморфное состояние, выдерживание в автоклаве, избирательное химическое растворение в кислотах и повторное автоклавирование. В 2000 г. исследована возможность применения МГС-сепарации и индукционного радиорезонансного метода [5] с целью получения концентратов с повышенной электропроводностью; электропроводность продуктов обогащения существенно повышается, однако их зольность остается высокой.

¹ Шунгитовое вещество – органическое вещество (ОВ), входящее в состав осадочных и вулканогенно-осадочных пород (сапропелевое; миграционное – бывшие углеводороды, или смешанное); находится на метаантрацитовой стадии углефикации; состоит из углерода – 95–98%, водорода, азота, серы, кислорода.

² Шунгиты – породы, содержащие от 45 до 80% ШВ; имеют параллелепипедальную отдельность, пелитоморфные, относятся к сапробитумолитовым породам, слагают субпластовые тела или локальные участки среди максовитов.

³ Антракосолиты – природные битумы, содержит С – 96–99%, Н – до 1,5%, N, S, O; V, Ni, Mo.

⁴ Максовиты – породы, содержащие от 10 до 45% ШВ, плотные, пелитоморфные; относятся к экструзивным сапробитумолитовым породам.

Итак, при использовании шунгитов и максовитов, которые генетически относятся к сапробитумолитовым породам (со смешанным ОВ – первично-осадочным, и миграционным), проблема получения концентратов шунгитового вещества с применением традиционных методов обогащения не была решена. В том и другом случае основная доля ШВ приходится на органические соединения, сформированные на коллоидной стадии развития как органического (протешунгитового), так и минерального вещества. В шунгитах и максовитах первичные органические кремнистые и органические глинистые гели представлены криптористаллическим серицитом и кварцем, с которыми ШВ сохраняет химическую связь. Это пленки и глобулы на поверхности коллоидных агрегатов и отдельных кристаллов; в сериците оно также находится в межслоевом пространстве. При дроблении пород связь ШВ и минерального вещества не разрушается, поэтому экспериментальные работы по обогащению шунгитов и максовитов с использованием весьма тонкого измельчения и гравитационных методов, флотации оказались малоэффективными. Более сложные схемы: термоудар, обработка кислотами и автоклавирование в присутствии щелочей – экономически затратны, а с позиций экологии небезопасны. Кроме того, глубокая химическая обработка влияет на структуру и свойства ШВ. Проблема получения концентратов ШВ может быть решена путем перехода на битумолитовые породы (песчаники, туфопесчаники, алевриты, брекчированные доломиты, лидиты и кварц-кальцит-антракосолитовая порода), в которых ШВ представлено антракосолитом, т. е. является миграционным и занимает в них либо поровое пространство, либо присутствует в виде цемента брекчий [6]. В этих породах минеральное вещество химически не связано с ШВ, т. е. их разделение возможно уже в процессе дробления. Нами проведены исследования возможности разделения минерального и шунгитового вещества битумолитовых пород механическими методами дробления и сделан выбор оптимальной крупности дробления для разработки технологии обогащения. Пробы представлены образцами размером от 150×200 мм и до 20×10 мм, которые были отобраны из кварц-кальцит-антракосолитовых жил месторождения Зажогино. Путем рудо-разборки образцов были составлены лабораторные минералогические пробы (табл.)

с различным содержанием антраксолита. В пробах куски и обломки, состоящие в основном из кварца, кальцита, в котором в виде гнезд, линз, прожилков, моноагрегатов с размером зерен от $6 \times 2,5$, $5,0 \times 2,5$ см, редко зерна 2×1 см и до микровключений присутствует антраксолит в сростании с максовитом. Антраксолит в образцах породы имеет черный цвет, блестящий, раковистый излом, параллелепипедальную отдельность, пелитоморфный. На рис. 1 видны микротрещинки, вдоль которых наблюдаются бурые пленки (железистые), но в основном ожелезнение развито по кварцу, карбонату, слюдке. Учитывая, что характер разрушения горных пород и минеральных зерен в значительной мере определяется их текстурно-структурными особенностями, по геометрическим признакам в нашем случае можно выделить следующие типы минеральных ассоциаций зерен и границ их сростания: 1 – простые, параллелепипедальные выделения антраксолита с кварцем, имеющие прямолинейные границы сростания; 2 – комбинированные сростки – агрегаты из двух или более простых сростков минералов (антраксолит-кварц-карбонат, антраксолит-кварц-слюда-пирит), имеющие также прямолинейные границы, визуально кажущиеся порой несколько более рыхлыми и ослабленными; 3 – включения антраксолита от $1,0$ – $0,5$ мм и до микровключений в кварц-кальцитовой матрице, нередко с прямолинейными границами. Для всех типов сростков границы сростания прямолинейные, редко округленные, их прочность определяется вторичными процессами изменения пород. По свойствам, минералы в сростках первого, второго и третьего типов существенно отличаются по твердости: антраксолит – 2 – $3,5$ и до 4 ; кварц – 7 ; кальцит – 3 ; пирит – 6 – $6,5$. Для сложных форм сростаний минеральных зерен (имеющих гетерофазные границы сростаний) напряженное состояние при измельчении может быть крайне неоднородным и каждое зерно под дейст-

вием нагрузок будет подвергаться различным деформациям. С этих позиций следует выделить и два класса границ сростания, определяющих раскрытие минералов при рудоподготовке: гомофазные – разделяющие два зерна одного минерала или параллелепипедальные отдельности в минеральном выделении или зерне и гетерофазные – разделяющие два или несколько разных минералов. Для гетерофазных границ прочность связи зерен минералов в значительной мере определяется величинами диэлектрических проницаемостей минералов [7], так как энергия электростатического поля заряженных частиц, а следовательно, и энергия их связи обратно пропорциональна эффективной диэлектрической проницаемости вещества. Низкая диэлектрическая проницаемость кварца ($\epsilon = 4,2$ – $5,0$) и высокая – антраксолита (>81) приводит к ослаблению связей между минералами и является благоприятным фактором для их раскрытия.

Микроскопическое и визуальное изучение штупфных образцов, шлифов и аншлифов, приготовленных из пробы (рис. 1), определило выбор начальной крупности дробления в опытах по обоснованию схемы дробления и измельчения. Испытание по дроблению проб осуществлялось на лабораторной щековой дробилке ДГЩ 100 X 60. Режим измельчения предусматривал стадийное дробление в замкнутом цикле до 10 мм с последующим измельчением соответственно до 5 и 2 мм. Результаты опытов представлены на рис. 2–4.

Содержание антраксолита в классах крупности после дробления проб, %

Классы крупности, мм	Проба № 2	Проба № 3	Проба № 4
$-5 + 2$	5,76	–	–
$-2 + 0,5$	14,14	1,29	20,7
$-0,5 + 0,2$	–	1,99	4,1
$-0,2 + 0,16$	6,12	0,28	0,17
$-0,16 + 0,05$	–	0,5	1,95
$-0,05$	4,63	0,47	0,35
Исходная проба	30,65	4,53	27,27

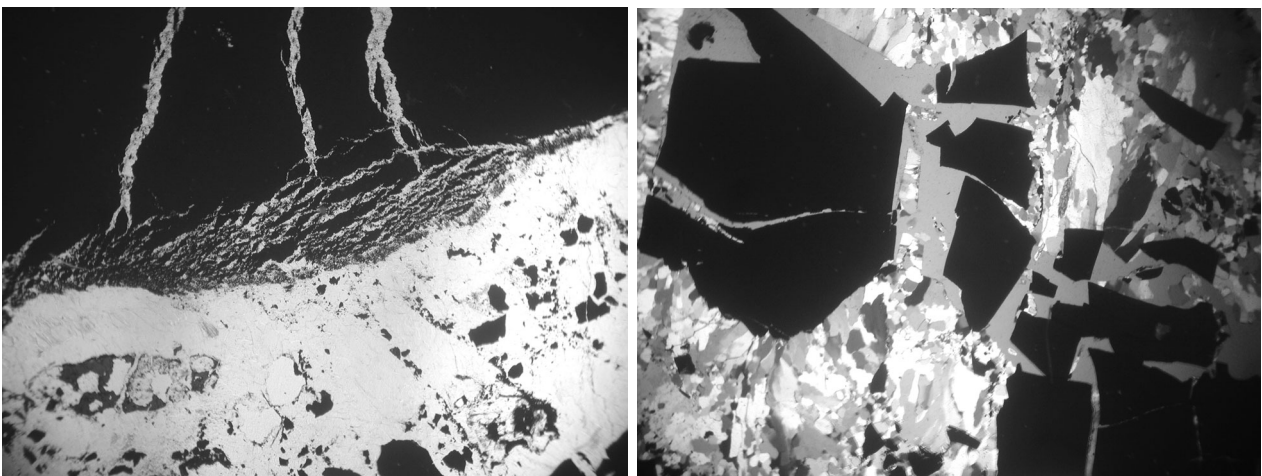


Рис. 1. Кварцевая жила с антраксолитом (темное). Прозрачные шлифы. Ширина поля зрения 8 мм

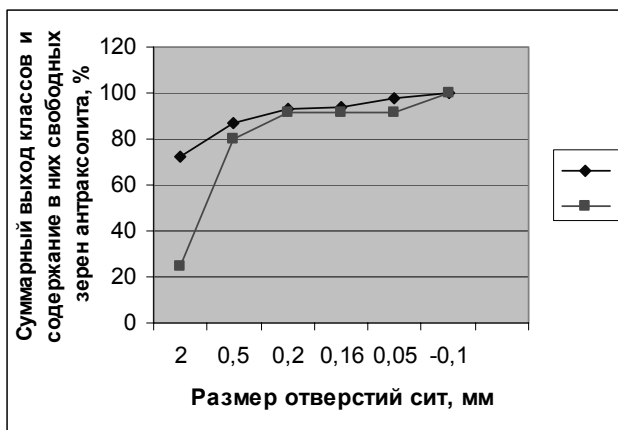


Рис. 2. Характеристика крупности дробления (ромб) пробы № 2 и раскрытия (квадрат) антракосолита

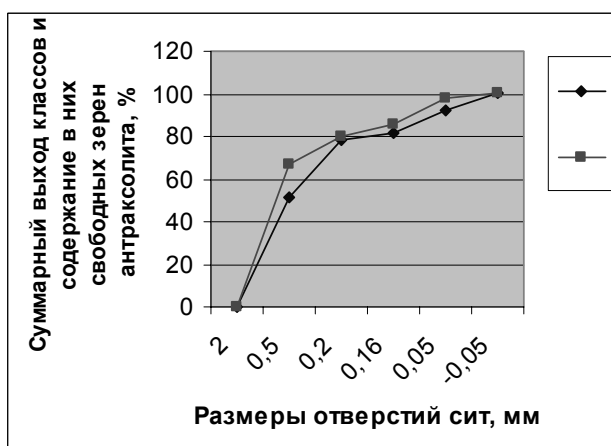


Рис. 3. Характеристика крупности дробления (ромб) пробы № 3 и раскрытия (квадрат) антракосолита

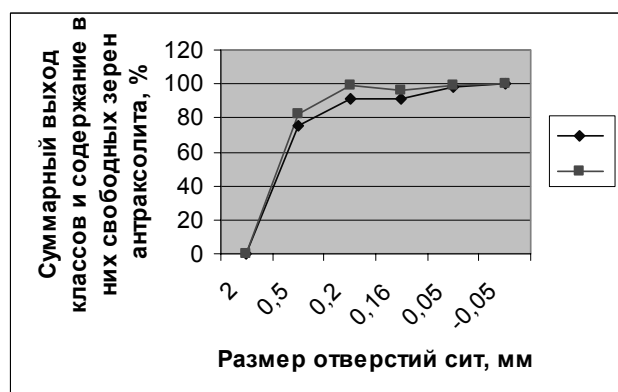


Рис. 4. Характеристика крупности дробления (ромб) пробы № 4 и раскрытия (квадрат) антракосолита

Сравнительный анализ гранулометрических характеристик измельченного материала до 5 мм, 2 мм и 0,5 мм и микроскопическое изучение продуктов свидетельствуют о том, что при дроблении проб соответственно до минус –5 мм, 2 мм и 0,5 мм существенно увеличивается выход раскрытых зерен антракосолита от 82% в классе –2 + 0,5 мм и до 99,1% в классе +0,05 мм и мелких классов. При этом показано, что раскрытие антракосолита происходит в классах –2 + 0,2 мм, т. е. именно в основных технологических классах, где раскрытых зерен – 98,7%, и, следовательно, в этом режиме происходит механическое разделение минерального и шунгитового вещества. В таблице приведены данные содержания и распределения антракосолита во фракциях. Согласно анализу этих данных, повышенное содержание антракосолита приходится на классы крупности –2 + 0,5 мм и 0,5 + 0,2 мм, т. е. на основные технологические классы. Изучение раскрытия и содержания во фракциях свободных зерен антракосолита, сростков и выхода классов (рис. 2–4) позволяет в соответствии с ранее установленными типами сростаний выделить преимущественное раскрытие первого и второго типа сростаний и неблагоприятное для раскрытия третьего типа, что связано с их размером (точечные включения), структурными особенностями минеральных агрегатов, содержание которых незначительно и составляет не более 4–5% в богатых пробах № 2 и 4, и раскрытие их нецелесообразно, что обусловлено весьма значительными энергетическими затратами. Анализ кривых рис. 2–4 свидетельствует о наиболее полном раскрытии сростков в классах –2 + 0,2 мм, где сростков всего 1–2%, а содержание антракосолита (табл.) – об обогащении классов крупности полезным минералом.

Таким образом, выполненная работа по изучению текстурно-структурных особенностей (размеры, характер сростаний, границы зерен) и дробления битумолитовых пород позволила выделить типы сростаний, установить необходимую крупность дробления, определить степень раскрытия и содержание антракосолита в классах крупности дробленных продуктов и показать, что механическое разделение минерального и шунгитового вещества возможно и обусловлено генезисом битумолитовых пород. Полученные данные для разработки рациональной схемы дробления проб битумолитовых пород доказывают, что одна из разновидностей битумолитовых пород (кварц-антракосолитовые жилы в максовитах) может рассматриваться как источник получения концентратов шунгитового вещества с зольностью не более 1–2%.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 05-05-97513.

1. Яшин П. И. Отчет об испытании обогатимости карельского шунгита // Фонды КарНЦ РАН. Ф. 1, оп. 24, ед. хр. 387.

2. Оршанский Д. Л. Разработка технологии изготовления угольных порошков для микрофонов из шунгита // Фонды КарНЦ РАН. Ф. 1, оп. 24, ед. хр. 529. Л. 11–64.

3. Рождественский Б. А. Хлорирование шунгита // Фонды КарНЦ РАН. Ф. 1, оп. 24, ед. хр. 387.

4. Дюкжиев Е. Ф., Кондратьева Л. В., Калинин Ю. К. Обогащение шунгитовых пород // Шунгиты – новое углеродистое сырье. Петрозаводск, 1984. С. 99–104.

5. Скамницкая Л. С., Галдобина Л. П., Бархатов А. В. Вещественный состав и обогатимость шунгитовых пород

Толвуйской структуры // Углеродсодержащие формации в геологической истории: Тр. междунар. симпоз. (2–7 июня 1998 г., Петрозаводск). Петрозаводск, 2000. С. 149–156.

6. Филиппов М. М., Кевлич В. И., Медведев П. В. Биту-молитовые породы Онежской структуры – перспективное сырье для получения концентратов шунгитового вещества // Материалы 2-й междунар. науч. конф. «Про-

блемы рационального использования природного и техногенного сырья Баренцева региона в технологии строительных и технических материалов». Петрозаводск, 2005. С. 183–185.

7. Остапенко П. Е. (ред.). Технологическая оценка минерального сырья. Опробование месторождений. Характеристика сырья. М., 1990. 268 с.

ШУНГИТОВЫЕ ПОРОДЫ – КРИСТАЛЛОГЕНЕЗ И НАНОТЕХНОЛОГИИ

В. В. Ковалевский

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; kovalevs@krc.karelia.ru

Шунгитовые породы являются природными композиционными материалами, состав которых весьма разнообразен как по содержанию углерода и минеральных компонент, так и по их структурному состоянию. Как правило, в каждой шунгитовой породе содержится многокомпонентный по своей структуре углерод (шунгит), что связано с совокупностью внешних (локальных геологических) и внутренних (углерод-минеральный кристаллогенез) факторов. Несмотря на это разнообразие, для углерода характерно наличие глобул – фуллереноподобных образований, содержащих пакеты плавно изогнутых углеродных слоев, охватывающих нанопоры [1, 2].

Шунгитовые породы включают в свой состав помимо углерода большой спектр макро- и микроэлементов. Ранее было выявлено, что макроэлементы (Si, Fe, Ti, Al, Ca, Mg, Mn, K, Na) входят, в основном, в породообразующие минералы, такие как кварц, слюда, хлорит, альбит, кальцит и доломит, а микроэлементы (Cu, Zn, Co, Ni, Cr, V, Mo, Pb, S, As, Se и пр.) связаны с акцессорными, преимущественно сульфидными минералами. Среди них пирит, виоларит, халькопирит, сфалерит, миллерит и другие, а также слоистые силикаты – роскоэлит и парагонит [3].

Акцессорные микрокристаллы с определенным элементным составом имеют характерную для них форму и строение. Микрокристаллы с преобладающим содержанием Fe, Ti, Ni и V распределены довольно равномерно в углеродной матрице, часто в ассоциации со сложными алюмосиликатами, и, как правило, являются монокристаллическими, часто окатанными или со слабыми следами огранки. Напротив, As, Nb, Sb и Ba, содержащие включения, представлены в виде поликристаллических агрегатов различной формы. Между включениями и матрицей неупорядоченного углерода выявлено наличие двух типов переходных областей. Первые состоят из слоев более упорядоченного углерода с межплоскостным расстоянием 0,34 нм на поверхности микрокристаллов, а вторые – из слоев слож-

ного строения с межплоскостным расстоянием, изменяющимся от 0,2 до 0,5 нм. В ряде случаев выявлена определенная корреляция во взаимной ориентации слоев в кристаллах и переходных областях. Вместе с тем в шунгитовом углероде обнаружены нанокристаллы не только без переходных областей, но даже без четких границ раздела, что свидетельствует о возможности их роста непосредственно из исходного шунгитового протовещества. Неуглеродные включения в виде атомарных монослоев, интеркалирующих углерод, имеют длину до 100 нм и повторяют глобулярную конфигурацию изогнутых графеновых слоев. При этом межслоевые расстояния (002) увеличиваются от 0,34 до 0,6 нм. Наноразмерные кластеры неуглеродных элементов выявляются по повышенному контрасту в плоскости углеродного слоя и имеют размеры порядка нанометра.

Таким образом, можно выделить следующие особенности природного кристаллогенеза шунгитовых пород:

- Шунгитовый углерод представляет собой фуллереноподобный метастабильный углерод;
- Минеральные компоненты характеризуются мелкодисперсным распределением в виде кристаллов, слоев внедрений и нанокластеров в шунгитовом углероде;
- Шунгитовая порода является результатом сложного углерод-минерального структурообразования, что непосредственно отражается в наличии переходных областей на границах раздела углерод – минералы.

К настоящему времени не вызывает сомнения, что именно суммарный эффект присутствия углерода и минеральных компонент обуславливает уникальное сочетание физико-химических свойств пород в целом, что определяет перспективы их практического использования в металлургии в качестве кокса, в химии – как катализатора, при очистке воды – как эффективного сорбента, а также как активного наполнителя композиционных материалов [4, 5]. В целом данные направления базиру-

ются, в основном, на использовании структурных особенностей и свойств пород, сформировавшихся в ходе природных процессов. Вместе с тем на современном этапе разработки шунгитового направления наиболее актуальным становится определение схем рационального использования шунгитовых пород и выявление наукоемких технологий, дающих наибольший экономический эффект при наименьших затратах этого уникального сырья. Именно поэтому наиболее эффективным представляется направление, связанное с изучением и использованием продуктов глубокой модификации шунгитовых пород, которые приводят к коренному изменению их структуры и свойств.

В этой связи необходимо отметить, что в отношении шунгитовых пород сложился ряд стереотипов, которые, с одной стороны, обусловлены объективными свойствами пород в определенных физико-химических и технологических процессах, а с другой – не учитывают тонкие особенности природного кристаллогенеза и могут тормозить разработку принципиально новых направлений использования шунгитовых пород. Среди них, в частности, следующие: основная активная компонента пород – шунгитовый углерод, и чем больше углерода в породе – тем лучше, что предполагает обогащение шунгитовых пород; чем более мелкое дробление пород – тем более активный углерод, что определяет необходимость тонкого помола. При этом минеральные составляющие шунгитовых пород делятся на полезные и балластные, например: углерод – полезен во всех процессах, кварц – полезен в некоторых процессах, слоистые алюмосиликаты – балластные минералы в большинстве процессов, сульфиды, в том числе пирит, как сернистые соединения – вредные компоненты.

Наиболее простым способом, который может инициировать процессы кристаллогенеза в технологических условиях, является температурная обработка. Заметное изменение структуры шунгита начинается при 1500 °С и имеет прогрессивный характер по мере увеличения температуры. Преобразование углерода заключается в слиянии глобул, которое вызывает объединение наноразмерных пор и графеновых слоев с образованием полых наночастиц большего размера, подобных технологически синтезированным гиперфуллереновым структурам [1]. Повышение температуры до 2700 °С и более не приводит к графитации шунги-

та, что свидетельствует о его принадлежности к «жестким», или неграфитируемым, природным углеродам. Одновременное воздействие высокой температуры и давления (стандартная методика получения алмазов «карбонадо» – 1300 °С, 8 ГПа) способствует образованию сфероидных структур, которые согласно микродифракционным данным не являются алмазами, хотя и имеют некоторые признаки алмазоподобия.

Мелкодисперсный характер распределения и большая площадь контакта углеродной и минеральных компонент определяют возможность их взаимного кристаллогенеза, в том числе образования при повышенных температурах карбидов и силицидов. Различие шунгитовых пород по типу породообразующих минералов и микроэлементному составу может вызывать образование различных по морфологии и структурному состоянию автоморфоз. И здесь уместно вспомнить, что именно слюда при повышенной температуре распадается и «запускает» целую серию химических реакций, а из пирита выделяется железо, которое является активным катализатором. Соблюдение определенных условий позволяет получить карбиды кремния, имеющие микрокристаллическое строение и хорошо выраженную огранку. Однако наиболее интересными и многообещающими в технологическом аспекте являются микро- и нановолокнистые карбиды кремния. В шунгитовых породах с одинаковыми породообразующими минералами, но различным микроэлементным составом возможен синтез моно- или поликристаллических, а также аморфных нановолокнистых карбидов кремния, имеющих различную морфоструктуру, длину и диаметр. Многообразие автоморфоз карбида кремния свидетельствует о различных механизмах их роста, которые могут определяться изменением кинетических процессов кристаллогенеза под влиянием микропримесей [6]. В целом возможно установить такие условия обработки, при которых шунгитовая порода трансформируется в совокупность гиперфуллереновых структур и нановолокнистых карбидов кремния, которые по определению являются наносистемами и могут быть востребованы в современных наукоемких нанотехнологиях.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и Республики Карелия (грант 05-05-97520С).

1. Ковалевский В. В. Структурное состояние шунгитового углерода // Журн. неорг. химии. 1994. Т. 39, № 1. С. 31–35.

2. Юшкин Н. П. Глобулярная надмолекулярная структура шунгита: данные растровой туннельной микроскопии // ДАН. 1994. Т. 337, № 6. С. 800–803.

3. Зайденберг А. З., Рожкова Н. Н., Ковалевский В. В., Генералов М. Е. Использование метода РСМА в исследовании минерального вещества шунгитов // Тез. междунар. симпоз. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., 1997. С. 219.

4. Шунгиты – новое углеродистое сырье / Под ред.

В. А. Соколова, Ю. К. Калинина, Е. Ф. Дюккиева. Петрозаводск, 1984. 182 с.

5. Kovalevski V. V., Melezhih V. A. The Karelian shungite: unique geological occurrence, unusual structure and properties, new practical applications // Rammlmair D., Mederer J., Oberther Th., Heimann R. B. & Pentinghaus H. (Eds.). Applied Mineralogy in Research, Economy, Technology, Ecology and Culture, 2000. V. 1. A.A.Balkema/Rotterdam/Brookfield, the Netherlands. P. 363–366.

6. Гликин А. Э. Полиминерально-метасоматический кристаллогенез. СПб., 2004. 320 с.

КОМПЛЕКСНОЕ ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ РЕШЕНИИ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ ГЕОЛОГИИ

В. Н. Кожевников

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; kvn04@sampo.ru

Введение. В настоящее время в геологических науках существует широкое многообразие конкурирующих теорий и гипотез, предлагаемых для объяснения природных процессов и явлений самого разного масштаба, с которыми ученые сталкиваются в своих исследованиях. Чтобы получить наиболее полную, объективную и непротиворечивую картину строения, происхождения и эволюции сложных природных систем, каждый исследователь использует самые разнообразные методы полевого и лабораторного изучения минерального вещества, его относительного и изотопного возраста, слагаемых им структур и т. д. Необходимость такого комплексного подхода определяется тем, что каждый из методов обладает собственными «областью компетенции» и «разрешающей способностью», накладывающими определенные ограничения как на сами исследуемые объекты, так и на интерпретации полученных результатов.

Мультидисциплинарный подход особенно необходим при изучении сложнопостроенных и/или длительно развивавшихся комплексов, а также глубинных оболочек Земли, недоступных прямым наблюдениям с использованием методов полевой геологии. Целью данного доклада является: показать на ряде примеров, как изучение физических свойств и строения минералов и горных пород в экспериментах и в природных объектах позволило подойти к решению проблемы механизмов движения вещества в мантии; какое значение эти результаты имели для изучения коровых процессов, в частности, проградного гранулитового метаморфизма; какова роль последнего в формировании архейских золоторудных систем; какое значение имеют результаты прецизионного изотопного датирования гетерогенных цирконов и тонкой геохимии пород в решении проблемы строения, происхождения и эволюции зеленокаменных поясов (ЗКП) и древнейших сиалических ядер — главных компонентов архейских кратонов.

Механизмы движения в мантии по результатам изучения пород и минералов. При изучении в 60-х годах прошлого века сейсмическими методами дна океанов было установлено, что скорость продольной волны V_p вдоль срединно-океанических хребтов (СОХ) на $0,3–0,7 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$ ниже, чем поперек их. Аналогичная анизотропия проявилась и у других характеристик, связанных с реологическими свойствами океанических пород. Для объяснения этого явления исследователи обратились к офиолитовым комплексам — выведенным на зем-

ную поверхность аллохтонам, сложенным породами океанической коры и мантии. Изучив ориентировки порообразующих минералов — клино-, ортопироксенов и оливинов в природно-деформированных дунитах, лерцолитах и перидотитах и рассчитав индикатрисы V_p минеральных агрегатов по упругим свойствам монокристаллов, они показали, что упругая анизотропия тектонитов определяется предпочтительной ориентировкой минералов [1]. Параллельное моделирование в экспериментах при осевом сжатии пород предпочтительной ориентировки слагающих их минералов в режиме: $T = 900–1300 \text{ }^\circ\text{C}$, $P = 13,4–15 \text{ кбар}$ и скорость деформации $\dot{\epsilon} = 7,8 \cdot 10^{-7} \text{ с}^{-1}$ показало, что при синтетектонической перекристаллизации ось [010] ортопироксенов и оливинов и минимальное значение V_p ориентируются параллельно оси максимального сжатия σ^{max} , две другие оси рассеиваются в пояс, а средняя для серии образцов анизотропия $V_p = 0,76 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$ [2]. При этом важным механизмом движения вещества в океанических плитах является скольжение в главном минерале мантийных тектонитов — оливине, так называемое «карандашное», осуществляемое по системе (0kl)[100], и скольжение по системе (010)[100] [3]. Высокие температуры ($950–1300 \text{ }^\circ\text{C}$), при которых реализуются оба механизма предпочтительной ориентировки оливина, свидетельствуют о ее некортовой природе, что, в свою очередь, является убедительным доказательством офиолитовой природы мафит-ультрамафитовых ассоциаций.

Гранулитовый метаморфизм средних сечений коры как источник флюидов. Индикаторами термальных аномалий в земной коре являются гранулиты — наиболее высокотемпературные метаморфические породы, особенно широко представленные в архее, начиная с древнейших серогнейсовых комплексов, и в протерозое. Структурно-петрологическое изучение гранулитов Западной Карелии показало, что формирование дупироксен-роговообманковых ассоциаций отвечает термальному пику метаморфизма [4]. Использование принципов анализа предпочтительных ориентировок минералов, разработанных для мантийных пород, применительно к гранулитам и другим метаморфическим породам региона позволило показать сходство механизмов формирования мантийных и коровых тектонитов [5]. При последующем изучении структур, петрографии, минералогии, геохимии и изотопных возрастов гранулитов было установлено, что на рубеже $2,67–2,65 \text{ Ga}$ повышение

температуры и спад давления были связаны с купольным адвективным подъемом земной коры и формированием Тулосского и Вокнаволоцкого блок-куполов как структур [6–8]. Декомпрессия гетерогенных комплексов сопровождалась дегидратацией гидроксилсодержащих минералов – биотита и роговой обманки при замещении их пироксенами, формированием «сухих» ассоциаций и освобождением значительных объемов агрессивных фторсодержащих флюидов. Умереннобарный режим этого типа гранулитового метаморфизма отвечает глубинам 13–18 км, т. е. средним сечениям земной коры. Такое же давление имел и позднеархейский метаморфизм, наложенный на архейские ЗКП Западной Карелии.

Гранулитовый метаморфизм как важный элемент в моделях архейских золоторудных систем. Синхронность гранулитового метаморфизма в зоне Капускесинг в кратоне Сьюпириор с мощными золоторудными процессами в ЗКП Абитиби позволила канадским геологам предложить модель гранулитизации средних и нижних сечений земной коры в качестве рудогенерирующего механизма [9]. Несмотря на некоторые ограничения, накладываемые на эту модель применительно к Абитиби [10, 11], флюидогенерирующая роль гранулитового метаморфизма несомненна. Более того, именно с гранулитизацией нижних и средних сечений земной коры в кратоне Йилгарн австралийские геологи связывают возникновение гидротермальных ячеек корового масштаба и генерацию Au-выщелачивающих и Au-транспортирующих флюидов, которые были сфокусированы наклонными shear-зонами и после их взаимодействия с магматогенным, связанным с гранитоидами флюидом сформировали гигантское Au-рудное месторождение Голден Майл [12–14]. В Западной Карелии и Восточной Финляндии корреляция структур, контролирующая гранулитовый метаморфизм в высокометаморфизованных комплексах, так и Au-рудные процессы в ЗКП, позволяет рассматривать гранулитизацию как важный региональный фактор Au-оруднения в позднем архее [10].

Строение, происхождение и возраст архейских ЗКП и древнейших ядер кратонов. Значение прецизионных методов изучения минералов и горных пород очень наглядно проявилось при решении обозначенных проблем в Костомукшском ЗКП и Маткалахтинском ЗКП Водлозерского палеократона.

Костомукшский ЗКП включает Костомукшскую структуру – синформу, сложенную вулканитами так называемой «западной полосы» и отложениями гимольской серии, и прилегающую с востока обширную территорию, на которой в полях гранитоидов сохранились реликты супракрустальных пород. Первоначально основные вулканиты «западной полосы» рассматривались как сумийский комплекс, несогласно налегающий на породы гимольской серии [15–17]. Впоследствии было установлено трехчленное строение супракрустального комплекса, кото-

рый включает нижнюю терригенную нюкозерскую толщу, контоккскую серию и несогласно залегающую осадочную гимольскую серию, вмещающую месторождение железистых кварцитов. Контоккская серия, согласно представлению о последовательном наращивании архейского разреза с запада на восток [18, 19], расчленялась на нижнюю ниэмиярвинскую и верхнюю рувинварскую свиты, сложенные базальтами и коматиитами, и разделяющую их шурловаарскую свиту, сложенную кислыми вулканитами и осадками (рис. 1).

Детальное структурное картирование «западной полосы» и сравнительный анализ слагающих ее разрезов позволили сформулировать вывод о том, что единый комплекс основных вулканитов и коматиитов «западной полосы» с несогласием перекрывает породы шурловаарской свиты [5] (рис. 1). Шурловаарская свита, весь разрез Костомукшского месторождения, разрезы северного замыкания структуры, включающего Корпангское месторождение, и узких нелинейных структур, расположенных восточнее, рассматривались как возрастные эквиваленты. С архейской историей связывалось и формирование вулканитов «западной полосы». В районе были выделены два принципиально различающихся структурных плана – линейный для мафического комплекса «западной полосы» и нелинейный для большинства площадей развития гимольской серии к северу и к востоку от Костомукшского месторождения. Позднее это было интерпретировано как результат тектонического совмещения доменов с разными исходными геотектоническими обстановками формирования супракрустальных комплексов, и Костомукшский ЗКП рассматривался как «совмещенный морфотип лопийских структур» [20].

Петрологические, изотопно-геохронологические и изотопно-геологические (С. Б. Лобач-Жученко и С. А. Сергеев) и литолого-геохимические (Р. И. Милькевич и Т. А. Мыскова) исследования позволили предложить схему строения контоккской серии, которая объединяет разновозрастные ниэмиярвинскую и рувинварскую свиты, перекрытые кислыми вулканитами шурловаарской свиты. Используя изотопный состав неодима в породах ниэмиярвинской и рувинварской свит, авторы показали, что часть пород в них несет признаки контаминации древним сиалическим материалом. Это рассматривалось авторами как доказательство рифтогенной интракратонной природы Костомукшского ЗКП [21]. Изотопно-хронологическое изучение разреза Костомукшской структуры и гранитоидов, выполненное в последнее десятилетие сотрудниками ИГЕМ, ГИН и ГЕОХИ, позволило показать синхронность формирования кислых вулканитов шурловаарской свиты, гранитоидов восточного и западного обрамлений структуры, а также кислых вулканитов в составе гимольской серии [22]. Геохимия базальтов и коматиитов обеих свит «западной полосы» – обеднение LREE при поло-

жительной аномалии Nb и данные по неодиму ($\epsilon Nd(T) = +2,8 \div +3,4$) отвечают условиям магматизма в обстановке океанического плато, исключая, таким образом, обстановку континентального рифтогенеза. Кислые же вулканиты шурловаарской свиты несут признаки континентально-коровой природы. Все это позволило данным исследователям предложить аллохтонную модель обдукции океанического террейна – контоккской серии – на шельфовые отложения гимольской серии [23].

Следует подчеркнуть, что ни в одном из исследований не было сделано реперного U-Pb датирования по циркону низмиарвинской свиты, которая всеми цитируемыми исследователями, за исключением автора, рассматривалась как наиболее ранняя вулканогенная толща Костомукшского ЗКП. В начале 70-х годов прошлого века при детальном картировании структуры автором были обнаружены и описаны маломощные горизонты кислых туфогенных пород в низах разреза низмиарвинской свиты, которые рассматривались им как аналоги пород шурловаарской и гимольской серий [5, рис. 34]. Изучение цирконов из этих пород на приборе SHRIMP-II показало, что их конкордантный возраст составляет $2791,7 \pm 6,1$ Ma (СКВО = 0,96), он практически совпадает с возрастными данными

пород в шурловаарской и гимольской сериях и обрамляющих гранитоидов. Последующие результаты прецизионного изучения методом ICP-MS геохимии малых элементов в кислых туфах низмиарвинской свиты, будучи сопоставленными с аналогичными данными по кислым вулканитам и плутонитам района [24], показали их удивительное сходство по топологии REE и спайдерграммам с кислыми породами гимольской серии и близость к породам шурловаарской свиты и гранитоидам BADR-серии восточного обрамления структуры. Эти данные являются вескими аргументами в пользу ранних представлений автора о строении пояса, базированных на геолого-структурных данных [5, 20], и в пользу более поздней мультистадийной модели его строения и эволюции, основанной на представлениях аккреционной тектоники [10] и построенной с учетом результатов, полученных широким кругом исследователей при изучении минерального вещества с использованием самых современных научных технологий. Согласно этой модели, ЗКП представляет собой аккрецированный коллаж, состоящий из синхронно сформированных в узкой зоне перехода «океан – континент» стратотектонических ассоциаций – океанического плато, задугового бассейна и окраинно-континентальной дуги.

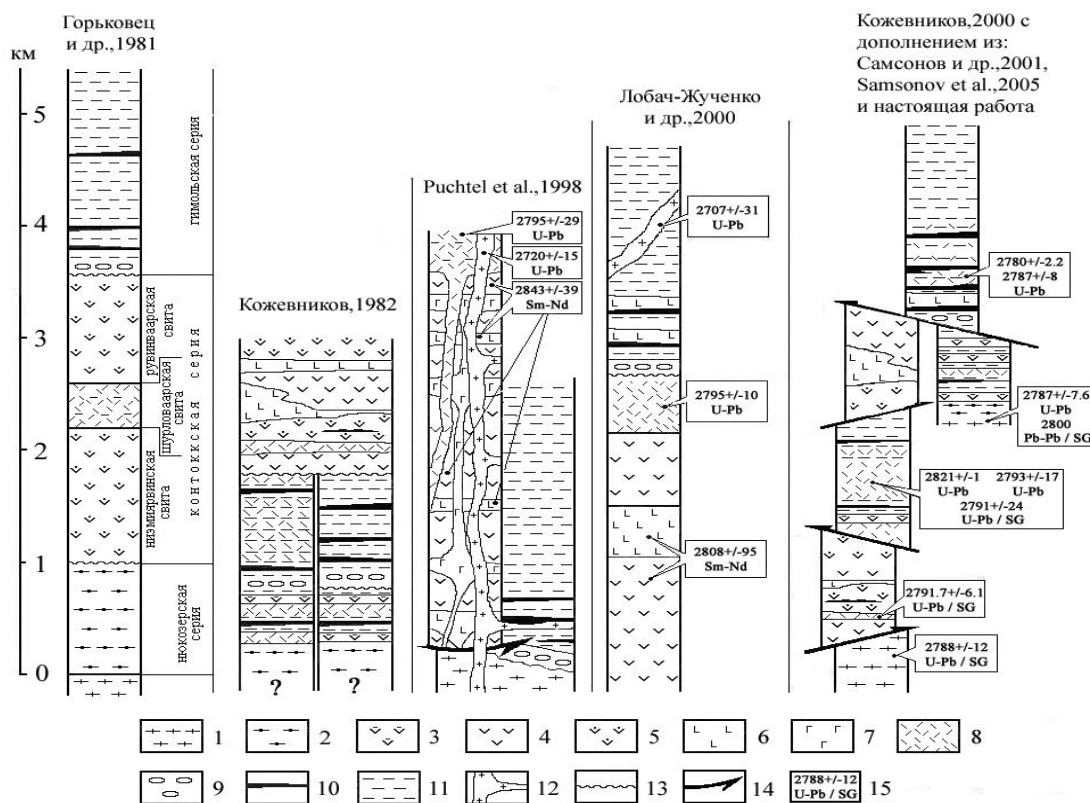


Рис. 1. Стратиграфические колонки Костомукшского ЗКП по разным авторам:

1 – гранитоидный ТТГ-комплекс обрамления; 2 – слюисто-кварцевые кристаллосланцы – нюкозерская серия; 3 – полевошпато-роговообманковые (\pm биотит, \pm эпидот) подрудные кристаллосланцы; 4 – подушечные базальты; 5 – массивные базальты; 6 – коматититы; 7 – силлы габбро; 8 – кислые вулканиты; 9 – полимиктовые конгломераты; 10 – железистые кварциты и сланцы; 11 – полимодальные граувакки с примесью дацитовых туфов; 12 – гранит-порфиры; 13 – поверхность несогласия с корой выветривания; 14 – надвиговые границы, разделяющие аллохтонные СТА; 15 – конкордантный изотопный возраст, SG – возраст определен по отдельным зернам циркона

Возрасты Маткалахтинского ЗКП и источников терригенных пород в его разрезе. Этот ЗКП, расположенный в центре древнего Водлозерского блока, по аналогии с другими обрамляющими его ЗКП относился к их ранней ($>2,9$ Ga) генерации [10, 25]. Анализ материалов по скважинам, пробуренным финской компанией KIVIÄRVI при поисковых работах на никель, показал, что некоторые из них вскрыли редкий для Карельского кратона разрез, в котором горизонты кварцевых аренитов и полимодалных граувакк переслаиваются с базальтами и коматиитами, что позволило определить эту стратотектоническую ассоциацию (СТА) как платформенную. Подобные СТА обычно имеют ареальное распространение и приурочены к обрамлению древних сиалических ядер. Естественно ожидалось, что кварцевые арениты в разрезе интракратонного ЗКП должны содержать древние цирконы-носители информации о возрасте континентальной палеокоры Водлозерского протократона. Все это послужило основанием для изучения данных разрезов, в которых осадки представлены кварцевыми аренитами и полимодалными граувакками. Выделенные из обоих типов пород гетерогенные цирконы были изучены на приборе SHRIMP-II.

Анализ полученных датировок разнотипных цирконов из контрастных по зрелости пород показал, что наиболее древние окатанные и эвгедральные детритовые исходно магматические зерна имеют возраст $3334 \pm 11 - 3289 \pm 19$ Ma, характеризуются низким содержанием U, и Th и высоким отношением Th/U и представлены исключительно в монофракции из кварцевых аренитов (рис. 2). Метаморфогенные зерна второй возрастной группы $3259 \pm 72 - 3236 \pm 3$ Ma с высоким содержанием U, варьирующим и в целом низким содержанием Th и низким отношением Th/U представлены в обоих типах пород. Тот факт, что эти две возрастные

группы цирконов обнаруживаются в суперзрелых кварцевых аренитах, является отражением длительной эрозии, вскрывшей наиболее глубинный древний коровый источник, представленный гранитоидами, возраст которых составляет 3329 ± 16 Ma, и метаморфитами, имеющими возраст $3259 \pm 72 - 3236 \pm 3$ Ma. Третья возрастная группа – $3172 \pm 7 - 3098,3 \pm 3,7$ Ma, представленная в обоих пробах, фиксирует второй эндогенный импульс, второе метаморфо-гидротермальное событие, оторванное на 100 Ma от предыдущего метаморфизма, возраст которого оценивается в $3259 \pm 72 - 3236 \pm 3$ Ma, что на 200 Ma моложе первого корообразующего процесса в Водлозерском блоке, возраст которого определен как 3329 ± 16 Ma. Наиболее молодая генерация циркона, возраст которой определяется интервалом $2938 \pm 31 - 2779 \pm 41$ Ma, представлена окатанными магматическими зёрнами с низким содержанием U и высоким отношением Th/U. Эта генерация циркона фиксирует третье эндогенное событие. Большая часть зерен этой группы обнаруживается в кварцевых аренитах, что отражает разрушение малоглубинного источника, связанного с кислым вулканизмом данного возраста [26]. Значение возраста детритового циркона 2779 ± 41 Ma, отвечающее минимальному возрасту разрушавшегося магматического источника, определяет на сегодняшний день максимальный возраст Маткалахтинского ЗКП. Это, в сочетании с новыми данными о возрасте Костомукшского ЗКП, свидетельствует о том, что в Карельском кратоне появляется все больше признаков наличия молодой генерации ЗКП, сформированной на завершении архея. Именно с этим интервалом архейской истории и с этой генерацией ЗКП связана глобальная металлогеническая эпоха, когда были сформированы многочисленные месторождения Au, Ni, PGE, полиметаллов и других полезных ископаемых.

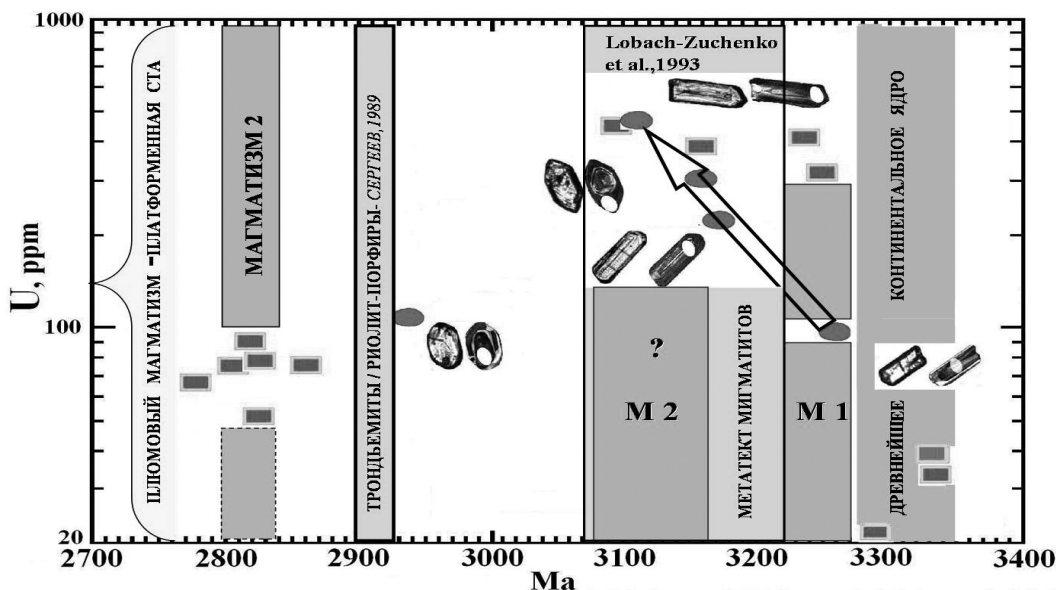


Рис. 2. Цирконы из осадков платформенной СТА Маткалахтинского ЗКП в координатах U–²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-возраст (реконструкция событий в архее Водлозерского палеократона, по данным из [26–28])

Работа выполнялась в рамках бюджетного финансирования плановой темы НИР ИГ КарНЦ РАН «Архейские кратоны Земли: строение, происхождение,

эволюция, рудогенез» и при поддержке Приоритетной программы 5 ОНЗ РАН (проект 122) и регионального гранта РФФИ № 02-05-97507.

1. Carter N. L., Baker D. W., George R. P. Seismic anisotropy, flow, and constitution of the upper mantle // Flow and fracture of rocks. 1972. P. 167–190.

2. Avé Lallemant H. G., Carter N. L. Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. V. 81, N 8. P. 2203–2220.

3. Carter N. L., Avé Lallemant H. G. High temperature flow of dunite and peridotite // Ibid. P. 2181–2202.

4. Лазарев Ю. И., Кожевников В. Н. Структурно-петрологическое изучение гранитизации. Л., 1973. 124 с.

5. Кожевников В. Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л., 1982. 184 с.

6. Кожевников В. Н., Белоусов Е. Ф. Некоторые черты гранулитового метаморфизма архейских образований района оз. Тулос // Геология и полезные ископаемые Карелии: Опер.-информ. материалы. Петрозаводск, 1981. С. 7–10.

7. Кожевников В. Н., Чухонин А. П., Шулешко И. К. Полихронный высокотермальный метаморфизм древнейших пород Западной Карелии // ДАН СССР. 1987. Т. 292, № 6. С. 1441–1445.

8. Щипцов В. В., Кожевников В. Н., Скорнякова Н. И. Гранитоиды архея юго-восточной части Балтийского щита. Л., 1987. 119 с.

9. Cameron E. M. Archean gold: Relation to granulite formation and redox zoning in the crust // Geology. 1988. V. 16. P. 109–112.

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

11. Кожевников В. Н., Голубев А. И., Рыбаков С. И. Факторы контроля золотометалльного оруденения в архейских зеленокаменных поясах: сравнительный анализ Сьюпириор и Карельского кратонов // Отечественная геология. 1998. № 3. С. 55–64.

12. Hall G. Autochthonous model for gold metallogenesis and exploration in the Yilgarn // Geodynamics & gold exploration in the Yilgarn. Workshop abstr., 6 August 1998, Perth, Australia. P. 32–35.

13. Lambert D., Frick L., Bateman R., Stone W. Geochemistry and rock-fluid interactions in Archean Lode-Gold Systems: new insights from the Re-Os isotopic system // Ibid. P. 40–44.

14. Ord A., Hobbs B. E., Walshe J. L., Zhao C. Development in the simulation of geodynamic processes with direct application to Yilgarn gold mineralization // Ibid. P. 45–51.

15. Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.; Л., 1963. 210 с.

16. Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.; Л., 1964. 123 с.

17. Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Л., 1971. 191 с.

18. Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белоусов Е. Ф. и др. Геология и металлогения Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск, 1981. 142 с.

19. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск, 1992. 191 с.

20. Кожевников В. Н. Геология и геохимия архейских северокарельских зеленокаменных структур. Петрозаводск, 1992. 199 с.

21. Лобач-Жученко С. Б., Милькевич Р. И., Арестова Н. А. и др. Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструкции на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 3–10.

22. Самсонов А. В. Эволюция магматизма гранит-зеленокаменных областей Восточно-Европейского кратона: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2004. 48 с.

23. Puchel L. S., Hofmann A. W., Mezger K. et al. Oceanic plateau model continental crustal growth in the Archaean: A case study from Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. 155. P. 57–74.

24. Samsonov A. V., Bogina M. M., Bibikova E. V. et al. The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield // Lithos. 2005. V. 79. P. 83–106.

25. Минерально-сырьевая база Республики Карелии. Кн. 1: Горючие полезные ископаемые. Металлические полезные ископаемые. Петрозаводск, 2005. 280 с.

26. Сергеев С. А., Бибикова Е. В., Левченков О. А. и др. Изотопная геохронология Волдозерского гнейсового комплекса // Геохимия. 1990. № 1. С. 73–83.

27. Lobach-Zhuchenko S. B., Cherkulaev V. P., Sergeev S. A. et al. Archean rocks from southeastern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain) // Precamb. Res. 1993. V. 62. P. 375–398.

28. Кожевников В. Н., Бережная Н. Г., Пресняков С. Л. и др. Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 3. С. 19–41.

ОСОБЕННОСТИ ГРАНУЛИТОВОЙ АМФИБОЛИЗАЦИИ В ГРАНУЛИТ-ЭНДЕРБИТ-ЧАРНОКИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ КАРЕЛИИ

Н. Е. Король

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; korol@krc.karelia.ru

Амфиболизация пород обычно связывается с условиями метаморфизма амфиболитовой фации.

В архейских гранулит-эндербит-чарнокитовых (ГЭЧ) комплексах Карелии [1–6], сформировав-

шихся в условиях высоких температур и умеренных и (или) пониженных давлений, широко развиты процессы гранулитовой амфиболитизации. Данный термин характеризует образование титанистой буровато-зеленой роговой обманки по ромбическому и моноклинному пироксенам и плагиоклазу на гранулитовом этапе метаморфической эволюции пород ГЭЧ комплексов.

Реперными районами [6] развития ГЭЧ комплексов {1–9} в Карелии являются – в Беломорском подвижном поясе (БПП): {1} – оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро, {2} – оз. Керчуг, {3} – полуострова Вичаны и Мундиннаволоок оз. Кереть – оз. Топозеро, {4} – губа Поньгома Белого моря – п-ов Поньгомаволоок; в Карельской структуре: {5} – водораздел оз. Тикшеозеро – оз. Пяозеро; {6} – пос. Вокнаволоок, {7} – оз. Тулос, а также участки – {8} – среднее течение р. Водлы и {9} – пос. Шальский – восточное побережье Онежского озера.

Беломорские {1–4} и тикшеозерско-пяозерский {5} ГЭЧ комплексы представлены супракрустальными гранулитами основного, среднего, кислого составов с проявлением признаков их первично-эффузивной природы {3} и породами магматического ряда – ультрабазиты – основные ультрабазиты – меланократовые габброиды; габброанортозиты – анортозиты; интрузивными образованиями серии: габброиды – габбродиориты – гиперстенные (диориты – кварцевые диориты – тоналиты ± плагиограниты); ультраметагенными и интрузивными эндербитами – чарнокитоидами. В ГЭЧ комплексах Карельской структуры {6, 7, 9} состав преимущественно «двухкомпонентный» – супракрустальные основные, реже средние гранулиты и эндербиты ± чарнокитоиды.

ГЭЧ комплексы {1–9} претерпели поэтапную метаморфическую эволюцию, соответствующую условиям метаморфизма от гранулитовой (I или I–II этапы) до амфиболитовой (II или III–IV этапы) – эпидот-амфиболитовой, реже зеленосланцевой фации [6]. Первый гранулитовый (I) этап содержит от одного до четырех периодов развития и осуществляется во всех комплексах в

режиме умеренных и (или) пониженных давлений и в пределах колебаний температур 750–870 °С. Для него характерны полный (1, 2, 3 периоды) и упрощенный (1, 2 периоды) типы метаморфической эволюции, что соответствует ГЭЧ комплексам {1–5} и {6, 7, 9}. Неотъемлемой обязательной составляющей всех комплексов являются супракрустальные основные гранулиты (двупироксеновые кристаллические сланцы), сформировавшиеся в первом (1) периоде, и эндербиты (гиперстенсодержащие кварцевые диориты – тоналиты – плагиограниты), образующиеся при процессах региональной мигматизации и гранитизации во втором или третьем периоде I гранулитового этапа [6].

Полевые наблюдения свидетельствуют о том, что как при эндербитовой мигматизации, так и в интрузивных массивах эндербитов вмещающие породы преимущественно основного, реже ультраосновного состава, слагающие участки и блоки субстрата или ксенолиты, приобретают неравномерную окраску, варьирующую от темновато-серых к темно-серым и темным тонам. При усилении мигматизации цвет становится практически черным. Петрографическое изучение показало, что в гранулитовых образованиях отмечается частичное, реже полное замещение ромбического и моноклинного пироксенов буровато-зеленой роговой обманкой.

Геологические и петрологические исследования привели к выводу о том, что при эндербитовом образовании во всех ГЭЧ комплексах осуществляется гранулитовая амфиболитизация пород, наиболее полно изученная в районах {1–2}: оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро и оз. Керчуг [4, 6].

Этот процесс более характерен для основных, чем для средних и кислых пород, и прежде всего выражается в образовании реакционных кайм буровато-зеленого амфибола по пироксенам на границе их с плагиоклазами. Минеральные замещения определяются реакцией, рассчитанной с учетом парагенезисов железомagneзиальных минералов (табл. 1, 2) при вариациях составов плагиоклазов от 30 до 60% An.

Таблица 1

Реакции образования буровато-зеленого амфибола

№ п.п.	Номер образца	Реакция
1	В-2131-2	$3,5\text{Hyp}_{53} + 1,7\text{Cpx}_{38} + 3\text{Pl}_{30} + 1,3\text{H}_2\text{O} = 1,3\text{Hbl}_{43} + 7,2\text{Qtz} + 0,4\text{Na}_2\text{O}$
2	В-1409-4	$4\text{Hyp}_{40} + 1,6\text{Cpx}_{26} + 3\text{Pl}_{40} + 1,4\text{H}_2\text{O} = 1,4\text{Hbl}_{38} + 6,6\text{Qtz} + 0,2\text{Na}_2\text{O}$
3	В-2068-1	$4,25\text{Hyp}_{42} + 1,55\text{Cpx}_{27} + 3\text{Pl}_{45} + 1,45\text{H}_2\text{O} = 1,45\text{Hbl}_{38} + 6,3\text{Qtz} + 0,1\text{Na}_2\text{O}$
4	В-1411-8	$4,5\text{Hyp}_{43} + 1,5\text{Cpx}_{25} + 3\text{Pl}_{50} + 1,5\text{H}_2\text{O} = 1,5\text{Hbl}_{35} + 6\text{Qtz}$
5	К-1571	$4,6\text{Hyp}_{47} + 1,48\text{Cpx}_{31} + 3\text{Pl}_{52} + 1,52\text{H}_2\text{O} + 0,04\text{Na}_2\text{O} = 1,52\text{Hbl}_{45} + 5,88\text{Qtz}$
6	К-2250-1	$4,75\text{Hyp}_{38} + 1,45\text{Cpx}_{21} + 3\text{Pl}_{55} + 1,55\text{H}_2\text{O} + 0,1\text{Na}_2\text{O} = 1,55\text{Hbl}_{33} + 5,7\text{Qtz}$
7	В-2132-1	$5\text{Hyp}_{44} + 1,4\text{Cpx}_{30} + 3\text{Pl}_{60} + 1,6\text{H}_2\text{O} + 0,2\text{Na}_2\text{O} = 1,6\text{Hbl}_{35} + 5,4\text{Qtz}$
8	В-2068-10	$2\text{Br}_{15} + 2\text{Di}_8 + \text{H}_2\text{O} + 0,5\text{Na}_2\text{O} + 1,5\text{Al}_2\text{O}_3 = \text{PHbl}_{13}$
9	ВК-927	$4\text{Hyp}_{38} + 1,6\text{Cpx}_{25} + 3\text{Pl}_{40} + 1,4\text{H}_2\text{O} = 1,4\text{Hbl} + 6,6\text{Qtz} + 0,2\text{Na}_2\text{O}$

Примечание. 1 – двупироксеновый плагиогранит, губа Миронова оз. Нотозеро {1}; 2–7 – супракрустальные гранулиты с плагиоклазом от 40 до 60% An: 3 – оз. Верхняя Пажма, 5 – оз. Лопское, 6 – оз. Беличье, 7 – губа Миронова оз. Нотозеро – {1}, 2 и 4 – оз. Керчуг {2}; 8 – основной ультрабазит – шпинелевый пироксенит, оз. Верхняя Пажма {1}; 9 – двупироксеновый диорит пос. Вокнаволоок {6}. Символы минералов: An – анортит, Br – бронзит, Nur – гиперстен, Di – диопсид, Qtz – кварц, Cpx – моноклинный пироксен, Hbl – буровато-зеленая обыкновенная роговая обманка, PHbl – паргаситовая роговая обманка, Pl – плагиоклаз. Арабские цифры означают: внизу символов железо-магнезиальных минералов – железистость – $f(\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}) \times 100\%$, у плагиоклазов – содержание анортита.

Таблица 2

Химический состав минералов

№ п.п.	Минералы	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	Σ	f
1	Нур	50,00	0,27	2,00	1,32	29,56	0,61	14,53	0,70	0,06	0,07	0,19	0,60	99,91	53,3
2	Срх	50,50	0,30	2,65	1,93	12,81	0,29	11,60	17,83	0,62	0,09	0,09	1,34	100,05	38,3
3	Нбл	41,14	1,90	12,23	3,75	14,15	0,18	10,55	10,52	1,56	1,83	0,22	2,00	100,03	42,9
4	Нур	50,10	0,22	2,42	1,21	24,25	0,95	20,40	0,50	0,02	0,03	0,10	—	100,20	40,1
5	Срх	50,99	0,43	2,47	2,42	8,08	0,44	12,57	21,83	0,69	0,02	0,10	0,10	100,14	26,3
6	Нбл	41,12	2,74	12,00	4,52	11,53	0,24	10,50	11,74	1,54	1,60	0,12	1,89	99,54	38,2
7	Нур	50,18	0,28	1,52	1,81	24,47	0,52	19,05	0,70	0,10	0,04	0,13	1,53	100,33	42,0
8	Срх	50,75	0,49	3,09	1,84	8,24	0,24	12,66	20,57	0,53	0,03	0,15	1,45	100,04	26,5
9	Нбл	42,01	1,68	13,06	3,36	12,10	0,15	11,19	11,60	1,61	1,00	—	2,50	100,26	37,7
10	Нур	49,06	0,20	3,32	1,65	24,43	0,62	18,62	0,84	0,15	0,04	0,12	1,18	100,23	42,5
11	Срх	50,52	0,40	4,24	2,13	7,62	0,23	13,20	20,16	0,75	0,02	0,16	0,81	100,24	24,5
12	Нбл	41,56	1,56	12,86	4,42	11,50	0,18	12,17	11,56	1,83	0,57	0,18	1,60	99,99	34,6
13	Нур	48,95	0,25	2,20	3,28	26,30	0,54	17,00	0,88	0,07	0,03	0,12	—	99,62	46,5
14	Срх	50,43	0,32	3,28	1,80	9,88	0,23	11,98	20,33	0,61	0,03	0,17	1,17	100,23	31,3
15	Нбл	41,90	1,60	12,60	4,00	14,00	0,18	9,50	10,86	1,56	0,93	0,11	2,90	100,14	45,2
16	Нур	52,00	0,23	1,29	1,97	21,72	0,53	20,43	0,49	0,06	0,05	0,10	1,21	100,08	37,5
17	Срх	52,40	0,30	2,03	2,05	6,35	0,19	13,56	21,66	0,57	0,04	0,21	0,84	100,20	20,8
18	Нбл	43,66	1,55	13,30	3,15	10,30	0,32	11,71	11,49	1,56	1,22	0,26	1,26	99,78	33,1
19	Нур	49,23	0,15	2,18	1,46	25,68	0,70	18,10	0,70	0,12	0,05	0,14	1,72	100,23	44,4
20	Срх	49,90	0,23	3,50	1,06	9,80	0,36	13,02	20,18	0,57	0,08	0,08	1,34	100,12	29,5
21	Нбл	41,36	1,68	10,32	5,83	11,67	0,16	12,12	11,68	2,00	0,62	0,20	2,30	99,94	35,1

Примечание. Минералы, участвующие в реакциях гранулитовой амфиболитизации: 1–3 – обр. В-2131-2, 4–6 – В-1409-4, 7–9 – В-2068-1, 10–12 – В-1411-8, 13–15 – К-1571, 16–18 – К-2250-1, 19–21 – В-2132-1. Остальные условные обозначения соответствуют табл. 1.

Расчеты показывают, что в гранулитах основного состава (табл. 1, реакции № 5–7) с плагиоклазами, превышающими по содержанию анортитовой молекулы лабрадор № 50, амфиболитизация требует привноса H₂O и Na₂O, т. е. участия водного флюида, обогащенного натрием. Схема реакции: Нур + Срх + Pl_{>50} + H₂O + Na₂O → Нбл + Qtz. При основности плагиоклазов <50% An (табл. 1, р. № 1–3) реакция происходит под влиянием только водного флюида. Поскольку плагиоклаз относительно кислый, Na₂O в этом случае не поглощается, а выделяется: Нур + Срх + Pl_{<50} + H₂O → Нбл + Qtz + Na₂O. При участии лабрадора № 50 (табл. 1, р. № 4) буровато-зеленый амфибол образуется с привносом только воды за счет натрия из плагиоклаза, без выделения свободного Na₂O: Нур + Срх + Pl₅₀ + H₂O → Нбл + Qtz.

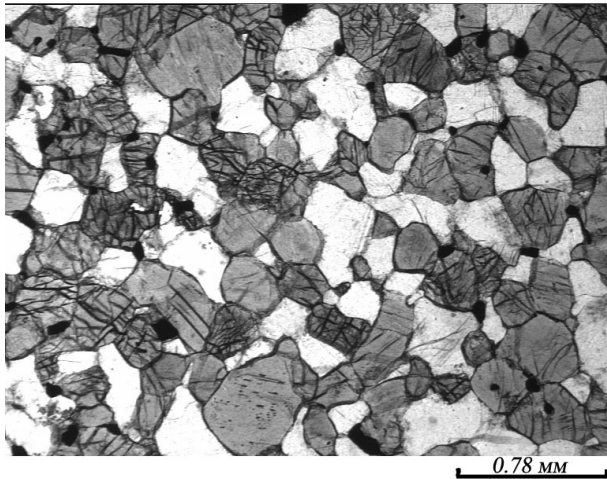
Привнос водно-натриевых флюидов, способствующий реакциям амфиболитизации, осуществляется в породах гранулитовых комплексов при эндрбитообразовании в ходе процесса региональной мигматизации и гранитизации. В это время формируются реакционные каймы буровато-зеленой роговой обманки по гиперстену и моноклинному пироксену в основных двупироксеновых кристаллических сланцах и происходит преобразование последних в амфиболсодержащие разновидности (рис. 1, а–в).

При усилении мигматизации количество амфибола увеличивается. В основных гранулитах с плагиоклазом, содержащим более 50% анортитовой составляющей, становится возможным переход Нур + Срх + Pl парагенезисов в Нур + Срх + Нбл + Pl. Данный процесс приводит к формированию двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев (рис. 1, г), широко развитых в ГЭЧ комплексах [7].

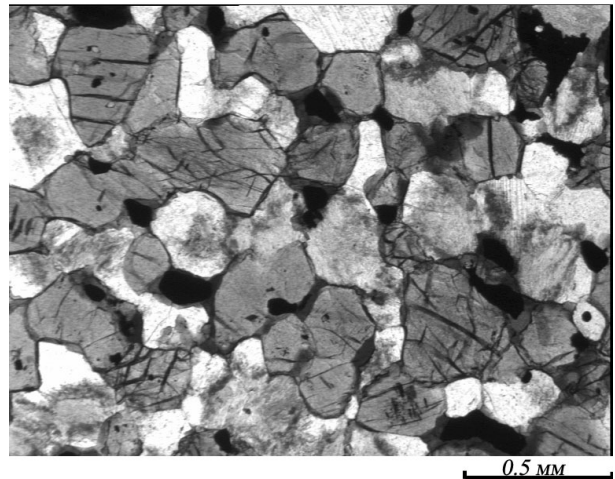
В локальных участках наиболее усиленной мигматизации интенсивность амфиболитизации возрастает. При этом постепенно достигается практически полное замещение пироксенов буровато-зеленой роговой обманкой и по двупироксен-амфиболовым кристаллическим сланцам образуются амфиболиты (рис. 2) гранулитовой фации. Иногда в них сохраняются реликтовые зерна ромбического и моноклинного пироксенов.

Участие натрия в ходе реакции амфиболитизации способствует понижению анортитовой составляющей в плагиоклазах основных гранулитов. Описанные закономерности подтверждают связь рассмотренного процесса с привносом водных флюидов, обогащенных натрием, без видимого снижения температуры. В ходе реакций амфиболитизации в условиях гранулитовой фации отмечается инертное поведение магния и железа [4].

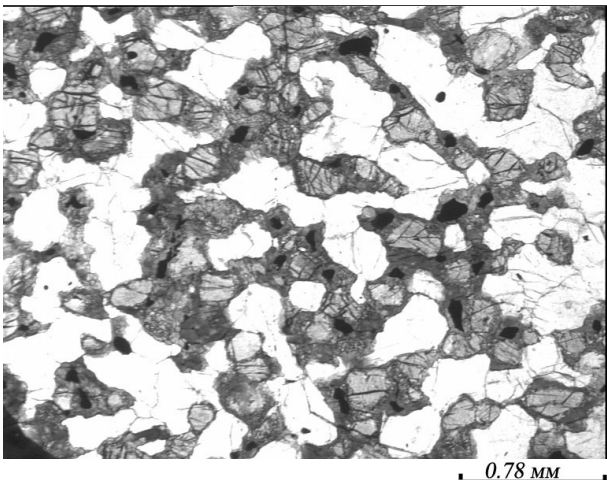
На примере превращения пироксенитов в амфиболсодержащие разновидности был изучен процесс амфиболитизации основных ультрабазитов. В шлифах фиксировалось замещение бронзита и диопсида зеленоватой паргаситовой роговой обманкой. Рассчитана реакция (табл. 1, р. № 8) образования данного минерала, протекающая по схеме: Br + Di + Na₂O + H₂O + Al₂O₃ → РНбл. Процесс происходил с участием водно-натриевых флюидов и сопоставим по времени с амфиболитизацией основных гранулитов. Привнос Al₂O₃ связан, вероятно, с некоторой ограниченной миграцией алюминия из вмещающих основных кристаллических сланцев. В результате образуется паргаситовая роговая обманка, устойчивая с бронзитом и диопсидом, однако ее количество не превышает 8%, что позволяет назвать породу амфиболсодержащим пироксенитом.



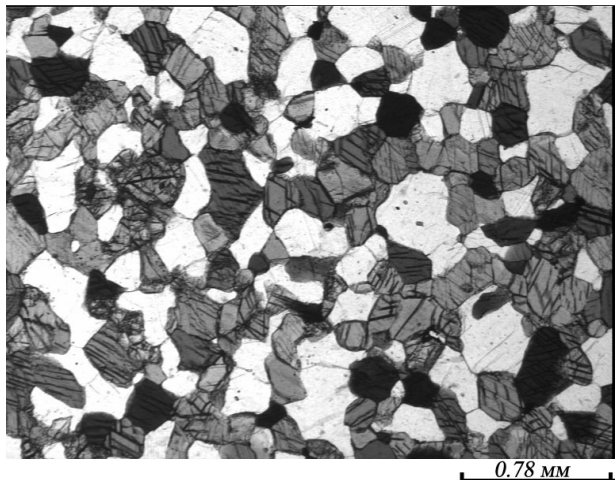
а



б



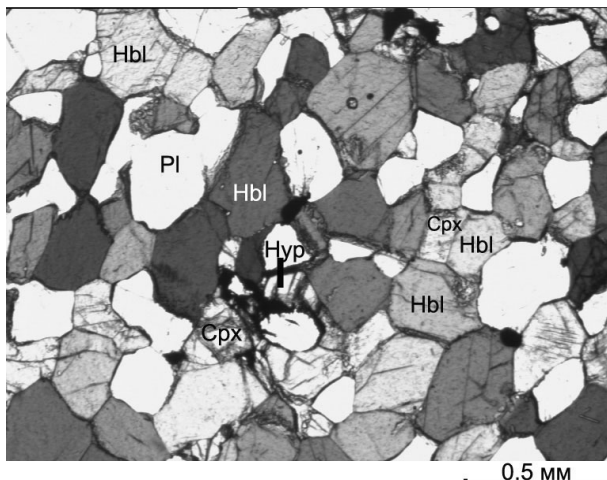
в



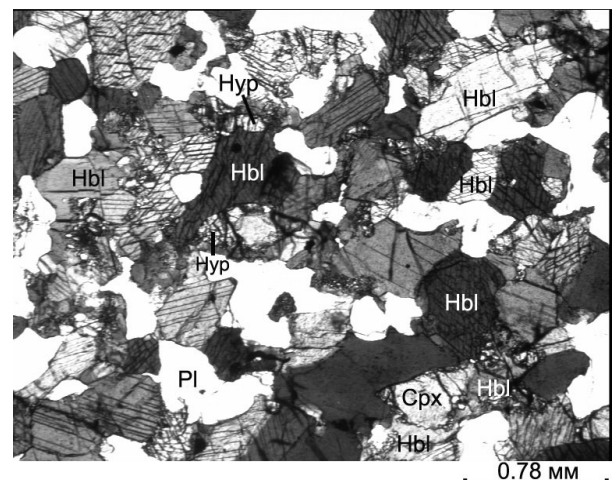
г

Рис. 1. Гранулитовая амфиболитизация в основных гранулитах

Двупироксеновые кристаллические сланцы, практически без буровато-зеленой роговой обманки (а), начальная стадия – редкие каймы Hbl по пироксенам, участки (б), амфиболсодержащие двупироксеновые кристаллические сланцы (в), двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы (г). Шлифы: В-2502-1 (а), К-2229 (б), К-2225-1 (в), В-2153а-2 (г) – без анализатора. Озеро Нотозеро



а



б

Рис. 2. Амфиболиты гранулитовой фации с редкими реликтами гиперстена и моноклинного пироксена

Заключительная стадия гранулитовой амфиболитизации. Шлифы: В-2153а-2з (а), К-II-6 (б) – без анализатора. Озеро Нотозеро

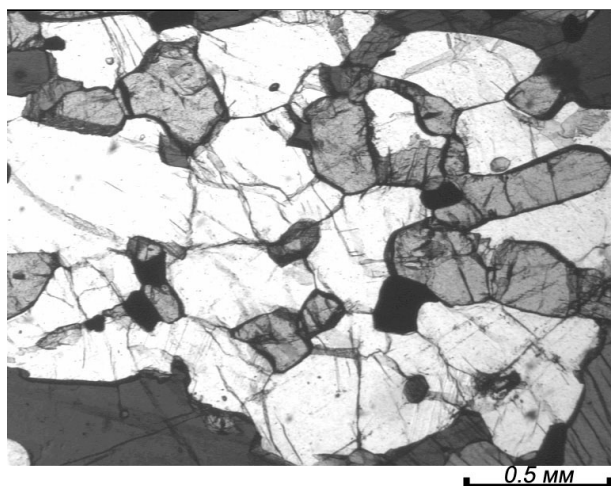
Наблюдаемые в шлифах $\text{Hур} + \text{Срх} + \text{Нbl} + \text{Pl}$ парагенезисы габброидов единой толеитовой – известково-щелочной магматической серии: габброиды – габбро-диориты – гиперстеновые (диориты – кварцевые диориты – тоналиты \pm плагиограниты) – фактически уже черты метаморфической породы. Их происхождение, вероятно, связано с замещением буровато-зеленым амфиболом магматических пироксенов под воздействием водно-натриевых флюидов, привнесенных при эндербитообразовании. Амфиболизация происходит по схеме для основных гранулитов с покислением плагиоклазов от магматических к метаморфическим.

Формирование $\text{Hур} + \text{Срх} + \text{Pl}$, $\text{Br} + \text{Di} \pm \text{Ol} \pm \text{Pl}$ парагенезисов в основных гранулитах и метагабброидах, основных ультрабазитах осуществлялось в условиях двупироксеновой, а амфиболсодержащих парагенетических ассоциаций – от двупироксен-роговообманковой до роговообманковой субфации гранулитовой фации [6].

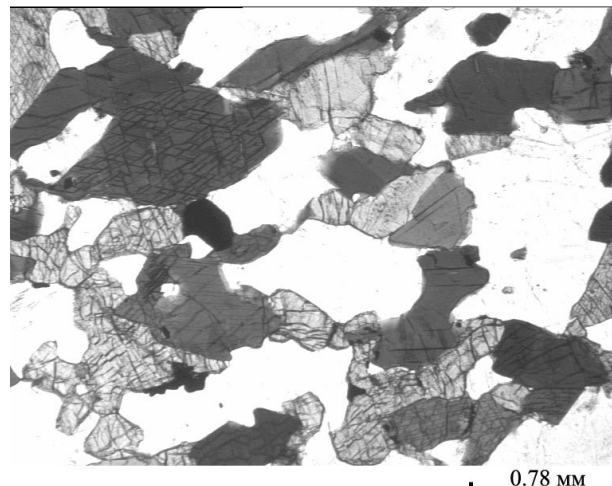
Согласно расчету реакций (табл. 1, р. № 1), для амфиболизации средних и кислых гранулитовых образований необходим чисто водный флюид. Наблюдения в шлифах показали, что в супракрустальных средних гранулитах, магматических двупироксеновых (диоритах – кварцевых диоритах – тоналитах), порфириовидных чарнокитоидах губы Миронова, сформировавшихся до эндербитов {1}, да и в последних, чаще всего буровато-зеленый амфибол присутствует в небольших количествах и образует реакционные каймы по ромбическому и

моноклинному пироксенам, характеризуя преимущественно начальную, очень редко среднюю стадию амфиболизации двупироксен-плагиоклазовых парагенезисов. Лишь в отдельных случаях при локальном максимальном проявлении процесса достигается равновесие роговой обманки с сосуществующими пироксенами в двупироксеновых диоритах и чарноэндербитах губы Миронова оз. Нотозеро. В единичных случаях в средних гранулитах губы Тупой оз. Ковдозеро {1} фиксировалось образование амфибол-плагиоклазовых пород по амфиболлизированным двупироксен-плагиоклазовым кристаллическим сланцам [6]. Чарнокитоиды Пажминского массива и метасоматические – из эндербитовых полей, сформировавшиеся после эндербитов, не содержат буровато-зеленого амфибола. В целом процесс амфиболизации в средних и кислых гранулитовых образованиях {1} не имел широкого распространения и осуществлялся при региональной мигматизации и гранитизации после формирования эндербитовых парагенезисов под воздействием остаточных водных флюидов и, видимо, в основном до образования чарнокитоидов (Пажминский массив).

Автор тезисов не считает, что особенности гранулитовой амфиболизации, описанные для пород ГЭЧ комплекса оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро, можно с легкой уверенностью переносить во все {1–9} исследуемые районы. Однако общая направленность процессов достаточно очевидна и находит прежде всего петрографическое подтверждение (рис. 3).



а



б

Рис. 3. Амфиболсодержащие двупироксеновые (а) и двупироксен-амфиболовые (б) кристаллические сланцы основного состава Каймы буровато-зеленого амфибола по пироксенам – начальная (а) и равновесные соотношения Hур , Срх и Нbl – средняя (б) стадии гранулитовой амфиболизации. Шлифы: К-2322-30 (а) и В-2341-14 (б), без анализатора. Пос. Вокнаволоок [6]

В ГЭЧ комплексе {6} района оз. Вокнаволоок В. А. Коншиным [8] была рассчитана реакция образования буровато-зеленого амфибола по ромбическому и моноклинному пироксенам в двупироксеновых диоритах – вокнаволоокских эндербитах

(табл. 1). Полученный результат (табл. 1, № 9) привел данного автора к выводу о том, что для образования Нbl достаточно поступления в породы воды и это наиболее вероятно в постмагматическую регрессивную стадию преобразований пород. По нашим

наблюдениям в эндробитах пос. Вокнаволок выделяются двупироксеновые (Нур + Срх + Р1 + Qtz) безамфиболовые парагенезисы и незначительная локальная их амфиболизация [6]. Приведенный В. А. Коншиным расчет подтверждает описанные выше для ГЭЧ комплексов оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро и оз. Керчуг закономерности и условия гранулитовой амфиболизации в породах среднего состава (Р1 = 40% An). Данные исследований свидетельствуют о формировании Hbl в эндробитах пос. Вокнаволок действительно после становления их магматических парагенезисов, при завершении процессов изогральной амфиболизации, и с участием остаточных водных флюидов [6].

Двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы являются главной составной частью основных гранулитов практически всех районов исследований [7]. Амфиболиты гранулитовой фации, образованные по ним, как известно, также наблюдаются в ГЭЧ комплексах: губы Поньгомы – п-ов Поньгомнаволок Белого моря {4}, пос. Вокнаволок {6}, оз. Тулос {7}, ЮВ части Онежского озера {9}, где широко распространены эндроби-

ты мигматитовых субкомплексов и образующие поля и массивы.

Очень незначительная амфиболизация характерна для двупироксеновых кристаллических сланцев по метабазальтам на п-ове Вичаны оз. Кереть {3}. Жилы и небольшие тела эндробитов развиты только на п-ове Мундиннаволок этого озера {3}. Здесь, кроме двупироксеновых, наблюдаются двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы. В перекристаллизованных метаандезитах – двупироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцах этого же района наблюдается слабая амфиболизация. Незначительно присутствует наложенная Hbl (каймы по ромбическому и моноклинному пироксенам) в средних гранулитах губы Поньгомы {4}.

Описанная выше гранулитовая амфиболизация в районах оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро, оз. Керчуг, пос. Вокнаволок является определяющим и несомненно очень значимым процессом в метаморфической эволюции ГЭЧ комплексов и требует дополнительного детального изучения в других районах их развития.

1. *Король Н. Е.* Гранулиты и эндробиты района оз. Керчуг // Операт.-информ. материалы «Вопросы геологии и петрологии докембрийских комплексов Карелии». Петрозаводск, 1979. С. 17–26.

2. *Володичев О. И., Коншин В. А., Король Н. Е.* Геология и петрология гранулитовых и интрузивных эндробит-чарнокитовых комплексов архея // Гранулитовые и мигматитовые комплексы Карелии и их роль в формировании земной коры Балтийского щита. Отчет по теме 67. Т. I. Фонды КарНЦ РАН. Петрозаводск, 1985. 206 с.

3. *Володичев О. И.* Беломорский комплекс Карелии (петрология и геология). Л., 1990. 245 с.

4. *Король Н. Е.* Метаморфическая эволюция гранулитового комплекса Северной Карелии: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1990. 346 с.

5. *Володичев О. И., Король Н. Е.* Гранулит-эндробит-чарнокитовые комплексы Карелии // Тез. докл. между-

нар. совещ. «Докембрий Северной Евразии». СПб., 1997. С. 22–23.

6. *Король Н. Е.* Метаморфическая эволюция архейских гранулит-эндробит-чарнокитовых комплексов Карелии и Центральной Финляндии // Автономный раздел отчета по теме 158 «Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии». Фонды КарНЦ РАН. Петрозаводск, 2003. 364 с.

7. *Король Н. Е.* Основные гранулиты Карелии и Центральной Финляндии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 18–28.

8. *Коншин В. А.* Геология и метаморфизм района оз. Верхнее Куйто – Тоухтуриньярви (Вокнаволоцкий блок, Зап. Карелия) // Ранний докембрий Карелии. Петрозаводск, 1987. С. 70–89.

ОБ АМФИБОЛАХ ЭКЛОГИТОВЫХ ПОРОД РАЙОНА с. ГРИДИНО

Т. И. Кузенко

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; volod@krc.karelia.ru

Эклогитовые породы включают собственно эклогиты и продукты их ретроградного преобразования.

В районе с. Гридино, охватывающем побережье Белого моря и прилегающие острова, в структуре Беломорского подвижного пояса (БПП) выявлены эклогиты и их преобразованные разновидности трех возрастных групп. Это архейские (AR) эклогиты с установленным U-Pb методом по цирконам из симплектитовых апоэклогитов возраст-

том 2720 ± 8 млн лет [1, 2], эклогиты архей-протерозойского (AR-PR) возраста (2,7–2,45 млрд лет) и палеопротерозойские (PR) – с изотопным возрастом $2416,1 \pm 1,3$ млн лет [3]. В статье приводится обзор составов амфиболов эклогитовых пород этих возрастных групп по данным 63 микронзондовых определений (табл. 1).

Архейские эклогитовые породы обнаружены в Гридинской тектонической зоне, где являются обломочной составляющей мигматизированного

Таблица 1

Химические анализы амфиболов AR эколгитовых пород (1–25), эколгитизированных габбро-норитов AR-PR возраста (26–33) и PR эколгитизированных габбро-норитов (34–63)

№ обр.	22а	20	В-145	В-2-3	В-10-1	В-10-1				В-7-8				
	№ т.	12	5	6	15	5	12 ц	13 кр	18	26	3	8	12 ц	13 кр
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	44,10	48,84	45,14	44,23	48,75	50,10	45,74	43,20	49,17	43,07	43,09	42,05	41,86	43,31
TiO ₂	1,05	0,68	1,32	2,20	0,72	0,21	0,30	0,36	0,27	1,45	1,36	0,99	0,79	0,47
Al ₂ O ₃	13,42	8,87	9,27	9,77	8,76	8,29	12,15	15,07	8,41	12,01	11,49	13,07	14,21	12,53
Cr ₂ O ₃	0,18	0,49	1,37	0,16	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,21	0,02	–	0,06	0,04
FeO*	13,37	9,78	13,98	15,35	12,52	11,56	12,47	12,78	11,51	13,19	13,82	14,03	13,32	13,57
MnO	0,06	0,13	0,05	0,04	0,19	0,08	0,02	0,19	0,25	0	0,15	0,13	0	0
MgO	12,62	16,23	12,72	11,90	14,71	16,21	14,30	12,78	16,57	13,16	12,61	12,31	12,54	12,89
CaO	11,85	12,65	11,31	11,14	12,23	11,21	11,70	11,66	11,17	10,72	10,86	10,90	10,78	10,82
Na ₂ O	1,94	1,65	2,31	2,45	1,47	1,75	2,42	2,55	1,93	2,86	2,38	2,83	2,71	2,51
K ₂ O	0,66	0,63	0,53	0,77	0,60	0,55	0,85	1,41	0,66	0,95	0,74	0,88	0,79	0,76
Сумма	99,25	99,95	98,00	98,01	99,95	99,96	99,95	100,00	99,94	97,62	96,52	97,19	97,06	96,90

Продолжение табл. 1

№ обр.	В-3-2			В-2-3		В-6-2		В-7-2		22	В-3-2
	№ т.	4	6	11	5 ц	4 кр	7	14	4	7	5
№ п.п.	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	43,21	45,06	44,09	42,11	41,98	43,08	42,54	43,98	46,38	47,53	45,19
TiO ₂	1,71	1,61	1,71	1,88	1,86	0,79	0,70	1,22	1,05	0,41	1,72
Al ₂ O ₃	11,69	10,31	11,15	12,43	12,49	13,44	13,74	12,48	10,30	11,29	11,29
Cr ₂ O ₃	0,03	0,16	0,15	0,06	0,09	0,17	0,03	0,12	0,07	0,18	0,20
FeO*	14,37	13,62	14,27	16,11	15,64	12,60	13,00	13,15	12,11	10,33	11,24
MnO	0,19	–	–	–	0,06	0,03	0,06	–	0,13	0,08	0,10
MgO	11,94	12,91	12,11	10,98	10,89	13,14	13,11	13,49	14,53	15,25	13,83
CaO	11,14	11,49	11,17	10,77	10,87	11,15	11,16	11,37	11,54	12,42	11,34
Na ₂ O	2,00	1,65	1,99	2,69	2,64	2,44	2,38	2,35	1,88	2,17	1,98
K ₂ O	1,20	0,87	1,00	1,01	1,00	1,18	1,28	1,24	0,75	0,32	0,85
Сумма	97,48	97,68	97,64	98,04	97,52	98,02	98,00	99,40	98,74	99,98	97,74

Продолжение табл. 1

№ обр.	В-35	В-35		В-53		В-134		В-135	В-30	В-32	В-30			В-32
	№ т.	8	11 ц	10 кр	7	17	5	13	8	3а	7	14	16	17
№ п.п.	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	46,61	44,43	43,11	41,37	42,19	43,46	42,28	40,77	46,20	45,26	46,75	45,71	46,52	46,33
TiO ₂	1,18	1,06	0,97	1,98	1,03	1,47	1,94	1,45	1,65	2,07	1,45	1,44	0,92	2,99
Al ₂ O ₃	9,69	11,48	12,57	12,19	12,55	9,99	9,34	12,84	12,39	12,19	13,79	14,02	13,84	11,47
Cr ₂ O ₃	0,10	0	0,08	0,16	–	0,19	0,31	0,13	1,31	2,11	0,59	0,48	0,37	0,30
FeO*	15,60	16,44	16,66	16,53	15,28	17,39	17,54	19,60	5,93	6,51	5,95	5,89	5,88	7,35
MnO	0,07	–	0,12	0,07	0,06	0,12	–	0,02	0,10	0,02	–	0,13	0,17	–
MgO	11,18	11,42	11,07	10,42	11,56	10,90	9,98	8,26	16,62	15,45	16,37	16,87	17,09	16,20
CaO	13,22	12,45	12,55	11,57	11,85	10,68	10,52	11,24	11,83	11,62	10,02	10,47	9,96	11,64
Na ₂ O	1,55	1,78	1,75	1,96	1,88	2,17	2,22	2,38	3,39	3,53	4,16	3,95	4,28	2,98
K ₂ O	0,65	0,76	0,90	1,28	1,15	0,89	0,86	1,31	0,59	1,14	0,84	0,84	0,79	0,74
Сумма	99,85	99,82	99,78	97,53	97,55	97,26	94,99	98,00	100,01	99,90	99,92	99,80	99,82	100,00

Продолжение табл. 1

№ обр.	В-33			В-39а		В-49		В-16-51		1-3		1-2		2910-4	
	№ т.	7	9	15 ц	14 кр	2	8	4	5 ц	6 кр	2	8	11	13	11
№ п.п.	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54
SiO ₂	51,82	53,92	52,49	43,96	54,32	53,22	52,83	53,37	44,21	45,78	44,94	48,77	48,77	48,49	48,40
TiO ₂	1,10	0,58	0,89	1,98	0,59	0,42	0,48	0,49	1,23	1,06	1,73	0,75	0,77	0,37	0,40
Al ₂ O ₃	7,18	5,50	6,73	14,44	4,77	6,05	6,12	5,52	13,99	14,86	12,72	9,81	9,75	8,50	9,44
Cr ₂ O ₃	0,28	0,10	0,31	0,69	0,17	0,36	0,24	0,27	0,53	0,19	0,11	0,31	0,62	0,30	0,44
FeO*	5,99	6,10	6,00	7,55	7,19	5,60	7,39	7,53	9,95	5,61	9,47	8,89	8,26	7,17	7,18
MnO	0,05	0,02	–	0,14	–	–	0,01	–	0,04	0,06	0,21	–	0,09	0,19	0,01
MgO	19,32	19,99	19,32	15,13	20,62	20,52	19,40	19,51	14,09	16,37	15,51	16,38	16,99	17,37	17,50
CaO	12,36	12,53	12,57	12,65	11,08	12,12	11,49	11,48	12,19	10,67	12,44	12,83	12,79	11,62	11,76
Na ₂ O	1,40	0,91	1,26	2,36	0,93	1,43	1,64	1,45	2,55	3,74	1,83	1,66	1,41	1,32	1,41
K ₂ O	0,47	0,36	0,40	1,11	0,34	0,30	0,41	0,38	1,23	0,65	1,01	0,56	0,48	0,52	0,56
Сумма	99,97	100,01	99,97	100,01	100,01	100,02	100,01	100,00	100,01	98,99	99,97	99,96	99,93	95,85	97,10

№ обр.	1-2		39в		1-3	2910-4			
№ т.	5	7	2	5	3	4	5	14	28
№ п.п.	55	56	57	58	59	60	61	62	63
SiO ₂	47,10	48,18	46,19	46,40	44,02	43,89	46,95	45,81	45,44
TiO ₂	1,17	0,70	1,30	1,14	1,91	0,40	0,48	0,44	0,56
Al ₂ O ₃	12,51	11,26	12,25	12,86	13,63	14,17	11,01	12,40	12,47
Cr ₂ O ₃	0,31	0,51	0,81	0,74	0,59	0,10	0,09	0,12	0,06
FeO*	8,07	7,80	7,65	7,21	9,77	7,74	7,64	7,74	6,79
MnO	—	0,07	0,03	0,10	0,09	0,13	—	—	0,05
MgO	15,65	16,36	16,69	16,32	14,17	15,50	16,78	16,39	16,63
CaO	12,71	12,84	12,23	12,08	12,58	11,40	11,51	11,24	11,54
Na ₂ O	1,76	1,56	2,16	2,35	2,18	1,92	1,82	1,78	1,80
K ₂ O	0,71	0,63	0,70	0,81	1,02	1,03	0,71	0,69	0,79
Сумма	99,99	99,91	100,01	100,01	99,96	96,28	96,99	96,61	96,13

Примечание. Химические анализы выполнялись на сканирующих электронных микроскопах CamScan 4DV с полупроводниковым детектором Link AN 10000 (кафедра петрографии МГУ, аналитик О. В. Парфенова), CamScan MV 2300 и рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax с полупроводниковым детектором Link AN 10000 (ИЭМ РАН, аналитики А. Н. Конилов, К. В. Ван). FeO* – все железо в форме FeO; ц – центр, кр – край; № п.п. – порядковые номера анализов совпадают с порядковыми номерами в табл. 2. Ссылки в тексте на порядковые номера анализов.

тектонического меланжа [2]. Эклогиты сохранились в виде реликтов среди гранат-клинопироксен-плаггиоклазовых с амфиболом и кварцем пород. Их протолитами являются базиты, сопоставимые по петрогеохимическим характеристикам с офиолитоподобным комплексом БПП, а также интрузивные габбро-нориты и пироксениты.

Собственно эклогитовые ассоциации представлены биминеральным парагенезисом граната с 21–32% *Prp*¹ и 22–30% *Gr*s с омфацитом с 28–42% *Jd*. Этот парагенезис свидетельствует об условиях эклогитовой фации метаморфизма (P = 14,0–17,5 кбар, T = 740–865 °C²).

При изменении температур и давлений минеральные парагенезисы становятся неустойчивыми, и в результате интенсивных декомпрессионных преобразований образуются симплектитовые *Spx-Pl* структуры распада. Образование амфиболов приурочено к заключительным этапам процесса трансформации симплектитов. В симплектитовых эклогитах амфибол представлен *Ed*, *Ed-Hbl* и *Prg-Hbl* (табл. 2; 1–5). Новообразованные *Ed* и *Ed-Hbl* участвуют в симплектитовых срастаниях с *Spx* (6–8% *Jd*) и *Pl* (19–24% *An*). Термодинамические параметры соответствуют условиям высокobarической гранулитовой фации (давление снижается до 8,5 кбар, температура – до 710 °C).

Главным породообразующим минералом амфибол становится на следующей стадии дальнейшего преобразования симплектитов в гранат-клинопироксеновые и гранатовые амфиболиты. Основная масса представлена *Prg-Hbl* и *Ed-Hbl*, а также *Prg* и *Ed* (табл. 2; 6–24). Амфибол имеет буровато-зеленую окраску, в

виде относительно гомогенных неправильных, субидiomорфных и идиоморфных зерен развивается по симплектитовой *Spx-Pl* основной массе породы или, предпочтительно, на ее границе с зернами граната с постепенным его замещением (рис. 1). Амфибол – *Ed-Hbl* – наблюдается во включениях в гранате состава *Gr*t₂₃ (табл. 2; 25). В минеральных парагенезисах с амфиболами могут быть *Gr*t_{17–21} – *Pl*_{19–25} ± *Di*_{<5}.

Параметры метаморфизма соответствуют пограничным высокobarической амфиболитовой – гранулитовой фациям (P снижается до 6,5 кбар, T до 630 °C). В зональных амфиболах от центра к краю зерна состав может варьировать: *Ed* → *Ed-Hbl* (табл. 2; 6–7), *Prg-Hbl* → *Prg* (табл. 2; 12–13), либо оставаться практически неизменным – *Prg-Hbl* → *Prg-Hbl* (табл. 2; 18–19). Увеличение содержания паргаситового компонента от центра к краю отражает общую тенденцию изменения состава амфиболов архейских эклогитовых пород от эденита к эденитовой и паргаситовой рогавым обманкам.

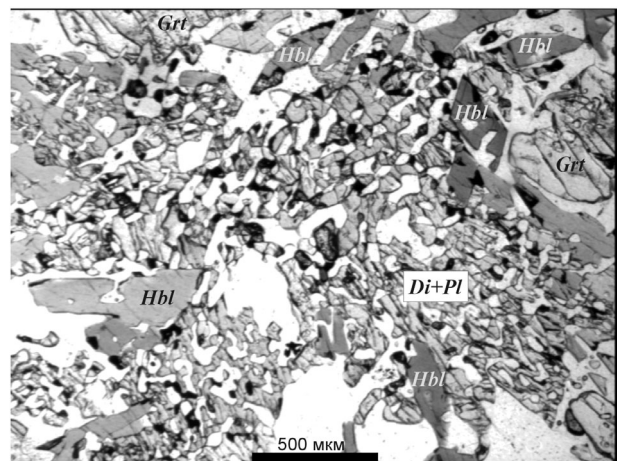


Рис. 1. В AR симплектитовых эклогитах амфибол, преимущественно *Prg-Hbl*, как наиболее поздний минерал, образуется в виде относительно крупных гомогенных субидiomорфных и идиоморфных кристаллов на границе граната и симплектитовой *Spx-Pl* основной массы и в пределах последней Шлиф В-3^а. Без анализатора

¹ Символы минералов: *Act-Hbl* – актинолитовая роговая обманка, *Am* – амфибол, *An* – анортит, *Spx* – клинопироксен, *Di* – диопсид, *Ed* – эденит, *Ed-Hbl* – эденитовая роговая обманка, *Gr*t – гранат, *Gr*s – гроссуляр, *Mg-Hbl* – магнезиальная роговая обманка, *Jd* – жадеит, *Ol* – оливин, *Omp* – омфацит, *Opx* – ортопироксен, *Pl* – плагиоклаз, *Prg* – паргасит, *Prg-Hbl* – паргаситовая роговая обманка, *Prp* – пироп. Числа внизу у *Omp* и *Di* обозначают содержание *Jd*, у *Pl* – содержание *An*, у *Gr*t – содержание *Prp*.

² При определении T были использованы геотермометры [4, 5, 6]; при определении P – геобарометры [7, 8, 9].

Таблица 2

**Кристаллохимические формулы (на 23 O) и номенклатура [13] амфиболов AR эклогитовых пород (1–25),
эклогитизированных габбро-норитов AR-PR возраста (26–33) и PR эклогитизированных габбро-норитов (34–63)**

№ п.п.	Na	K	ΣA	Fe ²⁺	Mn	Ca	Na	ΣB	Al (VI)	Ti	Mg	Fe ²⁺	Mn	ΣC	Si	Al (IV)	ΣT	O	OH	F	ΣAl	Mg/(Mg+Fe ²⁺)	Номенклатура
Амфиболы AR симплектитовых эклогитов																							
1	0,54	0,12	0,66	0,16	0,01	1,84		2,01	0,70	0,11	2,73	1,46		5,00	6,40	1,60	8,00	22,0	2,00	37,2	2,30	0,63	<i>Prg-Hbl</i>
2	0,45	0,12	0,57	0,05	0,02	1,92	0,01	2,00	0,39	0,08	3,42	1,11		5,00	6,91	1,09	8,00	22,0	2,00	25,3	1,48	0,75	<i>Ed</i>
3	0,58	0,11	0,69	0,10	0,01	1,81	0,08	2,00	0,37	0,15	2,83	1,65		5,00	6,74	1,26	8,00	22,0	2,00	38,2	1,63	0,62	<i>Ed-Hbl</i>
4	0,60	0,14	0,74	0,10	0,01	1,78	0,11	2,00	0,30	0,25	2,64	1,81		5,00	6,58	1,42	8,00	22,0	2,00	42,0	1,72	0,58	<i>Ed-Hbl</i>
5	0,40	0,10	0,50	0,10	0,03	1,86	0,01	2,00	0,41	0,08	3,12	1,39		5,00	6,94	1,06	8,00	22,0	2,00	32,3	1,47	0,68	<i>Ed</i>
Амфиболы AR эклогитовых пород амфиболитовой стадии преобразования																							
6ц	0,41	0,10	0,51	0,24	0,01	1,69	0,06	2,00	0,44	0,03	3,41	1,12		5,00	7,07	0,93	8,00	22,0	2,00	28,5	1,37	0,71	<i>Ed</i>
7кр	0,66	0,15	0,81	0,19		1,80	0,01	2,00	0,60	0,03	3,06	1,31		5,00	6,55	1,45	8,00	22,0	2,00	32,9	2,05	0,67	<i>Ed-Hbl</i>
8	0,66	0,26	0,92	0,12	0,03	1,80	0,05	2,00	0,79	0,04	2,75	1,42		5,00	6,23	1,77	8,00	22,0	2,00	35,9	2,56	0,64	<i>Prg</i>
9	0,52	0,12	0,64	0,26	0,03	1,70	0,01	2,00	0,37	0,03	3,50	1,10		5,00	6,97	1,03	8,00	22,0	2,00	28,0	1,40	0,72	<i>Ed</i>
10	0,72	0,18	0,90	0,20		1,70	0,10	2,00	0,49	0,16	2,91	1,44		5,00	6,39	1,61	8,00	22,0	2,00	36,0	2,10	0,64	<i>Prg-Hbl</i>
11	0,65	0,14	0,79	0,20	0,02	1,75	0,03	2,00	0,50	0,15	2,82	1,53		5,00	6,46	1,54	8,00	22,0	2,00	38,0	2,04	0,62	<i>Prg-Hbl</i>
12ц	0,78	0,16	0,94	0,19	0,02	1,74	0,05	2,00	0,59	0,11	2,74	1,56		5,00	6,29	1,71	8,00	22,0	2,00	39,0	2,30	0,61	<i>Prg-Hbl</i>
13кр	0,75	0,14	0,89	0,24		1,72	0,04	2,00	0,72	0,09	2,78	1,41		5,00	6,23	1,77	8,00	22,0	2,00	37,2	2,49	0,63	<i>Prg</i>
14	0,67	0,14	0,81	0,24		1,72	0,04	2,00	0,64	0,05	2,86	1,45		5,00	6,44	1,56	8,00	22,0	2,00	37,1	2,20	0,63	<i>Prg-Hbl</i>
15	0,51	0,23	0,74	0,13	0,03	1,78	0,06	2,00	0,50	0,19	2,65	1,66		5,00	6,44	1,56	8,00	22,0	2,00	40,3	2,06	0,60	<i>Prg-Hbl</i>
16	0,44	0,16	0,60	0,14		1,82	0,04	2,00	0,44	0,18	2,84	1,54		5,00	6,65	1,35	8,00	22,0	2,00	37,2	1,79	0,63	<i>Ed-Hbl</i>
17	0,49	0,20	0,69	0,14		1,78	0,08	2,00	0,49	0,19	2,68	1,64		5,00	6,55	1,45	8,00	22,0	2,00	39,9	1,94	0,60	<i>Ed-Hbl</i>
18ц	0,67	0,20	0,87	0,17		1,73	0,10	2,00	0,49	0,22	2,45	1,84		5,00	6,30	1,70	8,00	22,0	2,00	45,1	2,19	0,55	<i>Prg-Hbl</i>
19кр	0,67	0,20	0,87	0,13	0,01	1,75	0,11	2,00	0,51	0,21	2,44	1,84		5,00	6,31	1,69	8,00	22,0	2,00	44,7	2,20	0,55	<i>Prg-Hbl</i>
20	0,64	0,23	0,87	0,19		1,76	0,05	2,00	0,67	0,09	2,88	1,36		5,00	6,34	1,66	8,00	22,0	2,00	35,0	2,33	0,65	<i>Prg-Hbl</i>
21	0,66	0,25	0,91	0,22	0,01	1,76	0,01	2,00	0,66	0,08	2,88	1,38		5,00	6,27	1,73	8,00	22,0	2,00	35,7	2,39	0,64	<i>Prg-Hbl</i>
22	0,62	0,23	0,85	0,19		1,77	0,04	2,00	0,53	0,13	2,93	1,41		5,00	6,40	1,6	8,00	22,0	2,00	35,3	2,13	0,65	<i>Prg-Hbl</i>
23	0,50	0,14	0,64	0,17	0,02	1,79	0,02	2,00	0,46	0,11	3,13	1,30		5,00	6,71	1,29	8,00	22,0	2,00	32,0	1,75	0,68	<i>Ed-Hbl</i>
24	0,56	0,05	0,61	0,08	0,01	1,88	0,03	2,00	0,61	0,04	3,21	1,14		5,00	6,72	1,28	8,00	22,0	2,00	28,0	1,89	0,72	<i>Ed-Hbl</i>
Включение амфибола в гранате																							
25	0,45	0,16	0,61	0,11	0,01	1,77	0,11	2,00	0,54	0,19	3,01	1,26		5,00	6,59	1,41	8,00	22,0	2,00	31,3	1,95	0,69	<i>Ed-Hbl</i>
Амфиболы AR-PR симплектитовых эклогитов																							
26	0,44	0,12	0,56			2,06		2,06	0,45	0,13	2,42	1,90		4,91	6,79	1,21	8,00	22,0	2,00	44,0	1,66	0,56	<i>Ed</i>
Амфиболы AR-PR эклогитовых пород амфиболитовой стадии преобразования																							
27ц	0,51	0,14	0,65	0,10		1,95		2,05	0,49	0,11	2,49	1,91		5,00	6,50	1,50	8,00	22,0	2,00	44,7	1,99	0,55	<i>Ed-Hbl</i>
28кр	0,50	0,18	0,68	0,12	0,02	1,98		2,12	0,53	0,11	2,43	1,93		5,00	6,35	1,65	8,00	22,0	2,00	45,8	2,18	0,54	<i>Prg-Hbl</i>
29	0,57	0,25	0,82	0,11	0,01	1,87	0,01	2,00	0,44	0,23	2,35	1,98		5,00	6,26	1,74	8,00	22,0	2,00	47,1	2,17	0,53	<i>Prg-Hbl</i>
30	0,54	0,22	0,76	0,16	0,01	1,9		2,07	0,54	0,12	2,58	1,76		5,00	6,32	1,68	8,00	22,0	2,00	42,6	2,22	0,57	<i>Prg-Hbl</i>
31	0,59	0,18	0,77	0,20	0,02	1,73	0,05	2,00	0,37	0,17	2,46	2,00		5,00	6,58	1,42	8,00	22,0	2,00	47,2	1,79	0,53	<i>Ed-Hbl</i>
32	0,56	0,17	0,73	0,13		1,76	0,11	2,00	0,31	0,22	2,32	2,15		5,00	6,59	1,41	8,00	22,0	2,00	49,7	1,71	0,5	<i>Ed-Hbl</i>
33	0,67	0,26	0,93	0,13		1,84	0,03	2,00	0,56	0,17	1,89	2,38		5,00	6,24	1,76	8,00	22,0	2,00	57,0	2,32	0,43	<i>Prg</i>
Ламеллиевые вроски амфиболов																							
34	0,72	0,10	0,82			1,79	0,21	2,00	0,59	0,18	3,49	0,70	0,01	4,97	6,52	1,48	8,00	22,0	2,00	16,7	2,07	0,82	<i>Ed-Hbl</i>
35	0,76	0,21	0,97			1,78	0,22	2,00	0,56	0,22	3,30	0,78		4,86	6,49	1,51	8,00	22,0	2,00	19,1	2,07	0,81	<i>Prg-Hbl</i>
Амфиболы из среднезёрных и мелкозёрнистых PR эклогитов																							
36	0,68	0,15	0,83	0,06		1,50	0,44	2,00	0,80	0,15	3,41	0,64		5,00	6,53	1,47	8,00	22,0	2,00	17,0	2,27	0,83	<i>Ed-Hbl</i>
37	0,75	0,15	0,9	0,08	0,02	1,57	0,33	2,00	0,72	0,15	3,52	0,61		5,00	6,40	1,60	8,00	22,0	2,00	16,4	2,32	0,84	<i>Prg-Hbl</i>
38	0,78	0,13	0,91	0,11	0,02	1,49	0,38	2,00	0,77	0,10	3,55	0,58		5,00	6,49	1,51	8,00	22,0	2,00	16,3	2,28	0,84	<i>Prg-Hbl</i>
39	0,57	0,14	0,71			1,76	0,24	2,00	0,41	0,31	3,40	0,86		4,98	6,52	1,48	8,00	22,0	2,00	20,2	1,89	0,80	<i>Ed-Hbl</i>
40	0,30	0,08	0,29	0,09	0,01	1,82	0,08	2,00	0,31	0,12	3,97	0,60		5,00	7,15	0,85	8,00	22,0	2,00	14,8	1,16	0,85	<i>Mg-Hbl</i>
41	0,22	0,07	0,29	0,13		1,84	0,03	2,00	0,28	0,06	4,09	0,57		5,00	7,39	0,61	8,00	22,0	2,00	14,6	0,89	0,85	<i>Act-Hbl</i>
42ц	0,27	0,07	0,34	0,09		1,85	0,06	2,00	0,33	0,09	3,97	0,61		5,00	7,24	0,76	8,00	22,0	2,00	15,0	1,09	0,85	<i>Mg-Hbl</i>
43кр	0,58	0,20	0,78			1,93	0,07	2,00	0,66	0,21	3,20	0,90	0,02	4,99	6,24	1,76	8,00	22,0	2,00	22,0	2,42	0,78	<i>Prg</i>
44	0,19	0,07	0,26	0,31		1,63	0,06	2,00	0,22	0,06	4,21	0,51		5,00	7,45	0,55	8,00	22,0	2,00	16,3	0,77	0,84	<i>Act-Hbl</i>
45	0,32	0,05	0,37	0,16		1,78	0,06	2,00	0,28	0,04	4,20	0,48		5,00	7,31	0,69	8,00	22,0	2,00	13,2	0,97	0,87	<i>Act-Hbl</i>
46	0,34	0,07	0,41	0,21		1,70	0,09	2,00	0,30	0,05	4,00	0,65		5,00	7,30	0,70	8,00	22,0	2,00	17,6	1,00	0,82	<i>Act-Hbl</i>
47ц	0,29	0,07	0,36	0,21		1,70	0,09	2,00	0,27	0,05	4,02	0,66		5,00	7,37	0,63	8,00	22,0	2,00	17,8	0,90	0,82	<i>Act-Hbl</i>
48кр	0,60	0,22	0,82	0,01	0,01	1,87	0,11	2,00	0,69	0,13	3,00	1,18		5,00	6,33	1,67	8,00	22,0	2,00	28,4	2,36	0,72	<i>Prg-Hbl</i>
Амфиболы PR симплектитовых эклогитов																							
49	0,69	0,12	0,81	0,07	0,01	1,60	0,32	2,00	0,88	0,11	3,42												

Эклогитовые породы AR-PR возрастной группы развиваются по дайкам габбро-норитов ферротолейтового состава, секущих архейский интенсивно мигматизированный эклогитосодержащий комплекс [10]. Радиологический возраст пока не определен, геологический соответствует интервалу 2,7–2,45 млрд лет. По минеральному составу они представлены либо среднезернистыми гранат-плаггиоклаз-клинопироксеновыми с амфиболом и биотитом породами, либо гранат-клинопироксеновыми амфиболитами. В первых клинопироксен соответствует омфациту (22–23% *Jd*) в участках гомогенного строения и диопсиду (7–8% *Jd*) – в симплектитовых сростаниях с плаггиоклазом (31–34% *An*). Амфибол в симплектитовых образованиях представлен *Ed* в ассоциации с *Pl*₂₁ (табл. 2; 26). Гранат (21–22% *Prp*) имеет относительно гомогенный состав.

Развивающийся позднее амфибол определяет следующую стадию преобразования этих пород в амфиболиты, которые сложены зональным гранатом (*Grt*¹₂₀ → *Grt*¹⁷), диопсидом (6–9% *Jd*) в симплектитовых сростаниях с плаггиоклазом (27% *An*) и амфиболом – *Prg-Hbl*, *Ed-Hbl* и *Prg* (табл. 2; 27–33) в ассоциации с *Pl*_{12–23}. Зональный амфибол (табл. 2; 27–28) в центре имеет состав *Ed-Hbl*, меняющийся к периферии до *Prg-Hbl*.

Эти данные свидетельствуют о реликтах в этих породах эклогитовой ассоциации *Grt*₂₂–*Omp*₂₃ (*P* = 15–16 кбар, *T* = 890 °C), по которым при ретроградных преобразованиях образуются сначала симплектитовые эклогиты (*Grt*₂₁–*Di*_{8–9}–*Pl*₃₃, *P* = 10 кбар, *T* = 760 °C), а затем гранат-диопсидовые амфиболиты (*Grt*₁₇–*Di*₇–*Pl*₂₃–*Am*, *P* = 7,5–8,0 кбар, *T* = 700 °C) [11].

Палеопротерозойские эклогиты образовались по дайкам магнезиальных габбро-норитов комплекса лерцолитов – габбро-норитов, секущих эклогитизированные дайки Fe-толеитов. На восточной окраине с. Гридино детально изучена зональная дайка эклогитизированных оливинных габбро-норитов, в максимальной степени затронутая процессом эклогитизации [11, 12]. Особый интерес представляет центральная зона друзитовых эклогитов – среднезернистых пород, в которых наряду с метаморфическими компонентами сохранились магматические минералы, представленные оливинами, ортопироксенами и клинопироксенами. Эклогитовые ассоциации *Grt*_{48–49}–*Omp*_{30–41}, *Grt*_{48–51}–*Omp*_{38–48}–корунд образовались при *P* = 15–19 кбар и *T* = 765–930 °C.

Интересно, что кумулусные пироксены имеют состав и строение, не характерные для магматических. Исследованный клинопироксен представлен диопсидом с высоким содержанием жадеита, повышающимся от центра к краю (12–26% *Jd*) и повышенными содержаниями окиси хрома (0,63–1,24 мас. %), снижающимися к периферии. В этом хром-диопсиде кроме многочисленных бесформенных вростков ортопироксена (энстатита) встречен амфибол в виде многочисленных тонень-

ких ламеллиевых вростков *Ed-Hbl* (табл. 2; 34; рис. 2). По кристаллу преобразованного ортопироксена с многочисленными очень мелкими субориентированными включениями шпинели, что характерно для субсолидусной стадии кристаллизации базитов, развивается диопсид (17% *Jd*, 1,42–2,43 мас. % *Cr*₂*O*₃) с многочисленными субориентированными удлиненными вростками линзочек-ламелл *Prg-Hbl* (табл. 2; 35). Характерно, что ламеллиевые вростки *Ed-Hbl* и *Prg-Hbl* также выделяются повышенными содержаниями окиси хрома (1,31 и 2,11 мас. % соответственно). Такая картина позволяет предполагать, что уже на субсолидусной стадии процесс кристаллизации габбро-норитов происходил в прогрессирующих высокобарических условиях с участием флюидов (амфиболовые ламелли) с последующей метаморфической стадией эклогитизации породы.

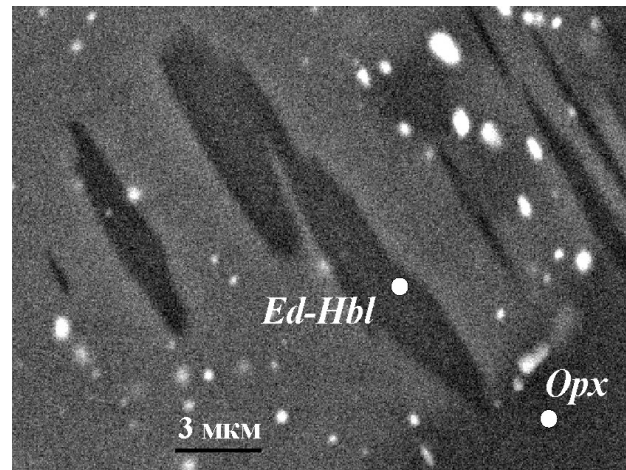


Рис. 2. Ламеллиевые вростки *Ed-Hbl* в магматическом клинопироксене. Шл. В-30. Изображение в отраженных электронах

Промежуточная зона представлена гранат-ортопироксен-омфацитовыми эклогитами, содержащими в различной степени преобразованные магматические минералы (*Opx*, *Cpx*) в виде порфирокластов. Ассоциации *Grt*_{44–48}–*Omp*_{19–22}–*Opx* свидетельствуют об образовании их при *P* = 12,5–14,0 кбар и *T* = 715–785 °C. В этих породах уже постоянно присутствует амфибол и биотит. Амфиболы представлены *Prg-Hbl* и *Ed-Hbl* (табл. 2; 37–39).

Внешняя зона представлена мелкозернистыми равномерно зернистыми эклогитами, состоящими из граната (42–46% *Prp*), омфацита (18–24% *Jd*), ортопироксена с редкими порфирокластами ортопироксена. Эклогитовая ассоциация в этой зоне образовалась при *P* = 11,5–13,5 кбар и *T* = 685–780 °C. В варьирующем количестве (до 20–25%) присутствует амфибол (табл. 2; 40–48). В этой зоне наряду с *Prg*, *Prg-Hbl*, *Ed-Hbl* и *Mg-Hbl* образуется *Act-Hbl*, наиболее близкая по

составу омфациту, по которому, вероятно, и развивается на первой стадии амфиболизации. В богатых амфиболом породах омфациит практически исчезает, ортопироксен при этом оказывается более устойчивым минералом. Большая часть амфиболов имеет более позднее происхождение. В этих породах заметно проявлены ретроградные преобразования, которые заключаются в снижении содержания пирропа в краевых частях зерен граната, появлении зональных клинопироксенов с омфацитовым ядром и диопсидовой (6–7% *Jd*) краевой частью, в образовании плагиоклаза (29–34% *An*) на границах граната и омфациита, обычно вместе с *Prg-Hbl*, которая к тому же развивается по краям кристаллов *Act-Hbl* и *Mg-Hbl* (рис. 3). В зональных кристаллах амфиболов состав меняется от центра к краю: *Mg-Hbl* → *Prg* (табл. 2; 42–43), *Act-Hbl* → *Prg-Hbl* (табл. 2; 47–48). Условия ретроградного преобразования соответствуют *P* = 9–9,5 кбар и *T* = 700–710 °С.

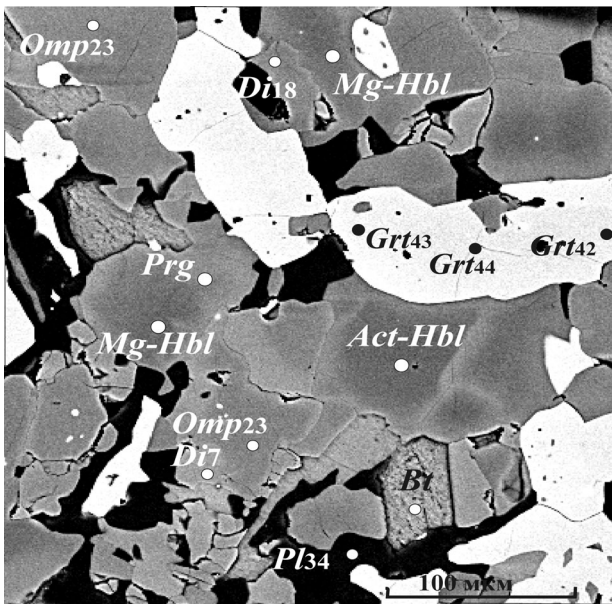


Рис. 3. В мелкозернистых эклогитах в процессе амфиболизации развиваются *Mg-Hbl*, *Act-Hbl*, а также зональные амфиболы, изменяющиеся по составу от *Mg-Hbl* в центре до *Prg* в краевой части. Шл. В-33. Изображение в отраженных электронах

В симплектитовых эклогитах о. Эклогитового амфибол – *Prg-Hbl*, *Mg-Hbl* и *Ed* находятся в симплектитовых сростаниях в ассоциации с *Grt*₃₇–*Di*_{7–11}–*Opx*–*Pl*_{27–31} (табл. 2; 50–52). Кианитовые симплектитовые эклогиты на о. Высоком в губе Великой состоят из *Grt*₃₉, *Di*_{5–10} в симплектитовых сростаниях с плагиоклазом (25–30% *An*), кианита, образовавшегося по *Pl* (87% *An*), амфибола и биотита. Амфибол, представленный *Mg-Hbl* (табл. 2; 53–54), образует симплектитовые сростания с *Pl*_{27–30} и кварцем. Условия метаморфизма – *P* = 9,5–10 кбар, *T* = 710–750 °С.

На амфиболитовой стадии преобразования в соответствии со схемой *Grt*+*Cpx*→*Am*+*Pl* на границах граната и клинопироксена появляются более крупные выделения *Prg-Hbl*, *Ed-Hbl* и *Ed* в ассоциации с *Pl*_{31–34} (табл. 2; 55–63). Условия преобразования этой стадии соответствуют *P* 7–8 кбар и *T* 625–715 °С.

По номенклатуре Международной минералогической ассоциации [13] амфиболы эклогитовых пород трех возрастных групп относятся к группе кальциевых амфиболов с параметрами *Ca*_B ≥ 1,34, *Na*_B ≤ 0,67 ряда магнезиальная роговая обманка – актинолит (*Ti* < 0,5, (*Na*+*K*)_A < 0,5) и ряда эденит – паргасит (*Ti* < 0,5, (*Na*+*K*)_A ≥ 0,5). Содержание *Si* находится в интервале 7,45–6,23 (ф. е.), *Al* – 0,77–2,56 (ф. е.) с резким преобладанием тетраэдрического алюминия над октаэдрическим, *Mg*/*Mg* + *Fe*²⁺ – от 0,43 до 0,87, железистость (*F* = *Fe*/(*Fe*+*Mg*) × 100) – 13,2–57%. На диаграмме *Si* (ф. е.) – *F* (рис. 4) четко обособляются поля составов амфиболов разных по возрасту пород: амфиболы PR эклогитизированных габбро-норитов образуют поле с самыми низкими значениями железистости 13,2–28,4%, со средними величинами *F* = 25,3–45,1% обособляются амфиболы AR эклогитовых пород, максимальные значения *F* от 42,6 до 57% у амфиболов эклогитизированных габбро-норитов AR-PR возраста. Отчетливое различие в составах амфиболов по железистости (и, соответственно, магнезиальности) происходит вследствие того, что содержания этих элементов являются функцией химизма амфиболсодержащих эклогитовых пород.

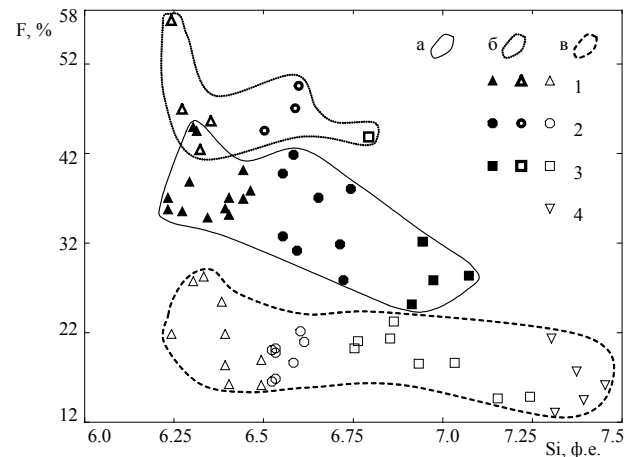


Рис. 4. Диаграмма *Si* (ф.е.) – *F* для амфиболов эклогитовых пород с. Гридино

Поля составов амфиболов: а – AR эклогитовых пород; б – AR-PR эклогитизированных габбро-норитов; в – PR эклогитизированных габбро-норитов. 1 – *Prg* и *Prg-Hbl*; 2 – *Ed-Hbl*; 3 – *Ed* и *Mg-Hbl*; 4 – *Act-Hbl*

Среди проанализированных амфиболов как из симплектитовых эклогитов, так и из пород, испытавших более позднюю амфиболитовую

стадию преобразования, есть зональные кристаллы. Центральная часть может быть сложена амфиболами различного состава — от *Prg-Hbl* до *Act-Hbl*, периферическая часть — *Mg-Hbl*, *Ed-Hbl*, *Prg-Hbl* и *Prg*. На диаграмме Al(IV) — Al(VI) (рис. 5) линиями помечено направление изменения состава зональных зерен от центра к краю. Зональность может быть четко выраженной, как, например, в амфиболах амфиболитовой стадии изменения AR эклогитов (табл. 2; 6–7) или в генерации амфиболов симплектитовой стадии преобразования (табл. 2; 42–43 и 47–48) PR средние и мелкозернистые симплектитовые эклогиты: от центра к краю резко уменьшается доля кремния, соответственно, более чем вдвое увеличивается содержание алюминия в тетраэдрической позиции, одновременно увеличивается и содержание октаэдрического алюминия. Количество щелочных элементов Na и K и железистость также возрастает в краевых частях зерен, магния — уменьшается. Есть зональные амфиболы, для которых изменение состава проявлено слабее: так, в амфиболе из AR измененного эклогита (табл. 2; 12–13) при очень небольшом возрастании количества тетраэдрического алюминия содержание алюминия в шестерной координации растет гораздо заметнее, содержание Na, K, Fe в краевых частях незначительно уменьшается; в другом зерне (табл. 2; 18–19) состав амфибола *Prg-Hbl* практически не меняется.

Итак, в эклогитовых породах района с. Гридино амфибол, в основном, образуется на поздних стадиях декомпрессионного преобразования эклогитов в симплектитовые разновидности. Главным породообразующим минералом амфибол становится на амфиболитовой стадии преобразования эклогитов в *Grt-Cpx* и *Grt*-амфиболиты.

В PR друзитовых эклогитах амфибол образуется в виде ориентированных ламеллиевых вростков *Ed-Hbl* и *Prg-Hbl* в кумулюсных пироксенах, имеющих нехарактерный для магматических пироксенов состав (повышенное содержание жадеита). Новообразованные клинопироксены и амфиболы

1. Бибилова Е. В., Слабунов А. И., Володичев О. И. и др. Изотопно-геохимическая характеристика архейских эклогитов и глиноземистых гнейсов Гридинской зоны тектонического меланжа Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии «Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза». СПб., 2003. С. 68–71.

2. Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибилова Е. В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.

3. Слабунов А. И., Володичев О. И., Бибилова Е. В. U-Pb геохронология, Nd систематика и петрология раннепротерозойских эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии «Изотопная геохронология в

обогатены хромом. По-видимому, образование этих минералов шло на стадии, переходной от магматической к метаморфической.

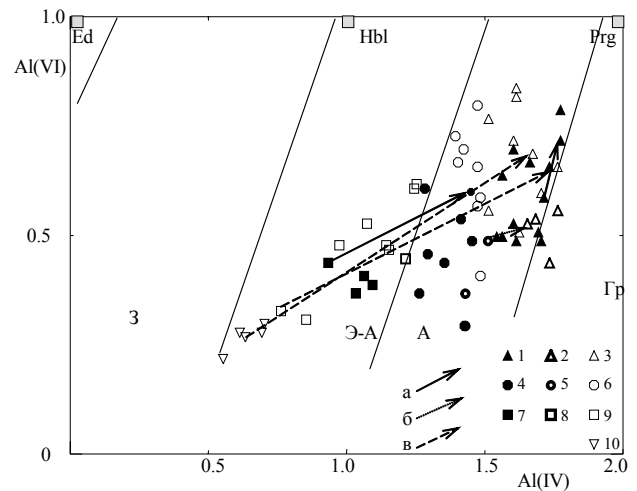


Рис. 5. Состав Са-амфиболов из эклогитовых пород с. Гридино:

1–3 — паргаситы и паргаситовые роговые обманки: 1 — AR, 2 — AR-PR, 3 — PR возраста; 4–6 — эденитовые роговые обманки: 4 — AR, 5 — AR-PR, 6 — PR возраста; 7–9 — эдениты и магниезольные роговые обманки: 7 — AR, 8 — AR-PR, 9 — PR возраста; 10 — актинолитовые роговые обманки из PR эклогитизированных габбро-норитов. Стрелками показано направление изменения состава в зональных амфиболах от центра к краю: а — AR, б — AR-PR, в — PR пород. Поля фаций даны по [14]: 3 — зеленосланцевая, Э-А — эпидот-амфиболитовая, А — амфиболитовая, Гр — гранулитовая

Изменение термодинамических условий среды приводит к появлению разных генераций амфиболов, а также зональных кристаллов. Образование симплектитовых эклогитов, в основном, происходило при $P = 8,5–13,5$ кбар и $T = 685–780$ °С, а условия метаморфизма амфиболитовой стадии преобразования соответствуют $P = 6,5–9,5$, $T = 630–710$ °С. Очевидно, генерационный состав амфиболов в большей степени определялся вариациями барической составляющей термодинамических параметров.

решении проблем геодинамики и рудогенеза». СПб., 2003. С. 465–467.

4. Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised // J. Metamorph. Geol. 1985. V. 3, N 3. P. 231–243.

5. Holland T. J. B., Blundy J. D. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1994. V. 116. P. 433–447.

6. Лаврентьева И. В., Перчук Л. Л. Экспериментальное изучение амфибол-гранатового равновесия (бескальциевая система) // ДАН. 1989. Т. 306, № 1. С. 173–175.

7. Holland T. J. B. The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range 600–1200 grad. C // Amer. Mineral. 1980. V. 65. P. 129–134.

8. Perkins D. III, Newton R. C. Charnockite geobarometers based on coexisting garnet-pyroxene-plagioclase-quartz // Nature. 1981. V. 292, N 9. P. 144–146.

9. Blundy J. D., Holland T. J. B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1990. V. 104, N 2. P. 208–224.

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

11. Володичев О. И., Слабунов А. И., Степанов В. С. и др. Архейские и палеопротерозойские эклогиты и палеопротерозойские друзиты района с. Гридино (Белое море) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения.

Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 60–74.

12. Володичев О. И., Слабунов А. И., Парфенова О. В. и др. Об эклогитизации габбро в дайках комплекса лерцолитов – габброноритов – палеопротерозойские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Там же. С. 133–135.

13. Leak B. E. Nomenclature of amphiboles // Amer. Mineral. 1978. V. 63, N 11–12. P. 1023–1053.

14. Mattana A., Edgar A. D. The significance of amphibole compositions in the genesis of eclogites // Lithos. 1969. V. 3. P. 37–49.

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ДОКЕМБРИИ КАРЕЛИИ

Л. В. Кулешевич

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; kuleshev@krc.karelia.ru

Кадастр месторождений и проявлений золота Республики Карелия, составленный А. Г. Леонтьевым и др. в 1997 г., объединяет около сотни рудных объектов, среди которых лишь 6 относится к собственно золоторудным, 9 – к комплексным и остальные представляют собой проявления, требующие изучения [1]. В архейских зеленокаменных поясах локализуется более трети рудных объектов, среди них 4 небольших месторождения – Педролампи, Лобаш-1, Рыбозеро, Таловейс. В протерозойских толщах размещаются остальные рудопроявления, большинство комплексных месторождений и два собственно золоторудных – Майское (Северная Карелия) и Воицкое.

Золоторудные проявления (рис.) в докембрии Карелии (3,1–1,65 млрд лет) связаны преимущественно с островодужными и окраинно-континентальными обстановками и с зонами сдвиговых деформаций и метасоматоза коллизионного этапа развития. Сдвиговые зоны обычно сопряжены или оперяют более крупные региональные смещения и являются каналами для проникновения глубинных и метаморфических флюидов. Для формирования месторождений и проявлений золота наиболее благоприятными оказались поздние стадии лопийского и свекофеннского орогенических циклов. С рифтогенным режимом сумийского, ятулийского и людикийского этапов связаны комплексные руды МПГ с примесью золота либо комплексные благороднометалльные-уран-ванадиевые месторождения в углеродистых толщах. Некоторые перспективы представляют орогенные области сумийского этапа развития и континентальные осадочные формации в наложенных ятулийских прогибах.

1. Золоторудные проявления в лопийских зеленокаменных поясах. Позднеархейские зеленокаменные пояса (3,1–2,55 млрд лет) объединяют линей-

ные вытянутые структуры трех возрастных групп с повторяющимися рядами гранитоидов известково-щелочного и Na-K-ряда в верхних частях разрезов и ассоциациями колчеданных, молибденовых, золото-полиметаллических, золото-сульфидных и золото-кварцевых руд. С вулканогенно-осадочными комплексами ранних стадий развития зеленокаменных поясов связаны колчеданы с низкими концентрациями полиметаллов и золота (рудопроявления Ведлозерское, Нялмозерское, Северо- и Верхне-Вожминское и некоторые другие). С вулканизмом кислого – среднего состава ассоциируют наиболее известные вкрапленно-прожилковые, брекчиевидные и массивные золото-колчеданно-полиметаллические рудопроявления: Северо-Вожминское (Au до 2,8 г/т, ср. 0,9 г/т, P₁ – 0,6 т) и Верхне-Вожминское (до 20 г/т) [2]. Минерализация этих рудных объектов представлена пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, пирротинном, борнитом, халькозином, ковеллином с незначительным количеством арсенопирита и кобальтина. На раннеорогенной стадии внедрились плагиограниты шилосского комплекса (2,86 млрд лет), порфиновые тела и дайки (2,81 млрд лет). Они сопровождалась пропилидами, березитами, листовнитами и золото-сульфидно-кварцевой минерализацией.

Проявления Заломаяевского, Тайгиницкого и Рыбозерского рудных полей образовались в СВ, субширотных и СЗ зонах расщепления на контактах с порфировыми дайками в ореоле Шилосского массива [3, 4]. Они содержат 1–25 г/т Au (ср. 1,82–10 г/т, ресурсы каждого из объектов категории P₂ составляют 10–15 т). Оруденение наиболее изученного месторождения Рыбозеро представлено пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, бурнонитом, стибио-висмутотеллуридами, тетраэдритом, алтаитом, само-

родным золотом и некоторыми более редкими минералами в первой залежи и пиритом, халькопиритом, золотом – во второй залежи [5, 6].

Для аккреционной стадии развития западно-карельских зеленокаменных поясов характерно накопление кислых вулканитов шурловаарской свиты (2,8 млрд лет). В Костомукшской структуре сопровождающая их колчеданная минерализация содержит повышенные концентрации золота (проявление Рувинваара). Коллизия на рубеже 2,72–2,7 млрд лет привела к смятию всех толщ, образованию субмеридиональных и субширотных сдвиговых зон и внедрению гранитов в обрамлении структуры, диоритов – гранит-порфиров таловейского комплекса (2,72 млрд лет), микропорфиров раутаойского комплекса (2,705 млрд лет) и затем К-гранитов (2,7–2,65 млрд лет) [7]. С диоритами, гранит-порфирами, фельзитами и метасоматитами сдвиговых зон связана золото-суль-

фидная, золото-сульфидно-кварцевая минерализация участков Таловейс, Берендей, С-16П, Центрально- и Южно-Костомукшское и золото-кварцевая минерализация месторождения Таловейс (Au 1–47 г/т, ср. 10,8–12,9 г/т, P₂ 12 т) [8–11]. Оруденение месторождения Таловейс представлено золото-пиритовым и золотометалльным (мало-сульфидным) типами. С ними встречаются халькопирит, электрум, в незначительном количестве галенит, цумоит, тетрадимит, сульфоцумонит, реже арсенопирит, шеелит. На Южно-Костомукшском золото-сульфидном проявлении развиты арсенопирит, пирротин, магнетит, ильменит, халькопирит, сфалерит, леллингит, галенит и более редкие минералы.

Тикшезерско-Парандовский зеленокаменный пояс (2,8–2,65 млрд лет) заложен и развивался как окраинно-континентальный на границе Карельского кратона с Беломорским складчатым поя-

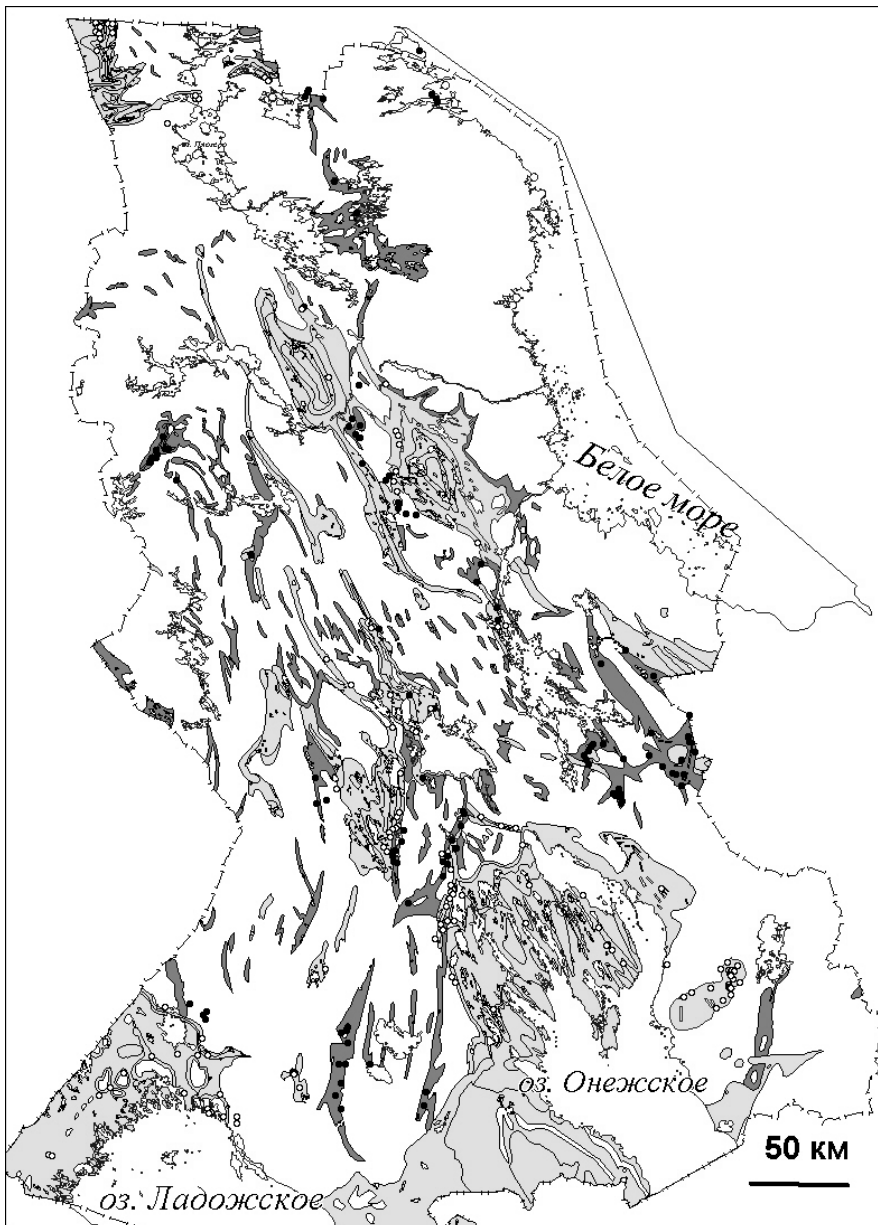


Схема размещения золоторудных месторождений и проявлений Карелии.

Использован кадастр месторождений и проявлений золота Карелии

Белые кружки – протерозойские проявления, черные – лопийские проявления. Светло-серые поля – протерозойские образования, темно-серые – лопийские, белые поля – гранито-гнейсовые и нерасчлененные области

сом. Внедрение гранитов на орогенной стадии развития Авнеозерско-Парандовской части пояса сопровождалось грейзенизацией и медно-молибденовым оруденением в надкупольной зоне Лобашского массива в западном борту Лехтинской структуры [12]. Разнообразные основные тела и порфиновые дайки секут вмещающие толщи. На участке Лобаш вблизи контактов порфировых даек с вмещающей туфогенно-осадочной толщей и в габброидах в зонах расщепления и биотитизации сформировалось золото-полисульфидное (с Ag, Bi и Te) оруденение месторождения Лобаш-1. Содержание золота на нем составляют 0,5–216 г/т, ср. 2,64–3,04 г/т, P_2+C_2 8,7 т. Минерализация представлена пирротином, халькопиритом, самородным золотом и электрум, галенитом; встречаются также пентландит, кобальтин, широко развиты разнообразные висмутотеллуриды (верлит, жозеит, хедлейит, цумоит), самородный висмут, висмутин, гессит [12, 13]. В зональности с полиметаллическим вкрапленно-прожилковым оруденением находится медно-молибденовое (месторождение Лобаш). Рудная минерализация на нем представлена молибденитом, пиритом, халькопиритом, пирротином, сфалеритом, реже другими сульфидами и висмута-теллуридами. Данный тип зонального комплексного оруденения иногда относят к золото-редкометалльному, и отличается он повышенными концентрациями Bi, Te, Ag, W, Mo.

В Северной Карелии (северная часть Тикшезерско-Парандовского зеленокаменного пояса) небольшие проявления, выявленные в районе г. Винга и оз. Степанова, относятся к золото-сурьмяно-мышьяковому типу (Au 1 г/т) и представлены арсенопиритом, в том числе содержащим Sb, леллингитом, гудмундитом, бертьеритом, параммельсбергитом, тетраэдритом, пирротином, халькопиритом, самородной сурьмой [14].

Зеленокаменный пояс Ялонвара – Хатту – Тулос на юго-западе Карельского кратона формировался в интервале времени 2,76–2,7 млрд лет. С кислым – средним вулканизмом в Ялонварской структуре связаны колчеданно-полиметаллические руды с повышенными концентрациями золота. Внедрение гранитоидов (2,74–2,72 млрд лет) сопровождалось полиметаллическими и Cu-W-Au-Mo (с Bi и Te) рудами Ялонвары (0,1–3,4 г/т Au) и золото-кварцевыми жилами пояса Хатту (ср. 4–18 г/т, запасы 5–10 т). Рудная минерализация на этих объектах имеет некоторые различия, основными рудными минералами являются пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, кубанит, золото, электрум, молибденит, Pb-Bi-теллуриды, галенит, висмутин, самородный висмут, шеелит, разнообразные висмутотеллуриды, алтаит, гессит, пецит и некоторые более редкие минералы [15, 16].

Континентальная коллизия Карельского кратона и Беломорской подвижной области в позднем архее вызвала формирование зон сдвиговых

деформаций (на глубинных уровнях) и заложение внутриконтинентальных бассейнов. Позднеорогенные события (2,7–2,55 млрд лет) завершились внедрением K-гранитов и сиенитов в пределах кратона, интенсивным метасоматозом, формированием золото-кварцевых жил и золото-сульфидной минерализации. Метасоматические преобразования в связи с позднеархейской (а затем с протерозойской) коллизией оказали существенное влияние на формирование таких месторождений золота, как Педролампи (Au 1–40 г/т, ср. 1–5,9 г/т, P_2+C_2 7,97 т), проявление Золотые Пороги (0,5–20 г/т) и многие другие. Месторождение Педролампи относится к золото-сульфидному формационному типу. Рудная минерализация этого месторождения представлена ранней и поздней ассоциацией золото-пиритового минерального типа. Ранний парагенезис, по данным Ю. С. Полеховского, содержит пирит, халькопирит, золото, поздний золото-малосульфидный – пирит, халькопирит, золото, электрум, дискразит, анимикит, меренскит, сперрилит; наши исследования выявили дополнительно галенит, самородное серебро, сульфосоли, халькозин. Для рудопроявления Золотые Пороги характерна золотосодержащая сурьмяно-мышьяковая минерализация (до 0,5–6 г/т Au), представленная пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом, герсдорфитом, арсенопиритом, бертьеритом, тетраэдритом, джемсонитом, цинкениитом, ульманнитом, антимонитом, самородной сурьмой [17].

2. Золоторудные проявления в протерозойских толщах. Золоторудные проявления сумийско-сариолийской эпохи (2,55–2,3 млрд лет), связанные с орогеническим режимом, развиты на СВ окраине Карельского кратона на площади проявления сумийского кислого магматизма (2,4 млрд лет). Кварц-полевошпатовые порфиры Лехтинской структуры сопровождалась изменениями березитового типа и на участке Пайозеро – золото-сульфидно-кварцевыми жилами. Эти и более древние жилы послужили источником вещества при разрушении и последующем накоплении золото-урановых кварцевых конгломератов сариолия.

Ятулийская эпоха (2,3–2,1 млрд лет) сопровождалась отложением осадков и базальтов во внутрикратонных прогибах. Накопление золота и урана в этот период происходило совместно в условиях русловых и прибрежных фаций – древних россыпях (метаморфизованные кварцевые конгломераты). Перспективы этих обогащенных литологических горизонтов и участков стратиграфических несогласий возрастают при совмещении их с более поздними СЗ зонами сдвиговых деформаций и наложенной метасоматической проработки свекофеннского возраста. Примером подобных объектов является комплексное золото-урановое проявление Маймъярвинское (Au до 10 г/т, ср. 3,5 г/т, P_2 18,8 т). С ятулийским базальтовым магматизмом связана гидротермальная медно-сульфидная

минерализация и медистые песчаники Воронова Бора, обогащенные золотом (Au до 2,4 г/т) [18].

В лудиковийскую эпоху (2,1–1,9 млрд лет) происходит раскрытие системы континентальных рифтов, образование троговых окраинных бассейнов, базит-ультрабазитовый магматизм и накопление сульфидсодержащих углеродистых толщ с высоким фоном Cu, Co, V, Ti. Титаномагнетитовое оруденение Койкарского типа сопровождается МПГ и золотом. Привнос U, V, Cu, Au, Pt, Pd, Mo, Se и последующее переотложение ранее привнесенных концентраций рудогенных элементов в зонах щелочного метасоматоза в углеродистых толщах Онежской структуры привели к возникновению благороднометалльных U-V месторождений Падминской группы (Au 0,16–0,33 г/т, C₂ 0,12–0,73 т), локализованных в зонах СЗ простираения. В слюдах – метасоматитах, содержащих Li-V-Cr слюды, Cr-эгирин и турмалин, развиты вкрапленные и прожилковые выделения селенидов (клаустолит, парагуанахуатит) и ряд других редких минеральных фаз (платинит, клокманит, умангит, богдановичит, троггалин, борнхардит). Среди Pd-содержащих фаз выявлены висмутиды (соболевскит, фрудит), сложные сульфоселениды и селеносульфиды. С ними ассоциируют марказит, халькопирит, самородные висмут и золото [19].

В свекофеннскую эпоху (1,9–1,65 млрд лет) формирование надсубдукционных островных дуг (1,9–1,86 млрд лет) и тоналитов коллизионной стадии (1,88–1,8 млрд лет) происходит в свекофеннской области на ЮЗ границе Карельского кратона. С островодужным магматизмом на территории Финляндии в Раахе-Ладожской зоне связаны месторождения полиметаллических руд (Виханги, Пюхясалми и др.), с синорогенными тоналитами – золото-сульфо-арсенидно-кварцевые месторождения (Осиконмяки, Пирила, Лайвакангас и др.), в Карелии – объекты рудного поля Пякюля (P₂ 10 т). Рудная минералогия этих объектов чрезвычайно разнообразна и представлена пиритом, пирротинном, арсенопиритом, леллингитом, халькопиритом, марказитом, сфалеритом, галенитом, кубанитом, ковеллином, молибденитом, золотом, электрумом, самородными висмутом, сурьмой, мальдонитом, икунолитом, хедлейитом, кавазулитом, пильзенитом, шеелитом (Осиконмяки), а также антимонитом, ульманнитом, бурнонитом, разнообразными сульфосолями, сурьмой (Пякюля) [20–22].

В Лапландском протерозойском зеленокаменном поясе северной Финляндии – рифте, заложившемся на континентальной коре, и в Паано-Куоляярвинской структуре в СЗ Карелии раннеорогенный гранитоидный магматизм практически не выявлен. Золоторудные объекты этого пояса возникли в связи с широко проявленным метасоматозом в сдвиговых зонах над погружающейся областью Лапландских гранулитов, впоследствии

выведенных на поверхность в СВ части территории. Они представлены месторождениями и проявлениями рудного поля Куусамо (Au-Co-Cu-U), Пахтоваара (Au, Ag, Se) и других (Финляндия), месторождением Майское (Au 1–580 г/т, ср. 7,63 г/т, C₂+P₁ 0,66 т) и серией рудопроявлений в СЗ Карелии, которые локализируются в сдвиговых зонах [22–25]. На месторождении Майском в кварцевых жилах установлены самородное золото, пирротин, пентландит, халькопирит, сфалерит, галенит, галено-клаустолит, костибит [25].

В центральных частях Карельского кратона золоторудные проявления свекофеннского возраста формировались исключительно в зонах складчато-разрывных дислокаций, расщепления и метасоматического преобразования. Это золото-урановая и золото-сульфидная минерализация Лехтинской, Туломозерской, Янгозерской и других структур, золото-кварцевые жилы (месторождение Воицкое, ср. 2 г/т Au), золотосодержащая халькопиритовая минерализация в альбититах (Шуезерское, Au до 20 г/т) и наложенная на гранитоиды золото-полисульфидная минерализация (Фаддейн-Келья, Au до 175 г/т, спутники Cu, Zn, Ag, Pb) [1].

К началу раннерифейской эпохи (1,65–1,45 млрд лет) Раахе-Ладожская зона была присоединена к Карельскому кратону и представляла собой единое целое с ним. В южном обрамлении кратона по СВ тектонической зоне происходит заложение рифейского рифта, накопление осадков, щелочных базальтов салминской свиты, внедрение габбро-анортозит-рапакиви-гранитного салминского комплекса (1,65–1,45 млрд лет). Граниты сопровождалась скарнами, грейзенами, поздним окварцеванием и различными типами руд во вмещающих их раннепротерозойских толщах. В этот период времени сформировалась наложенная на оловянные и вольфрамовые руды скарнов полиметаллическая минерализация с повышенными концентрациями золота (проявление Латвасюрья – до 8,6 г/т Au).

Таким образом, наиболее значительные золоторудные объекты Карелии возникли в течение нескольких орогенических событий в позднем архее в интервале времени 2,88–2,85, 2,81–2,8 и 2,75–2,72 млрд лет, соответствующих проявлению кислого-среднего магматизма, и в зонах сдвиговых деформаций в интервале 2,7–2,6 млрд лет, а также в раннем протерозое в период 1,86–1,8 млрд лет. Геодинамическая позиция золоторудных проявлений Карелии, так же как и в других регионах мира, была связана с эволюцией геологических структур над зонами субдукции и обусловлена формированием сдвиговых зон в связи с коллизионными процессами. На аккреционной стадии в позднем архее и позднем палеопротерозое в связи с вулканизмом формировались золотосодержащие месторождения колчеданного семейства. На коллизионной стадии возникли золото-кварцевые,

золото-сульфидные, золото-сульфидно-арсенидные или сульфо-арсенидно-кварцевые и золото-полисульфидные с висмут-теллуридами проявления в общей зональности с W-Cu-Mo рудами. Золотопродуктивными комплексами аккреционной (и затем аккреционно-коллизивной) стадии орогенного развития являются вулканогенно-осадочные толщи и субвулканические и интрузивные тела кислого – среднего составов. Для коллизивных этапов большое значение приобретают зоны метасоматической проработки и прокварцевания,

наложенные на самые разнообразные вмещающие породы и рудопроизводящие гранитоиды. Минеральный состав руд и их формационные типы усложняются со временем. Рудные тела, связанные с вулканизмом, образуют стратифицированные либо линзовидно-пластовые залежи. Рудные тела, ассоциирующиеся с гранитоидным магматизмом и локализованные в зонах сдвиговых деформаций, представлены жилами, прожилковыми или вкрапленно-прожилковыми типами и штокверками.

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

2. *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.

3. *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.

4. *Кулешевич Л. В.* Золотоносность Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса (Восточная Карелия) // *Отечественная геология*. 2005. № 2. С. 38–46.

5. *Горошко А. Ф., Кайряк А. И.* Рудная минерализация в структуре зеленокаменного комплекса юго-восточной Карелии // *Зеленокаменные пояса древних щитов*. М., 1982. С. 157–165.

6. *Кулешевич Л. В.* Минералогия докембрийского золоторудного месторождения Рыбозеро (Восточная Карелия) // *Записки РМО*. 2003. № 6. С. 34–44.

7. *Кулешевич Л. В.* Кислый магматизм и золотое оруденение Костомукшской структуры // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Вып. 5. Петрозаводск, 2002. С. 59–72.

8. *Кулешевич Л. В., Фурман В. Н., Коротаева Н. Н.* Золоторудное проявление Берендей (Южно-Костомукшское рудное поле) // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Вып. 2. Петрозаводск, 2000. С. 50–59.

9. *Кулешевич Л. В.* Эволюция эндогенных режимов золотого рудообразования в Костомукшской структуре, Карелия // *Докл. РАН*. 2004. Т. 396, № 6. С. 808–812.

10. *Кулешевич Л. В., Васюкова О. В.* Условия формирования золоторудного месторождения Таловейс в докембрии Карелии // *Докл. РАН*. 2005. Т. 403, № 6. С. 848–851.

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

12. *Кулешевич Л. В., Тытык В. М., Коротаева Н. Н.* Золото-полиметаллическое месторождение Лобаш-1 в докембрии Карелии // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 111–126.

13. *Кулешевич Л. В., Тытык В. М., Коротаева Н. Н.* Минералогия руд и околорудно-измененных пород золото-полиметаллического месторождения Лобаш-1 (Карелия) // *Записки РМО*. 2004. № 4. С. 39–51.

14. *Кулешевич Л. В., Слюсарев В. Д., Гришин А. С., Земцов В. А.* Новые данные по минералогии и геохимии сурьмяно-мышьякового оруденения Северной Карелии // *Новое в минералогии Карело-Кольского региона*. Петрозаводск, 1990. С. 141–161.

15. *Geological development, gold mineralization and exploration methods in the Late Archean Hattu Shist belt, Pomantsi, eastern Finland*. Ed. by Pekka A. Nurmi and P. Sorjonen-Ward // *Geol. Survey of Finland*. Sp. paper 17. Espoo, 1993. 386 p.

16. *Иващенко В. И., Лавров О. Б.* Магматогенно-рудная (Mo, W, Cu, Au) система ялонварского вулканоплутонического комплекса архея Карелии. Петрозаводск, 1994. 128 с.

17. *Кулешевич Л. В., Фурман В. Н., Коротаева Н. Н.* Редкая сурьмяная минерализация докембрийского рудопоявления Золотые Пороги в Восточной Карелии // *Записки РМО*. 1998. № 6. С. 89–98.

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

19. *Полеховский Ю. С., Волошин А. В., Тарасова И. П. и др.* Новый тип палладийсодержащей минерализации в метасоматитах Карелии // *Изв. АН СССР, сер. геол.* 1991. № 7. С. 86–95.

20. *Geological setting and characteristics of the tonolite-hosted Paleoproterozoic gold deposit at Osikonmaki, Rantasalmi, southeastern Finland*. Ed. O. Kontoniemi, P. Nurmi // *Geol. Survey of Finland*. Espoo, 1998. 119 p.

21. *Иващенко В. И., Ручьев А. М., Лавров О. Б. и др.* Эндогенная золоторудная система Суйстамского плутонического комплекса (Северное Приладожье) // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 127–146.

22. *Eilu P. Fingold – a public database on gold deposits in Finland* // *Geol. Survey of Finland*. Rep. of Invest. 146. Espoo, 1999. 224 p.

23. *Harkonen I., Keinanen V.* Exploration of structurally controlled gold deposits in the central Lapland greenstone belt // *Geol. Survey of Finland*. Current research 1988. Ed. by S. Autio. Espoo. 1989. Spec. Paper 10. P. 79–82.

24. *Korkiakoski E. A.* Geology and geochemistry of the metakomatiite-hosted Pahtavaara gold deposit in Sodankyla, northern Finland, with emphasis on hydrothermal alteration // *Geol. Survey of Finland*. Bul. 360. Espoo, 1992. 96 p.

25. *Сафонов Ю. Г., Волков А. В., Вольфсон А. А. и др.* Геолого-генетические особенности месторождения золота Майское (Северная Карелия): Отчет по гранту. М., 2001. С. 1–37.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ В ДОКЕМБРИИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

Л. В. Кулешевич

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; kuleshev@krc.karelia.ru

Золоторудные проявления и небольшие месторождения в докембрии Карельского кратона и его обрамления на территории Карелии и Финляндии формировались в широком интервале температур и относятся к гипо- и мезотермальным, с отложением золота преимущественно в условиях средних температур, независимо от фации метаморфизма. Их формирование связано с гидротермально-метасоматическими изменениями пород, образованием кварцевых и карбонат-кварцевых жил. Основные типы золоторудных и золотосодержащих проявлений представлены золото-сульфидной и золото-кварцевой рудными формациями и разнообразными минеральными типами, среди которых доминируют золото-пиритовый, золото-арсенопиритовый (или золото-бертьерит-арсенопиритовый), золото-полисульфидный в ассоциации с висмут-теллуридами и молибденитом. Околорудные и околожилные изменения, образовавшиеся при резком снижении температуры и давления в условиях растяжения и приоткрывания трещин, представлены березитами, лиственитами, гумбеитами, кварц-серицитовыми метасоматитами или пропилитами.

Условия формирования вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализации небольших месторождений, проявлений и околорудных метасоматитов оценивались по минеральным парагенезисам рудных и нерудных минералов, арсенопиритовому, пирит-пирротинному, хлоритовому, гранат-амфиболовому и другим геотермометрам и данным, полученным при изучении газово-жидких включений и опубликованным в литературе. Исследования флюидных включений проводились методами декрепитации и гомогенизации в кварце [1, 2]. Сводка по условиям образования основных формационных типов руд некоторых объектов Карелии приведена в таблице.

Температурные условия формирования группы золотосодержащих руд колчеданного семейства и, в том числе метаморфизованных стратифицированных малозолотоносных колчеданов в архейских зеленокаменных поясах, оцениваются в 480–280 °С (табл. 1, № 1–2) [3, 4]. Золото-колчеданно-полиметаллические руды Северо-Вожминского проявления, секущие вмещающие толщи и дайку габбро-диабазов, отлагались в интервале 390–315 °С (385 °С – по арсенопириту) [4, 5]. Температура минералообразования опускалась до 80 °С – условий существования низкотемпературной полиморфной модификации халькозина и ниже (образование карбонатов меди). Золото на этом рудопроявлении установлено в участках, обогащенных халькопиритом.

В зеленокаменных поясах Карелии наиболее широко распространены золото-сульфидный и золото-сульфидно-кварцевый рудно-формационные типы (золото-пиритовый, золото-арсенопиритовый, золото-бертьерит-арсенопиритовый или те же минеральные типы с кварцем), приуроченные к зонам сдвиговых деформаций, рассланцевания и метасоматического изменения пород самого разнообразного состава. Рудная минерализация локализуется в ослабленных зонах дислокационных метаморфических преобразований различных фаций, обычно выделяемых по метасоматическим парагенезисам, образовавшимся в условиях повышенных давлений. Минеральные ассоциации околорудных и околожилных измененных пород, непосредственно сопровождающие рудную минерализацию, обычно не превышают условий зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации и относятся к пропилитам, березитам–лиственитам или кварц-серицитовым метасоматитам. Представителями этого рудно-формационного типа являются такие небольшие позднеархейские месторождения и проявления, как Рыбозеро, Золотые Пороги, Педролампи, Южно-Костомукшское и многие другие.

На месторождении Рыбозеро в золотосодержащих колчеданных рудах залежи 1 выделение арсенопирита и пирита началось близко одновременно при температуре 400–350 °С. Температура рудообразования снижалась до 270 °С – выделение сульфидов полиметаллической ассоциации. В хлорит-талк-карбонатных сланцах, лиственитах и березитах залежи 2 пирит отложился при T 375–385 °С [4, 8].

На участке Золотые Пороги рудная минерализация представлена несколькими минеральными типами: золото-халькопирит-пиритовым в лиственитах и березитах, золото-арсенопиритовым и золото-бертьерит-арсенопиритовым прожилковым. В последнем помимо бертьерита присутствуют антимонит, самородная сурьма, джемсонит [9]. Образование арсенопирита (450–405 °С) и антимонита при избытке серы, совместное выделение пирротина и бертьерита позволяют считать за возможную максимальную температуру прожилковой минерализации – 500–496 °С. Образование пирита в лиственитах и березитах происходило при снижении температуры до 385–340 °С (пирит) и одновременном привносе серы, очевидно, за счет метаморфизма колчеданных залежей, широко распространенных на участке. Выделение сфалерита и халькопирита происходит близко одновременно около 260 °С.

Условия образования некоторых золоторудных объектов в докембрии Карелии и Финляндии

№	Рудно-формационный и (минеральный) тип	Проявление	Условия образования	Геотермометр, ссылка
1	Золотосодержащий колчеданно-полиметаллический (галенит-сфалерит-халькопирит-пиритовый)	Р-е Северо-Вожминское	385; 390–315 <271; <83	По арсенипириту, по пириту [4, 5, 6]. Распад Cu_5FeS_4 на борнит и халькозин, образование дигенита [7]
2	Золотосодержащий колчеданный (пирротин-пиритовый) в вулканогенно-осадочных толщах	Р-е Хаутваарское	480–325; 400–100 (1); 300–220 (2); 350–300	По соотношению Co в пирротине и пирите [3]. Декрепитация г/ж включений в сульфидах (1) и кварце (2) [3]. Приближенно по сфалериту
3	Золото-сульфидный: золотосодержащие колчеданы (залежь 1) и золото-пиритовый в листовниках и березитах (залежь 2)	М-е Рыбозеро	400–350 (1); 385–375 (2)	По Ктэдс пиритов [4, 8]
4	Золото-сурьмяно-мышьяковый (золото-бертьерит-арсенипиритовый) в шир-зоне	Р-е Золотые Пороги	405–450; 370–345; 260; <500–496; 300–220; <282	По арсенипириту [6, 9]. По Ктэдс пиритов [4] и приближенно по сфалериту. Бертьерит, антимонит. Декрепитация г/ж включений в кварце и карбонате [10]. Устойчивость в системе $Ni_{1-x}S$ полидимит+миллерит [7]
5	Золото-сульфидный и золото-сульфидно-кварцевый (пиритовый) в шир-зоне	М-е Педролампи	390–350; 340, 240	По хлориту [11]. Декрепитация г/ж включений в кварце [2]
6	Золото-арсенидно-кварцевый (золото, арсенипирит, пирротин, халькопирит) в полосчатой железистой формации	Р-е Южно-Костомукшское	490	По арсенипириту [1, 6]. Ассоциация арсенипирита с пирротинном и леллингитом
7	Золото-сульфидно-кварцевый и золото-кварцевый в диоритах–гранит-порфирах и шир-зонах	М-е Таловейс	370–130; 360–164; 380	Декрепитация и гомогенизация г/ж включений в кварце [2, 1]. По соотношению Co в халькопирите и пирротине
8	Золото-полисульфидный, редкометалльный (золото-халькопирит-сфалеритовый с Bi - Te и молибденитом) в ассоциации с порфировыми дайками и гранитными телами	М-е Лобаш-1	550–450; 510; 520 (1), 405–357 (2); 400–228; 306–240; 270; 540–525; <145	Грейзенизация. Околодайковые изменения, гранат-роговообманковый геотермометр. По хлориту: 1 – биотититы, 2 – эпидотизированные габбро [12]. Гомогенизация г/ж включений в кварце [13]. По соотношению Co в пирротине и пирите и сфалериту. Bi - Te минералы. Устойчивость гессита [7]
9	Золото-медно-вольфрам-молибденовые (золото-шеелит-халькопирит-молибденитовые с Bi - Te , сфалеритом, галенитом), ассоциирующие с гранит-порфирами	Р-е Ялонвара	550–450; ниже 405–415, ~270; 200	Грейзенизация. Приближенно по сфалериту. Распад халькопирит-кубанит [14].
10	Золото-редкометалльные (золото-шеелит-халькопирит-сфалерит- Bi - Te , с молибденитом), ассоциирующие с тоналитами, порфировыми дайками и в шир-зонах	М-е Корвилансуо и др. (зеленокаменный пояс Хатту, Финляндия)	450–370; 415–280; 500–360; 540–525, <425; 350–265, 150; 135–125; <50	По арсенипириту. Гомогенизация г/ж включений [6, 15]. По изотопам [16]. Устойчивость Bi - Te и калаверита [7]. Приближенно по сфалериту. Устойчивость макинавита; гессита с петцитом [7]
11	Золото-сульфо-арсенидно-кварцевый (золото-пирит-халькопирит-сульфосольно-арсенипиритовый) в гранит-порфирах и шир-зонах	Р-е Пякюля	491; 540–522; <518; <400; 280; <145; 290–260	По арсенипириту [6, 17] Устойчивость Bi - Te ; бурнонита, антимонита при избытке серы; шульцита и твиннита; гудмундита; гессита [7]. Приближенно по сфалериту
12	Золото-сульфо-арсенидно-кварцевый (золото-пирит-халькопирит-сульфосольно-арсенипиритовый, с Bi - Te) в гранит-порфирах и шир-зонах в их ореоле	М-е Осиконмяки (Раахеладжская зона, Финляндия)	500–370; 496–400; <500 <373; 300; 200	По арсенипириту разных месторождений [6, 18]. Устойчивость Bi - Te , антимонита при избытке S и неограниченной смеси с Bi - Te , мальдонита, дискразита, распад халькопирита и кубанита [7]
13	Золото-кварцевый (золото с Bi - Te - Se) в шир-зонах в базальтах	М-е Майское, Сев. Карелия	<540; <445; 346–333; 270–140	Устойчивость Bi - Te ; костибита [7]. По хлориту [11]. Гомогенизация г/ж включений [19, 20]
14	Золото-сульфидно-кварц-баритовый в зонах изменения ультраосновных пород	М-е Пахтоваара	<461; <379; 310–260; 200; 150	Виоларит по пентландиту; миллерит [7]. Хлорит жильного и околожильного парагенезиса [21]. Халькопирит+кубанит. Образование клаустолита ($PbSe$) [7]
15	Золото-кобальт-сульфидно-урановый в рассланцованных метасадках	М-я пояса Куусамо	310–270	Березитизация, серцитизация и отложение сульфидов и золота [16]
16	Благороднометалльно-медно-уран-ванадиевый в зонах изменения в черных сланцах	Р-я Падминской группы	400–300 (1); 300–270 (2); 305–245 (2); 250–230 (3); 150–120 (3); 150–100 (4)	Эгиринсодержащие метасоматиты (1), альбититы (2), карбонатные жилы в них (3), поздние прожилки (4) [22, 23]

В условиях температур 300–270 °С формируются березит-лиственитовые изменения, широко развитые в разных породах на участке Золотые Пороги [10]. Они сопровождаются крупными кристаллами пирита, халькопиритом, золотом, а в ультраосновных породах – миллеритом, полидимитом ($T = 282$ °С), Sb-As минералами, самородным серебром. Золото тонкодисперсное, выделяется после халькопирита.

Месторождение Педролампи представлено двумя типами руд – золото-пиритовым и золото-полисульфидным-кварцевым с самородным золотом, платиноидами и сложными соединениями. Для этого рудного объекта характерно развитие вкрапленности крупнокристаллического кубического пирита в интенсивно измененных (лиственитизированных) основных туфах и конгломератах и кварцевых жил, сопровождающихся серицитом, хлоритом, турмалином в шир-зоне субмеридионального простирания. Температура образования лиственитов и околожилных изменений по хлориту оценивается в 350–390 °С. Декрепитация газовой-жидких включений в кварце происходит в широком интервале температур, с максимумами около 340 и 240 °С [2], близкими к выделению халькопирита и золота.

Наиболее значительные золото-сульфидно-кварцевые и золото-кварцевые рудные объекты Костомукшской структуры генетически связаны с диорит-гранит-порфировым таловейским комплексом. Они локализуются в штокверковых зонах в интрузиях и дайках либо вблизи их контактов в зонах расланцевания и прожилкования. На участке Таловейс к субмеридиональной сдвиговой зоне приурочена Главная кварцевая жила. Флюидный режим рудоотложения этого участка менялся от слабокислотного (углекислотного-водного) с участием сероводорода на раннем этапе (березиты с золото-сульфидной вкрапленно-прожилковой минерализацией) до водно-углекислотного и водно-солевого от ранней к поздней стадии второго этапа гидротермального процесса (образование золото-кварцевой жилы). Для ранних этапов березитизации характерно присутствие во флюиде CaCl_2 . При формировании Главной кварцевой жилы установлен перепад давлений (от 7 кбар до 7 бар) и температур (от 360 до 180 °С) [1]. Температура отложения золота не превышала условий формирования березитов, что характерно для многих мезотермальных месторождений более молодых металлогенических эпох. Формирование жил участка Восточного сопровождалось околожилной грейзенизацией и молибденитовой минерализацией.

Пространственно сближенно с микропорфирами (геллефлинтами) в зонах расланцевания вблизи их контактов с полосчатой железистой толщей в карьере Костомукшского железорудного месторождения размещается золото-арсенопиритовая минерализация (Центрально- и Южно-

Костомукшского проявлений). Температура гомогенизации газовой-жидких включений в кварце из прожилков, содержащих гнезда арсенопирита, составляет 540–375 °С. Прожилки формировались в условиях снижения давления от 4,5 до 2,5 кбар [1]. Начальная температура образования рудной минерализации на Южно-Костомукшском участке оценивается в 490 °С (по арсенопириту в парагенезисе с леллингитом). При снижении температуры выделялись пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, золото.

Золото-полисульфидный, в том числе редкометалльный, и Au-Cu-W-Mo рудно-формационные типы ассоциируют с малоглубинными интрузивными телами гранодиоритового состава, порфировыми дайками и телами гранит-порфиоров. Оруденение в них представлено золотом, электрумом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, разнообразными Bi-Te в одних типах и молибденитом, шеелитом, молибдошеелитом и некоторыми более редкими минералами в других типах. Минерализация находится в разных сочетаниях и соотношениях. Формирование руд и окolorудных изменений месторождения Лобаш-1 происходило в широком интервале температур: от $T = 550$ –357 °С – условий грейзенизации, образования биотититов, гранат-амфиболовых контактовых парагенезисов, до $T = 306$ –270 °С – образования среднетемпературных кварц-карбонатных жил с полиметаллической минерализацией, и опускалась до 145 °С (выделение гессита и электрума) [12].

Золоторудная минерализация участка Ялонвара и месторождений зеленокаменного пояса Хатту на финской территории формировалась в условиях снижения температуры: от начального процесса грейзенизации до образования кварцевых жил с арсенопиритом, висмутотеллуридами, сульфидами полиметаллов, шеелита и золота [14, 15]. Температура при этом снижалась от 540–445 °С до устойчивости гессита и петцита (50 °С). Температура гомогенизации первичных и вторичных газовой-жидких включений в кварце месторождения Куйттила находится в интервале 346–117 °С. Соленость растворов на месторождениях пояса Хатту составляла 6–22% NaCl-экв. Поступление растворов носило пульсационный характер. Наиболее значительное отложение золота произошло после образования сульфидов полиметаллов.

В протерозойских месторождениях Карелии и проявлениях свекофеннид, относящихся к золото-сульфидному рудно-формационному типу, связанных с порфировыми интрузиями и обычно локализованных в зонах расланцевания, ведущим минеральным типом является золото-сульфосольно-арсенопиритовый. В рудах Раахе-Хапаярвинской площади и Северного Приладожья присутствуют арсенопирит, золото, халькопирит,

пирит, сульфосоли, мальдонит, дискразит, антимонит, гудмундит и другие соединения Bi-Te-Sb [17, 18]. Золото выделяется как на более высокотемпературной стадии в сростании с арсенопиритом, так и самостоятельно в самородном виде, совместно с сульфосолями. Температура растворов на этих рудных объектах изменяется от 490 до 140 °С. На протяжении всего процесса рудоотложения сохранялся режим дефицита серы при высокой концентрации As и нарастании Bi, Te, Sb в конце процесса, поступавших с растворами в места разгрузки.

Для золоторудных проявлений и месторождений северо-западной Карелии в Куоляярвинской структуре и на территории финской Лапландии [24], приуроченных к зонам сдвиговых деформаций, характерны разнообразные типы рудной минерализации. При этом для них не устанавливается связь с гранитоидами.

На месторождении Майском (руч. Вуосна, Карелия) околожильные изменения в основных вмещающих породах представлены пропилитами. Вблизи эпидот-кварцевых и кварцевых прожилков сначала образовались альбит, хлорит, актинолит и эпидот, затем микроклин, асболан и карбонат. Формирование пропицитов и околожильных парагенезисов происходило при 346–333 °С (по хлориту). К этому температурному интервалу близки условия образования пирротина и некоторых сульфосолей. Висмутотеллуриды ранней ассоциации, по-видимому, все-таки выделялись почти одновременно с ними, а не при высоких температурах. Температура гомогенизации первичных и вторичных включений в главной кварцевой жиле составляет 270–140 °С. При $T = 200–140$ °С и низком давлении ($P = 940–830$ бар) из хлоридных растворов, обогащенных $CaCl_2$, происходит отложение золота [20, 21]. Специфика месторождения – появление редких Se-содержащих минералов.

Группа небольших золото-кобальт-медно-сульфидных-урановых месторождений рудного поля Куусамо (Финляндия) и подобных проявлений в Панаярвинской структуре на карельской территории сформировалась при $T = 310–270$ °С [16].

Весьма необычным является месторождение Пахтоваара в СЗ Финляндии, на котором золото выделяется в кварц-карбонат-баритовых прожилках в измененных ультраосновных породах

[21]. На этом месторождении происходит замещение пентландита виоларитом и затем миллеритом, обычно сосуществующих ниже 461 и 379 °С. Хлорит околожильного и жильного парагенезисов образуется при $T = 310–260$ °С. Выделение золота и редкого селенида – клаустолита происходит около 200–150 °С.

Благороднометалльно-медно-уран-ванадиевая минерализация в черных сланцах Онежской структуры (проявления Падминской группы) формировалась в интервале 400–120 °С. Щелочные эгиринсодержащие метасоматиты, альбититы и карбонатные жилы в них возникли при $T = 400–245$ °С [22, 23]. Образование слюдитов ($T = 300–200$ °С) завершилось ураново-рудной ассоциацией ($T = 250–230$ °С), отложением кварц-карбонатных прожилков с селенидами ($T = 150–120$ °С) и золотом. Пострудная ассоциация отлагалась при $T \leq 150–100$ °С. Появление же золота в альбититах в ассоциации с полиметаллами связано с поздней стадией отложения сульфидов полиметаллов, серебра и др. (например, с халькопиритом на рудопроявлении Шуезерском). Температура при этом снижается от 300 °С (предрудные изменения пород) до образования халькопирита, халькозина (200–90 °С) и медных карбонатов.

Таким образом, приведенные данные позволяют утверждать, что рудная минерализация, сопровождающая золото в архейских и протерозойских структурах, формировалась в широком интервале температур: от 490–400 °С (выделение арсенопирита) до 145–50 °С (образование гессита, петцита). Формирование золото-кварцевых жил происходило в интервале температур 360–180 °С с составом флюида, эволюционирующим от CO_2 - CH_4 - H_2O -солевого до H_2O -солевого. В золото-кварцевых жилах и золото-сульфидно-кварцевых прожилках золото выделялось в нескольких генерациях. В золото-сульфидных прожилково-вкрапленных рудах, содержащих пирит и арсенопирит, оно отлагалось в две стадии: в ассоциации с арсенидами, сульфидами (ранняя) и самостоятельно, с максимальным накоплением, после висмутотеллуридов, халькопирита и сульфосолей, в интервале 300–100 °С. В свекофеннидах и зонах сдвиговых деформаций в протерозойских структурах в пределах Карельского кратона золото появляется совместно с урановой и халькопиритовой минерализацией в условиях средних и низких температур в интервале 250–90 °С.

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

2. Белашев Б. З., Кулешевич Л. В. Декрепитация газожидких включений в кварце из различных генетических типов золоторудных проявлений Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 89–94.

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

4. Кулешевич Л. В., Белашев Б. З. Колчеданное оруденение Восточной Карелии (опыт изучения состава и электрофизических свойств пиритов) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск, 1998. С. 57–72.

5. Кулешевич Л. В., Фурман В. Н., Федюк З. Н. Перспективы золотонности Каменноозерской структуры Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса

// Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 50–67.

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

7. Справочник — определитель рудных минералов в отраженном свете. М., 1988. 504 с.

8. Кулешевич Л. В. Минералогия докембрийского золоторудного месторождения Рыбозеро (Восточная Карелия) // Записки РМО. 2003. № 6. С. 34–44.

9. Кулешевич Л. В., Фурман В. Н., Коротаева Н. Н. Редкая сурьмяная минерализация докембрийского рудопоявления Золотые Пороги в Восточной Карелии // Записки РМО. 1998. № 6. С. 89–98.

10. Шемякина Н. М. Геохимия региональных низкотемпературных метасоматитов восточной части Балтийского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. 1983. 23 с.

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

12. Кулешевич Л. В., Тытык В. М., Коротаева Н. Н. Минералогия руд и околорудно-измененных пород золото-полиметаллического месторождения Лобаш-1 (Карелия) // Записки РМО. 2004. № 4. С. 39–51.

13. Покалов В. Т., Семенова Н. В. Лобаш — первое крупное молибденовое месторождение докембрийского возраста (Карелия) // Геология рудных месторождений. 1993. № 3. С. 262–270.

14. Иващенко В. И., Лавров О. Б. Магматогенно-рудная (Mo, W, Cu, Au) система ялонварского вулканоплутонического комплекса архея Карелии. Петрозаводск, 1994. 128 с.

15. *Geological development, gold mineralization and exploration methods in the Late Archean Hattu Shist belt, Pimantsi, eastern Finland.* Ed. by Pekka A. Nurmi and

P. Sorjonen-Ward // Geol. Survey of Finland. Sp. paper 17. Espoo, 1993. 386 p.

16. *Eilu P. Fingold — a public database on gold deposits in Finland* // Geol. Survey of Finland. Rep. of Invest. 146. Espoo, 1999. 224 p.

17. Иващенко В. И., Ручьев А. М., Лавров О. Б. и др. Эндогенная золоторудная система Суйтамского плутонического комплекса (Северное Приладожье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 127–146.

18. *Geological setting and characteristics of the tonolite-hosted Paleoproterozoic gold deposit at Osikonmaki, Rantasalmi, southeastern Finland.* Ed. O. Kontoniemi, P. Nurmi // Geol. Survey of Finland. Espoo, 1998. 119 p.

19. Вольфсон А. А., Русинов В. Л., Крылова Т. Л., Чугаев А. В. Метасоматические преобразования докембрийских метабазитов Салла-Куоляярвинского грабена в районе золоторудного поля Майское, Северная Карелия // Петрология. 2005. Т. 13, № 2. С. 179–206.

20. Сафонов Ю. Г., Волков А. В., Вольфсон А. А. и др. Геолого-генетические особенности месторождения золота Майское (Северная Карелия): Отчет по гранту. М., 2001. С. 1–37.

21. Korhonen E. A. Geology and geochemistry of the metakomatiite-hosted Pahtavaara gold deposit in Sodankylä, northern Finland, with emphasis on hydrothermal alteration // Geol. Survey of Finland. Bul. 360. Espoo, 1992. 96 p.

22. Билибина Т. В., Мельников Е. К., Савицкий А. В. О новом типе комплексных руд в южной Карелии // Геология рудных месторождений. 1991. № 6. С. 3–13.

23. Леденева Н. В., Пакульнис Г. В. Минералогия и условия образования уран-ванадиевых месторождений Онежской впадины (Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39, № 3. С. 258–268.

24. Harkonen I., Keinänen V. Exploration of structurally controlled gold deposits in the central Lapland greenstone belt // Geol. Survey of Finland. Current research 1988. Ed. by S. Autio. Espoo. 1989. Spec. Paper 10. P. 79–82.

ОРГАНИЗАЦИЯ ХРАНЕНИЯ КОЛЛЕКЦИЙ И ДИАГНОСТИКА МИНЕРАЛОВ В МУЗЕЕ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ КАРЕЛЬСКОГО НЦ РАН

Л. В. Кулешевич, И. С. Инина, А. А. Парамонова, В. Г. Пудовкин

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; kuleshev@krc.karelia.ru

Организация электронной системы учета образцов горных пород, минералов и палеонтологических коллекций была предпринята в Институте геологии Карельского НЦ РАН с момента начала реставрации Музея геологии докембрия (с 2000 г.). В этой работе приняли участие сотрудники музея, а также А. А. Парамонова, И. С. Инина и студенты-геологи ПетрГУ (М. Подкасики, Е. Патрикеева) под руководством Л. В. Кулешевич.

Коллекция музея была разделена на музейную и рабочую для обучения студентов. Музейная минералогическая коллекция включает экспозицию нижнего зала, выставленную для демонстрации, и запасную экспозицию («запасник» верхнего зала). Образцы минералов музейной коллекции по

нижнему залу были внесены в электронный каталог — базу данных каменного материала музея, первоначально разработанную А. Н. Никитиным в программе Foxpro, а затем модифицированную и упрощенную для работы в программе ACSES А. А. Парамоновой. Электронная база данных по учету каменного материала включает следующие систематические группы: 1 — минералы, 2 — палеонтологические образцы, 3 — горные породы и полезные ископаемые. База проста в применении, легко дополняется и расширяется, обладает поисковой системой по номеру, названию, автору и др. (табл. 1). Электронный каталог, организованный в ACSES, доступен для пользователей, внесение дополнительной информации и попол-

нение ее в процессе работы не представляет сложности.

Л. В. Кулешевич и студентами была проведена систематизация минералов в учебной комнате и подготовлены фотографии наиболее типичных изучаемых образцов минералов, которые были помещены на сайт кафедры геофизики ПетрГУ, что

должно облегчить работу по обучению минералогии. В процессе практических и курсовых работ с использованием музейных и учебных коллекций происходит обучение практической визуальной диагностике минералов, расшифровке рентгенограмм, изучение изоморфизма в минералах и расчет их формул.

Таблица 1

Каталог образцов минералов (типовой пример)

№ п.п.	№ обр.	Характеристика образца	Место отбора	Автор	Место хранения	Примечание
1	2761	Барит $Ba[SO_4]$, серый до темно-серого, радиально-лучистый, уплощенно-призматический, тяжелый. Блеск стекл. Тв. 4,5	Казахстан	Дербасова А. Л.	Ниж. зал. Минералогия, витрина 2	Рентгеновским методом диагностирован как барит: (JCPDS 24-1035). Основные линии на рентгенограмме: 3,427 – 100; 3.302 – 70; 3,089 – 95; 2,113 – 80; 2,094 – 75

Пополнение коллекции музея осуществляется благодаря поступлению образцов от сотрудников института, подарков геологов других организаций и коллекционеров-любителей либо путем покупки минералов. В связи с этим новые поступления в коллекцию музея не всегда бывают точно определены и названы, это в первую очередь касается палеонтологических и минералогических образцов. При работе с минералогической коллекцией была проведена диагностика ряда минералов (13 образцов, названия которых вызывали сомнения при комплектации коллекции, табл. 2) и разных генетических типов апатитов. Исследования проводились с использованием рентгеновского анализа (выполнены И. С. Ининой). Для некоторых более сложных образцов были выполнены химические анализы (в химлаборатории ИГ).

Рентгенографирование образцов проводилось на автоматическом дифрактометре ДРОН-3.М, CuK_{α} -излучение, монохроматор-LIF, 40 kv, 25 ma, с шагом $0,1^{\circ}$, область углов 2θ : $5-75^{\circ}$. Для обработки экспериментальных данных использованы программы начальной обработки данных "Outset" и фазового анализа "Phan", входящие в ППП "X-Rays", разработанный в МИСиС. Рентгенограммы изученных образцов и краткая характеристика их физических свойств даются на рисунке и в табл. 2–3. Межплоскостные расстояния и интенсивности отражения приведены по 5–10 главным линиям рентгенограмм изученных образцов и даны в сравнении с данными американской картотеки JCPDS. Диагностические линии на рентгенограммах и химический состав внесены в электронный каталог соответствующего образца.

Таблица 2

Сравнительная характеристика главных линий рентгенограмм изученных образцов с данными картотеки

№ п.п.	№ образца	d/n	J	d/n	J	Характеристика минерала
		Исследуемый обр.	Картотека JCPDS	Исследуемый обр.	Картотека JCPDS	
1	2	4,418 3,302 2,515 2,067 1,713	16 100 16 12 24	4,434 3,302 2,518 2,066 1,712	45 100 45 20 40	Прозрачные желто-оранжевые обломки кристаллов. Блеск стекл. Тв. 8–9. (В коллекции находился как гранат.) Диагностирован как циркон: $Zr[SiO_4]$ (JCPDS 6-266)
2	1	4,7958 4,4615 3,3264 2,4358 2,2325 1,4154	47 48 100 62 48 47			Черный, рыхлый, образует почки, тв. 2–3 (Тихоокеанские железомарганцевые конкреции). Диагностирован как аморфная минеральная смесь, содержит Fe, Mn, P, Si, Al, H_2O
3	3602	5,471 4,983 4,311 4,058 3,255 3,048 2,959 2,797 1,926	37 21 100 49 76 24 23 39 18	5,440 4,960 4,298 4,053 3,250 3,039 2,950 2,789 1,924	40 20 100 45 55 25 20 35 16	Белый, полупрозрачный минерал, выделяется в столбчатом сростании кристаллов. Блеск стекл. Тв. 2. Покрыт белым порошковым матовым налетом. (Алунит?) Журавлинское месторождение, Пермская обл. Диагностирован как К-квасцы: $KAl[SO_4]_2 \cdot 12H_2O$ (JCPDS 7-17)
4	М-3	7,830 4,529 3,934 2,969 2,481 1,593 1,578	11 7 100 33 22 1 47	7,820 4,550 3,965 2,990 2,494 1,588 1,579	13 25 100 65 20 25 9	Светло-розовато-бежевый радиально-лучистый минерал, образующий наросты на кальците. Тв. 3. Казахстан. (Барит?). Диагностирован как гидроксиапофиллит: $KCa_4[Si_4O_{10}]_2(OH, F) 8H_2O$ (JCPDS 29-994)

Продолжение табл. 2

№ п.п.	№ образца	d/n	J	d/n	J	Характеристика минерала
		Исследуемый обр.		Картотека JCPDS		
5	3159	5,5049 5,0107 3,0998 3,0379 2,7549 2,5081 2,2168 1,9689 1,8413 1,4670	90 3 3 4 100 1 6 1 23 3	5,4433 4,9512 3,0583 2,9998 2,7217 2,4756 2,1846 1,9394 1,7975 1,4461	29,3 91,1 84,0 100 16,7 19,3 28,8 31,5 32,2 17,3	Грязно-желтый, буро-желтый рыхлый минерал. Тв. 3. (Ярозит?). Диагностирован как натроярозит: $\text{NaFe}_3[\text{SO}_4]_2(\text{OH})_6$ (JCPDS)
6	1989	3,678 3,339 2,969 2,867 2,455 2,398 2,186 2,010 1,838 1,774	10 28 100 69 13 9 7 13 13 20	3,667 2,906 2,850 2,395 2,178 2,005 1,834 1,773	29 (Rod) 100 (Carb) 100 (Rod) 15 (Rod) 19 (Rod) 17 (Rod) 7 (Rod) 23 (Rod)	Рыхлая кавернозная минеральная смесь (органогенно-осадочная горная порода) серого цвета с органическими остатками. Никопольское месторождение, Украина. Установлено: смесь Mn (родохрозит) и Ca-Fe-Mg карбонатов, глинистого и кремнистого вещества (JCPDS 44-1472 и 41-586)
7	2761	3,867 3,562 3,427 3,302 3,089 2,823 2,714 2,113 2,094	8 64 100 22 20 8 13 21 18	3,899 3,577 3,445 3,319 3,103 2,836 2,729 2,121 2,106	50 30 100 70 95 50 45 80 75	Серый, до темно-серого, радиально-лучисто-раскристаллизованный, уплощенно-призматический, тяжелый. Блеск стекл. Тв. 4,5. (Барит?) Диагностирован как барит: $\text{Ba}[\text{SO}_4]$ (JCPDS 24-1035)
8	3604	5,574 4,552 3,934 3,520 2,780 2,488 2,468 2,276 2,259 2,176	100 60 24 39 80 20 39 24 35 47	5,549 4,531 3,929 3,521 2,774 2,494 2,469 2,274 2,256 2,175	100 82 33 30 74 22 20 28 18 27	Белые удлиненные, радиально-лучисто развитые кристаллы в углеродистом сланце. Диагностирован как андалузит: $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$ (JCPDS 39-374).
9	9	2,667 2,315 1,637 1,397 1,336 1,158	1 100 31 1 11 6	2,675 2,317 1,638 1,398 1,338 1,159	2 100 44 2 10 3	Темно-вишневые кристаллы, блеск стеклянный, меняет цвет после растирания до бледного фиолетово-розового, растворяется в воде. (Эвколит? Хибинские сиениты.) Диагностирован как вилиомит: NaF (JCPDS 36-1455)
10	2770	3,427 2,797 2,698 2,243 1,933 1,834	21 81 100 64 24 20	3,442 2,800 2,702 2,250 1,937 1,837	40 100 60 20 25 30	Полосчатый белый, бежевый, натечного облика (фосфорит). Кара-Тай, Казахстан. Диагностирован как апатит: $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$ (JCPDS 15-876)
11	11	5,068 3,867 2,763 2,508 2,449 2,344 2,265 2,243 1,752 1,477	76 71 54 59 95 47 39 89 100 38	5,102 3,881 2,765 2,510 2,457 2,346 2,267 2,247 1,748 1,478	22 76 66 83 100 13 57 37 73 33	Желто-зеленый минерал, образующий округлое стяжение в породе, блеск стекл. Тв. 7. (Хризопраз?) Сибирь. Диагностирован как форстерит: $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ (JCPDS 34-189)
12	12	4,955 3,770 3,480 3,278 3,038 2,254 1,981 1,965 1,848 1,692	10 18 95 100 21 27 21 54 43 34	4,960 4,380 3,480 3,280 3,030 2,252 1,978 1,967 1,847 1,694	25 25 55 100 65 25 20 14 25 10	Призматические мелкие кристаллы оранжевого цвета, блеск стекл. Тв. 3. (Поступил как неизвестный минерал. Крокоит?). Диагностирован как крокоит: $\text{Pb}[\text{CrO}_4]$ (JCPDS 8-209)

Окончание табл. 2

№ п.п.	№ образца	d/n	J	d/n	J	Характеристика минерала
		Исследуемый обр.	Картотека JCPDS			
13	13	3,466	98	3,480	72	Синева-серый, блеск стекл. Высокая тв. – 9, отдельность хорошо выражена, описана как спайность. (Неизвестный минерал?) Диагностирован как корунд: Al ₂ O ₃ (JCPDS 43-1484)
		2,536	93	2,551	98	
		2,374	34	2,380	44	
		2,080	91	2,086	100	
		1,737	60	1,740	48	
		1,598	100	1,602	96	
		1,402	42	1,405	38	
		1,371	73	1,374	57	

Рентгеновские исследования некоторых образцов (№ 2, 2761, 3604, 9, 11, 12, 13) позволили однозначно по межплоскостным расстояниям и интенсивностям отражения от кристаллических плоскостей диагностировать минералы (циркон, барит, андалузит, форстерит, крокоит, корунд), не прибегая к дополнительным исследованиям (рис., табл. 2). Было установлено, что желто-оранжевые прозрачные кристаллы (обр. № 2) являются цирконом. Серые радиально расположенные уплощенно-призматические кристаллы, в сростании образующие достаточно тяжелый агрегат (обр. 2761), являются баритом. Радиально-лучистые серые кристаллы в углеродистом сланце представлены андалузитом (обр. 3604). Темно-вишневые мелкие кристаллы яркого фиолетово-малинового цвета из щелочных парагенезисов Хибин при растирании приобретают фиолетовый цвет на воздухе и затем блекнут, вбирая в себя пары воды из воздуха. Минерал растворим в воде, по основным линиям рентгенограммы относится к виллиомиту. Округлое стяжение желто-зеленого минерала в основных эффузивах было диагностировано как форстерит (обр. № 11), а призматические яркие оранжевые кристаллы – как крокоит (обр. № 12). Голубовато-серый минерал с Урала, имеющий высокую твердость, оказался корундом (обр. № 13).

Некоторые минеральные смеси и кристаллические индивиды, вызвавшие затруднения при диагностике и представлявшие редкость для коллекции музея, были изучены с помощью химического анализа. В итоге были получены следующие результаты (табл. 3). Плотное натечное бежевое сростание фосфорита из Казахстана дало рентгеновские отражения, характерные для апатита. Минерал содержит CaO – 54,60%, P₂O₅ – до 38,20% (обр. 2770), примеси глинистого вещества и потери при прокаливании – до 5,64%.

Белые полупрозрачные кристаллы с низкой твердостью, равной 2 (обр. 3602), были определены как калиевые квасцы. Для химического состава минерала характерно присутствие Al₂O₃ 10,73%, K₂O 10,08%, воды, потеря при прокаливании достигает 70,82%. При частичной потере воды на воздухе на квасцах образуется белый

матовый налет обезвоженных кристаллогидратов.

Светло-розовый до бежевого минерал образует радиально-лучистые округлые наросты на кальците (обр. № 3), размер почковидных выделений до 1–1,5 см. Минерал тетрагональный дипирамидальный по своим рентгеновским отражениям диагностирован как гидроксиапофиллит. Кристаллы мелкие призматические, заостренные на вершинах. По данным химанализа в его составе установлено SiO₂ 50,9%, CaO 25,27%, K₂O 4,80% и потери при прокаливании равны 16,90%.

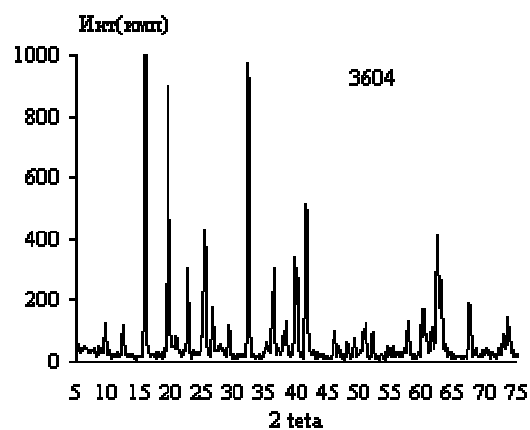
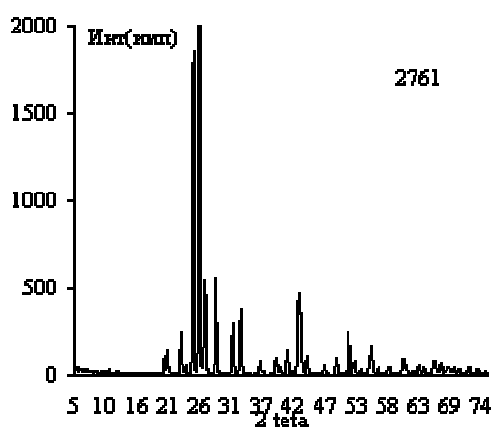
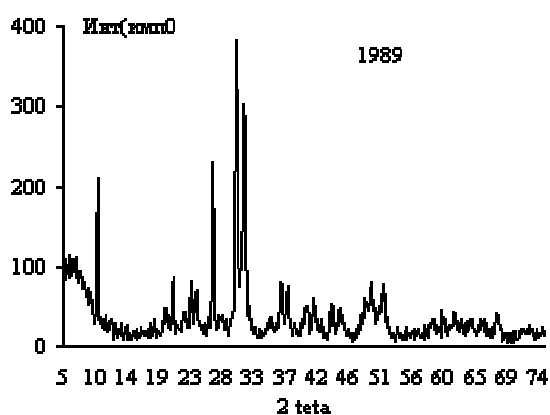
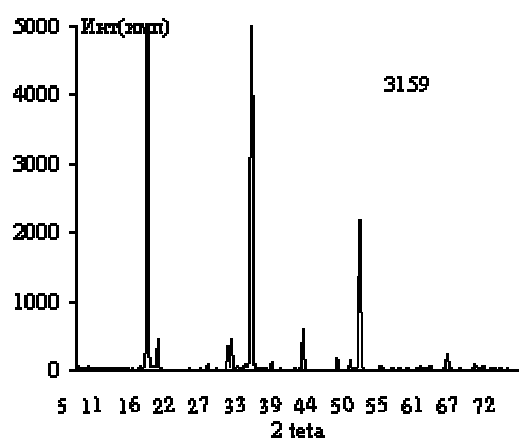
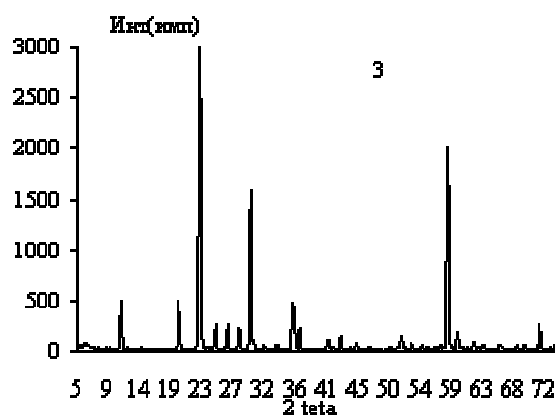
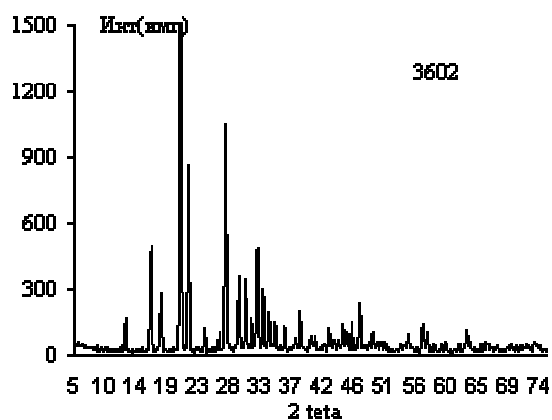
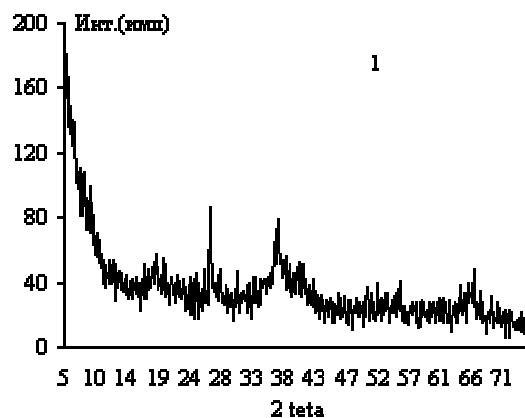
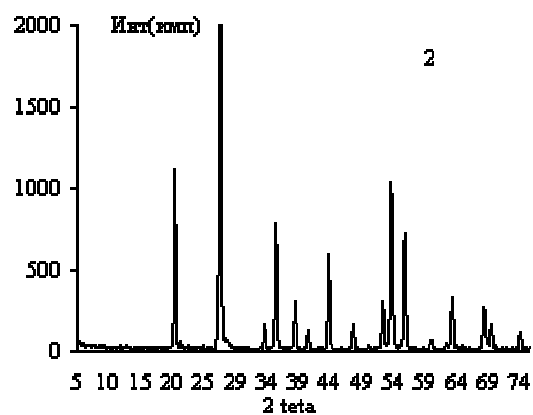
Желтый уплотненный тонкозернистый агрегат (обр. 3159) является ярозитом, содержащим натрий (до 6,03% Na₂O), Fe₂O₃ – 48,10% и незначительную примесь других элементов.

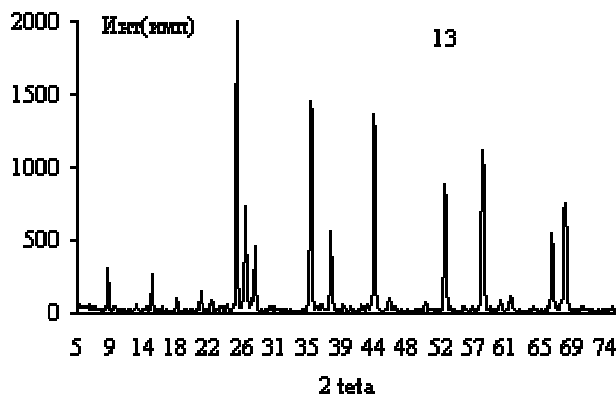
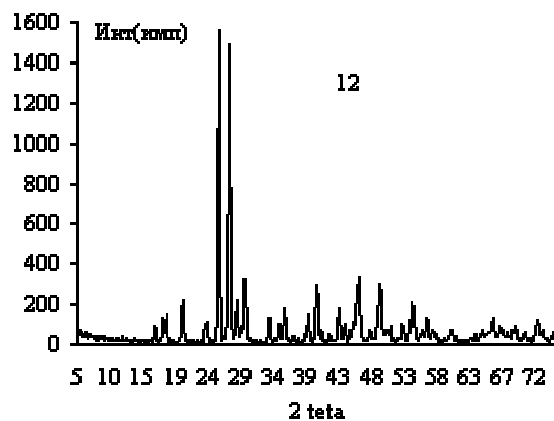
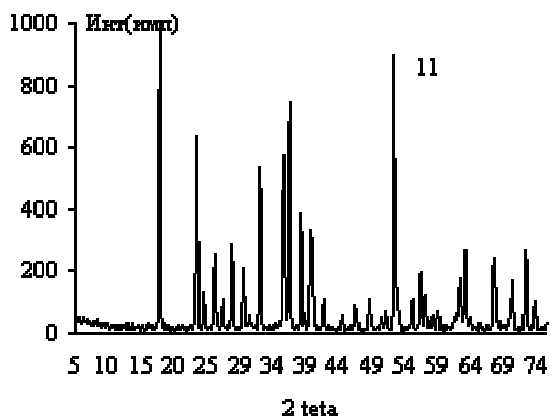
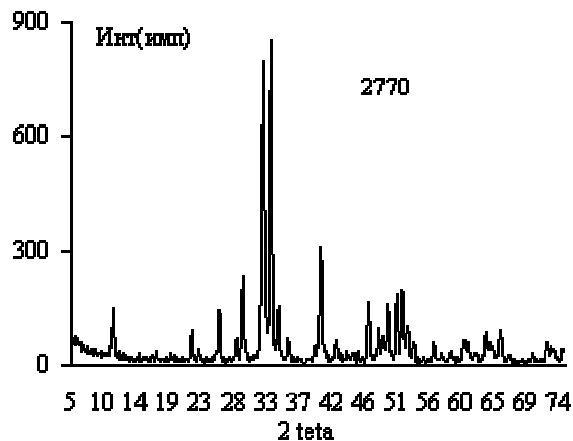
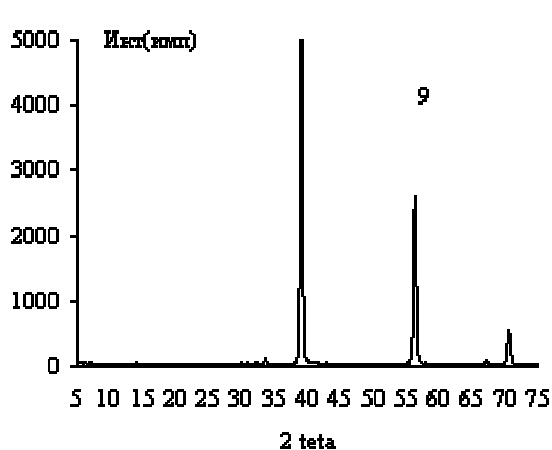
Таблица 3

Химический состав некоторых минералов и минеральных смесей из музейной коллекции

Компонент	1	2	3	4	5	6
	№ образца					
	1989	2770	3602	3	1	3159
SiO ₂	24,00	0,33	0,33	50,90	14,50	0,68
TiO ₂	0,19	0,04	0,008	0,03	1,24	0,08
Al ₂ O ₃	3,87	0,33	10,73	0,63	6,03	0,22
Fe ₂ O ₃	4,27	0,25	0,008	0,34	20,74	48,10
FeO	0			0,14		0,29
MnO	20,12	0,019	0,001	0,034	23,80	0,009
MgO	3,02	0,18	0	0,45	2,10	0,21
CaO	15,30	54,60	0	25,27	2,52	0
Na ₂ O	0,33	0,05	0,01	0,06	1,85	6,03
K ₂ O	0,91	0,01	10,08	4,80	0,78	0,27
H ₂ O	2,12	0,33	31,42	0	11,27	0,19
ппп	24,62	5,64	39,40	16,90	13,70	35,76
P ₂ O ₅	0,12	38,20				
CoO					0,214	0,004
NiO	0,020				0,537	
CuO					0,169	0,014
ZnO	0,011	0,013		0,337	0,079	0,011
BaO					0,12	
S				0,26		13
SO ₃	0,42		7,94			7,75
Сумма	99,32	99,98	99,92	99,89	99,64	99,61

Примечание. 1 – смесь родохозита и Ca-Fe-Mg-карбонатов, 2 – апатит (фосфорит), 3 – K-квасцы, 4 – гидроксиапофиллит, 5 – Fe-Mn-конкреция, минеральная смесь, 6 – натроизит. Формулы минералов: 1. Не опр. 2. Ca_{5,14}[PO₄]_{2,83}(F, OH). 3. KAl[SO₄]₂ 12H₂O. 4–5. Не опр. 6. Na_{0,95}K_{0,05}Fe_{2,94}(Fe, Mg)_{0,04}[SO₄]₂(OH)₆.





Рентгенограммы изученных минералов:

2 – циркон, 1 – Fe-Mn-конкреция, аморфная смесь, 3602 – К-квасцы, М-3 – гидроксипофиллит, 3159 – натроярозит, 1989 – смесь родохрита и Са-Fe-Mg-карбонатов, 2761 – барит, 3604 – андалузит, 9 – виллиомит, 2770 – апатит (фосфорит), 11 – форстерит, 12 – крокоит, 13 – корунд

Минеральная кварц-карбонатная смесь (обр. № 1) содержит Mn и Са-Mg карбонаты, что установлено как по химическим, так и по рентгеновским данным. Железомарганцевые конкреции со дна Тихого океана (обр. № 1) дают размытые спектры, характерные для аморфных агрегатов, и

содержат до 20,74% Fe₂O₃, 23,80% MnO, 14,5% SiO₂, примеси других элементов и большую потерю воды при прокаливании – до 25%.

Полученные результаты были внесены в электронный каталог. Данная работа была выполнена для Музея Института геологии.

ВЛИЯНИЕ ОТХОДОВ ОБОГАЩЕНИЯ ХРОМИТОВЫХ РУД И ЩЕЛОЧНЫХ СИЕНИТОВ НА КРИСТАЛЛИЗАЦИЮ ПЕТРУРГИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

Г. А. Лебедева, Г. П. Озерова, В. И. Кевлич, Л. С. Скамницкая, Т. П. Бубнова

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; lga@krc.karelia.ru

Основным видом сырья в цехе каменного литья ОАО «КИМС» (г. Кондопога) являются пироксеновые порфириды Хавчезерского месторождения следующего химического состава (мас. %): SiO_2 – 51,0; TiO_2 – 1,8; Al_2O_3 – 13,1; Fe_2O_3 – 2,3; FeO – 8,6; MnO – 0,20; MgO – 7,20; CaO – 9,50; Na_2O – 2,10; K_2O – 0,9. Согласно разработанной нами классификации петруггического сырья*, пироксеновые порфириды по химическому составу относятся к полю первичной кристаллизации пироксена (поле III) катионной диаграммы $\text{Ca} - \text{Mg} - \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ (рис. 1).

Для таких расплавов характерны парамагнетизм стекол, закаленных от температуры плавления, и склонность расплавов к переохлаждению при отсутствии катализаторов кристаллизации.

При производстве каменного литья к пироксеновому порфириду добавляют 1–2% молотого хромистого железняка Саранского месторождения (Свердловская обл.), содержащего 36–37% Cr_2O_3 .

Введенный в расплав хромит инициирует распад структурно-химических комплексов пироксена с выделением магнетита, который образует центры кристаллизации пироксена при охлаждении расплава. Скорость объемной кристаллизации расплава является оптимальной для образования кристаллического скелета крупногабаритной отливки в период формования при минимальном развитии напряжений на всех стадиях формирования каменного литья. Вследствие этого порфирит с добавкой хромита является оптимальным видом сырья для производства труб различного диаметра.

Для производства средне- и мелкогабаритного каменного литья (фасонных изделий, плит различного размера) необходимы расплавы с большей скоростью объемной кристаллизации во избежание остеклования отливки в период формования и ее деформации при термообработке. К ним относятся составы промежуточного поля II и поля первичной кристаллизации магнетита (поле I). Этим условиям удовлетворяли габбро-диабазы Берегового месторождения, ранее использовавшиеся на заводе КИМС. В настоящее время запасы этого месторождения исчерпаны.

Таким образом, в настоящее время ОАО «КИМС» испытывает потребность в сырье с повышенным содержанием оксидов железа для получения мелко- и среднегабаритного литья, а также в ме-

стном хромитовом сырье (для исключения затрат на перевозку хромовой руды из Свердловской области).

С целью решения этих проблем, а также утилизации отходов горно-обогатительного производства нами исследовано влияние на кристаллизацию расплава пироксенового порфирида отходов обогащения хромитовых руд Аганозерского месторождения и хвостов обогащения щелочных сиенитов месторождения Елетьезеро.

Елетьезерский массив щелочных сиенитов расположен в северной части Карелии в 35 км к северо-западу от станции Лоухи Октябрьской железной дороги.

В период с 2002 по 2004 г. ЗАО «Транском» осуществил геологическую разведку и подготовку к промышленной эксплуатации Северной части месторождения в качестве сырья для производства керамо-гранитной плитки. Запасы по месторождению утверждены протоколом № 14-04 ТКЗ при Управлении МПР России по Карелии в количестве 4282 тыс. т по категории $C_1 + C_2$.

Минеральный состав нефелинсодержащих сиенитов характеризуется широким разнообразием минералов, в том числе и железосодержащих (% по массе): полевые шпаты (микроклин, альбит, олигоклаз) – 72–75, нефелин – 3–4, пироксены (эгирин-авгит, авгит) – 6–8, амфиболы (рибекит, арфведсонит) – 7–9, слюды (биотит, мусковит) – 4–7, титаномагнетит и магнетит – 1–3, акцессории (сфен, гранат, апатит, карбонат) – 1,1–2.

Сырье для производства керамо-гранитной плитки должно содержать не более 0,2–0,4 Fe_2O_3 . Для получения такого концентрата необходимо обогащение щелочных сиенитов с удалением железо- и титансодержащих минералов.

С учетом ранее выполненных работ ИГ КарНЦ РАН (1982 г.), фирмой ИМК (1992 г.) и геологических работ ГИГХС в 2002–2004 гг., разработана технологическая двухстадийная схема сухого магнитного обогащения с тремя перечистками немагнитной фракции.

При обогащении в первую стадию выделялись ферромагнитные минералы магнетит и титаномагнетит, а также их сростки с другими минералами. После трехкратной перечистки немагнитной фракции содержание Fe_2O_3 в полевошпатовом концентрате снижается до 0,18–0,21%. Общий выход обогащенного сиенита с содержанием $\text{Fe}_2\text{O}_3 < 0,2\%$ составил 53%, количество отходов обогащения достигает 47%.

* Лебедева Г. А., Озерова Г. П., Калинин Ю. К. Классификация петруггического сырья. Л., 1979. 120 с.

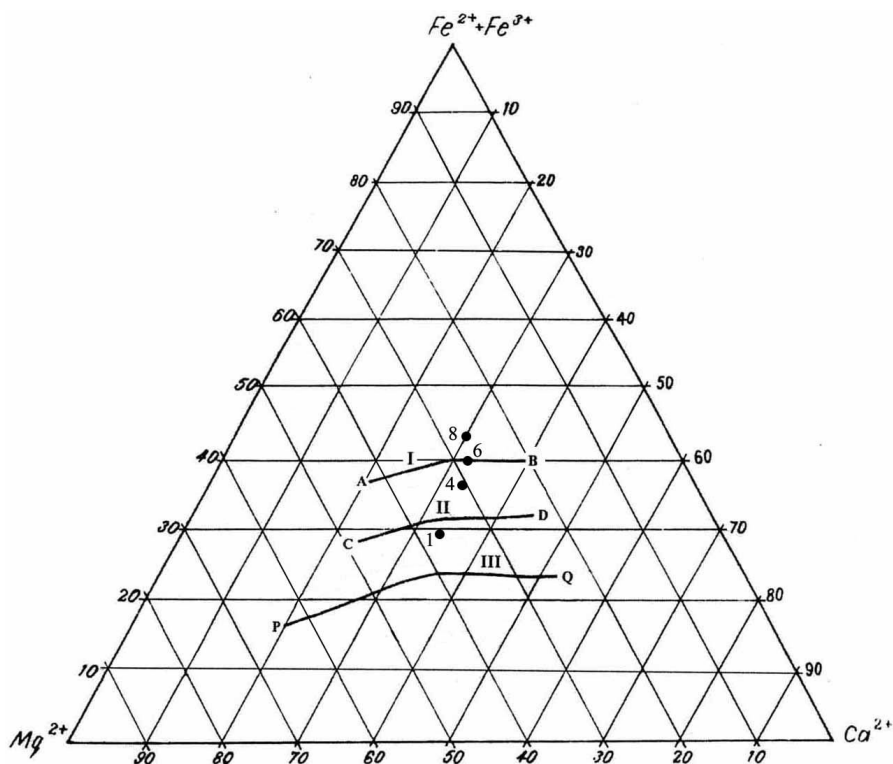


Рис. 1. Катионная диаграмма. Номера составов соответствуют табл.

Для изучения в качестве добавки к пироксеновому порфириду использовались отходы обогащения (магнитная фракция) сиенитов, наработанные при лабораторных исследованиях в Институте геологии. Материал крупностью 1–0,5 мм состоял из минералов группы магнетита, слюд, амфиболов, полевых шпатов с общим содержанием Fe_2O_3 19%.

Аганозерское месторождение хромитовых руд приурочено к одному из крупнейших в мире расслоенному Бураковско-Аганозерскому лополиту перидотит-клинопироксенит-норитового состава и представляет собой стратиформную залежь, которая при мощности 1,5–5 м прослежена на протяжении 20 км по простиранию и до глубины около 700 м (Главный хромитовый горизонт – ГХГ). Общие запасы и ресурсы хромовых руд оцениваются величиной свыше 200 млн т. Проект освоения Аганозерского месторождения включен в федеральную программу «Руда» и программу «Освоение недр и развитие горнопромышленного комплекса РК на 2000–2010». В Институте геологии КарНЦ были проведены исследования по оценке обогатимости руд Главного хромитового горизонта Аганозерского блока Бураковского массива гравитационно-магнитным методом. При среднем количестве в пробе Cr_2O_3 27,5% получены концентраты, содержащие Cr_2O_3 47,85–48,99%. Выход хвостов находится в пределах 60–75% при содержании Cr_2O_3 от 10 до 17%. Нами исследована проба (с крупностью –0,4 мм), состоящая в основном из серпентина, пироксенов, хромита, содержащая Cr_2O_3 13,6%.

Изучены составы на основе пироксенового порфирита с добавкой 30–50% отходов обогащения ще-

лочных сиенитов и 5–10% хвостов обогащения хромитовой руды.

Шихты плавил в силитовой печи КО-14 при 1350 °С 2,5 ч в тиглях объемом 50 мл. Каменное литье получали при охлаждении тиглей с расплавом от температуры плавления до комнатной со средней скоростью 100 град/ч. Стеклогранулят получен при резкой закалке (отливкой расплава в воду) от температуры плавления. Фазовый состав сырья и каменного литья определен с помощью рентгенофазового анализа и оптической микроскопии, измерения магнитной восприимчивости. Рентгенофазовый анализ (р.ф.а.) проведен на автоматическом дифрактометре ДРОН-3М, 40 kV, 25 mA, на медном излучении в области углов 2θ 5–75°. Относительное изменение степени кристалличности каменного литья оценивали по значениям плотности методом гидростатического взвешивания.

Магнитную восприимчивость (α) гранулята и каменного литья определяли на приборе ПИМВ-М.

Результаты исследований даны в таблице. Эксперименты показали, что расплав пироксенового порфирита застывает в виде стекла с редкими сферолитами пироксена-авгита (рис. 2, а), стеклогранулят имеет парамагнитные свойства. При добавке 5% хвостов обогащения хромовой руды количество сферолитов увеличивается, центры кристаллизации сферолитов образованы мелкими дендритами магнетита (рис. 2, б). Добавка 10% хромосодержащих хвостов приводит к объемной кристаллизации расплава с образованием сетки из дендритов магнетита и тонкозернистого

пироксена (рис. 2, в). Состав, содержащий 30% отходов обогащения щелочных сиенитов, вследствие повышения железистости по сравнению с составом порфирита смещается на катионной диаграмме в поле II (рис. 1). Расплав объемно кристаллизуется без введения нуклеаторов, но имеет неравномернозернистую структуру, состоящую из мелких сферолитов пироксена и тонкозернистой магнетит-пироксеновой массы между ними (рис. 2, г).

Гранулят имеет ферромагнитные свойства, что свидетельствует о выделении зародышей магнетита уже в процессе заковки расплава.

При содержании 40–50% хвостов составы находятся на границе с магнетитовым и в магнетитовом поле соответственно (рис. 1). При этом резко повышается α гранулята и наблюдается равномерная объемная кристаллизация расплава за счет образования магнетитовых центров кристаллизации (рис. 2, д, е), α каменного литя также увеличивается.

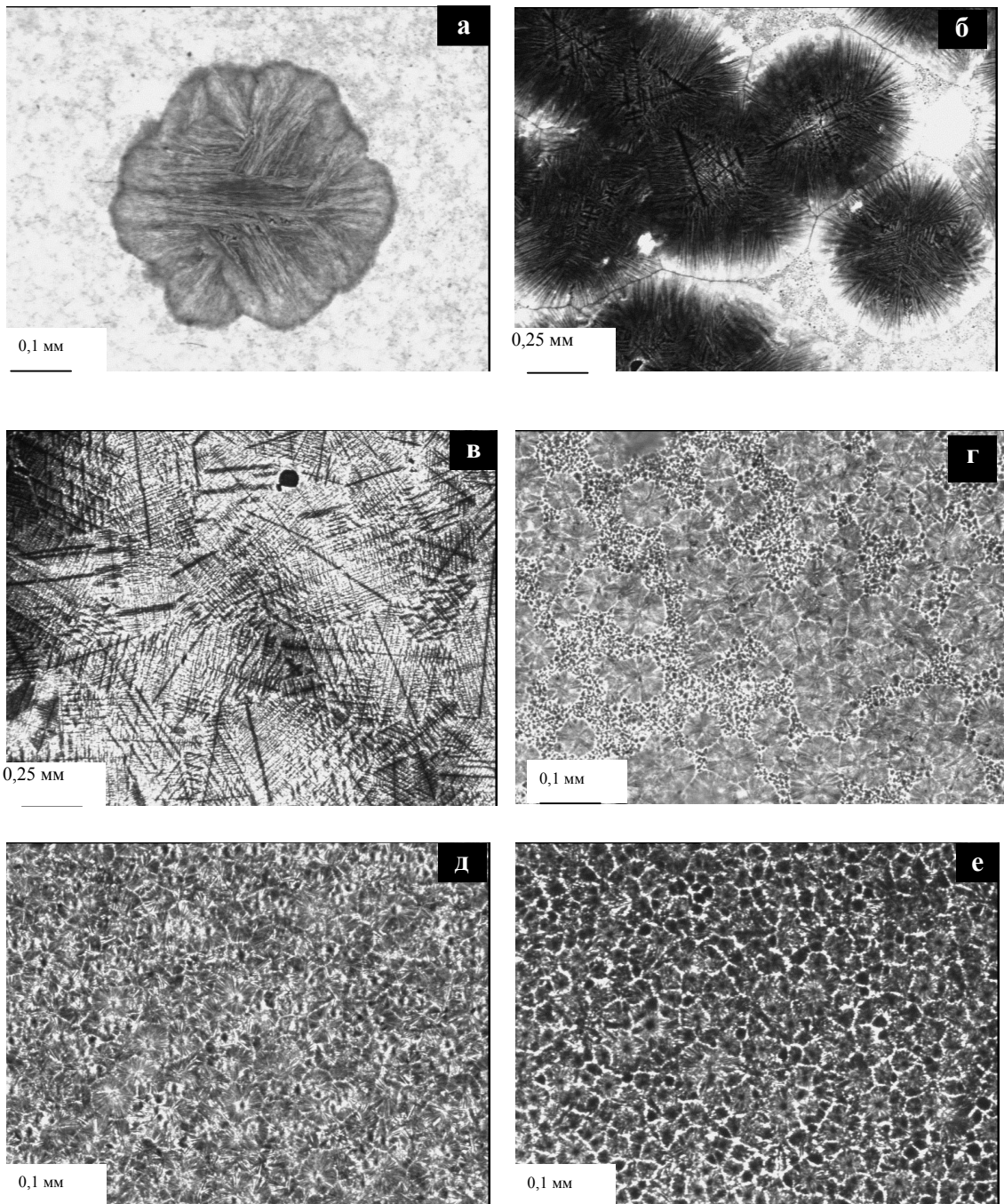


Рис. 2. Микроструктура каменного литя из сырья различного состава:

а – пироксеновый порфирит; б – порфирит + хвосты обогащения хромитовой руды (5%); в – порфирит + хвосты обогащения хромитовой руды (10%); г – порфирит (70%) + отходы обогащения щелочных сиенитов (30%); д – порфирит (60%) + отходы обогащения щелочных сиенитов (40%); е – порфирит (50%) + отходы обогащения щелочных сиенитов (50%)

Характеристика каменного литья и стеклогранулята

№ состава	Состав шихты	Каменное литье			$\alpha \cdot 10^{-3}$ стеклогранулята
		$\alpha \cdot 10^{-2}$	Плотность, кг/м ³	Микроструктура	
1	Пироксеновый порфирит	1,9	2,78	Стекло с редкими сферолитами пироксена	0,045
2	Порфирит + отходы обогащения хромита (5%)			Сферолиты пироксена с дендритами Мт в центре, в тонкозернистой Мт-Ру массе	
3	Порфирит + отходы обогащения хромита (10%)	3,6	2,85	Между дендритами Мт тонкозернистый пироксен	
4	Порфирит (70%) + отходы обогащения сиенитов (30%)	1,6	2,82	Сферолиты пироксена в тонкозернистой магнетит-пироксеновой массе	1,5
5	Состав 4 + отходы обогащения хромита (5%)	3,4	2,93	Между дендритами магнетита – тонкозернистый пироксен	
6	Порфирит (60%) + отходы обогащения сиенитов (40%)	2,6	2,86	Сферолиты пироксена с точечными кристаллами Мт в центре	8
7	Состав 6 + 5% отходов обогащения хромита	4,7	2,93	Между дендритами магнетита – тонкозернистый пироксен	
8	Порфирит (50%) + отходы обогащения сиенитов (50%)	8,4	2,94	Радиально-лучистые агрегаты пироксена с изометричными образованиями магнетита в центре. Вокруг агрегатов – каемки остаточного стекла	

Добавка 5% хромита в составы 4, 6 интенсифицирует процесс выделения магнетита, что отражается на микроструктуре (образование сетки дендритов магнетита), увеличении плотности и α материала (табл.). По данным р.ф.а. каменное литье всех изученных составов содержит остаточное стекло, что отражается в поднятии фона (гало) на дифрактограммах.

Таким образом, проведенные исследования показали, что хвосты обогащения хромовой руды являются эффективным катализатором кристаллизации петругических расплавов.

Преимуществом хромосодержащих хвостов пе-

ред хромистым железняком Саранского месторождения является малый размер зерен, что исключает необходимость помола.

Хвосты обогащения щелочных сиенитов способствуют повышению скорости объемной кристаллизации расплава пироксенового порфирита и поэтому являются перспективной добавкой при производстве средне- и мелкогабаритного каменного литья. Количество добавки должно определяться номенклатурой производимой продукции. Для подтверждения результатов лабораторных исследований необходимо проведение испытаний в заводских условиях.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АРСЕНОПИРИТОВОГО И АРСЕНОПИРИТ-СФАЛЕРИТОВОГО ГЕОТЕРМОМЕТРОВ ДЛЯ РАСЧЕТА ТЕМПЕРАТУР РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ КАРЕЛИИ

И. В. Панфилова¹, Л. В. Кулешевич²

¹ Петрозаводский государственный университет, ФТФ

² Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; kuleshev@krc.karelia.ru

Среди распространенных сульфидов лучше изучены и наиболее пригодны для целей геотермометрии арсенопирит и сфалерит. Составы этих минералов обычно фиксируют условия равновесия при образовании гидротермальных жильных месторождений, охлаждающихся относительно быстро (без наложенных ретроградных изменений), тогда как в метаморфизованных сульфидах равновесные составы не всегда могут сохраняться. Достоверность арсенопиритового геотермометра при оценке гидротермальных и метаморфизованных руд вызвала многочисленные споры и обсуждалась рядом исследователей. Мнения ученых о возможности использования этого геотермометра разделились. Исследования К. Сунбланда [1], проведенные для семи месторождений Швеции,

локализованных в каледонидах и образовавшихся в породах хлоритовой зоны зеленосланцевой фации, показали вполне приемлемые результаты: температура формирования руд составила 371 ± 45 °С (давление, при котором происходит метаморфизм, оценивалось по сфалеритовому геобарометру, а температура – по арсенопиритовому геотермометру). Полученные значения хорошо согласуются с РТ-параметрами формирования метаморфических пород, вмещающих руды. Это послужило основанием для заключения, что арсенопиритовый геотермометр и сфалеритовый геобарометр могут успешно применяться для реконструкции условий метаморфизма сульфидных руд.

Кроме этого были проведены исследования по оценке возможности применения арсенопи-

ритового геотермометра для метаморфизованных руд и гидротермальных месторождений [2]. Авторы этой работы пришли к выводу, что арсенопиритовый геотермометр можно использовать при определении температур формирования месторождений, подвергшихся метаморфизму зеленосланцевой и низкой ступени амфиболитовой фации. Однако применение его к месторождениям, локализованным в породах гранулитовой фации, дает заниженные температуры, а применение его при оценке образования гидротермальных руд — явно завышенные результаты. В первом случае, по мнению авторов, причиной расхождения послужило изменение состава арсенопирита при охлаждении (т. е. было достигнуто новое равновесное состояние, не соответствующее пику метаморфизма), а во втором случае при кристаллизации арсенопирита и сульфидов железа равновесие не было достигнуто. Поэтому при высоких давлениях следует учитывать влияние этого параметра на состав арсенопирита.

Работы С. Скотта [3], разработавшего арсенопиритовый и арсенопирит-сфалеритовый геотермометры, позволили определить температуры на месторождениях района Шелефтео (Швеция), в железорудных толщах в Австралии, серебряного жильного месторождения в Неваде. Результаты изучения полиметаллических жил на медно-порфировом месторождении в Британской Колумбии дали интервал температур 425–360 °С, вполне сопоставимый с результатами изучения флюидных включений 440–300 °С. Составы сфалерита и арсенопирита, сосуществующих с пиритом или/и пирротинном (при $P_{\text{общ.}} = 1$ кбар), автором были рассмотрены на диаграмме в координатах состав — температура. Данную диаграмму можно использовать также для установления равновесности или неравновесности составов сфалерита и арсенопирита.

Данные исследований Н. С. Бортникова [4] не позволяют согласиться с заключением З. Д. Шарпа [2] о том, что при гидротермальном минералообразовании не устанавливается равновесие состава арсенопирита с пиритом или/и пирротинном. Автором сравнивались температуры образования, полученные при использовании арсенопиритового и арсенопирит-сфалеритового геотермометров, с данными, полученными другими методами, в частности, по газовой-жидким включениям. Им было установлено, что содержание As в арсенопирите с пиритом меняется от 28 до 33,3 ат. %, а в ассоциации с пирротинном — от 30,5 до 33 ат. %. Несоответствие было обнаружено лишь при низких температурах. Для высоко- и среднетемпературных гидротермальных месторождений арсенопиритовый геотермометр был рекомендован для оценки условий формирования. В целом было установлено, что корреляция состава арсенопирита из различных парагенезисов и температур существует, полученные температуры минералообразования

были подтверждены другими методами оценки. Слабая достоверность результатов использования арсенопиритового геотермометра, устанавливаемая другими авторами, по-видимому, вызвана иными причинами. Прежде всего, недостаточная надежность этого геотермометра вытекает из его слабой экспериментальной изученности, особенно при температурах, соответствующих гидротермальному минералообразованию. С другой стороны, это обусловлено сложностью экспериментальных исследований фазовых соотношений в системе Fe-As-S из-за низких скоростей реакции с участием арсенопирита. Кроме того, одна из причин кроется в точности определения состава арсенопирита разными способами. Как показала практика применения рентгеновского и рентгеноспектрального микрозондового анализов, состав этих минералов вряд ли можно определить точнее $\pm 0,45$ ат. % As. Поскольку наклон моновариантных реакций на T-X диаграмме достаточно крутой, то неопределенность оценки по составу арсенопирита, равновесного с пиритом и пирротинном, может составлять до 50 °С. Таким образом, проведенные исследования показали, что арсенопиритовый геотермометр вполне возможно использовать для оценки минералообразования для высокотемпературных гидротермальных слабо метаморфизованных месторождений. Однако было отмечено и то, что для его успешного применения при температурах менее 400 °С необходимы дополнительные экспериментальные определения положения моновариантных равновесий. Дальнейшее совершенствование этого геотермометра, как отмечает автор, требует значительного улучшения определения химического состава арсенопирита.

В связи с неравновесностью образования арсенопирита и сфалерита в большинстве случаев, арсенопирит-сфалеритовый геотермометр признан непригодным для расчета температур. Температуры, полученные по этому геотермометру, оказались выше определенных по газовой-жидким включениям. Но, тем не менее, он может служить в целом для оценки неравновесности процесса. Использование сфалеритового геобарометра [5, 6] вообще представляется проблематичным.

Арсенопирит является достаточно распространенным минералом в разных типах рудной минерализации в архейских и протерозойских рудах Карелии. Он встречается в виде вкрапленности в колчеданных и колчеданно-полиметаллических проявлениях (Северо-Вожминское), в гнездовых и прожилковых скоплениях в зонах сурьмяно-мышьяковой минерализации (Северная Карелия), в золото-сульфидных и золото-сульфосольно-арсенидных месторождениях и проявлениях Карелии (Золотые Пороги, Южно-Костомукшское, Пякюля) и Финляндии (Корвилансуо, Осиконмяки и др.). Условия на-

чала рудообразования на этих проявлениях и месторождениях нами оцениваются по наиболее высокотемпературному минералу – арсенопириту (табл. 1). Результаты микронзондовых анализов арсенопиритов и температуры их образования определены по диаграмме из работы С. Скотта [3]. Выбор равновесных парагенезисов

арсенопирита с пиритом и/или пирротинном либо леллингом осуществлялся при просмотре аншлифов по взаимоотношениям этих минералов или по указаниям других авторов в литературе. Признаком равновесия считается отсутствие коррозии или замещений одних минералов другими.

Таблица 1
Состав арсенопиритов некоторых месторождений и проявлений Карелии и Финляндии

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
As %	43,23	44,20	43,00	44,87	45,22	43,95	44,19	44,82	45,05	43,82	46,40	47,50	47,30
S	21,34	21,10	21,20	21,06	20,81	21,59	20,40	20,47	20,20	20,97	19,00	18,90	18,20
Sb	0	0	0	0	0	0,01	0,04	0,05	0	0	1,20	1,30	0,90
Fe	34,95	33,20	31,40	33,72	33,96	33,39	32,48	33,33	32,60	32,07	33,00	32,50	33,00
Ni	0,01	0,77	2,10	0,02	0,04	0,11	0,90	0,29	0,46	2,33	0,30	0,60	1,40
Co	0,20	0,22	0,49	0	0	0,19	0,53	0,03	1,90	0	0	0,00	0
Cu	0,02	0	0	0,04	0,03	0	0	0,01	0,02	0,02	0	0	0
Сумма	99,75	99,49	98,19	99,71	100,06	99,24	98,18	99,00	100,23	99,21	99,90	100,8	100,80
As ф.ед.	0,92	0,95	0,94	0,97	0,97	0,94	0,97	0,98	0,97	0,95	1,02	1,04	1,04
S	1,07	1,06	1,08	1,06	1,05	1,08	1,04	1,04	1,02	1,06	0,98	0,97	0,94
Sb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0,02	0,01
Fe	1,00	0,96	0,92	0,97	0,98	0,96	0,95	0,97	0,94	0,93	0,98	0,96	0,97
Ni	0	0,02	0,06	0	0	0	0,03	0,01	0,01	0,06	0,01	0,02	0,04
Co	0,01	0,01	0,01	0	0	0,01	0,01	0	0,05	0	0	0	0
As мол. %	30,82	31,73	31,17	32,20	32,43	31,31	32,19	32,53	32,41	31,57	34,07	34,72	34,67
T обр.	385	420	405	440	445	410	440	450	445	410	460	490	490

Окончание табл. 1

Компонент	14	15	16	17	18	19*	20*	21*	22*	23	24	25	26
As %	46,10	46,20	45,90	47,10	45,30	41,47	42,90	46,95	47,08	43,72	43,23	43,6	44,78
S	17,80	18,30	18,40	18,40	19,10	18,85	19,17	15,35	19,52	19,77	20,48	22,25	20,05
Sb	1,70	1,40	0,80	1,30	1,20	0,1	0,10	0	0	0,015	0	0	0,01
Fe	31,90	32,80	33,40	32,60	33,60	35,64	35,30	37,01	32,95	34,57	34,73	35,45	33,87
Ni	1,20	1,20	0,90	1,30	0,80	0	0	0,21	0	0,29	0,12	0,01	0,73
Co	0	0	0	0	0	0	0	0,07	0	0,92	1,5	0,04	0,43
Cu	0	0	0	0	0	0	0	0,03	0	0	0	0	0
Сумма	98,70	99,90	99,40	100,70	100,0	96,06	97,47	99,62	99,55	99,32	100,2	100,35	99,93
As ф.ед.	1,04	1,02	1,02	1,04	0,99	1,07	1,1	1,1	1,03	0,95	0,93	0,91	0,97
S	0,94	0,95	0,95	0,95	0,98	0,94	0,98	1,01	1,0	1,01	1,03	1,09	1,01
Sb	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0,96	0,98	0,99	0,95	0,99	0,99	0,92	0,89	0,97	0,01	0	0	0,02
Ni	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0	0	0,01	0	0	0,4	0	0
Co	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
As мол. %	34,65	34,13	33,91	34,56	33,12	31,09	31,75	35,35	34,39	31,72	30,93	30,45	32,32
T обр.	485	460	450	480	410	370	415	440	470	420	390	370	450

Примечание. Карелия (1–22): 1 – Северо-Вожминское; 2–10 – Золотые Пороги; 11–18 – Степанова Ламба; 19–21 – Костомукшский карьер; 22 – Пякюля. Финляндия (23–26): 23 – Корвилансуо, 24 – Келокорпи, 25 – Кивисуо, 26 – Мууринсуо, район Иломанси (Au 0,03–0,14 %). (Микронзондовые анализы. Ссылки в тексте). * – определения выполнены на МАР, ИГ КарНЦ РАН.

Колчеданно-полиметаллические руды Северо-Вожминского проявления Восточной Карелии содержат арсенопирит в ассоциации с пиритом, пирротинном, сфалеритом, галенитом и другими более низкотемпературными минералами [7]. Пирит и арсенопирит образовались близко одновременно, между их хорошо ограниченными кристаллами нет реакционных взаимоотношений. Нерудные минералы представлены кварцем, хлоритом, турмалином. В арсенопирите содержится 30,82 ат. % As, его $T_{обр.}$ была около 385 °С. По пириту, находящемуся в парагенезисе с арсенопиритом, максимальная $T_{обр.}$ определена в 390 °С (330–390 °С) [8]. Сфалерит Северо-Вожмин-

ского проявления цементирует пирит, в том числе в брекчированных рудах, и единичные выделения арсенопирита. Он содержит 4,07–10,86 ат. % FeS (табл. 2). Условия образования этих двух минералов отчетливо неравновесны. С подобным сфалеритом должен был бы сосуществовать арсенопирит с ~29,5–30,5 ат. % As, чего не наблюдается при изучении аншлифов. Соответственно, температура их совместного образования должна была бы быть ниже 350 °С. Геобарометр к данному парагенезису не применим. Сфалериты других колчеданных месторождений отличаются более высокими содержаниями железа, на Хаутоваарском месторождении – до 14,56% FeS.

Таблица 2

Состав сфалеритов некоторых рудных объектов Карелии

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Fe %	2,36	6,23	3,90	5,88	6,70	8,32	7,65	7,02	6,7	6,15	6,88	6,52	7,19	6,05
Zn	56,45	59,72	62,8	60,51	58,10	57,17	59,02	57,39	57,2	59,75	56,03	60,14	55,16	57,27
Mn	0	0	—	—	—	0	0,38	0,09	0,06	—	—	0,31	—	—
Cu	8,51	0,09	0,85	0	0,79	0	0,076	1,29	2	—	—	—	—	—
Cd	0,22	0,16	0,22	0,11	0,53	0	0,015	1,29	2,4	0,29	0	—	1,98	1,25
Ag	0,12	0,01	—	—	—	0	0	0	—	—	—	—	—	—
S	31,83	33,26	32,8	32,61	32,80	34,29	33,14	33,3	32,4	33,59	34,81	32,68	33,1	29,7
Сумма	99,59	99,46	100,6	100,2	98,92	99,78	100,4	99,19	100,8	99,78	97,72	99,65	97,76	94,48
Fe ф.ед.	0,04	0,11	0,07	0,10	0,12	0,14	0,13	0,12	0,12	0,11	0,12	0,11	0,13	0,11
Zn	0,85	0,88	0,92	0,90	0,87	0,84	0,87	0,85	0,85	0,88	0,83	0,89	0,83	0,91
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cu	0,13	0	0,01	0	0,01	0	0	0	0,03	0	0	0	0	0
Cd	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0,02	0	0	0	0	0
Ag	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
S	0,98	1,0	0,99	0,99	1,0	1,02	1,0	1,01	0,98	1,01	1,05	0,99	1,02	0,96
FeS мол.%	4,06	10,86	6,69	10,22	11,75	14,56	13,16	12,37	11,45	10,73	12,57	11,26	13,01	10,9
N	1	1	1	1	1	13	9	7	1	1	1	2	1	1

Примечание. N – количество анализов. 1–2 – Северо-Вожминское; 3–4 – Золотые Пороги (3 – Ni–0,02 %); 5 – Рыбозеро; 6 – Хаутоваара; 7 – Ялонваара; 8 – Кивисуо, Келокорпи, Рамепуро; 9 – Лобаш; 10–11 – Нигалма; 12 – Пякюля; 13–14 – Майское (13 – Co 0,27, Se 0,06%; 14 – Co 0,18, As 0,03%). (Микрозондовые анализы. Ссылки в тексте.)

Золото-сурьмяно-мышьяковая минерализация участка Золотые Пороги в Восточной Карелии представлена арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, пирротином, бертьеритом, антимонитом, самородной сурьмой [9]. Для арсенопиритов этого участка характерно содержание As 31,17–32,53 ат. % и повышенные концентрации Co и Ni. Арсенопирит находится в парагенезисе с пиритом и содержит единичные включения проникающего по трещинкам пирротина. $T_{обр.}$ арсенопирита была около 405–450 °С. Вслед за арсенопиритом выделяются минералы, содержащие Sb. В условиях высокой концентрации серы (присутствие колчеданов) образуется тетраэдрит, привнос сурьмы сопровождается выделением бертьерита совместно с пирротином либо самородной сурьмы и антимонита. Формирование лиственитов с пиритом, сульфидов полиметаллов и золота происходит уже при снижении температуры. Появление сфалерита с содержанием Fe 6,69–10,22 ат. % в ассоциации с Sb-As минерализацией позволяет сказать, что он не равновесен с арсенопиритом и выделяется в условиях снижающейся температуры от 370 °С.

На участке Рыбозеро арсенопирит образуется совместно с пиритом, они встречаются совместно со сфалеритом и сульфосолями в первой золото-рудной залежи [10]. По $K_{гэлс}$ пирита $T_{обр.}$ раннего парагенезиса лежит в интервале 350–400 °С [8]. Сфалерит содержит 11,75 ат. % FeS. С ним при $T \leq 390$ °С должен был бы выделяться арсенопирит не менее чем с 30,8 ат. % As, но так как в данной ассоциации арсенопирит образуется раньше сфалерита, то его $T_{обр.}$ должна быть выше (микрозондовый анализ отсутствует).

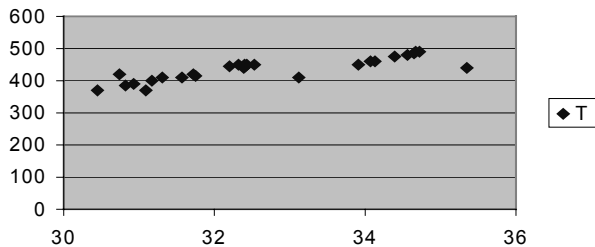
Сурьмяно-мышьяковая минерализация Северной Карелии (Винга, Еловое, Хизоваара) представлена арсенопиритом, халькопиритом, пирро-

тином, на участке Степанова Ламба развит более широкий спектр минералов, включающий леллингит, самородную сурьму, бертьерит, гудмундит, тетраэдрит, парараммельсбергит [11]. Для арсенопиритов этого проявления характерно присутствие Sb (от 0,3 до 17,7%) и зональное ее распределение – увеличение в кайме кристаллов арсенопирита. Для оценки $T_{обр.}$ использовались анализы с содержанием Sb не более 1,7%. Содержание As (в ат. %) в арсенопирите участка Степанова Ламба равно 33,12–34,72, $T = 400$ –480 °С (парагенезис с леллингитом). Условия метаморфизма на этих участках достигали амфиболитовой фации.

Золото-арсенопиритовая вкрапленная и прожилково-вкрапленная рудная минерализация Южно-Костомукшского рудопроявления содержит арсенопирит двух генераций, халькопирит, пирит и пирротин или пирротин и леллингит. Содержание As в арсенопирите составляет 31,1–31,7 и 35,5 ат. % [12]. Условия выделения арсенопирита в этих ассоциациях были определены интервалом $T = 370$ –440 °С. Температура образования кварцевых прожилков, вероятно, могла быть и выше (до 530 °С), судя по парагенезису роговой обманки и граната в околожильном ореоле.

Золото-сульфидно-кварцевые месторождения Финляндии в зеленокаменном поясе Ялонваара – Хатту – Тулос связаны с зонами расщепления и изменений в тоналитах и в их ореолах [13]. Арсенопирит месторождений Корвилансуо, Келокорпи, Кивисуо содержит от 29,9 до 34,3 ат. % As. Средние значения, рассчитанные по 2–15 анализам, для этих рудных объектов находятся в интервале 30,45–32,32 ат. % As. Соответственно, $T_{обр.}$ арсенопирита в парагенезисе с пирротинном и пирритом составляет 370–450 °С, причем более низкотемпературные арсенопириты распространены

на месторождениях Кивисуо и Келокорпи (по [13] их $T = 500\text{--}300\text{ }^{\circ}\text{C}$). Сфалериты с этих же месторождений характеризуются близкими составами и средним содержанием FeS 12,37 мол. %. На участке Ялонваара сфалериты содержат 13,16 мол. % FeS (пересчет по работе [14]). Сфалериты выделяются после арсенопирита (ниже $405\text{--}415\text{ }^{\circ}\text{C}$). Арсенопирит, равновесный с ними, судя по рис., должен был бы содержать не менее 31 ат. % As.



Зависимость температуры (Т) от содержания As (ат. %) в арсенопиритах

Для золото-полисульфидных проявлений Лехтинской структуры и месторождения Лобаш [15] характерны сфалериты в парагенезисе с пирротинном либо на участке Нигалма — с пиритом и ед-

ничными выделениями арсенопирита. Для сфалеритов этих участков установлено содержание FeS 10,73–12,57 мол. %. Так как на участке Нигалма состав арсенопирита не определен, то можно лишь предположить, что температура их совместной кристаллизации находится в интервале $410\text{--}370\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Среди протерозойских рудных объектов в свекофеннской области на территории Северного Приладожья золото-сульфо-арсенидные проявления Пякюля содержат от 31,4–36,6 и до 40,1 ат. % As, что, скорее всего, связано с неточностью анализа, превышающего ошибку в $\pm 2\%$ [16]. По наиболее точному из анализов начальная $T_{\text{обр}}$ участка Пякюля, по-видимому, была около $470\text{ }^{\circ}\text{C}$ (табл. 1). Среднее содержание FeS в сфалерите составляет 11,26 мол. %, он образуется после дисульфидов (T ниже $380\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Таким образом, проведенный анализ позволяет сказать, что наиболее низкая температура начала рудообразования, установленная по арсенопириту, равна для участка Северо-Вожминского 385, Золотые Пороги — $405\text{--}450$, Костомукша — $415\text{--}440$ (возможно, несколько выше), Винга, Степанова Ламба — $410\text{--}490$, Пякюля — до 470, для Финляндии (зеленокаменный пояс Хатту) — $390\text{--}450\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис.).

1. Sunblom K., Zachrisson E., Smieds S. A. et al. Sphalerite geobarometry and arsenopyrite geothermometry applied to metamorphosed sulfide ores in Swedish Caledonides // *Econ. Geol.* 1984. V. 79. P. 1660–1668.

2. Sharp Z. D., Essene E. J., Kelly W. C. A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure consideration and applications to natural assemblages // *Canad. Mineralogist.* 1985. V. 23. P. 517–534.

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

4. Бортников Н. С. О достоверности арсенопиритового и арсенопирит-сфалеритового геотермометров // *Геология рудных месторождений.* 1993. Т. 35, № 2. С. 177–191.

5. Hutchison M. N., Scott S. D. Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system // *Econ. Geol.* 1981. V. 76. P. 143–153.

6. Tornroos R. Sphalerite geobarometry of some metamorphosed sulphide ore deposits in Finland // *Geol. Survey of Finland. Bul.* 323. Espoo, 1982. P. 42.

7. 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.

8. Кулешевич Л. В., Белашев Б. З. Колчеданное оруденение Восточной Карелии (опыт изучения состава и электрофизических свойств пиритов) // *Геология и полезные ископаемые Карелии.* Вып. 1. Петрозаводск, 1998. С. 57–72.

9. Кулешевич Л. В. Минералогия докембрийского золоторудного месторождения Рыбозеро (Восточная Карелия) // *Записки РМО.* 2003. № 6. С. 34–44.

10. Кулешевич Л. В., Фурман В. Н., Кортаева Н. Н. Редкая сурьмяная минерализация докембрийского рудопроявления Золотые Пороги в Восточной Карелии // *Записки РМО.* 1998. № 6. С. 89–98.

11. Кулешевич Л. В., Слюсарев В. Д., Гришин А. С., Земцов В. А. Новые данные по минералогии и геохимии сурьмяно-мышьякового оруденения Северной Карелии // *Новое в минералогии Карело-Кольского региона.* Петрозаводск, 1990. С. 141–160.

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

13. *Geological development, gold mineralization and exploration methods in the Late Archean Hattu Shist belt, Pomantsi, eastern Finland.* Ed. by Pekka A. Nurmi and P. Sorjonen-Ward // *Geol. Survey of Finland. Sp. paper* 17. Espoo, 1993. 386 p.

14. Кулешевич Л. В., Тытык В. М., Кортаева Н. Н. Минералогия руд и околорудно-измененных пород золото-полиметаллического месторождения Лобаш-1 (Карелия) // *Записки РМО.* 2004. № 4. С. 39–51.

15. Иващенко В. И., Лавров О. Б. Магματοгенно-рудная (Mo, W, Cu, Au) система ялонварского вулканоплутонического комплекса архея Карелии. Петрозаводск, 1994. 128 с.

16. Иващенко В. И., Ручьев А. М., Лавров О. Б. и др. Эндогенная золоторудная система Суйстамского плутонического комплекса (Северное Приладожье) // *Геология и полезные ископаемые Карелии.* Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 127–146.

КОНКРЕЦИОННЫЕ И МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ГОРИЗОНТЫ ЛАДОЖСКОЙ СЕРИИ

А. В. Первунина

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; aelita@krc.karelia.ru

При структурно-тектоническом исследовании территории Северного Приладожья была выявлена тесная генетическая и пространственная связь ареалов калевийского вулканизма с формированием металлоносных сульфидсодержащих горизонтов хомогенных пород, в некоторых случаях содержащих алюмосиликатные и карбонатные конкреции. Палеовулканологический анализ показал, что металлоносные образования ладожской серии делятся на две группы. Одни залегают среди вулканических и туфовых накоплений либо в местах выклинивания лав – в проксимальных зонах вулканических извержений. Другие удалены от эруптивных центров на большие расстояния, т. е. находятся в дистальных зонах. Происхождение первой группы хомогенных пород, несомненно, имеет вулканогенную природу, так как подобные образования находятся в тесном парагенезисе с вулканитами. Генезис пород второй группы с достаточной достоверностью определяется как гидротермальный, поствулканический. В геологической литературе описаны такие группы пород, их относят к смешанным хомогенным вулканогенно-осадочным образованиям фации разгрузки газогидротермальных источников [1, 2]. Отмечается их оторванность во времени от вулканических извержений [3]. Подобные металлоносные образования ладожской серии изучены недостаточно и требуют дальнейших углубленных исследований.

Палеовулканологические и литологические исследования металлоносных и сульфидных горизонтов Северного Приладожья проводились на объектах, расположенных в различных метаморфических зонах. Металлоносные сульфидные горизонты проксимальных зон эруптивных центров представлены метаалевролитами, углеродистыми сланцами и аркозовыми метапесчаниками. Их метаморфическими аналогами являются сульфидизированные биотитовые, биотит-амфиболовые сланцы и кварц-полевошпатовые амфиболсодержащие гнейсы. Породы отличаются повышенным содержанием Fe, Mg и Ca, что также указывает на туфогенно-осадочный генезис. Накопление металлов происходило одновременно с затухающей вулканической деятельностью. Подобные образования представляют собой продукты фумарольно-гидросольфатарной деятельности, площади распространения которой могли значительно превышать размеры вулканического очага [2, 4]. Такие металлоносные осадки в разрезе находятся в переслаивании с лавами, туфогенными и пирокластическими образованиями, соответствующими составу излившихся пород (табл.). Сульфидная минерализация в таких горизонтах представлена пиритом, пирротинном, халькопиритом, мельниковит-пиритом, реже сфалеритом, а также ильменитом, графитом, лимонитом.

Содержание некоторых рудных элементов в металлоносных осадках ладожской серии, г/т

№ пробы	Район	Минерал	Вмещающая порода	Ni	Co	Cu	Pb
101-3	Ляскеля	Pitg	Метапесчаник	50	0,1	1	Не обн.
101-4	Ляскеля	Pir	Метапесчаник карбонатный	2	0,1	Не обн.	Не обн.
101-4	Ляскеля	Pitg	Метапесчаник карбонатный	30	5	Не обн.	Не обн.
101-5	Ляскеля	Pir	Метаалевролит	20	0,1	10	50
101-6	Ляскеля	Pir	Метаалевролит	3	0,1	3	65
101-6	Ляскеля	Pitg	Метаалевролит	50	0,3	35	1
102-8	Ляскеля	Pir	Метапесчаник	40	50	3	Не обн.
102-8	Ляскеля	Pitg	Метапесчаник	60	10	1	Не обн.
1828-3	Ляскеля	Ilm	Метаалевролит	2	10	20	Не обн.
1828-3	Ляскеля	Pir	Метаалевролит	1	0,8	Не обн.	Не обн.
2196-1	Пялкъярви	Pitg	Метаалевролит	30	5	1400	Не обн.
2199-1	Пялкъярви	Ilm	Амфиболовый сл.	30	4	50	Не обн.
2203-2	Пялкъярви	Pir	Биотитовый сланец	5	2	15	350
2203-3	Пялкъярви	Pir	Биотитовый сланец	Не обн.	5	35	Не обн.
2203-3	Пялкъярви	Pitg	Амфиболовый сланец	50	7	20	15
2203-3	Пялкъярви	Ti	Амфиболовый сланец	Не обн.	Не обн.	50	Не обн.
2223-1	Вяртсиля	Pitg	Кварцевый метапесчаник	50	10	250	Не обн.
2224-1	Вяртсиля	Pitg	Метаалевролит	8	10	40	Не обн.
2225-1	Вяртсиля	Mrk	Биотит-гранатовый метапесчаник	30	10	30	Не обн.
2225-1	Вяртсиля	Pitg	Биотит-гранатовый метапесчаник	10	6	20	Не обн.
95-5	Вуориниеми	Pitg	Биотит-амф. гнейс	50	3	3	15

Примечание. Результаты локального лазерно-спектрального анализа получены на масс-спектрометре ELAN 6100 DRC с индуктивно-связанной плазмой методом ICP MS в аналитическом центре ИМГРЭ, 1998 г. Принятые в таблице сокращения: Pitg – пирротин, Pir – пирит; Mrk – марказит; Ilm – ильменит; Ti – титанит.

Металлоносные осадочные образования ладожской серии с бедной сульфидной вкрапленностью встречаются на позднепалеозойском стратиграфическом уровне среди ритмичнослоистых толщ метаалевролитов и метапесчаников. Эти горизонты ассоциируют с уровнем развития известково-кремнистых конкреций. Рудные концентрации образовались в стадию поствулканической гидротермально-эксплуатационной деятельности, при рассмотрении которой следует отметить ее влияние на процессы седиментогенеза. Прежде всего, отмечается периодичность действия гидротермальных источников, которая выражается в ритмичном напластовании различных по составу осадочных пород. Редкая рассеянная рудная минерализация представлена пиритом и пирротинном. Для рассматриваемого типа поствулканических образований характерны ассоциирующие с ними байиты [2], метаморфическими аналогами которых являются горизонты карбонатно-кремнистых конкреций (рис. 1). К этому классу относятся образования, которые формируются преимущественно на последнем этапе вулканической активности восходящими фумаролами и гидротермами, но не на земной поверхности, а внутри толщи осадков.

Конкреции ладожской серии представлены округлыми или овальными стяжениями диаметром до 5 см, вытянутыми параллельно напластованию и будинированными тонкими линзами карбонатных прослоев. Химический состав карбонатно-кремнистых конкреций однообразен. Характерны довольно умеренные содержания SiO_2 — от 50 до 65%, высокие концентрации Al_2O_3 — более 12% и CaO — около 10%.

Рудные концентрации осадочных толщ ладожской серии, содержащих конкреции, генетически и пространственно связаны как с вулканогенно-осадочными, так и с вулканогенными отложениями. Рудные минералы метаосадочных толщ в сульфид-

ной форме образуют вкрапленные, прожилково-вкрапленные и прожилковые текстуры и структуры (рис. 2). Содержание сульфидов в слоях достигает 20%. В целом в изученных образцах отмечается повышенное содержание TiO_2 (до 1,0%), Fe_2O_3 (до 12%), а также Cu , Zn и Pb (см. табл. и рис. 3). Хемогенные метаосадочные образования отличаются по геохимии. В метапесчаниках выше концентрация Yb , Sr , Zr , Co , Na и Al , в метаалевролитах — Mg , Ni , V , Cr , Cs , Zn , Mn , Nb и K . В возгонах фумарольной стадии отмечаются повышенные концентрации Li , Ba , Sr , Sn , Ag , Zn , Co , Ni , Cu , V и Mo , содержание которых выше, чем в сингенетических им лавовых образованиях.

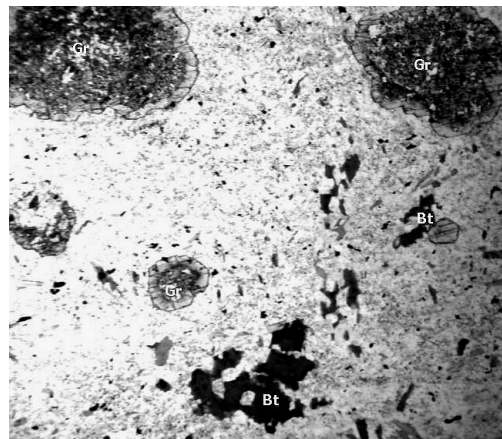


Рис. 1. Гранат-биотитовый метапсаммит из карбонатно-кремнистой конкреции

Пос. Реускула. В однородной мелкозернистой основной массе, состоящей из эпидота и кварца, наблюдаются порфиробласты зонального граната и ксенобласты биотита. В породе присутствует тонкая рассеянная вкрапленность пирита. Структура породы порфиробластовая, структура основной массы — blastosammitовая. Без анализатора. Ув. 100×

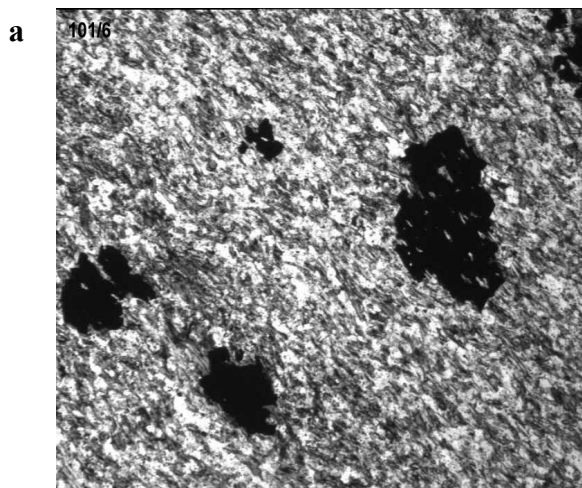
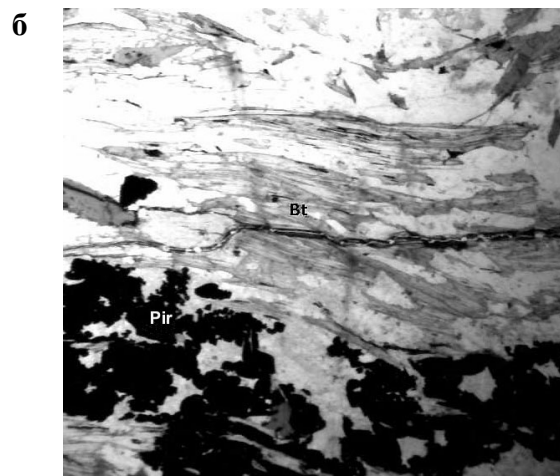


Рис. 2. а. Сульфидизированный метапсаммит

Пос. Ляскеля. На фоне мелкозернистой основной массы, сложенной кварцем, биотитом и полевым шпатом, наблюдаются изометричные зерна пирита, образующие рассеянную вкрапленность. Структура blastosammitовая. Николи ||. Ув. 100×



б. Сульфидизированный биотитовый плагиогнейс

О. Корвутсари. Чередование прослоев различного минерального состава обуславливает полосчатость породы. Биотит-плагиоклаз-кварцевые полосы перемежаются с полосами тонких сегрегационных сростаний пирита. Лепидобласты биотита ориентированы параллельно гнейсовидности. Структура гранонематобластовая. Без анализатора. Ув. 100×

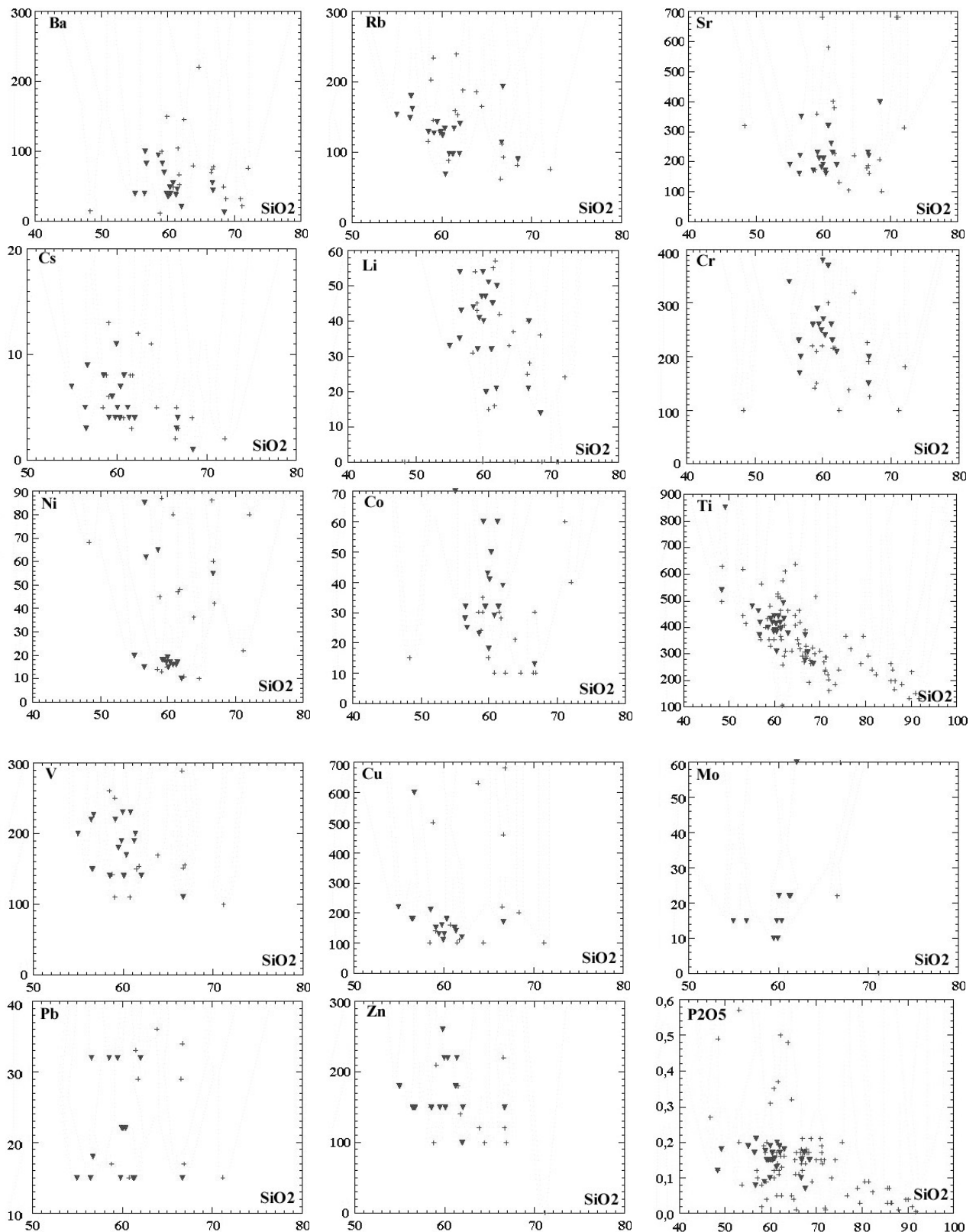


Рис. 3. Диаграммы распределения переходных металлов и некоторых рассеянных элементов в калевийских металлонесных образованиях (в г/т)

+ 1 ▼ 2

1 — металлонесные осадки дистальных зон, 2 — металлонесные осадки проксимальных зон эруптивных центров калевия

Подаваемые гидротермами вещества мобилизовались не только в виде рассеянной вкрапленности и прожилков, но и в форме линз и тонких прослоев, располагающихся согласно общему напластованию. Первоначально рудные концентрации избирательно приурочивались к определенным пластам рыхлых, более пористых осадков. Часть гидротермальных растворов достигала поверхности, в результате чего формировались известково-кремнистые конкреции. На стадии ослабления гидротермальной деятельности по мере снижения активности водного режима седиментации, возможно, формировались алюмосиликатные конкреции, которые фиксируются на более позднем верхнепелляярвинском временном уровне калевия.

1. *Белевцев Я. Н.* Металлогения докембрия и метаморфогенное рудообразование. Киев, 1990. 396 с.

2. *Ботвинкина Л. Н.* Генетические типы отложений областей активного вулканизма // Тр. Геол. ин-та. Вып. 263. М., 1974. 318 с.

В условиях зонального метаморфизма наблюдается перераспределение отдельных рудных элементов внутри породы. Это выражается в перекристаллизации рудных минералов с образованием пирита и халькопирита второй генерации. В результате метаморфических преобразований выносятся V и привносятся Rb, остальные элементы устойчивы.

В результате палеовулканологического и геохимического анализа установлено, что исследуемые породы принадлежат к эффузивно-терригенной формации [3]. Помимо лав и туфов, в составе формации заметную роль играют песчаники и глины терригенного происхождения, обогащенные туфовым материалом, которые образуются в условиях мелководных континентальных бассейнов [5].

3. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., 1963. 534 с.

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

5. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники. 2-е изд., перераб. и доп. М., 1989. 382 с.

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ И ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ЛАМПРОИТЫ КОСТОМУКШСКОГО РАЙОНА

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

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; gorkovet@krc.karelia.ru

На Костомукшском месторождении, к западу от него и на месторождении Корпанга развиты многочисленные маломощные (0,15–4,0 м) дайки различных лампроитов. Они приурочены к субмеридиональным тектоническим зонам. Преимущественное простирание даек северо-восток 5–15°, падение субвертикальное. Дайки секут все осадочные, вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы верхнего лопия. Абсолютный возраст магнезиальных лампроитов, определенный изохронным Rb-Sr и Sm-Nd методами, составляет 1230 ± 5 млн лет [1].

Проведенные исследования позволяют впервые разделить лампроиты Костомукши на магнезиальные и железистые (рис. 1). Магнезиальные лампроиты с разной степенью детальности охарактеризованы в публикациях [1–8], поэтому их описание дается в обобщенном виде с учетом опубликованных материалов, а в таблице приведены пределы колебаний содержания химических компонентов в них.

Магнезиальные лампроиты представляют собой мелкозернистые, реже тонкозернистые массивные породы темно-серого до коричневого цвета. Структура их порфиристая. Фенокристаллы сложены оливином, флогопитом, реже лей-

цитом. Структура основной массы микролитовая, гипидиоморфнозернистая, интерсертальная. Постоянно присутствует девитрифицированное стекло в количестве 10–20% от объема породы. Основные породообразующие минералы: оливин, диопсид, ромбический пироксен, флогопит, лейцит и продукты его замещения, редко калиевый щелочной амфибол (К-рихтерит) и калиевый полевой шпат (ортоклаз). Акцессорные минералы: хромит, рутил, ильменит, перовскит, монацит, титанит, циркон, апатит, сульфиды. Вторичные минералы: хлорит, серпентин, тальк, карбонат. По соотношению основных породообразующих минералов выделяются ультраосновные – существенно оливиновые, диопсид-оливиновые и оливин-диопсид-флогопитовые; основные – лейцит-оливин-диопсид-флогопитовые и салические – существенно лейцитовые лампроиты.

Железистые лампроиты представлены титаномагнетит-биотит-амфиболовыми и силикатно-карбонатными породами.

Титаномагнетитовые биотит-тремолитовые (апопироксенитовые) породы с первичномагматическим карбонатом представляют собой мелкозернистые массивные породы темно-серого цвета.

Химический состав разновидностей лампроитов Костомукши

	Магнезиальные	Железистые					
	34 ан.	7	C478-16	419	1к-14	C509-2	C494-16
SiO ₂	36,79–48,05	37,16	42,28	42,56	43,73	44,30	45,54
TiO ₂	1,92–4,12	0,70	2,86	3,55	1,81	2,34	1,74
Al ₂ O ₃	4,28–8,40	5,74	4,98	6,67	8,30	6,89	10,93
Fe ₂ O ₃	7,37–11,86	12,46	3,26	3,79	2,73	1,59	1,00
FeO		13,30	19,97	11,35	9,63	17,00	13,93
MnO	0,07–0,30	0,22	0,19	0,175	0,27	0,219	0,134
MgO	12,53–28,51	15,16	11,91	16,56	13,33	13,21	9,14
CaO	3,01–9,43	4,51	4,98	9,15	7,36	6,55	4,00
Na ₂ O	0–1,2	0,50	0,08	0,36	2,50	0,17	0,10
K ₂ O	1,55–7,10	2,27	2,82	0,99	2,43	3,84	6,65
H ₂ O	0,24–5,08		0,10	0,12	0,58	0,19	0,21
ппп	1,92–9,96	7,88	5,51	3,64	6,31	2,66	4,51
P ₂ O ₅	0,51–2,67	0,44	0,47	0,56		0,74	1,18
Cr ₂ O ₃	0,044–0,267		0,070	0,115		0,078	0,038
V ₂ O ₅	0,005–0,036		0,036	0,040		0,042	0,037
CoO	0,005–0,014		0,006	0,008		0,004	0,004
NiO	0,048–0,230		0,095	0,075		0,072	0,023
CuO			0,002	0,014			0,0005
ZnO			0,013	0,022		0,012	0,014
Li ₂ O			0,0098	0,0090		0,0097	0,0157
Rb ₂ O	0,0064–0,0252		0,0144	0,0035		0,0220	0,0387
Cs ₂ O	0,00005–0,0004		0,0035	0,0008		0,0014	0,0051
Сумма		100,30	99,61	99,74	99,68	99,94	99,83
Ba	0,108–0,55		0,155			0,053	
Sr	0,03–0,206					0,011	

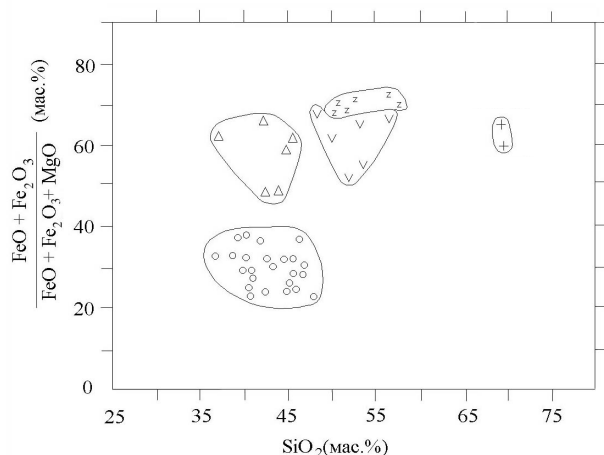


Рис. 1. Диаграмма $\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} - SiO_2$

для щелочных и субщелочных пород Костомукши

Показаны фигуративные точки составов магнезиальных (o) и железистых (Δ) лампроитов; калиевых (v) и натриевых (z) керсантитов, а также натриевых трахириодацитов (+)

Структура их реликтовая панидиоморфнозернистая, нематобластовая. В шлифах наблюдается микропятнистая текстура – чередование меланократовых участков, обогащенных биотитом, с лейкократовыми, главным образом сложенными или тремолитом, или карбонатом. Основные породообразующие минералы: тремолит, биотит, титаномагнетит, карбонат. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сульфиды. Мелкие неправильной формы зерна титаномагнетита образуют тесные сростания с биотитом, амфиболом и карбонатом. Тремолит псевдоморфно замещает удлиненно-

короткопризматические зерна клинопироксена. По-видимому, биотит-амфиболовые породы образовались в результате аутометаморфизма биотитового пироксенита.

Кварц-биотит-титаномагнетит-амфибол-карбонатные (силикатно-карбонатные) породы участками содержат кальцит до 50%. Это массивные серого цвета разномасштабные породы, имеющие «микроблочное» строение. Одни участки неправильной формы сложены крупнозернистым полисинтетически сдвойникованным кальцитом с многочисленными тонкими включениями титаномагнетита, другие сложены тонкоигольчатым агрегатом амфибола в тесном сростании с титаномагнетитом и карбонатом, а третьи представлены тесными микрографическими сростаниями кварца с титаномагнетитом, карбонатом и амфиболом. Силикатно-карбонатные породы образуют прожилки и гнезда в высокожелезистых титаномагнетит-биотит-тремолитовых породах с карбонатом.

Петрохимические особенности пород лампроитового комплекса отражены в таблице химического состава пород и на диаграммах (рис. 1–5).

На петрохимической диаграмме CaO+Na₂O+K₂O – SiO₂+Al₂O₃ (рис. 2) фигуративные точки магнезиальных лампроитов Костомукши расположены, в основном, в поле лампроитов и лишь единичные точки находятся в пограничной зоне с полем камафугитов и в зоне частичного перекрытия поля лампроитов с полем кимберлитов второй группы (слюдными). Из 34 фигуративных точек ни одна не расположена в поле типичных кимберлитов на диаграммах CaO+Na₂O+K₂O – SiO₂+Al₂O₃ (рис. 2) и Al₂O₃ – MFT (рис. 3). В то же время фигуративные точки магнезиальных лампроитов

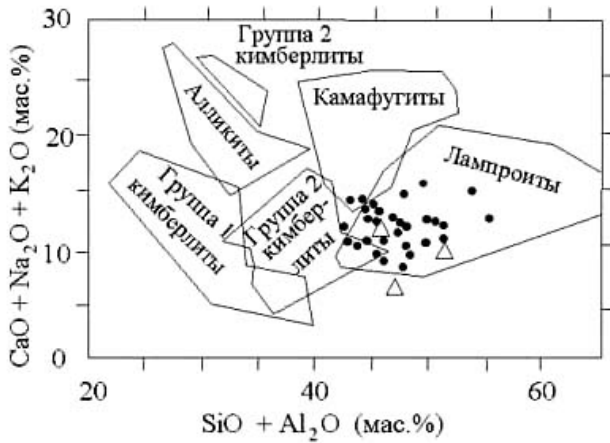


Рис. 2. Диаграмма $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ для пород ультракалевой серии

Диаграмма показывает поля кимберлитов 1 и 2 группы, лампроитов, камафугитов и алликитов, а также положение на графике мелноитовых кимберлитов (треугольники) и лампроитов Костомукши (точки)

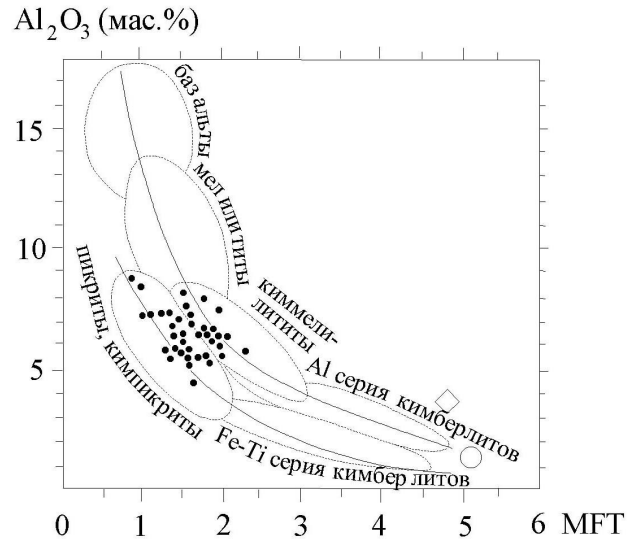


Рис. 3. Диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MFT}$ ($\text{MgO}/\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{TiO}_2$) для пород ультракалевой серии

Линиями показаны Al и Fe-Ti серии вулканических пород, а также «примитивная мантия» (ромб), «деплетированная мантия» (круг) и лампроиты Костомукши (точки)

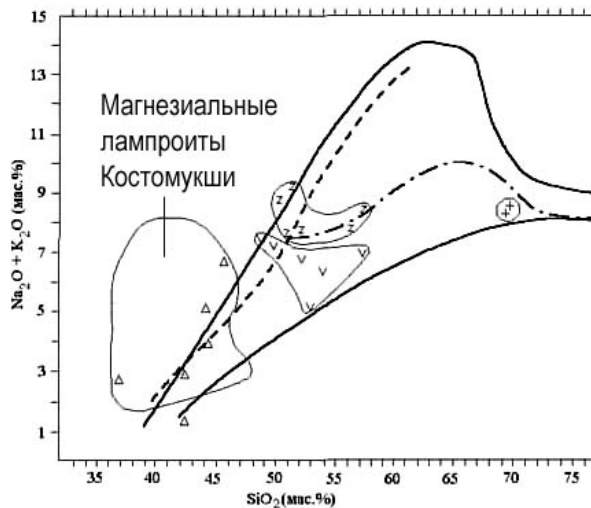


Рис. 4. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ для щелочных и субщелочных пород Костомукши

Здесь и на рис. 5 показаны фигуративные точки составов железистых лампроитов (Δ), калиевых (∇) и натриевых (z) керсантитов, натриевых трахириодацитов ($+$), а также поле магнезиальных лампроитов Костомукши

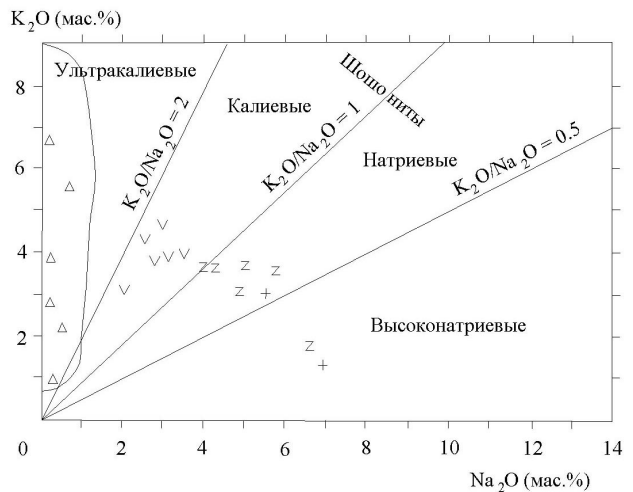


Рис. 5. Диаграмма $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ для щелочных и субщелочных пород Костомукши

Усл. обозн. см. на рис. 4

Костомукши пространственно частично совмещены с таковыми мелноитовых кимберлитов, содержащих меллитит, на рис. 2 и в их поле на рис. 3. Это означает, что среди изучаемых лампроитов имеются разности, содержащие меллитит и без него. На диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MFT}$ (рис. 3) четко выделяются две петрохимические серии магнезиальных лампроитов Костомукши – глиноземистая и железо-титанистая с постепенными переходами между ними. Кроме того, по петрохимическим особенностям (диаграм-

ма $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$, рис. 1) внутри лампроитового комплекса нами впервые выделяются два эволюционных ряда: 1 – магнезиальный (существенно оливиновые – существенно лейцитовые разности) и 2 – железистый (титаномагнетит-биотит-амфиболовые – силикатно-карбонатные породы), имеющие различный петрохимический (табл.) и минеральный состав.

Породы магнезиального ряда сформировались в результате кристаллизационной и фракционной

дифференциации лампроитовой магмы. Конечными членами этого ряда являются существенно лейцитовые разности. На поздних этапах лампроитового магматизма предположительно в промежуточных камерах произошло ликвационное разделение лампроитового расплава на магниезиальный и высокожелезистый, обогащенный кальцием и флюидами (CO_2 , H_2O). Конечными членами эволюции последнего являются силикатно-карбонатные породы и калиевые карбонатиты. На петрохимических диаграммах $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (рис. 4) и $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ (рис. 5) породы железистого ряда ($F = 47,8-71,0$) расположены внутри поля

магнезиальных ($F = 23,8-37,7$) лампроитов, а на диаграмме $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$, (рис. 1) они образуют два четко обособленных поля.

Интенсивный дайковый лампроитовый магматизм в рифее в районе Костомукши проявился в обстановке континентального внутриплитного рифтогенного геодинамического режима в условиях растяжения в кратонизированной архейской земной коре, что обусловило возникновение многочисленных глубинных расколов и полостей, играющих роль магмовыводящих каналов для калиевых щелочных магматических расплавов.

1. *Беляцкий Б. В., Никитина Л. П., Савва Е. В., Левский Л. К.* Изотопные характеристики лампроитовых даек восточной части Балтийского щита // *Геохимия*. 1997. № 6. С. 658–662.

2. *Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белоусов Е. Ф. и др.* Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск, 1981. 141 с.

3. *Проскураков В. В., Увадьев Л. И., Журавлев и др.* Щелочные калиевые породы района Костомукшского железорудного месторождения (Западная Карелия) // *Доклады АН СССР*. 1989. Т. 307, № 6. С. 1357–1460.

4. *Проскураков В. В., Увадьев Л. И., Воинова О. А.* Лампроиты Карело-Кольского региона // *Доклады АН СССР*. 1990. Т. 314, № 4. С. 940–943.

5. *Проскураков В. В., Увадьев Л. И.* Лампроиты вос-

точной части Балтийского щита // *Изв. АН СССР, сер. геол.* 1992. № 8. С. 65–75.

6. *Орлова М. П., Шаденков Е. М.* Лампроиты Костомукши (Юго-Западная Карелия) // *Зап. ВМО*. 1992. № 6. С. 33–43.

7. *Никитина Л. П., Левский Л. К., Лохов К. И. и др.* Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // *Петрология*. 1999. Т. 7, № 3. С. 252–275.

8. *Путинцева Е. В., Ульянов А. Г.* Камафугиты (и кимберлиты группы II) – представители семейства калиевых ультрамафитов Костомукшского дайкового поля // *Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Материалы междунар. конф.* Петрозаводск, 1999. С. 116–117.

ПОСТЛОПИЙСКИЕ ДАЙКИ СУБЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КОСТОМУКШСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

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

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; gorkovet@krc.karelia.ru

В кратонизированной архейской земной коре Костомукшской гранит-зеленокаменной структуры, на Западных объектах (рис. 1), были выявлены не отмеченные ранее в публикациях и отчетах маломощные (0,10–1,5 м) дайки калиевых и натриевых лампрофиров и трахириодацитов. Они приурочены к тем же тектоническим зонам, что и дайки лампроитов, и имеют такие же элементы залегания. Лампрофиры не несут следов регионально-метаморфизма, и их тела не участвуют в складчатости. Налицо имеется пространственная, структурно-тектоническая и временная близость формирования даек лампрофиров и лампроитов. Их непосредственные взаимоотношения на настоящее время не наблюдались.

Лампрофиры Костомукши, относящиеся к калиевой и натриевой сериям (рис. 2), имеют один и тот же минеральный состав. Различны лишь их количественные соотношения. Поэтому ниже приводится их общая петрографическая характеристика. Это мелкозернистые, реже тонкозерни-

стые массивные породы серого цвета. Для них характерны полнокристаллическая, панидиоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, порфировая, гломеропорфировая и аллотриоморфнозернистая в тонкозернистых разностях структуры. Фенокристы сложены или отдельными крупными таблицами биотита, или их скоплениями размером до 1–2 мм. Текстура массивная, мелкопятнистая. Последняя обусловлена развитием лейкократовых эллипсоидальной формы обособлений размером до 2×4 мм кварц-карбонат-плаггиоклазового и плаггиоклаз-карбонатного состава в основной более меланократовой, обогащенной биотитом массе. Основные породообразующие минералы: биотит, плаггиоклаз (альбит-олигоклаз, реже андезин), карбонат, кварц, несдвигиванный ортоклаз (?). В калиевых разностях в больших количествах содержится биотит, в натриевых – кислый плаггиоклаз. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, рудный, редко зеленый турмалин. Карбонат в этих породах предположительно первич-

номагматический. По минеральному составу охарактеризованные лампрофиры относятся к керсантитам – слюдяным (биотитовым) лампрофирам, в которых содержание плагиоклаза значительно выше содержания калиевого полевого шпата.

рам, в которых содержание плагиоклаза значительно выше содержания калиевого полевого шпата.

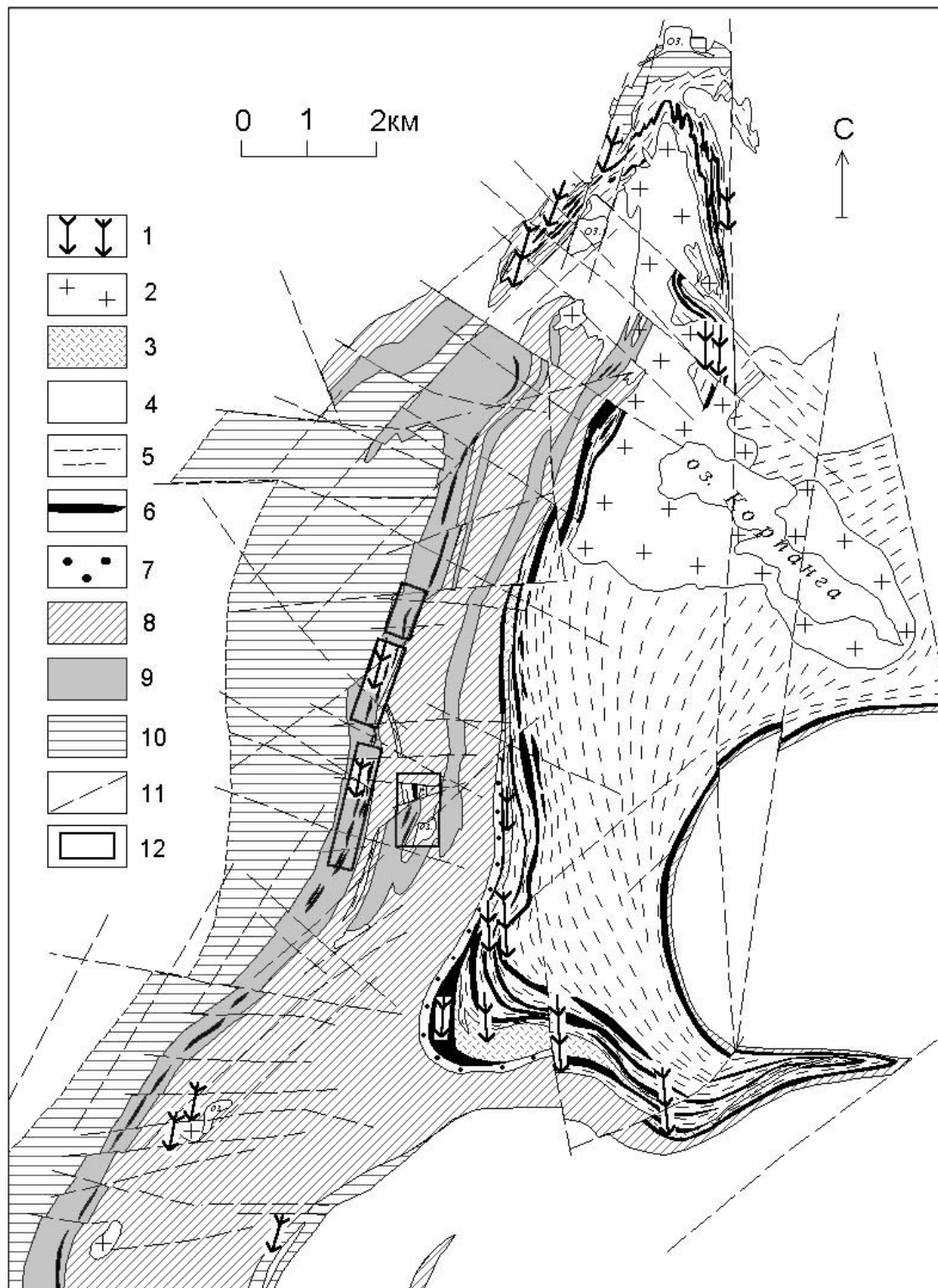


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Костомукшского железорудного района (В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская, 2003 г.):

1 – дайковый комплекс щелочных и субщелочных пород; 2 – плагио-микроклиновые и микроклиновые граниты; 3 – риодациты (геллефлинты); 4 – гнейсо-граниты; 5–7 – гимельская серия: 5 – биотит-полевошпат-кварцевые, кварц-биотитовые, гранат-кварц-биотитовые сланцы; 6 – железистые кварциты; 7 – полимиктовые конгломераты; 8–9 – контокская серия: 8 – базальты и коматииты рувинваарской свиты; 9 – риодациты (туфы, туффиты) шурловаарской свиты; 10 – базальты ниemiaрвинской свиты; 11 – тектонические нарушения; 12 – Западные объекты

Натриевые трахириодациты – это тонкозернистые массивные породы светло-серого цвета. Структура их микропорфировая, основной массы – микрогранобластовая. Порфиновые включения представлены альбит-олигоклазом, реже кварцем. Основная масса преимущественно сложена альбит-олигоклазом и кварцем. В небольших количествах присутствуют биотит, серицит, хлорит, карбонат. Акцессорные минералы: магнетит, сульфиды, апатит, сфен. Субвертикальные дайки трахириодацитов мощностью

0,5–1,5 м секут все осадочные и вулканогенно-осадочные образования контоксской и гимольской серий, а также пластово-секущее интрузивное тело геллефлинта.

Петрохимические особенности пород лампрофирового комплекса отражены в таблице химического состава пород и на диаграммах (рис. 2–4).

Фигуративные точки пород лампрофирового комплекса на всех диаграммах (рис. 2–4) располагаются четко обособленно от пород лампроитового комплекса.

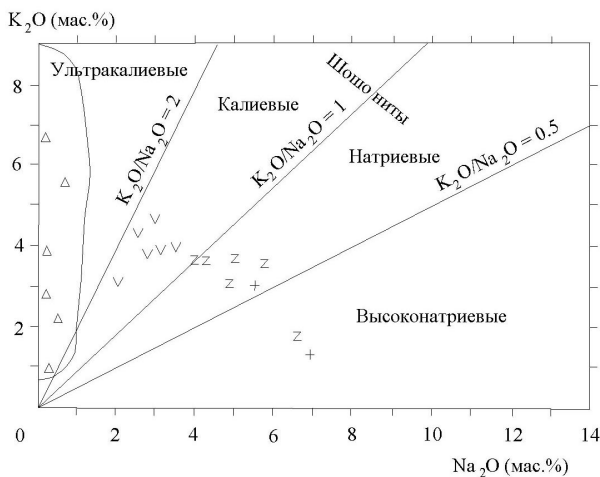


Рис. 2. Диаграмма $K_2O - Na_2O$ для щелочных и субщелочных пород Костомукши

Показаны фигуративные точки составов железистых лампроитов (Δ), калиевых (∇) и натриевых (z) керсантитов, натриевых трахириодацитов (+), а также поле магнезиальных лампроитов Костомукши

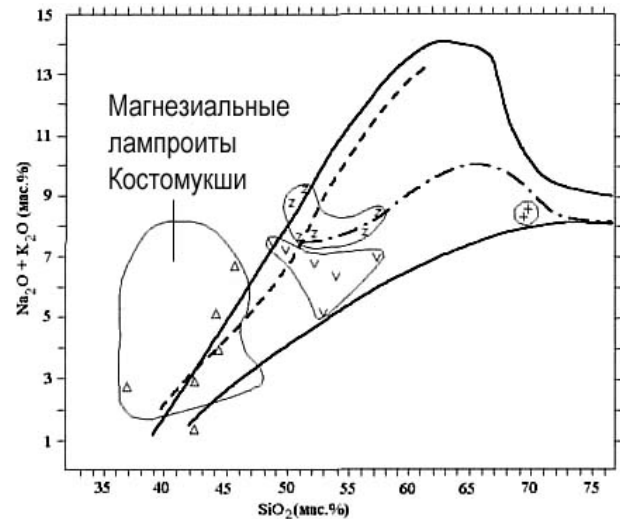


Рис. 3. Диаграмма $Na_2O + K_2O - SiO_2$ для щелочных и субщелочных пород Костомукши

Показаны фигуративные точки составов железистых лампроитов (Δ), калиевых (∇) и натриевых (z) керсантитов, натриевых трахириодацитов (+), а также поле магнезиальных лампроитов Костомукши

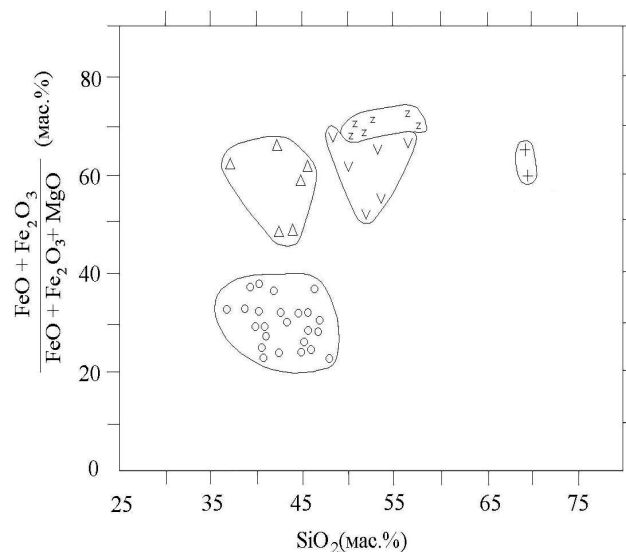
Химический состав разновидностей лампрофиров и трахириодацитов Костомукши

	Калиевые						Натриевые							
	C472-7	C472-9	C478-3	C488-14	C505-16	C490-2	C494-8	C494-11	C497-10	C497-16	C472-10	C499-3	C505-35	C510-8
SiO ₂	53,90	49,48	53,00	52,20	48,76	57,13	50,94	50,32	51,54	52,28	56,40	57,50	69,40	69,84
TiO ₂	0,67	0,76	0,66	0,72	0,77	0,55	0,69	0,74	0,74	0,77	1,06	0,51	0,20	0,24
Al ₂ O ₃	11,54	13,34	11,89	11,61	17,10	16,71	15,90	14,79	17,34	16,79	15,60	16,96	15,06	15,56
Fe ₂ O ₃	1,72	2,00	2,83	1,75	2,07	1,14	1,08	1,40	1,15	1,86	2,00	0,50	0,33	0,23
FeO	5,85	7,43	7,47	5,49	7,18	4,73	7,25	7,61	7,18	7,42	8,00	5,39	1,80	1,80
MnO	0,13	0,11	0,36	0,134	0,176	0,101	0,121	0,14	0,073	0,085	0,057	0,073	0,022	0,013
MgO	6,40	5,67	5,35	6,94	4,15	2,69	3,56	4,21	3,79	3,69	3,64	2,66	1,13	1,38
CaO	6,35	6,50	5,70	6,96	6,19	5,04	6,81	5,72	4,56	4,84	2,31	4,56	1,99	1,21
Na ₂ O	2,70	3,44	2,00	2,50	2,95	3,18	3,98	5,06	5,68	4,16	4,78	6,68	6,95	5,54
K ₂ O	3,71	3,98	3,14	4,29	4,61	3,89	3,64	3,75	3,68	3,67	3,12	1,86	1,40	3,05
H ₂ O	0,09	0,10	0,32	0,12	0,16	0,12	0,17	0,10	0,16	0,20	0,15	0,11	0,08	0,02
ппп	6,11	5,93	6,23	6,40	5,35	3,35	5,08	5,40	3,84	3,37	1,80	2,41	1,66	0,54
P ₂ O ₅	0,48	0,53	0,2	0,48	0,34	0,31	0,35	0,35	0,36	0,34	0,60	0,34	0,06	0,07
Cr ₂ O ₃	0,044	0,050	0,070	0,049	0,008	0,005	0,005	0,004	0,004	0,006	0,062	0,003	0,006	0,005
V ₂ O ₅	0,025	0,026	0,036	0,024	0,026	0,014	0,036	0,036	0,030	0,032	0,035	0,018	0,006	0,010
CoO	0,004	0,004	0,003	0,006	0,005	0,005	0,004	0,003	0,003	0,003	0,005	0,002	0,001	0,001
NiO	0,015	0,016	0,009	0,011	0,003	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,015	0,003	0,004	0,004
CuO	0,002	0,002	0,002	0,0007	0,002	0,003	0,0005	0,0005			0,011	0,008	0,001	0,015
ZnO	0,011	0,011	0,012	0,011	0,018	0,011	0,012	0,007	0,008	0,008	0,011	0,008	0,004	0,005
Li ₂ O	0,0089	0,0092	0,0066	0,0124	0,0118	0,0089	0,0082	0,0013	0,0110	0,0116	0,0072	0,0063	0,0018	0,0047
Rb ₂ O	0,0146	0,0165	0,0114	0,0271	0,0162	0,0117	0,0183	0,0191	0,0170	0,0204	0,0139	0,0070	0,0029	0,0093
Cs ₂ O	0,0009	0,0013	0,0008	0,0015	0,0006	0,0004	0,0014	0,0022	0,0013	0,0025	0,0012	0,0003	0,0001	0,0003
Сумма	99,72	99,64	99,54	99,81	99,89	99,77	99,66	99,67	100,07	99,59	99,61	99,61	100,11	99,55
Ba	0,18	0,22	0,20	0,071	0,18	0,11			0,19	0,098	0,095	0,079	0,076	0,061
Sr									0,065	0,065		0,068	0,042	0,039

Рис. 4. Диаграмма $\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} - SiO_2$

для щелочных и субщелочных пород Костомукши

Показаны фигуративные точки составов магнезиальных (0) и железистых (Δ) лампроитов; калиевых (v) и натриевых (z) керсантитов, а также натриевых трахириодацитов (+)



По положению на классификационной диаграмме $Na_2O + K_2O - SiO_2$ (рис. 3) породы лампрофирового комплекса Костомукши относятся к субщелочному ряду. По величине отношения окиси калия к окиси натрия они разделяются на две петрохимические серии: калиевую ($K_2O/Na_2O > 1$) и натриевую ($K_2O/Na_2O < 1$) (рис. 2). Переходы между этими сериями постепенные. По содержанию SiO_2 среди них по номенклатуре субщелочных вулканических пород выделяются следующие виды горных пород: шошониты и трахибазальты ($SiO_2 = 48,76-53,0\%$), трахиандезитобазальты ($SiO_2 = 53-57,5\%$), трахириодациты ($SiO_2 = 69,4-69,84\%$). По номенклатуре лампрофиров породы этого комплекса с содержанием $SiO_2 = 48-57\%$ являются керсантитами – слюдяными (биотитовыми) лампрофирами, в которых плагиоклаз значительно преобладает над калиевым полевым шпатом. На диаграммах $Na_2O + K_2O - SiO_2$ (рис. 3), $(FeO + Fe_2O_3)/(FeO + Fe_2O_3 + MgO) - SiO_2$ (рис. 4), $K_2O - Na_2O$ (рис. 2) при практически одинаковых содержаниях кремнезема (табл.) от калиевых пород к натриевым происходит существенное увеличение суммы щелочей ($K_2O + Na_2O$ от 5,14 до 9,26%), общей железистости (F от 51,10 до 73,3%) и содержания натрия (Na_2O от 2,0 до 5,68%) на фоне незначительного понижения содержания K_2O (в калиевых разностях 3,14–4,61%, в натриевых – 3,12–3,75%). При этом содержания TiO_2 , Al_2O_3 , FeO и Fe_2O_3 остались примерно на том же уровне. Несколько уменьшилось содержание MgO, CaO, MgO (табл.). Таким образом, на этом этапе эволюция магматического расплава происходила при одинаковом содержании SiO_2 и K_2O в сторону значительного повышения величины общей железистости и содержания Na_2O . При кристаллизации предположительно конечного члена эволюции субщелочного расплава – трахириодацитов произошло резкое увеличение содержания кремнезе-

ма ($SiO_2 = 69,40-69,84\%$) при незначительном понижении величины общей железистости (F = 59,5–65,3) и суммы щелочей ($K_2O + Na_2O = 8,35-8,59\%$). Отмечается дальнейшее увеличение содержания натрия ($Na_2O = 5,54-6,95\%$). При этом уменьшаются содержания K_2O , TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO, MgO, CaO (табл.). Таким образом, в результате глубинной дифференциации субщелочной магмы сформировалась серия комагматичных магматитов, сменяющих друг друга во времени и образующих на петрохимических диаграммах самостоятельные поля (рис. 2–4): 1 – калиевые керсантиты, 2 – натриевые керсантиты и 3 – натриевые трахириодациты.

В результате геологических исследований в последние годы на Западных объектах Костомукшской структуры были выявлены не отмеченные ранее дайки биотитовых калиевых и натриевых субщелочных лампрофиров (керсантитов) шошонитового типа и трахириодацитов. Сходные по химическому и минеральному составу керсантиты (лампрофиры) и ассоциирующие с ними трахидациты и Na-трахидациты ($SiO_2 = 68,42-69,42\%$) развиты в пределах Южно-Печенгской зоны, где слагают группу даек и силлоподобных тел. Их возраст 1711 ± 12 млн лет. Аналогичный возраст 1710 ± 10 млн лет имеет дайковый комплекс лампроитов Порьей губы, который находится в ассоциации с дайками керсантитов*. В последнем случае намечается генетическая общность дайковых серий ультракалиевых щелочных пород (лампроитов) с калиевыми и калийнатриевыми субщелочными породами (керсантитами). Это относится и к щелочному и субщелочному магматизму Костомукшского рудного района.

* Скуфьин П. К., Баянова Т. Б., Левкович Н. В. Лампрофиры в раннепротерозойском вулканогенном комплексе Печенгской структуры, Кольский полуостров // Петрология. 1999. Т. 7, № 3. С. 299–315.

К ВОПРОСУ ОБ ОСНОВНОМ СТРУКТУРНОМ ЭЛЕМЕНТЕ ШУНГИТОВОГО УГЛЕРОДА

Н. Н. Рожкова¹, А. В. Грибанов²

¹ Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; rozhkova@krc.karelia.ru

² ИВС РАН, Санкт-Петербург; alex@ag3446.spb.edu

Шунгитовые породы являются объектом научного исследования более двух столетий, тем не менее остаются нерешенными «загадки» древнейшего природного углерода: его происхождение, источник активности углерода в различных физико-химических процессах и условия сохранения этой активности в течение 2 млрд лет [1–3]. Очевидно, что эффективность широкого применения шунгитовых пород напрямую зависит от решения этих вопросов, прежде всего это касается определения источника активности шунгитового углерода (ШУ).

Причину высокой активности ШУ до недавнего времени связывали с глобулами (<6 нм), проявляющими признаки фуллереноподобных структур [4]. Агрегация глобулярных элементов с образованием прочных кластеров снижает активность ШУ, тогда как их дезагрегация сопровождается ростом активности углерода и шунгитовых пород [5].

Наноразмерные формирование ШУ представляют собой слоистые структуры с расстоянием в 0,35 нм между графитоподобными плоскостями и рассматриваются как агрегированные гигантские фуллерены или многослойные фуллерены. Отдельные частицы размером десятки-сотни нанометров с глобулярной и полиэдрической формой были обнаружены с помощью ПЭМВ в порошке ШУ после сухого измельчения и термообработки [6]. Среди трехмерных закрытых структурных элементов ШУ (глобул) на изображениях ПЭМВ отмечены фрагменты оболочек или изогнутые графеновые пачки [7]. Пачки характеризовались размером 0,5–0,7 нм и толщиной 2–5 нм (5–14 слоев) [8]. Минимальный структурный элемент шунгитового углерода (~0,51 нм) описан также с помощью малоуглового рентгеновского рассеяния (МУРР) [9]. «Ароматические кластеры» аналогичного размера ранее выявлены на стадии карбонизации углеродных материалов и охарактеризованы как основные структурные элементы (ОСЭ) углерода [10]. На основании данных МУРР нами высказано предположение, что два уровня структурной организации ШУ представляют собой комбинации из ОСЭ [11].

Два уровня структурной организации отвечают за двухуровневую пористость, описанную при изучении ШУ различных месторождений с помощью малоуглового рассеяния нейтронов (МУНР) [12]. Первый уровень (характерный радиус частиц >100 нм) соответствует глобулярным агрега-

там ШУ, ранее описанным с помощью атомно-силовой микроскопии (АСМ). Более мелкие частицы (с характеристическим радиусом ~10 нм), соответствующие структурному уровню II, формируют открытые (доступные для D₂O) и закрытые (недоступные поглощаемым веществам) поры. Поры на уровне II обладают внутренней фрактальной структурой, образованной из частиц с размерами, лежащими за пределами разрешения МУНР, ~1 нм.

Первый этап формирования структуры ШУ (образование кластеров <10 нм) можно проследить при анализе условий образования кластеров фуллеренов в водных и бинарных растворителях, а также при кластеризации фуллеренсодержащей сажи (ФС).

Аналогичная шунгитовой глобулярная морфология была обнаружена на фуллереновых агрегатах, осажденных из водных и бинарных растворителей [13]. Однако из ШУ удается экстрагировать с применением методов коллоидной экстракции лишь следовые количества C₆₀ [14].

Согласно [15] размеры элементарных частиц в порошке фуллеренов и фуллеренсодержащей сажи составляют 0,45 и 0,6 нм, соответственно. Из них формируются кластеры диаметром 30–80 нм с фрактальной размерностью 1,8 для фуллерена и 1,6 – для фуллеренсодержащей сажи. Структура нанокластеров сажи неравновесна и существенно меняется под действием различных растворителей [16]. Помимо фуллеренов и углеродных частиц (ионов и атомов) продукты ФС содержат фрагменты фуллеренов. Сравнительный анализ структур элементарных, базовых единиц двух углеродных материалов (ФС и ШУ), возможно, позволит понять основу уникальных свойств обоих углеродов.

В сажах, осаждающихся при испарении графита (ФС) и шунгита, с помощью рентгеновской дифракции найдены идентичные структурные фрагменты, размер которых соответствует ОСЭ ШУ [17]. Этот факт подтверждается также характерными для ШУ массами в области 200 m/z, полученными на масс-спектрах шунгита I при лазерной десорбции (<10⁷ W/cm²) [18].

Исследования модификации структуры ШУ подтверждают ранее описанный размер ОСЭ и его роль как активного фрагмента ШУ. С использованием адсорбционных и структурных методов исследовали развитие пористости в ШУ, обработанном перегретым паром и озоном.

Микро- и мезопористость (2–50 нм) в ШУ преимущественно росла при активации паром, тогда как ультрамикropористость (характерный размер пор 0,4–0,7 нм) развивалась при озонировании [19].

Значительное количество воды (до 10 вес. %) инкапсулировано в ШУ, что сложно объяснить, принимая во внимание гидрофобность свойств поверхности углерода. Кроме того, ШУ легко можно перевести под действием ультразвука в водную дисперсию [20]. Сравнительное исследование водных дисперсий фуллеренов C_{60}/C_{70} , ФС, ШУ и графита показало, что можно получить устойчивые водные дисперсии фуллеренов, ФС и ШУ с использованием методики, приведенной в [14], тогда как водная дисперсия из графитового порошка, полученная в аналогичных условиях, оказывается неустойчивой [21].

Ранее отмечалась дифильность свойств поверхности ШУ, что позволяет одинаково хорошо совмещать порошкообразные шунгиты с полярными и неполярными средами [22]. Эта особенность ШУ также требует объяснения.

Мы предполагаем, что именно структурные элементы размером менее 1 нм, имеющие изогнутую форму «чашки», определяют полярность свойств ШУ и его взаимодействие с водой (рис. 1). Их подвижность объясняет метастабильность шунгитового углерода и широкий диапазон его физико-химических свойств.

Наши наблюдения согласуются с последними данными, описанными для фуллеренов и нанотрубок. Было показано, что деформированные, неплоские структуры, отличающие фуллерены и нанотрубки от графитов, предопределяют высокую реакционность фуллереновых структур [23]. Как минимум два типа адсорбированной воды обнаружено в однослойных нанотрубках: вода внутри нанотрубок и вода, адсорбированная на дефектах нанотрубок [24].

ЯМР высокого разрешения в твердой фазе – наиболее информативный метод для определения конфигурации локальных связей в углеродных материалах. В данной работе этот метод был использован для изучения структурных особенностей ШУ, прежде всего для характеристики его ОСЭ.

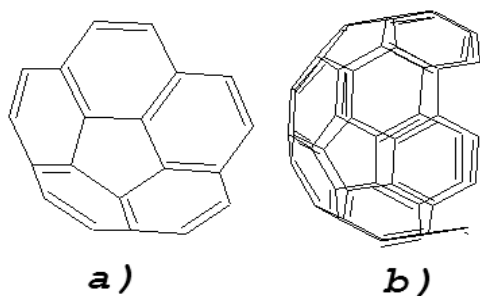


Рис. 1. Модели «чашек» ШУ в водной дисперсии (а) и порошке ШУ (б)

Экспериментальная часть. Водные дисперсии были приготовлены из порошка шунгита I м-я Шуньга (размер частиц <40 мкм) при ультразвуковой обработке, как описано в [14]. Исходная концентрация углеродных наночастиц в дисперсии после фильтрации и центрифугирования составляет 0,1 мг/мл. Далее дисперсию концентрировали на вакуумном испарителе, а затем досушивали на воздухе. Средний размер частиц, осажденных из концентрированных дисперсий ШУ и фуллерена, определен с помощью электронной микроскопии и составляет 10–100 нм [13].

ЯМР ^{13}C и 1H высокого разрешения в твердом теле были применены к исходным порошкам и высушенным дисперсиям ШУ. Спектры ЯМР были получены при комнатной температуре на спектрометре ЯМР “Bruker-500”.

Результаты и обсуждение. Спектр ЯМР ^{13}C высокого разрешения, полученный от исходного шунгитового порошка (рис. 2, а), является сложной суперпозицией множества линий, причем основными (применяя обычную деконволюцию) можно считать три линии: 140, 129 и 114 ppm. Спектр существенно изменился, когда ШУ был переведен в водную дисперсию и затем высушен (рис. 2, б). Наблюдается отчетливое смещение акцента (пика поглощения основной интенсивности) в высокопольную часть спектра. Проведенный ранее сравнительный анализ ЯМР спектров различных углеродных материалов, прежде всего структур с переходными sp_2 и sp_3 формами гибридизации: фуллеренов, ФС, графита и нанотрубок [25] – позволяет сделать некоторые выводы относительно базовой структуры ШУ. Химический сдвиг атомов углерода, рассчитанный для модельной структуры (рис. 1, а), показывает смещение в высокопольную часть спектра относительно линии плоского графита (128 ppm). Известно, что протоны в соседстве с углеродом оказывают экранирующий эффект на углеродное ядро. Использование методики кросс-поляризации в нашем эксперименте позволило оценить расстояние от атомов углерода в ОСЭ до атомов водорода, и оно составляет ~0,8 нм.

Достаточно широкий спектр ЯМР 1H в твердом теле, полученный от образца ШУ, высушенного из водной дисперсии (рис. 3), состоит из двух пиков, с основными пиками при 0,40 и 3,16 ppm, которые, очевидно, следует приписать молекулам воды, взаимодействующим с ШУ.

ОН-группы, привитые к фуллеренам, были обнаружены в фуллеролах при 1,2, 1,5 и 1,8 ppm. ОН-группы, участвующие в образовании водородных связей в молекуле воды, характеризуются устойчивым сигналом при 7 ppm. Низкопольный сдвиг сигнала от ОН-группы наблюдается в фуллеролах при 0,9 ppm и характеризует их гидрофильные свойства. Сдвиг ОН-сигналов был рассчитан для $C_{60}(OH)_2$ и $C_{60}(OH)_3$: 0,68 ppm и 2,65 ppm, соответственно (табл.) [26].

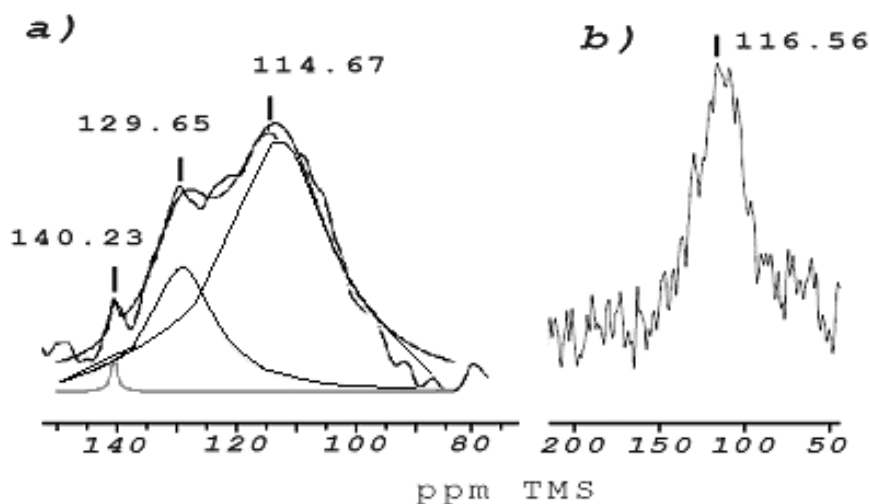


Рис. 2. Спектры ЯМР ^{13}C высокого разрешения в твердом теле: исходного порошка шунгита (а) и ШУ, полученного высушиванием водной дисперсии (б)

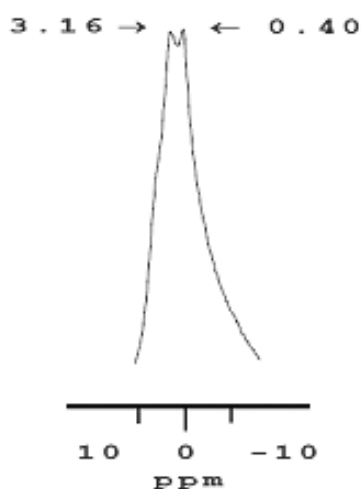


Рис. 3. ЯМР ^1H в твердом теле для образца ШУ, полученного высушиванием водной дисперсии, при частоте вращения образца 35 kHz

ЯМР ^1H фуллеролов $\text{C}_{60}(\text{OH})_x$

Тип фуллерола	$\delta_{\text{расч}}(^1\text{H}), \text{OH}, \text{ppm}$	
$\text{C}_{60}(\text{OH})_1$	1,20	5,55
$\text{C}_{60}(\text{OH})_2$	0,68	—
$\text{C}_{60}(\text{OH})_3$	2,65	5,27–6,06

Специфическое взаимодействие ШУ – вода в водных дисперсиях шунгита было исследовано с помощью метода ЯМР с импульсным градиентом магнитного поля и метода ЭПР спиновых меток на замороженных дисперсиях. Результаты, полученные с помощью метода ЭПР, показали, что в слабо концентрированных водных растворах фуллеренов и наночастиц ШУ существуют как гидрофобные полости, заполненные водными кластерами (микрофазы воды) с тонкой структурой, так и полярные участки на поверхности, координирующие молекулы воды и образующие отдельные фазы.

Коэффициенты диффузии (D) и весовое соотношение составляющих фракций воды (p), рассчитанные из данных ЯМР с импульсным градиентом магнитного поля, составляют $D_{s1} = 4 \cdot 10^{-10} \text{ м}^2/\text{с}$, $p_1 = 0,06$ и $D_{s2} = 2,1 \cdot 10^{-9} \text{ м}^2/\text{с}$, $p_2 = 0,94$. Первая компонента соответствует воде, связанной наночастицами ШУ, тогда как вторая – объемной воде. Время обмена между этими состояниями воды соответствует 5 мсек. [27]. Эти результаты в целом согласуются с наблюдаемыми на ШУ особенностями спектра ЯМР ^1H . Кажущаяся одинаковой интенсивность двух пиков в спектре высокого разрешения на самом деле таковой не является. Сложная форма линии, скорее, говорит о суперпозиции двух существенно различных по интенсивности сигналов. Конечно, требуется более детальное исследование наблюдаемого эффекта. Тем не менее предварительно можно полагать, что пик при 0,40 ppm связан с водными комплексами на ОСЭ, а второй пик – с адсорбированной объемной водой.

Выводы. Сравнение спектров ЯМР ^{13}C и ^1H высокого разрешения в твердом теле, полученных на высушенной водной дисперсии шунгита и фуллеренсодержащей саже, подтвердило предположение об идентичности их структурной составляющей.

Структурные элементы ШУ в форме чашечки размером 0,4–0,7 нм легко переходят в водную дисперсию, обеспечивая полярность, необходимую для образования комплексов с водой.

Основные структурные единицы ШУ благодаря своему размеру и кривизне поверхности играют важную роль при стабилизации углеродных наночастиц в воде и определяют специфическую дифильность свойств шунгитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке МНТЦ (грант 2769) и Министерства экономики РК (№ 7-06).

1. Buseck P. R., Galdobina L. P., Kovalevski V. V. et al. Shungites: the C-rich rocks of Karelia, Russia // Canadian Mineralogist. 1997. V. 35, N 6. P. 1363–1378.
2. 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. E. Osawa. Dordrecht: Kluwer Academic Pub. 2002. P. 237–251.
3. Buseck P. R. Geological fullerenes: review and analysis // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 203. P. 781–792.
4. Ковалевский В. В. Структура шунгитового углерода // Журн. неорг. химии. 1994. Т. 39, № 1. С. 31–35.
5. Rozhkova N. N. Activation of Fullerene-like Structures in Shungite Carbon // Program and Abstr. An International conference Carbon'02. Beijing, China. 2002. P. 81 (CD-extended abstract).
6. Zaidenberg A. Z., Rozhkova N. N., Kovalevski V. V. et al. Physical chemical model of fullerene-like shungite carbon // Mol. Mat. 1996. V. 8. P. 107–110.
7. Kovalevski V. V., Buseck P. R., Cowley J. M. Comparison of carbon in shungite rocks to other natural carbons: an X-ray and TEM study // Carbon. 2001. V. 39, N 2. P. 243–256.
8. Jehlička J., Rouzaud J.-N. Glass-like carbon: new type of natural carbonaceous matter from Precambrian rocks // Carbon. 1992. V. 30. P. 1133–1134.
9. Rozhkova N. N., Golubev E. A., Siklitsky V. I., Baidakova M. V. Shungite as aggregates of carbon nanoparticles // Extended abstracts, Conference on carbon, Oviedo, 2003. P. 104–107 (CD).
10. Bonnamy S., Rouxhey P. G., Oberlin A. Colloidal aspects of primary carbonization // Extended abstracts, Intern Symp. of Carbon. Tokyo, 1998. P. 12–13.
11. Рожкова Н. Н., Голубев Е. А., Сиклицкий В. И., Байдикова М. В. Структурная организация шунгитового углерода // Фуллерены и фуллереноподобные структуры / Ред. П. А. Витязь и др. М., 2005. С. 100–107.
12. Avdeev M. V., Tropin T. V., Aksenov V. L. et al. Pore structures in shungites as revealed by small-angle neutron scattering // Carbon. 2006. V. 44, N 9. P. 54–61.
13. Ковалевский В. В., Рожкова Н. Н. Электронномикроскопическое исследование наночастиц, осажденных из водных коллоидов фуллеренов и шунгитового углерода // Сб. тез. докл. 3-й междунар. конф. «Углерод: фундаментальные проблемы науки, материаловедение, технология». М., 2004. С. 123.
14. Рожкова Н. Н., Андриевский Г. В. Фуллерены в шунгитовом углероде // Сб. науч. тр. / Ред. В. А. Пилипенко, Н. А. Поклонский. Минск, 2000. С. 63–68.
15. Горелик О. П., Дюжнев Г. А., Новиков Д. В. и др. Кластерная структура фуллереносодержащей сажи и порошка фуллеренов C60 // ЖТФ. 2000. Т. 70, вып. 11. С. 118–125.
16. Горелик О. П., Дюжнев Г. А., Новиков Д. В. и др. Структура фуллереносодержащей сажи на различных стадиях образования при электродуговом испарении графита // ЖТФ. 2002. Т. 72, вып. 10. С. 134–137.
17. Алешина Л. А., Подгорный В. Л., Стефанович Г. Б., Фофанов А. Д. Исследование распыления шунгитов с помощью дугового разряда // ЖТФ. 2004. Т. 74, вып. 9. С. 43–46.
18. Hettich R. L., Buseck P. R. Concerning fullerenes in shungite // Carbon. 1996. V. 5. P. 685–687.
19. Горленко Л. Е., Емельянова Г. И., Тихонов Н. А. и др. Влияние низкотемпературного газофазного окисления шунгитов на их структуру и каталитическую активность // ЖФХ. 2005. Т. 79, № 8. С. 1400–1405.
20. Rozhkova N. N. Complex study of carbon nanoparticles in aqueous dispersions // The First International Nanocarbon Workshop. Hayama, Japan, 2005. P. 23–25.
21. Коробов М. В., Авраменко Н. В., Иванова Н. И. и др. Нанокластеры в водных дисперсиях фуллеренов и шунгитов // Сб. тез. докл. 3-й междунар. конф. «Углерод: фундаментальные проблемы науки, материаловедение, технология». М., 2004. С. 126.
22. Рожкова Н. Н., Емельянова Г. И., Горленко Л. Е., Лунин В. И. Шунгитовый углерод и его модифицирование // Рос. хим. журн. 2004. Т. XLVIII, № 5. С. 107–115.
23. Ellison M. D., Good A. P., Kinnaman C. S., Padgett N. E. Interaction of water with single-walled Carbon nanotubes: Reaction and adsorption // J. Phys. Chem. B, 2005. V. 109. P. 10640–10646.
24. Lin T., Zhang W.-D., Huang J., He Ch. A DFT study of the animation of Fullerenes and carbon nanotubes: reactivity and curvature // J. Phys. Chem. B, 2005. V. 109. P. 13755–13760.
25. Gribanov A. V., Mokeev M. V., Andreeva D. V. Design features of the Carbon nano Polymorphs seen by HR SS NMR // International Symp. “NMR in Condensed Matter”. S-Petersburg, 2005. P. 13.
26. Ratnikova O. V., Melenevskaya E. Yu., Amsharov K. Yu. et al. The new method for synthesis of Fullerenols based on radical reaction // Fullerenes, Nanotubes and carbon nanostructures. 2004. V. 12, N 11. 155.
27. Рожков С. П., Рожкова Н. Н., Волков В. И. Исследование особенностей гидратации фуллеренов и наноструктур шунгитового углерода методами магнитного резонанса // Материалы II Рос. совещ. «Органическая минералогия». Петрозаводск, 2005. С. 159–161.

ПОЛУЧЕНИЕ УСТОЙЧИВЫХ ВОДНЫХ ДИСПЕРСИЙ НАНОКЛАСТЕРОВ ШУНГИТОВОГО УГЛЕРОДА

Н. Н. Рожкова¹, В. С. Рожкова¹, Г. И. Емельянова²,
Л. Е. Горленко², В. В. Лунин²

¹ Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; rozhkova@krc.karelia.ru

² Химический факультет МГУ, Москва; emgi@kge.msu.ru

Введение. Наночастицы (НЧ) углерода играют большую роль в биологических и геохимических процессах, влияют на экологическую обстановку,

являясь строительным материалом почв и осадков. Они также активно используются при производстве адсорбентов и фильтров для водоочистки и водо-

подготовки, рассматриваются как перспективные элементы биологии и фармакологии [1]. Эти применения предполагают переход НЧ углерода в форму водных дисперсий. Получение стабильных водных дисперсий гидрофобных НЧ углерода, синтезированных в инертной атмосфере (фуллерены, нанотрубки, фуллереновая сажа, наноалмазы и нанографиты), возможно только после их модификации. Важная роль в стабилизации, например, частиц коллоидного графита в воде отводится кислородсодержащим группам на поверхности углеродных частиц [2]. Группы образуются при окислении графита, измельчаемого в вибромельнице в смеси HNO_3 и H_2SO_4 до коллоидных размеров. При промывании окисленного порошка водой солеобразные функциональные группы в результате гидролиза обмениваются на ОН-группы. Такое окисление обеспечивает достаточную сольватацию и коллоидное растворение частиц графита в жидкостях с диэлектрической постоянной не менее 15 (вода (80), ацетон (21,4), спирт (25) и другие кислородсодержащие растворители), исключая кислоты. Уменьшение среднего размера частиц графита в водном растворе достигается при увеличении времени измельчения, что вызвано окислением углерода и внутрикристаллической адсорбцией воды. Гидратация НЧ углерода рассматривается в качестве доминирующего фактора стабилизации гидрофобных частиц в воде [2].

В водных дисперсиях природных и синтетических алмазов, так же как и графита, обработанных кислотами, микрочастицы приобретают отрицательный заряд вследствие диссоциации функциональных групп преимущественно кислотного характера [3]. Абсолютная величина электрокинетического потенциала возрастает с ростом рН, изоэлектрическая точка находится в сильноокислой области.

В щелочной области рН при низких концентрациях электролита ($\leq 10^{-3}$ М КСl) агрегативная устойчивость водных дисперсий природных и синтетических алмазов обусловлена электростатическим фактором и хорошо описывается теорией Дерягина – Ландау – Фервея – Овербека. При этом высота электростатического барьера составляет величину более 100 кТ, а глубина дальнего минимума оказывается незначительной. В кислой среде при концентрациях хлорида калия свыше 10^{-2} М, согласно теории ДЛФО, на всех расстояниях между частицами преобладают молекулярные силы притяжения [4].

Наблюдаемое отсутствие агрегации частиц природного алмаза при рН 2 и концентрациях КСl до 0,5 М объясняется наличием структурной составляющей расклинивающего давления, обеспечивающей ограничение глубины ближней потенциальной ямы.

Следует отметить, что широкое использование водных дисперсий коллоидного графита ограничивают низкие значения рН 2,4–2,8.

Отличительной особенностью водных дисперсий фуллеренов является значение рН, близкое к нейтральному. Стабилизацию фуллереновых кластеров в воде связывают с несколькими механизмами: стабилизация за счет кислородсодержащих групп на дефектах поверхности, за счет образования комплексов с переносом зарядов, необходимо учитывать протолитические процессы, вызванные структурированием молекул воды на поверхности фуллеренов, а также эффекты гидратации [5].

При растворении в воде дифильных частиц, к которым относятся НЧ шунгитового углерода (ШУ), содержащего, наряду с неполярными участками, полярные и заряженные функциональные группы, ситуация усложняется [6]. Эти вопросы рассматриваются при комплексном исследовании агрегации НЧ в водных дисперсиях ШУ и в шунгитовых породах [7].

В данной работе приводятся результаты по модификации ШУ с целью стабилизации НЧ шунгита в воде. Исследованы два процесса: многократная обработка суспензии ШУ ультразвуком и влияние предварительного озонирования ШУ на размер, концентрацию и устойчивость наночастиц углерода в водной среде.

Экспериментальная часть. Порошки шунгита I разновидности (м-е Шуньга) с размером частиц <40 мкм с содержанием углерода 96–98 масс. % использовали для получения водных дисперсий при ультразвуковой обработке, как описано в [8], с последующей фильтрацией и центрифугированием.

Порошок шунгита, остающийся на фильтре после фильтрации водного коллоида, представлен довольно крупными частицами с размерами от долей до десятков микрон. Первый способ модификации состоял в последовательной шестикратной обработке ультразвуком порошка шунгита, оставшегося на фильтре. В результате такой обработки удалялись примеси минеральной составляющей шунгита.

Для удаления следов кремнезема из шунгита использовали также классический метод обработки смесью 10 N соляной и 10 N плавиковой кислот. Однако обработанный таким образом ШУ не удалось диспергировать с помощью УЗ.

Для активации порошков проведено предварительное (до обработки УЗ) озонирование в течение 2, 4 и 15 ч по методике, описанной в [9].

Размер частиц в водных дисперсиях до и после модификации определяли методом динамического светорассеяния с использованием фотонного корреляционного спектрометра “PhotoCor-SP” и электронной микроскопии.

Электронно-микроскопические снимки получали в режиме «на просвет», а дифракционные – в режиме «микродифракция» на электронном микроскопе ЭМ-125. Коллоиды осаждали на золотые сеточки для проведения дифракционных исследований и на сеточки с нанесенным слоем термически напыленного аморфного углерода для определения размеров частиц [10].

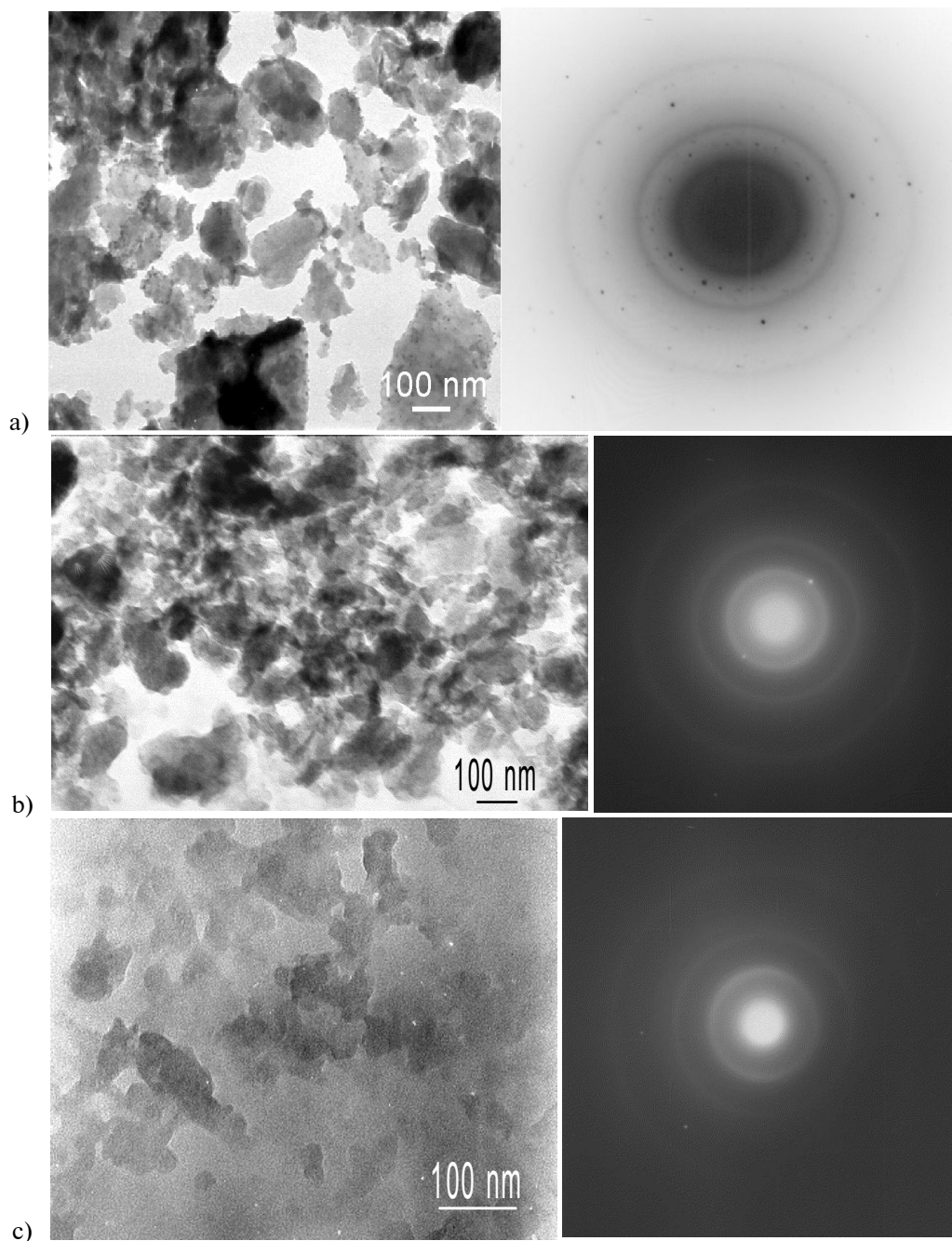


Рис. 1. Электронно-микроскопическое изображение и соответствующая ему электрограмма продуктов осаждения коллоида шунгита:
 а – исходного, б – обработанного УЗ б, с – подвергнутого озонированию и обработке УЗ

Результаты и обсуждение. Дисперсии, полученные с помощью ультразвука из исходного шунгита, имели концентрацию $\sim 0,1$ мг/мл и по данным светорассеяния состояли из углеродных кластеров со средним размером частиц 96 нм (кластеры водных дисперсий фуллеренов, полученных таким же способом, имели размер 75 нм) [11]. Отдельные НЧ в осадке характеризовались размером от 10 до 400 нм (рис. 1, а). Точечные дифракционные картины указывают на присутствие примесей [12].

В таблице отражено влияние изученных условий модификации на размер и концентрацию НЧ в воде. Как видно, средний радиус частиц в основном определяют условия озонирования – время, мощность и пр. Величина радиуса слабо зависит от времени предварительного озонирования, несколько уменьшаясь со временем. В то же время после озонирования на порядок возрастает концентрация НЧ в воде. Озонирование порошка шунгита позволяет не только диспергировать его в воде, но и получить устойчивую дисперсию: спус-

ты три месяца практически не изменилось распределение частиц по размерам (рис. 2). Наиболее устойчивой оказалась наиболее концентрированная водная дисперсия, полученная после 15-часовой обработки озонем. Однако следует отметить значительное уменьшение рН дисперсии при обработке (табл.), что является нежелательным.

Последовательная обработка ультразвуком, так же как и кислотная, приводит к удалению примесей из ШУ и уменьшению среднего размера НЧ (рис. 1, б), но не сопровождается окислением ШУ (табл.).

Проведенные обработки позволили удалить минеральные примеси (рис. 1, б, с), что подтверждается отсутствием точечных рефлексов на электронограммах. Морфоструктура осадков характеризуется преобладанием более мелких частиц размерами 20–100 нм (рис. 1, с).

Размеры частиц в водных дисперсиях по данным динамического светорассеяния и электронной микроскопии

Образец	Концентрация, мг/мл	Средний радиус, нм	Полидисперсность	рН
Ш I исх. [11]	0,09	97	0,28	6,4
Ш I УЗ 6 [12]	0,07	90*	20–200	7,1
Ш I*, обработанный кислотами, частицы в воде агрегируют и оседают				
Ш I, озонир. 2 ч, УЗ спустя 3 месяца	0,16	95	0,29	2,31
		59	0,47	
Ш I, озонир. 4 ч, УЗ спустя 3 месяца	0,26	86	0,40	2,29
		53	0,51	
Ш I, озонир. 15 ч, УЗ спустя 3 месяца	0,72	79	0,47	2,19
		89	0,46	

Примечание. * – данные электронной микроскопии.

Выводы. Предварительное озонирование порошка ШУ позволяет легко диспергировать оказавшиеся устойчивыми к воздействию УЗ образцы после стандартной кислотной обработки, проводимой для удаления неорганических примесей, и получать устойчивые в течение нескольких месяцев концентрированные водные дисперсии наночастиц ШУ. Средний размер частиц уменьшается до 79 нм (по данным динамического светорассеяния) и 20 нм (электронная микроскопия).

Многочисленная последовательная обработка ШУ ультразвуком в воде также приводит к стаби-

лизации углеродных наночастиц в дисперсии и очищению от микропримесей, но без изменения рН раствора. По-видимому, гидратация структурных элементов ШУ играет основную роль при стабилизации наночастиц в этом случае.

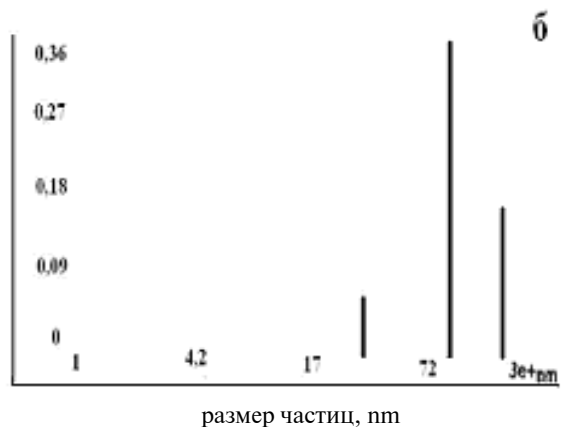
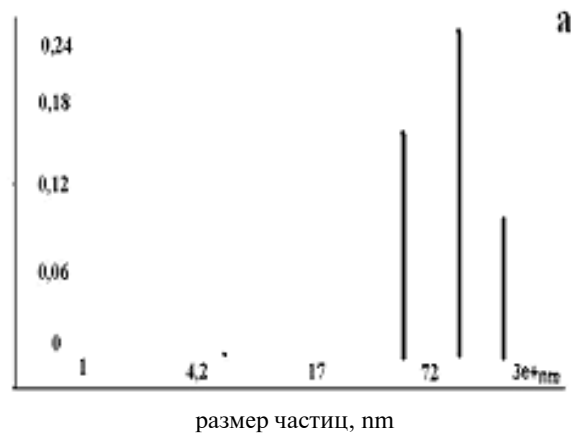


Рис. 2. Распределение частиц Ш I в водных дисперсиях по размеру по данным светорассеяния: Ш I был предварительно обработан кислотами и озонирован 15 ч:

а – исходная дисперсия, б – та же дисперсия через 3 месяца

Работа выполнена при финансовой поддержке МНТЦ (грант 2769) и Министерства экономики РК (№ 7-06). Авторы выражают благодарность В. В. Ковалевскому за проведение экспериментов по электронной микроскопии.

1. Пиотровский Л. Б. Фуллерены в биологии и медицине: проблемы и перспективы // Фундаментальные направления молекулярной медицины. СПб., 2005. С. 197–268.

2. Топоров Г. Н., Семенов В., Елисеева Р. А. и др. Получение коллоидно-графитовых препаратов без стабилизирующих добавок // Коллоидный журнал. 1978. Т. 40, № 3. С. 575–577.

3. Чиганова Г. А. Агрегирование частиц в гидрозолях ультрадисперсных алмазов // Коллоидный журнал. 2000. Т. 2, № 2. С. 272–277.

4. Кучук В. И., Голикова Е. В., Чернобережский Ю. М. Потенциометрическое титрование порошка природного алмаза // Коллоидный журнал. 1984. Т. 46, № 6. С. 1129–1135.

5. Морар В. Н., Овчаренко Ф. Д., Тоцкая Л. А. Устойчивость и электроповерхностные свойства водных дисперсий окисленного синтетического алмаза // Коллоидный журнал. 1991. Т. 53, № 5. С. 874–879.

6. Iwamatsu S., Uozaki T., Kobayashi K. et al. A bowl-shaped fullerene encapsulates a water into the cage // J. Am. Chem. Soc. 2004. V. 126. P. 2668–2669.

7. Rozhkova N. N. Complex study of carbon nanoparticles in aqueous dispersions // The First International Nanocarbon Workshop. Hayama, Japan, 2005. P. 23–25.

8. Рожкова Н. Н., Андриевский Г. В. Фуллерены в шунгитовом углероде // Сб. науч. тр. Минск, 2000. С. 63–68.

9. Емельянова Г. И., Горленко Л. Е., Лукин В. В. и др. Окислительное модифицирование шунгитов // ЖФХ. 2004. Т. 78, № 7. С. 1232–1233.

10. Kovalevski V. V., Buseck P. R., Cowley J. M. Comparison of carbon in shungite rocks to other natural carbons: an X-ray and TEM study // Carbon. 2001. V. 39, N 2. P. 243–256.

11. Коробов М. В., Авраменко Н. В., Иванова Н. И. и др. Нанокластеры в водных дисперсиях фуллеренов и шунгитов // Сб. тез. докл. 3-й междунар. конф. «Угле-

род: фундаментальные проблемы науки, материаловедение, технология». М., 2004. С. 126.

12. Ковалевский В. В., Рожкова Н. Н. Электронно-микроскопическое исследование наночастиц, осажденных из водных коллоидов фуллеренов и шунгитового углерода // Там же. С. 123.

УГЛЕРОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО ГНЕЙСОВ ЧУПИНСКОЙ СВИТЫ БЕЛОМОРИД

А. М. Ручьев, Т. А. Антонова, В. И. Кевлич, В. В. Ковалевский, А. Н. Сафронов

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск

Гнейсы чупинской свиты, относящиеся к беломорскому комплексу пород (БК) Балтийского щита, — продукты полиэтапной архейской и протерозойской тектоно-метаморфической переработки изначально относительно однородного терригенного протолита (рис. 1) [1–4 и др.].

Все метаморфические разновидности гнейсов содержат нерастворимое углеродистое вещество (УВ) в виде темно-серых до черных с металловидным блеском мягких гибких гексагональных табличек и чешуек с весьма совершенной спайностью по базопинакоиду и их агрегатов, отвечающее диагностическим признакам

графита (рис. 2). Хотя УВ в чупинских гнейсах отмечалось многими исследователями, изучено оно недостаточно.

Нерастворимое УВ, выделенное из образцов различных метаморфических разновидностей гнейсов Северокарельского ареала пород чупинской свиты, подверглось электронно-микроскопическому на просвет и микродифракционному исследованию (микроскоп ЭМ-125, ускоряющее напряжение 100 кV). Согласно данным микродифракционного структурного анализа (табл. 1), УВ изученных образцов представлено графитом.

Седиментогенез

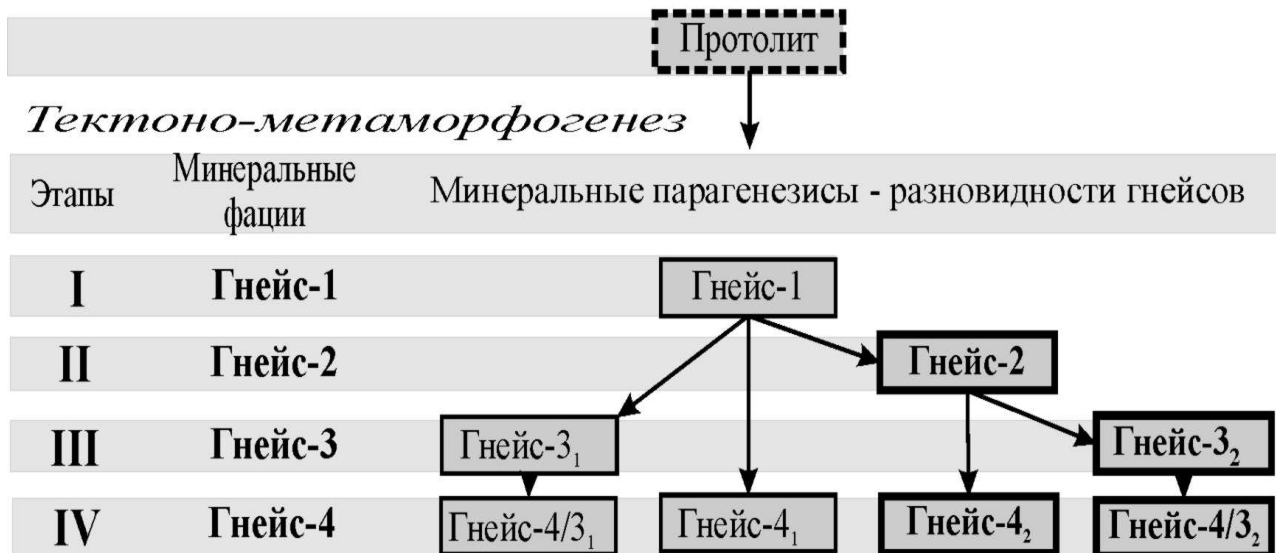


Рис. 1. Схема развития метаморфических разновидностей и минеральных фаций гнейсов

Доминирующие разновидности выделены жирным шрифтом; подстрочный цифровой индекс у номеров и знаменатель дробных номеров отвечают номеру исходной породы. Минеральные парагенезисы: **гнейс-1** — $9,96\text{Gar}^{26 \pm 10}_{72 \pm 10} + 20,40\text{Vi}_{37 \pm 4} + 34,32\text{Pl} + 34,32\text{Q} \pm \text{Gr} + 0,98$ рудный; **гнейс-2** — $2,54\text{Ku} + 10,51\text{Gar}^{30 \pm 9}_{70 \pm 4} + 24,02\text{Vi}_{38 \pm 4} \pm \text{Kfsp} + 26,49\text{Pl} + 35,82\text{Q} \pm \text{Gr} +$ рудный; **гнейс-3** — $3,41\text{Ku} + 7,00\text{Gar}^{23 \pm 4}_{75 \pm 4} + 20,74\text{Vi}_{39 \pm 4} + 35,80\text{Pl} + 32,68\text{Q} \pm \text{Gr} +$ рудный; **гнейсы-4₁, 4₂, 4/3₁, 4/3₂** — $\pm \text{Ku} \pm \text{Gar}^{18 \pm 4}_{80 \pm 5} + \text{Mu} + \text{Vi}_{46} + \text{Pl} + \text{Q} \pm \text{Gr} +$ рудный. Vi — биотит, Gar — гранат, Q — кварц, Ku — кианит, Kfsp — калиевый полевой шпат, Pl — плагиоклаз, Mu — мусковит, Gr — графит; цифры перед символами — среднее содержание, объемные %; индексы после символов: подстрочные — средний коэффициент общей железистости и его стандартное отклонение, надстрочные — средняя доля пиропового минала в гранате и ее стандартное отклонение

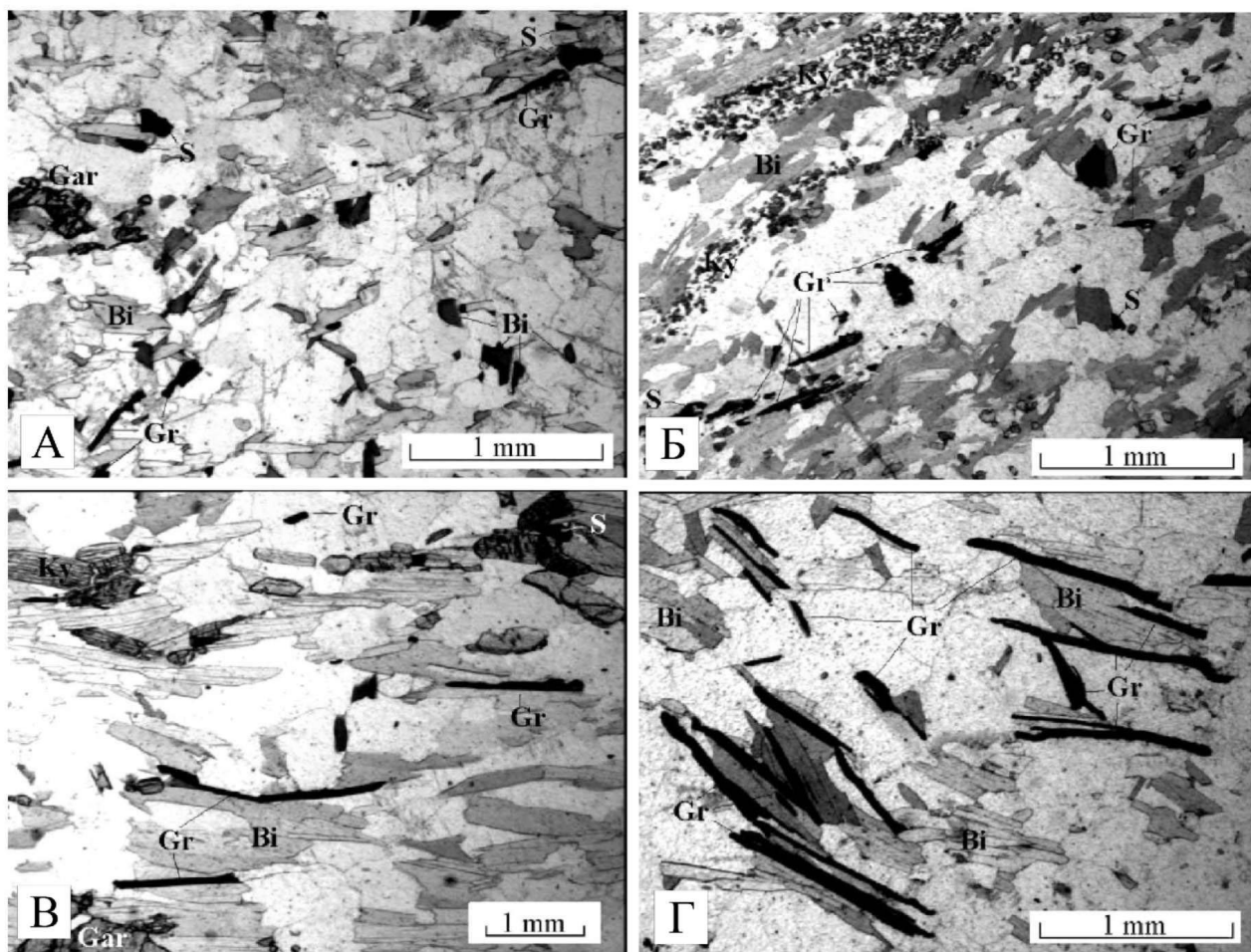


Рис. 2. Графит в метаморфических разновидностях гнейсов чупинской свиты:

А – гнейс-1; Б – гнейс-2; В – гнейс-3; Г – гнейс-4

Таблица 1

Параметры электронно-дифракционных картин графита и нерастворимого УВ чупинских гнейсов

Образец	Дифракционные максимумы, Å				
	(002)	(100)	(110)	(112)	(201)
Графит (P6 ₃ /mmc)	3,36	2,13	1,230	1,158	1,054
УВ гнейса-1 (обр. Сл-192-173)	3,36	2,10	1,23	1,15	1,05
УВ гнейса-2 (обр. Сл-109-19)	3,36	1,99	Не опр.	1,15	1,05
УВ гнейса-4 ₂ (обр. Сл-194-99)	3,36	2,09	1,23	Не опр.	1,04

Таблица 2

Рентгенографические параметры нерастворимого УВ гнейса-3

Образец	Межплоскостные расстояния (d), Å, и интегральные ширины (b), град., базальных отражений					
	d (004)	b (004)	d (006)	b (006)	d (008)	b (008)
Графит (P6 ₃ /mmc)	1,678	–	1,118	–	0,839	–
М-370	1,678 ± 0,001	0,304 ± 0,004	1,118 ± 0,001	0,352 ± 0,010	0,839 ± 0,001	0,540 ± 0,030
Сл-3011	1,678 ± 0,001	0,306 ± 0,004	1,118 ± 0,001	0,347 ± 0,010	0,838 ± 0,001	0,517 ± 0,026

По результатам рентгенографического (ДРОН-3, CuK_α-излучение, LiF-монохроматор) исследования нерастворимого УВ гнейса-3 (табл. 2), оно также является графитом со сходным строением (идентичными размерами с элементарной ячейки, а также областей когерентного рассеяния и микроискажений) на различных участках Северокарельского ареала гнейсов чупинской свиты.

Содержание графита в гнейсах различных минеральных фаций (табл. 3) определено методом линей-

ного измерения минеральных индивидов в породе с использованием интеграционного столика Андина.

С учетом постоянного присутствия и количества графита в чупинских гнейсах, они могут быть отнесены к низкоуглеродистым породам. Отмечается изменение (с преобладающей тенденцией к увеличению) среднего содержания графита при трансформации ранних разновидностей гнейсов в более поздние.

Наличие графита в гнейсе-1 позволяет ставить вопрос о возможности конседиментационного на-

копления УВ еще при формировании терригенного протолита. Однако очевидная относительная обогащенность графитом гнейсов-2, 3 и 4, что наиболее вероятно, обусловлена действием глубинных (мантийных?) восстановленных флюидов.

Первое значительное увеличение содержания графита в породе происходит при формировании гнейса-2 в ходе аллохимического (основного с отчетливо повышенным потенциалом калия) стресс-метаморфизма [2]. Кристаллизацией в условиях девиаторных напряжений объясняется свойственное графиту гнейса-2 уменьшение величины дифракционного максимума (100) (табл. 1), свидетельствующее о понижении упорядоченности в слое. На восстановительные условия, в частности, указывают уменьшение Fe^{3+} при одновременном росте содержания Fe^{2+} в гнейсе-2, а также возникновение европиевых аномалий [2]. Для гнейса-2 установлена статистически значимая связь содержания графита и калия (коэффициент парной корреляции – $r_{Gr-K_2O} = 0,447$; коэффициент значимости – $q = 0,90$; число образцов – $n = 13$). Вместе с УВ и калием, привнос которого во многом определяет существенные особенности аллохимических процессов второго тектоно-метаморфического этапа, в чупинскую толщу поступают благородные металлы (преимущественно платина). О взаимозависимости их содержания в гнейсе-2 свидетельствуют установленные корреляционные связи ($r_{Gr-Au} = 0,447$, $r_{Gr-Ag} = 0,447$, $q = 0,90$, $n = 12$; $r_{Pt-K_2O} = 0,435$, $r_{Au-Pt} = 0,497$, $q = 0,99$, $n = 32$; $r_{Au-Pd} = 0,810$; $q = 0,99$; $n = 31$).

Диафорез третьего этапа (кианитовый тип кислотного выщелачивания) приводит к перекристаллизации, перераспределению в породе и снижению содержания графита (табл. 3).

Аллохимические процессы четвертого этапа (мусковитовый тип кислотного выщелачивания при повышенном потенциале калия и натрия) опять обуславливают увеличение содержания графита в гнейсе-4 (табл. 3), которое значимо коррелирует с содержанием кристаллизационной воды ($r_{Gr-H_2O} = 0,733$, $q = 0,95$, $n = 9$).

Таблица 3

Содержание графита в образцах метаморфических разновидностей гнейсов, об. %

Разновидности гнейсов	Число образцов	Минимальное	Среднее	Максимальное	Стандартное отклонение
Гнейс-1	3	0,13	0,21	0,31	0,09
Гнейс-2	13	0,12	0,67	2,44	0,65
Гнейс-3	6	0,09	0,37	0,90	0,35
Гнейс-4 ₁	5	0,20	1,05	2,61	1,01
Гнейс-4 ₂	9	0,06	0,77	2,45	0,73

Прямым указанием на присутствие флюида при формировании нерастворимого УВ служат наблюдавшиеся в электронно-микроскопических препаратах в графите гнейса-2, 4₂ полифазные включения (рис. 3), которые, судя по характеру контрастности изображения, могут в различных пропорциях содержать газ, жидкость и твердую фазу. Наблюдалась их гомогенизация при нагреве. В графите гнейса-4₂ также имеются твердофазные включения, выполненные веществом с плотностью, большей, чем у графита (рис. 3, Б).

В связи с этим необходимо отметить, что в газовой-жидких включениях в породообразующих минералах чупинских гнейсов наряду с сероводородом, водородом, радоном, окисью и двуокисью углерода, окисью азота присутствует растворимое УВ: формальдегид; 2–3 вида аминов; 60 видов алканов и алкенов (от C_1 до C_{42}); 10 видов полициклических ароматических углеводородов (ПАУ), среди которых резко преобладают нафталин и фенантрен [5, 6]. Присутствие этих ПАУ является признаком небиохимической эндогенной природы УВ [7].

Повышенное содержание растворимого УВ характерно для минералов пегматитов и обрамляющих их пород в ореолах мощностью 50–100 м, прослеживающихся по падению и восстанию жил [5]. Эти ореолы отвечают зонам дилатансии в областях активного динамического влияния пегматитоконтролирующих сдвиговых деформаций четвертого тектоно-метаморфического этапа, благоприятствующим проявлению процессов свекофеннского

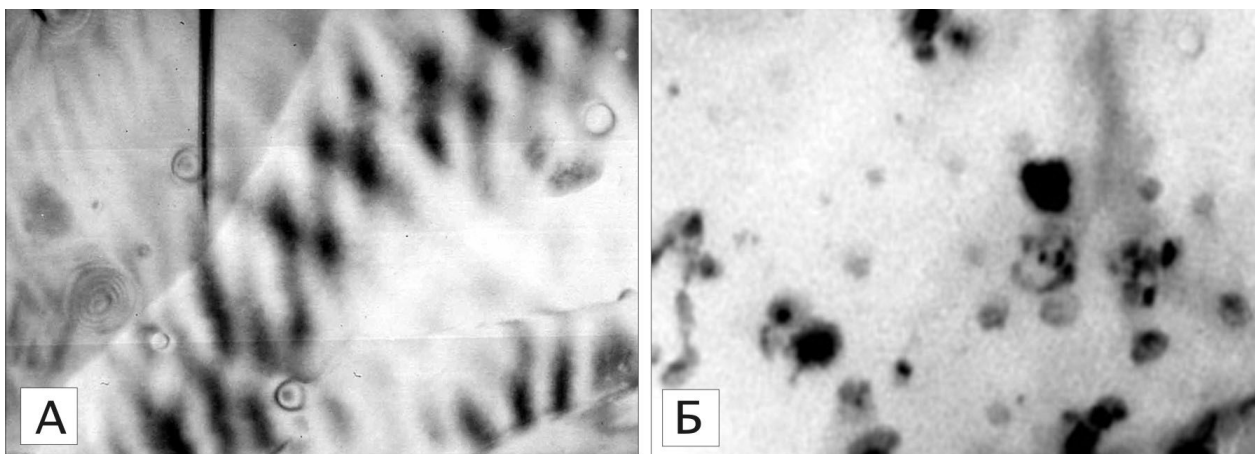


Рис. 3. Включения в графите:

А – препарат графита из гнейса-2 (увеличение $\times 30 \cdot 10^3$); Б – препарат графита из гнейса-4₂ (увеличение $\times 40 \cdot 10^3$)

диафтореза и аккумуляции золота [3, 4]. Хотя гнейсы четвертой минеральной фации характеризуются увеличением содержания растворимого [5] и нерастворимого (табл. 3) УВ, а также золота [3, 4], эти компоненты распределяются в породе иначе по сравнению с гнейсом-2. Так, например, для гнейса-4₃ установлена взаимнообратная зависимость содержания графита и золота ($r_{Gt-Au} = -0,553$, $q = 0,90$, $n = 8$). В той же разновидности гнейсов намечается положительная корреляция содержания графита, платины и палладия. Их сопряженное концентрирование отмечалось и в пространственно связанных с пегматитами зонах изменения пород хетоламбинской толщи беломорид [8].

Материалы проведенного исследования позволяют аргументировать следующие выводы.

Гнейсы чупинской свиты являются низкоуглеродистыми породами, в которых УВ присутствует в растворимой и нерастворимой формах.

Большая часть УВ метаморфических разновидностей гнейсов имеет эндогенную природу и формируется в процессе полиэтапной тектоно-метаморфической переработки их протолита. Аккумуляция УВ в гнейсах отчетливо связана с двумя эта-

пами аллохимических процессов, для которых характерен повышенный потенциал калия (образование минеральных фаций: гнейс-2 – в позднем архее и гнейс-4 – в раннем протерозое).

Содержание УВ в породах беломорского комплекса может использоваться как поисковый критерий благороднометалльного оруденения.

Золото-платиноидные проявления в гнейсах чупинской свиты, как уже отмечалось ранее [3, 4 и др.], могут рассматриваться в качестве новых объектов, наиболее близких к классу полигенных месторождений и рудопроявлений полиметалльной формации углеродсодержащих пород и продуктов их преобразования [9]. Для этой формации характерны так называемые «крупнообъемные» месторождения с невысоким содержанием (1,5 – 4,5–5 ppm), но большими запасами золота, промышленное значение которых постепенно возрастает [10]. Потенциальная возможность обнаружения рудопроявлений подобного типа, а также комплексных благороднометалльных в породах беломорского комплекса определяет необходимость их дальнейшего целенаправленного изучения.

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

2. 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, 2001. С. 99–106.

3. Ручьев А. М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс, Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск, 2002. С. 47–58.

4. 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 (27–29 сентября 2005 г.). СПб., 2005. С. 324–329.

5. Бушев А. Г. Геоэкологическое картирование мусковитовых месторождений по токсичным органическим веществам // Геоэкологическое картографирование:

Тез. докл. Всерос. науч.-практ. конф. Ч. II: Методы региональных геоэкологических исследований и картографирование. М., 1998. С. 161–163.

6. Богомолов О. Н., Бушев А. Г., Кудрин В. С. и др. Токсичные органические вещества в рудах твердых полезных ископаемых и их влияние на экологическую обстановку // Геоэкология. 1996. № 3. С. 113–123.

7. Углеродистое вещество в метаморфических и гидротермальных породах / Д. Х. Мартихаева, В. А. Макрыгина, А. Е. Воронцова, Э. А. Развозжаева. Новосибирск, 2001. 127 с.

8. Ахмедов А. М., Шевченко С. С., Симонов О. Н. и др. Новые типы проявлений комплексной благороднометалльной минерализации в зеленокаменных поясах позднего архея Карело-Кольского региона // Геология и геодинамика архея. СПб., 2005. С. 34–38.

9. Додин Д. А., Чернышов Н. М., Яцкевич Б. А. Платинометалльные месторождения России. СПб., 2000. 735 с.

10. Гончаров В. И., Буряк В. А., Горячев Н. А. Крупнообъемные месторождения золота и серебра вулкано-генных поясов // Доклады АН. 2002. Т. 387, № 5. С. 678–680.

МАНТИЙНЫЙ ДИАПИРИЗМ И ПРОБЛЕМА БИМОДАЛЬНОСТИ ДОКЕМБРИЙСКОГО МАГМАТИЗМА

А. П. Светов, Л. П. Свириденко

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; Sv@krc.karelia.ru

Традиционно на Фенноскандинавском щите принято граниты классифицировать как раннеорогенные, позднеорогенные и посторогенные, обосновывая таким образом существование

орогенного цикла. Ярким примером является свекофеннский орогенный цикл (Финляндия, Швеция). Палеовулканологические исследования одновозрастных раннепротерозойских (све-

кокарельских) вулcano-плутонических образований в различных структурно-формационных зонах (Центральная Карелия, Северное Приладожье) показали [1–3], что они идентичны и по интенсивности, и по условиям формирования. Вместе с тем в Центральной Карелии (Карельский геоблок) они слагают платформенный чехол, где отсутствуют проявления кислого магматизма, тогда как в пределах Свекофеннского геоблока они представляют собой базитовую ветвь разновозрастных бимодальных вулcano-плутонических серий. Та же ситуация наблюдается и при сопоставлении рифейских вулcanoгенно-осадочных образований на Свекофенском геоблоке с одновозрастными образованиями Дальсландского геоблока [4]. Анализ этих ситуаций при первичном формировании докембрийской земной коры континентального типа позволил выделить геотектонический режим региональной гранитизации [5], в ассоциации с которым, как правило, происходит формирование разновозрастного бимодального магматизма. С этим режимом связано формирование гранитного слоя докембрийской континентальной земной коры, залегающего на протокоре древнее 3,5 млрд лет. Региональная метасоматическая гранитизация происходит под воздействием ареального мантийного флюидного потока, несущего в земную кору K, Rb, Ba и другие сопутствующие элементы. При этом происходит деплетирование мантии. На Карельском геоблоке бимодальный магматизм развит в позднем архее, на Свекофенском – в раннем протерозое и на Дальсландском – в рифее. Следовательно, энергетическим источником проявления бимодального мантийно-корового магматизма служит недеплетированная мантия, поставляющая магму и флюидный поток, под совместным воздействием которых происходит плавление земной коры.

Выявлению региональных особенностей этих процессов способствовало изучение центров эндогенной магматической активности (ЦЭМА) и их надочаговых зон. ЦЭМА является палеовулканологическим выражением мантийно-корового диапира. Изучение бимодальности как позднеархейского магматизма, так и раннепротерозойского нами производилось на уровне вулcano-плутонических ассоциаций [5, 6], и были выявлены общие особенности состава магматических образований и эволюции магматизма. В малоглубинных условиях бимодальность основного мантийного и кислого корового магматизма геологически очевидна благодаря сопряженному проявлению, где одновозрастные габбро-базальтовые и риодацит-гранитовые вулcano-плутонические ассоциации пород образуют покровные, экструзивно-купольные и субвулканические фации. В глубинных условиях на уровне формирования коровых магматических очагов связь последних с базитовым магматиз-

мом менее очевидна и доказывается геолого-геофизическими данными.

Как для позднеархейского, так и для раннепротерозойского бимодального вулcano-плутонизма в раннюю стадию развития диапира формируются две вулcano-плутонические ассоциации, где кислая ветвь представлена тоналит-плагиогранит-дацит-плагиориолитовыми сериями, а в завершающую стадию после региональной метасоматической гранитизации развиты плагиомикроклиновые граниты, которым свойственна латеральная геохимическая зональность от эпицентра диапира к его периферии. Рассмотрим эту эволюцию на примере Салминского ЦЭМА Северного Приладожья.

Образование диапира обеспечивается взаимодействием ядра и мантии Земли [7], поднятием флюидного потока до уровня верхней мантии и созданием области магмогенерации с приобретением ею плавучести за счет флюидизации. Формирующиеся таким образом диапиры представлены объемом разуплотненной мантии с включенным расплавом и трансмантийным флюидом.

Начало магматической активности связано с массовым излиянием платобазальтов одновременно в трех самостоятельных вулканических построениях исландского типа (Янисъярвинской, Кирьявалахтинской и Туливаранмякской). Последующий ливвийский базальтовый и пикрит-базальтовый вулcano-плутонизм пространственно тесно связан с людиковским, но переместился в сторону центральной части диапира. С ним ассоциируют интрузивные пластово-силловые тела перидотитового и габбро-перидотитового состава, являющиеся интрузивными аналогами излившихся пород. С головной частью магматического диапира пространственно совпадает вулcano-плутоническая ассоциация базитового магматизма калевийской фазы, проявленная высокомагнезиальной и высокожелезистой сериями как в вулканической, так и в субвулканической фации. Железистой серии свойственны повышенные концентрации Na₂O, TiO₂, P₂O₅, BaO, SrO, а магнезиальной – NiO. Ликвация умеренно железистого толеитового расплава на две контрастные серии началась, как и в одновозрастных образованиях Карельского геоблока, в ливвии. Она объясняется условиями возрастающей неустойчивости неравновесной динамической системы в заключительную стадию развития [8]. В целом эволюция базитового магматизма при формировании мантийного диапира имеет антидромную направленность.

Первое проявление корового кислого магматизма в Северном Приладожье сопряжено с максимумом людиковийского мантийного вулcano-плутонизма и приурочено к Кирьявалахтинскому платобазальтовому вулканическому центру, образуя пояс разноглубинных тел тоналитов, плагиогранитов, некков и силлов камерно-инъекционного типа, плагиогранит-порфиров протяженностью около

12 км в зоне сдвиговых деформаций. В составе вулканитов Кирьявалахтинского вулканического центра местами содержатся лавовые потоки андезитов и дацитов. U-Pb изотопный возраст циркона из кислых вулканитов оценивается в 1,99 млрд лет [9]. Отмечаются также лавобрекчии, агломератовые туфы, кристаллокластические и витрокластические пепловые туфы кислого состава. Характерной особенностью химического состава пород кислой ветви бимодальной серии является высокое содержание Al_2O_3 , Na_2O , CaO , что объясняется высоким содержанием плагиоклаза. Им также свойственны высокие концентрации Ba и Sr и низкие – K, Rb, Zr, Y, Nb. Их состав сопоставим с породами комплекса фундамента, которые, по-видимому, служили источником кислых расплавов [6].

Калевийский коровый вулcano-плутонизм центральной наддиапировой зоны, в отличие от людиковийской периферической, характеризуется чрезвычайным разнообразием форм проявления и состава. Широким распространением пользуются породы среднего состава (диориты, эндрбиты). Изотопный возраст циркона из эндрбитов этой зоны составляет $1881,4 \pm 6,4$ млн лет [10], что находится в соответствии с возрастом ладожской серии, в которой они залегают. Наряду с базитовыми, здесь картируются лавовые потоки среднего и кислого составов, лавобрекчии и агломератовые туфы. Эпицентр диапира характеризуется разогретостью земной коры, где региональный метаморфизм достигает гранулитовой фации и наблюдается дегидратационное плавление. Близость изотопного возраста магматических пород и гранулитов [11] согласуется с нашим обоснованием [12] генетической связи гранулитового метаморфизма с Салминским ЦЭМА и объясняет наблюдаемое здесь смешение базитовой и коровой кислой магм и развитие пород среднего состава.

В завершающую стадию свекокарельского диапира Северного Приладожья проявился гранитный магматизм S-типа в виде небольших интрузий плагиомикроклиновых гранитов умеренной глубинности с инъекционным характером контактов (массивы Терву, Путсари, Маткасельский и др.). Ему предшествовала региональная метасоматическая гранитизация, воздействовавшая преимущественно на осадочные породы. Время внедрения гранитов массива Терву оценивается в $1858,8 \pm 2,1$ млн лет, а их жильной фации – в $1844,6 \pm 2,1$ млн лет [11].

В отличие от охарактеризованных бимодальных вулcano-плутонических ассоциаций ранней стадии развития диапира, где бимодальность четко прослеживается на уровне вулканических, субвулканических и интрузивных фаций, плагиомикроклиновые граниты средней глубинности заключительной стадии не обнаруживают четкой геологической связи с базитовым магматизмом и обычно, не только в Северном Приладожье, но и на территории Финляндии и Швеции, классифици-

руются как позднеорогенные. Генетическая связь этих гранитов с мантийным диапиром нами доказывается латеральной геохимической зональностью от эпицентра диапира к его периферии. Она обусловлена спецификой флюидного режима и выражается в характере регионального магнитного поля как в пределах Северного Приладожья, так и на Карельском геоблоке с развитием позднеархейской метасоматической гранитизации и гранитообразования. В эпицентре диапира развито региональное положительное магнитное поле, сменяющееся к периферии регионально-отрицательным.

В центральной наддиапировой зоне высококальциевые лейкограниты характеризуются повышенной щелочностью, повышенным содержанием Ba и низким содержанием редких металлов (табл.). При метасоматической гранитизации либо при дегидратационном плавлении вместо биотита кристаллизуются магнетит и калишпат, что свидетельствует о повышении fO_2 . Таким образом, формирующийся в эпицентре диапира, отличающемся прогретостью земной коры, высокobarиевый тип гранитов и мигматитов (см. табл.) отличался «сухостью» флюидного режима. В краевой части диапира в области регионально-отрицательного магнитного поля как на Карельском геоблоке, так и в Северном Приладожье метаморфизм является более низкотемпературным, чем в центральной части, а присутствие двуслюдяных биотит-мусковитовых гранитов свидетельствует об их водонасыщенности. Здесь развит рубидиевый тип гранитов (см. табл.). Типичным представителем подобного типа гранитов являются Маткасельские редкометалльные граниты. Для подобных гранитов характерно высокое содержание Al_2O_3 , P_2O_5 , Li, Rb, Cs и низкое содержание Ba, Sr, Zr, Y (см. табл.). Это типичные граниты S-типа. Учитывая сопоставимость геохимических типов гранитов разновозрастных мантийных диапиров при сопоставимости их химических составов, следует констатировать их связь с мантийным диапиром, поставляющим в земную кору базитовую магму, являющуюся главным энергетическим источником при плавлении земной коры. Энергоносителем является также мантийный флюидный поток, несущий калий и сопутствующие элементы. Об отсутствии орогенных условий при кристаллизации рассматриваемых гранитов свидетельствуют также купольный характер структур и пологое залегание гранитизированного вулcanoгенно-осадочного чехла. В этом заключается главная специфика раннего докембрия – периода первоначального формирования земной коры континентального типа, где базитовый вулканизм осуществляется в мелководных седиментационных бассейнах, сопоставимых с платформенными, а метасоматическая гранитизация завершающей стадии развития диапира сопоставима с гранитизацией завершающей стадии развития геосинклинали.

Геохимические типы двуполовошпатовых гранитов и бластитов Карелии

Оксиды	Бариевый					Рубидиевый					
	1 (17)	2 (16)	3 (6)	4 (39)	5 (34)	6 (11)	7 (6)	8 (16)	9 (2)	10 (5)	11 (25)
SiO ₂	68,06	71,96	72,55	72,17	69,79	73,0	75,53	74,51	73,47	73,65	74,63
TiO ₂	0,39	0,19	0,26	0,26	0,40	0,22	0,11	0,11	0,02	0,03	0,17
Al ₂ O ₃	15,91	14,92	14,36	12,67	13,93	14,40	13,25	13,49	14,97	15,64	12,42
Fe ₂ O ₃	1,17	0,87	0,53	0,66	1,64	0,66	0,62	0,52	0,95	0,33	1,29
FeO	2,31	1,00	1,15	1,93	2,77	1,35	0,77	0,82	0,64	0,63	1,72
MnO	0,05	0,02	0,02	0,03	0,09	0,05	0,03	0,04	0,02	0,06	0,04
MgO	1,33	0,22	0,56	0,68	0,40	0,47	0,29	0,24	0,2	0,1	0,11
CaO	3,15	1,33	1,51	1,34	1,39	1,69	0,75	0,80	0,7	0,68	0,71
Na ₂ O	4,12	3,34	3,19	3,07	2,90	4,08	3,74	3,54	3,10	5,0	3,18
K ₂ O	2,81	5,49	4,88	4,91	5,65	3,56	4,52	5,28	4,20	2,64	5,05
P ₂ O ₅	—	—	0,09	0,10	0,30	—	—	0,045	0,16	0,32	0,20
Rb	136	122	157	178	180	174	226	351	478	385	313
Li	23	9	16	16	34	31	—	17	107	207	67
Cs	4	3	1	3	—	6	5	5	36	31	—
Ba	1223	2297	1746	1378	2225	583	610	467	60	135	148
Sr	613	516	658	300	153	196	85	102	30	19	85
Zr	—	—	196	214	413	—	—	44	37	51	305
Y	—	—	25	22	43	—	—	11	—	3	90

Примечание. 1 – позднерхейские биотитовые бластиты Западной Карелии; 2 – позднерхейские субщелочные граниты Западной Карелии; 3 – позднесвекокарельские граниты о. Путаари, ЮЗ Приладожье; 4 – дайки и пластовые тела позднесвекокарельских лейкогранитов зоны гранулитового метаморфизма ЮЗ Приладожья; 5 – граниты рапакиви (выборгит) Салминского плутона; 6 – позднерхейские биотитовые бластиты оз. Остер Центральной Карелии; 7 – позднерхейские плагиомикроклиновые граниты оз. Остер Центральной Карелии; 8 – позднесвекокарельские плагиомикроклиновые граниты Латвасюрья (зона амфиболитовой фации метаморфизма), ЮЗ Приладожье; 9 – позднесвекокарельские мусковитовые граниты Маткасельки Северного Приладожья; 10 – альбитизированные и грейзенизированные граниты Маткасельки; 11 – равнозернистые биотитовые граниты Салминского плутона. Оксиды – мас.%, элементы – г/т, в скобках – количество анализов.

Сущность бимодальности при формировании подобного рода диапиров заключается в том, что производные образования базитовой и гранитной магмы одновозрастны, формируются в одинаковых тектонических условиях и базитовая магма является главным термальным источником для плавления коры. Бариевый и рубидиевый геохимические типы гранитов имеют свою индивидуальную металлогеническую специализацию. На площади развития гранитов рубидиевого типа (как архейского, так и раннепротерозойского возраста) известны рудопроявления молибдена, вольфрама, олова, отсутствующие на площади развития соответствующих высокобариевых пород. Головная наддиапировая зона с «сухим» флюидным режимом может быть перспективной на поиски алмазов [13].

К рифейскому этапу формирования диапира в Приладожье относится бимодальный габбро-анортозит – рапакиви гранитный магматизм Салминского плутона. В составе Салминского плутона роговообманково-биотитовые граниты рапакиви содержат повышенные концентрации Ba, Zr, P, а безовоидные граниты, так же как и их дифференциаты протолитионитовые редкометалльные граниты, – повышенные концентрации Rb, F, а также Y, Li, U, Ta, Th, Nb. Геохимические различия овоидных гранитов рапакиви и безовоидных

редкометалльных гранитов обусловлены, прежде всего, различием в составе флюида [14]. Граниты рапакиви характеризуются более высоким содержанием мольной доли газов группы углерода (CH₄, CO, CO₂) по сравнению с безовоидными гранитами, а последним свойственно более высокое содержание фтора. Они имеют самостоятельный источник расплавов (более глубинный у гранитов рапакиви), что согласуется с их «сухостью». Высокобариевый геохимический тип сопоставим с гранитами щелочно-гранитного типа [15], а высокорубидиевый тип – с гранитами плюмазитового типа. Рифейский бимодальный магматизм Салминского плутона носит наследованный характер, сущность которого заключается в том, что в свекокарельское время мантийный диапир обеспечил прогрев земной коры, достаточный для ее плавления в рифее под воздействием базитовой магмы.

Геодинамические обстановки проявления разновозрастного докембрийского диапиризма связаны с глыбово-волновыми колебательными движениями и геоизостатической неустойчивостью земной коры [5]. Сводное воздымание Фенноскандинавского щита с геометрическим центром в районе Лофотенских островов обусловило формирование автоволновой системы напряженного состояния литосферы.

1. Светов А. П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л., 1972. 118 с.
2. Светов А. П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л., 1979. 208 с.
3. Светов А. П., Свириденко Л. П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск, 1992. 151 с.

4. Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. И. Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск, 1990. 321 с.
5. Светов А. П., Свириденко Л. П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск, 2005. 357 с.

6. Светов А. П., Свириденко Л. П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л., 1991. 199 с.

7. Летников Ф. А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Тр. семинара Отделения «Проблемы глобальной геодинамики и металлогении». Вестник ОГГГН РАН. 1999. № 4 (10).

8. Летников Ф. А. Процессы самоорганизации при формировании магматогенных и гидротермальных рудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 38, № 4. С. 307–322.

9. Glebovitsky V. A., Baltybayev Sh. K., Kovach V. P. et al. Tectonic evolution of the Svecofennian accretional orogen (SE Finland and north Ladoga region) // Svekalapko WS, abstracts, 1997. P. 30.

10. Глебовицкий В. А., Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А. и др. Главная стадия плутоно-метаморфической активности в Приладожье: результаты определения изотопного возраста // ДАН. 2001. Т. 377, № 5. С. 667–671.

11. Глебовицкий В. А., Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А.

и др. Время, длительность и РТ-параметры полистадийного метаморфизма свекофеннид Приладожья (Балтийский щит) (по данным термобарометрии и U-Pb-геохронометрии) // ДАН. 2002. Т. 384, № 5. С. 660–664.

12. Свириденко Л. П., Светов А. П. Метаморфизм ареалов докембрийского активного вулканоплутонизма Карелии // Первый Всерос. симпозиум по палеовулканологии. Петрозаводск, 2001. С. 120–122.

13. Светов А. П., Свириденко Л. П., Шаров Н. В. Диопиризм и проблемы алмазности докембрия Карелии // Материалы совещ. «Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых». М., 2005. Т. II. С. 181–184.

14. Sviridenko L. P. The evolution of the fluid phase during the crystallization of granite types: Salmi pluton, Karelia, Russia // Mineralogy and Petrology. 1994. V. 50. P. 59–67.

15. Таусон Л. В. Типизация магматитов и их потенциальная рудоносность // Тез. 27-й междунар. геол. конгр. «Петрология». Т. 9. М., 1984. С. 221–229.

ТИПОВЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ МЕЗОАРХЕЙСКИХ СУБДУКЦИОННЫХ СИСТЕМ

С. А. Светов

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; ssvetov@krc.karelia.ru

Детальные геохимические и петрологические исследования последних лет, проводимые в пределах фанерозойских субдукционных систем, позволили выделить целый ряд специфических породных серий андезитового ряда, таких как БАДР, адакитовая, байяитовая, высоко-Nb андезибазальтов, андезитов и ряд других, которые являются не только отражением смены условий магмогенерации в субдукционных системах, но и часто свидетельствуют об их латеральной зональности.

Данные работы стали методической основой для развития детальных геохимических исследований сохранившихся фрагментов архейских конвергентных зон, реконструированных в пределах древних кратонов мира, в частности, таких, как Сьюперior в Канаде [1–3], и многих других. Часть выделенных андезитовых серий, например адакитовая, стали своеобразными геодинамическими индикаторами субдукционных режимов.

В настоящей статье представлены последние результаты изучения мезоархейских андезитовых ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии. Данный пояс представляет собой одну из наиболее древних на Фенноскандинавском щите (мезоархейскую) транзитных зон перехода протоокеан (реликты океанических ассоциаций фрагментарно сохранились в виде коматиит-толеитовой серии) — континент (Водлозерский блок) с выделяемыми эпизодами формирования в конвергентной зоне протоостроводужной системы (в интервале 3,05–

2,95 млрд лет) и более поздней вулканической ассоциации активной континентальной окраины (2,90–2,80 млрд лет). Предлагаемое исследование затрагивает породные комплексы андезитового ряда обоих временных срезов.

По сравнению с прочими архейскими образованиями Фенноскандинавского щита (Восточной Карелии, Западной Карелии и Восточной Финляндии), мантийно-коровый вулканизм Центрально-Карельского сегмента в изотопно-геохимическом и петрологическом отношении изучен недостаточно (хотя именно эта территория является ключевой для понимания специфики зарождения и эволюции мезоархейского магматизма на западной конвергентной границе континентальной коры палеоархейского Водлозерского блока и мезоархейского протоокеана). В пределах данной территории в коллажированном виде сохранился достаточно полный разрез вулканогенно-осадочных комплексов, характеризующих все стадии эволюции транзитной зоны от 3,1 до 2,7 млрд лет.

Относительно низкая степень структурно-метаморфических преобразований вулканогенно-осадочных последовательностей пород позволяет проводить палеовулканические реконструкции динамики литогенеза, петролого-геохимические исследования архейских породных ассоциаций различной сериальной принадлежности и контрастного геодинамического заложения. Результаты этих исследований были обобщены ранее [4],

настоящая работа дополняет новым геохимическим материалом полученные выводы.

Результаты геохимических исследований. Детальные геолого-геохимические исследования позволили подтвердить изотопно-геохимическую неоднородность андезитовых ассоциаций, что несомненно является отражением различных петрологических условий и геодинамических режимов их формирования.

Андезитовые ассоциации 1 уровня (3,05–2,90 млрд лет)

Высоко-Nb базальты, андезибазальты. В настоящее время высоко-Nb базальты и андезибазальты выявлены среди субвулканических пород в пределах Остерской палеовулканической постройки (пробы 500-15а и 500-25). Данный тип характеризуется пониженными содержаниями $\text{SiO}_2 = 50\text{--}53$ мас.%, $\text{Mg\#} = 45\text{--}48$ и высокими концентрациями $\text{Nb} > 20$ ppm (20–45 ppm), ЛРЗЭ – La (10–26 ppm), средним уровнем содержания Cr (100–200 ppm), Ni (30–80 ppm), имеют отношения $\text{Zr/Y} = 4,8\text{--}5,6$, $(\text{La/Yb})_{\text{pm}} = 4,9\text{--}6,2$, $\text{Nb/Ta} = 18\text{--}23$, соотношение $\text{Th}_{\text{pm}}\text{-U}_{\text{pm}}\text{-Nb}_{\text{pm}}\text{-La}_{\text{pm}}\text{-Hf}_{\text{pm}}$ системы описывается неравенством $\text{Th}_{\text{pm}} < \text{U}_{\text{pm}} < \text{Nb}_{\text{pm}} < \text{La}_{\text{pm}} > \text{Hf}_{\text{pm}}$.

Nb-обогащенная БАДР серия («нормального ряда»). К данной серии относится большинство лав и туфов древней андезитовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Чалкинская, Игнойльская, Няльмозерская, Остерская палеовулканические постройки). По содержанию кремнезема и щелочей породы принадлежат к андезибазальтам, андезитам, дацитам и реже риодацитам с нормальной щелочностью. Максимальная дифференциация серии (от андезибазальтов до риолитов) проявлена в Игнойльской структуре. Соотношение щелочей $\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ варьирует от 0,3 до 0,5, что позволяет говорить о явно выраженной Na специфике ассоциации. Породы БАДР серии имеют повышенные содержания Nb (7–11 ppm), Al_2O_3 (до 16–18 мас.%), Cr (20–200 ppm), Ni (12–140 ppm) в первичных выплавках и обогащение Co, Zr, Y, Sr, Ba в поздних дифференциатах. Андезитовые вулканы характеризуются отношениями $\text{Zr/Y} = 5,4\text{--}8,8$, $(\text{La/Yb})_{\text{pm}} = 8\text{--}19$, $\text{Nb/Ta} = 8\text{--}19$, соотношение $\text{Th}_{\text{pm}}\text{-U}_{\text{pm}}\text{-Nb}_{\text{pm}}\text{-La}_{\text{pm}}\text{-Hf}_{\text{pm}}$ системы описывается неравенством $\text{Th}_{\text{pm}} > \text{U}_{\text{pm}} > \text{Nb}_{\text{pm}} < \text{La}_{\text{pm}} > \text{Hf}_{\text{pm}}$.

Изотопный состав Sm-Nd в БАДР сериях Чалкинской, Игнойльской и Остерской структур свидетельствует о значительном вкладе в состав их магматических источников более древнего корового материала. Рассчитанные модельные возрасты андезитов и дацитов Чалкинской структуры по модели De Paolo [5] варьируют от 2890 до 3584 млн лет, для Игнойлы – 2970–3245 млн лет, для Остра – 3000–3380 млн лет. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ для БАДР серии Чалкинской структуры (Т – 2995 млн лет) изменяется от +1,5 до –2,3, для Игнойльской структуры (Т – 2995 млн лет) варьирует от –1,2 до +2,1.

Высоко-Mg андезиты (байяиты). Породы данного типа распространены достаточно широко, они

представлены лавовой и дайковой фациями в пределах Чалкинской структуры. Основное отличие от вулканических прочих серий связано с их повышенной магнезиальностью ($\text{Mg\#} = 53\text{--}64$, при содержании $\text{SiO}_2 = 53\text{--}64$ мас.%), высокими концентрациями Cr (220–620 ppm), Ni (150–650 ppm) при пониженных концентрациях Nb (6–9 ppm). Вулканы имеют отношения $\text{Zr/Y} = 3,5\text{--}5,9$, $(\text{La/Yb})_{\text{pm}} = 1,9\text{--}4,5$, $\text{Nb/Ta} = 17\text{--}19$, соотношение $\text{Th}_{\text{pm}}\text{-U}_{\text{pm}}\text{-Nb}_{\text{pm}}\text{-La}_{\text{pm}}\text{-Hf}_{\text{pm}}$ системы соответствует следующему соотношению: $\text{Th}_{\text{pm}} > \text{U}_{\text{pm}} > \text{Nb}_{\text{pm}} < \text{La}_{\text{pm}} > \text{Hf}_{\text{pm}}$. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в высоко-Mg базальтах идентичны сосуществующим с ними породам Nb-обогащенной БАДР серии («нормального ряда»).

Адакитовая серия. Мезоархейские субвулканические тела, дайки, лавы и туфы адакитовой серии, с возрастом ~2995 млрд лет, выявленные в Чалкинской, Игнойльской и ряде других структур Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, по содержанию SiO_2 (54–70 мас.%) относятся к андезитам – дацитам, могут быть классифицированы большей частью как высоко-SiO₂ адакиты – тип «HAS» [6], при этом отличаются от типичных известково-щелочных пород повышенными концентрациями Na_2O (3,6 < Na_2O < 6,1 мас.%, при средних значениях 3,9–5,1 мас.%), значительной вариацией магнезиальности ($\text{Mg\#} = 54\text{--}70$).

Наиболее ярко отличия между вулканическими адакитовой и прочих выделенных серий проявляются в концентрациях редких и редкоземельных элементов. Так, адакиты Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса имеют содержания Sr > 320 ppm (250–600 ppm). Для современных адакитов этот уровень может превышать 700 и даже достигать 2000 ppm, однако бывают и исключения, так, адакиты полуострова Тайтао содержат Sr < 280 ppm [7]. Так же аномально высокие концентрации отмечаются для Ba (280–980 ppm), Zr (140–240 ppm), U (1,0–3,5 ppm), характеристические отношения равны $\text{Zr/Y} = 8,0\text{--}24,5$, $(\text{La/Yb})_{\text{pm}} = 8,1\text{--}31,4$, $\text{Nb/Ta} = 16\text{--}32$, соотношение $\text{Th}_{\text{pm}}\text{-U}_{\text{pm}}\text{-Nb}_{\text{pm}}\text{-La}_{\text{pm}}\text{-Hf}_{\text{pm}}$ системы описывается неравенством $\text{Th}_{\text{pm}} > \text{U}_{\text{pm}} > \text{Nb}_{\text{pm}} < \text{La}_{\text{pm}} > \text{Hf}_{\text{pm}}$.

Распределение РЗЭ в мезоархейских адакитах Центральной Карелии сильно фракционированное – $(\text{La/Yb})_n > 10$, при этом уровень содержания ТРЗЭ аномально низкий: $\text{Ho} < 0,4$, $\text{Er} < 1,0$, $\text{Tm} < 0,1$, $\text{Yb} < 0,9$, $\text{Lu} < 0,11$ ppm. РЗЭ спектры топологически идентичны адакитам островов Кука, которые признаны типовыми представителями высоко-SiO₂ адакитовой серии [6]. На классификационных диаграммах в координатах Sr/Y – Y и $(\text{La/Yb})_n$ – Yb_n фигуративные точки субвулканических Хаутаваары, Игнойлы и Чалки ложатся в область типичных адакитовых серий мира вблизи поля адакитов ЮВ Японской вулканической дуги.

Изучение Sm-Nd систематики показало, что первичные отношения ϵ_{Nd} для адакитовой серии Игнойльской палеовулканической постройки

варьируют от +0,7 до +2,3, модельные возрасты (по модели De Paolo [5]) – от 2956 до 3092 млн лет. Для близлежащего Чалкинского палеовулкана ϵ_{Nd} для адацитов изменяется от +0,8 до +2,0, при модельных возрастах от 2979 до 3071 млн лет. С использованием ранее полученных изотопных данных были рассчитаны Sm-Nd изохроны – 3014 ± 130 млн лет ($\epsilon_{Nd} = +1,1$, MSWD = 27, n = 15) для адацитов Игнойлы и 2990 ± 140 млн лет ($\epsilon_{Nd} = +1,4$, MSWD = 2,1, n = 6) для адацитов Чалки. Эрахоны для адакитовой серии Хаутаваарской мегаструктуры (адакиты всех палеовулканических построек) дают значение 2976 ± 130 млн лет ($\epsilon_{Nd} = +1,2$, MSWD = 15, n = 8), с использованием ранних данных – 3005 ± 96 млн лет ($\epsilon_{Nd} = +1,1$, MSWD = 16, n = 18), что в принципе, несмотря на большую погрешность, коррелирует с данными по U-Pb системе.

Андезиты толеитовой серии. Породы данного типа представлены лавовой и дайковой фациями в пределах Чалкинской структуры. По содержанию $SiO_2 = 58–65$ мас.% породы отвечают андезитам, их магнезиальность варьирует в широких пределах Mg# от 35 до 53. В этой серии также отмечаются повышенные концентрации Cr (270–800 ppm), Ni (100–300 ppm) при низких содержаниях Nb (<4 ppm). Вулканиды имеют отношения Zr/Y – 5,0–7,5, $(La/Yb)_{pm} = 0,9–1,9$, Nb/Ta = 12–26, соотношение $Th_{pm}-U_{pm}-Nb_{pm}-La_{pm}-Hf_{pm}$ системы удовлетворяет неравенству $Th_{pm} > U_{pm} > Nb_{pm} > La_{pm} < Hf_{pm}$. Основное отличие от вулканидов прочих серий связано с нефракционированным распределением P3Э.

Андезибазальты, андезиты коматиитовой серии. Данная группа пород выделена в Паласельгинской структуре, исключительно в виде дайковой фазы секущей толщу коматиит-базальтового состава. Дайки сформированы андезибазальтами, андезитами ($SiO_2 = 55–59$ мас.%) с магнезиальностью Mg# = 50–54, высокими содержаниями Cr (600–2400 ppm), Ni (30–100 ppm), очень низкими содержаниями Nb (<1,6 ppm), Hf (0,7 ppm), Zr (<22 ppm). Спайдерграмма андезитов имеет недифференцированный характер в области P3Э и ярко выраженную положительную U аномалию. Породы также имеют очень низкие, нетипичные для андезитов, отношения Zr/Y – 1,3–1,6, $(La/Yb)_{pm} = 0,7–0,9$, Nb/Ta = 2,0–2,2, соотношение $Th_{pm}-U_{pm}-Nb_{pm}-La_{pm}-Hf_{pm}$ системы – $Th_{pm} < U_{pm} > Nb_{pm} < La_{pm} < Hf_{pm}$.

Андезитовые ассоциации 2 уровня (2,90–2,80 млрд лет)

Nb-обогащенная АДР серия («нормального ряда»). Породы этого ряда доминируют в молодом андезидацитовом ансамбле зеленокаменного пояса, наиболее широко они распространены в пределах Койкарской и Эльмусской структур. По содержанию SiO_2 породы отвечает по составу андезибазальтам, андезитам, дацитам, риодацитам, риолитам с нормальной щелочностью. Значимым отличием от древней БАДР серии является более кислая специализация второго уровня вулканизма.

Соотношение K_2O и Na_2O в андезидацитовых вулканидах и туфах варьирует от 0,1 до 0,7, при этом характеристическим является интервал 0,1–0,4, что подчеркивает Na специализацию ассоциации. Вулканиды имеют низкие концентрации MgO и CaO. По распределению петрогенных элементов они близки магматическим породам активных континентальных окраин Андского типа или энсиалическим островодужным системам. Для вулканидов отмечаются повышенные содержания Nb (8–17 ppm), Cr (50–150 ppm), Ni (20–75 ppm), Zr (110–420 ppm) и Co, Zr, Y в поздних дифференциатах. Часть риолитов (Эльмусская и Койкарская структуры) имеют повышенные концентрации Sr (до 250 ppm), Ba (до 1100 ppm). Величина отношения Zr/Y варьирует в интервале 5,1–17,2, что свойственно вулканидам активных континентальных окраин, Nb/Ta = 9–19. Соотношение $Th_{pm}-U_{pm}-Nb_{pm}-La_{pm}-Hf_{pm}$ системы описывается неравенством $Th_{pm} < U_{pm} > Nb_{pm} < La_{pm} > Hf_{pm}$.

Топология распределения P3Э в вулканидах и туфах молодой андезидацитовой ассоциации близка современным формациям центрального сегмента Андийского вулканического пояса [8] и олигоценовым риолитовым лавам района Меза Сентрал, юго-западной части вулканической провинции Сьерра-Мадре, Мексика [9]. Нормированные отношения P3Э в породах молодой СТА Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса следующие: $(La/Sm)_n = 3,00 \pm 0,31$, $(Gd/Yb)_n = 2,31 \pm 0,35$, $(Ce/Yb)_n = 5,81 \pm 2,81$, при этом туфы имеют более деплетированный спектр распределения тяжелых P3Э: $(La/Sm)_n = 3,53–4,13$, $(Gd/Yb)_n = 3,89–5,24$, $(Ce/Yb)_n = 22,14–26,39$.

Проведенное изучение Sm-Nd систематики Nb-обогащенной АДР серии Эльмусской структуры показало: значения $\epsilon_{Nd}(t)$, полученные для риолитов, варьируют от –1 до –6 с аномальными значениями –16 для самой измененной пробы. Модельные возрасты вулканидов (по модели [5]) находятся в интервале от 3074 до 3283 млн лет, наиболее древнее значение – 3506 млн лет – получено для дайки риолитов. К сожалению, отмечаются нарушения Sm-Nd системы, не позволяющие рассчитать изохронный возраст, а все полученные модельные возрасты маркируют существенный вклад древнего сиалического материала в формирование ассоциации.

Адакитовая серия. В настоящее время основной областью распространения адацитов этого возраста является Семченская структура, в пределах Койкарской структуры пока выявлена лишь одна дайка (проба S-80) с адакитовыми геохимическими характеристиками. Породы адакитовой серии имеют аномально низкие содержания P3Э элементов и явное подобие топологии P3Э спектров фанерозойским адакитовым расплавам. Следует подчеркнуть, что если древнейшая островодужная ассоциация имела доминирующие адакитовые составы в виде субвулканической фазы, то в верхнем уровне АДР серии

адакитовые характеристики более присущи лавовой фации. Для пород также отмечаются аномально высокие содержания Ba (270–500 ppm), Sr (200–320 ppm) и низкие концентрации Nb (3,0–3,8 ppm), Ti (3600–3800 ppm) и всех ТРЗЭ, при этом их общий уровень содержания значительно ниже, чем в адакитах древней островодужной системы. Соотношение $Th_{pm}-U_{pm}-Nb_{pm}-La_{pm}-Hf_{pm}$ системы описывается неравенством $Th_{pm} < U_{pm} > Nb_{pm} < La_{pm} > Hf_{pm}$.

Андезиты толеитовой серии. Породы представлены лавовой и дайковой фациями в пределах Койкарской структуры. По содержанию $SiO_2 = 60–63$ мас.% породы отвечают андезитам и имеют повышенную магнезиальность (Mg# от 60 до 63), по геохимической характеристике подобны толеитовым андезитам древнего уровня. В этой серии также отмечаются повышенные концентрации Cr (100–200 ppm), Ni (28–45 ppm) при низких содержаниях Nb (<5 ppm). Вулканыты имеют отношения $Zr/Y = 5,0–8,2$, $(La/Yb)_{pm} = 0,7–1,7$, $Nb/Ta = 10–13$, соотношение $Th_{pm}-U_{pm}-Nb_{pm}-La_{pm}-Hf_{pm}$ системы описывается неравенством $Th_{pm} > U_{pm} > Nb_{pm} > La_{pm} < Hf_{pm}$.

Обобщая полученный геохимический материал, следует кратко рассмотреть варианты формирования подобных ассоциаций в мезоархейской конвергентной субдукционной системе на примере парагенезов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

БАДР серия «нормального ряда». Формирование данной дифференцированной ассоциации является закономерным этапом развития субдукционной системы. При генерации серии предполагаемой областью плавления являлась зона метасоматизированного мантийного клина. Как показали результаты ранних модельных расчетов [4], область плавления располагалась на глубинах 60–70 км (давление в источнике <25 кбар). Степень плавления при генерации первичных известково-щелочных расплавов не превышала 12–20%, температуры $T = 1000–950$ °C. Все разнообразие пород связано с процессами фракционирования первичных базальтовых, андезибазальтовых расплавов.

Адакитовая серия. Генерация адакитовых расплавов осуществлялась при непосредственном плавлении субдуцируемой океанической плиты, чаще всего в режиме пологой субдукции на инициальной или конечной стадии. В некоторых случаях формирование адакитов возможно и в обстановках «слаб-виндов» (в областях разрыва субдуцируемой плиты). Модельные расчеты генерации адакитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса позволили установить, что исходные магмы могли быть получены при 10–15% плавлении амфиболита с образованием $Srx (60\%) + Gar (10\%) + Pl (25\%) + Hbl (5\%)$ рестита, с последующим фракционированием $Pl \pm Srx$. Формирование адакитов связано с инициальной стадией заложения субдукционной системы, и впоследствии расплавы данного состава внесли существенный вклад в формирование прочих гибридных серий.

Высокомагнезиальные андезибазальты, андезиты (байиты) характеризуются содержанием SiO_2 на уровне 56–65 мас.%, повышенной магнезиальностью (Mg# > 0,5) и концентрациями Cr, Ni, ЛРЗЭ. Подобный тип расплавов может формироваться в ходе взаимодействия отделенных при плавлении метасоматизированной мантии расплавов с адакитовыми магмами и прогрессивной их гибридизации [3, 10, 11].

Высоко-Nb базальты, андезибазальты и Nb-обогащенные андезиты. От пород прочих серий высоко-Nb базальты и андезиты отличаются значительными концентрациями Nb > 20 ppm, в случае Nb-обогащенных пород эти концентрации составляют 7–20 ppm, что в любом случае значительно превышает концентрации Nb в породах островодужных систем, где они не превышают 2 ppm [12]. Обогащенные Nb породы являются типичными ансамблями островодужных систем, как и адакиты [1, 2]. Формирование ассоциации возможно по нескольким моделям, включающим взаимодействие адакитовых расплавов с продуктами плавления перидотитов в области мантийного клина; в ходе конвекционных движений в области мантийного клина, когда метасоматизированные перидотиты переносятся непосредственно в область плавления [13, 14].

Толеитовая и коматиитовая серии. Андезиты и андезибазальты толеитовой серии достаточно широко представлены в мезоархейских островодужных ансамблях Центральной Карелии. Формирование столь «примитивных» расплавов может происходить на инициальной стадии заложения островодужной системы, что достаточно типично для фанерозойских конвергентных обстановок. Обнаружение же андезитов и андезидацитов коматиитового ряда в виде дайковой составляющей является достаточно уникальной находкой. Сопоставлении их геохимии с вариолитами (продуктами ликвационной дифференциации коматиитовых расплавов) показывает еще большее обеднение всеми РЗЭ, характеристика спектра почти полностью соответствует примитивной мантии, однако присутствует ярко выраженное обогащение Rb, Ba, Th, U, возможно связанное с контаминацией корового материала. Данные расплавы не могут являться продуктами непосредственного фракционирования коматиитовых магм, о чем свидетельствует крайне низкий уровень содержания лантаноидов, и условия их формирования пока остаются дискуссионными.

Таким образом, формирование описанных геохимически контрастных породных ассоциаций андезитового ряда проходило на различных стадиях заложения и развития субдукционной системы, и ассоциация рассмотренных серий является устойчивой как для архейских, так и для фанерозойских конвергентных обстановок.

Исследования в 2005–2006 гг. проводились при финансовой поддержке «Фонда содействия отечественной науке».

1. Polat A., Kerrich R. Magnesian andesites, Nb-enriched basalt-andesites, and adakites from late-archean 2.7 Ga Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: implications for late Archean subduction zone petrogenetic processes // *Contrib. to Mineral. and Petrol.* 2001. V. 141. P. 36–52.
2. Polat A., Kerrich R. Nd-isotope systematics of ~2.7 Ga kites, nesian sites and arc basalts, Superior Province: evidence for shallow crustal recycling at Archean subduction zones // *Earth and Planet. Sci. Letters.* 2002. V. 202. P. 345–360.
3. Wyman D. A., Kerrich R., Polat A. Assembly of archaic cratonic mantle lithosphere and crust: plume-arc interaction in the Abitibi-Wawa subduction-accretion complex // *Precambrian Research.* 2002. 115. P. 37–62.
4. Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2005. 230 с.
5. DePaolo D. J., Linn A. M., Schubert G. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm–Nd isotopic data and application to the cordilleran South-western United States // *J. Geophys. Res.* 1991. 96. P. 2071–2088.
6. Martin H., Smithies R. H., Rapp R. et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationship and some implication for crustal evolution // *Lithos.* 2005. 79. P. 1–24.
7. Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos.* 1999. 46. P. 411–429.
8. Ort M. H., Coira B. L., Mazzoni M. M. Generation of a crust-mantle magma mixture magma sources and contamination at Cerro Panizos, central Andes // *Contrib. to Mineral. and Petrol.* 1996. 123. P. 308–322.
9. Orozco-Esquivel M. T., Nieto-Samaniego A. F., Alaniz-Alvarez S. A. Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Cetral, Mixico, by crustal melting related to extension // *Jor. Volcan. and Geothermal. Res.* 118. 2002. P. 37–56.
10. Kelemen P. B. Genesis of high Mg# andesites and continental crust // *Contrib. to Mineral. and Petrol.* 1995. V. 120. P. 1–19.
11. Calmus T., Aguillo-Robles A., Maury R. C. et al. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (“bajaites”) from Baja California, Mexico: the role of slab melts // *Lithos.* 2003. 66. P. 77–105.
12. Taylor S. R., McLennan S. M. The geochemical evolution of the continental crust // *Rev. Geophys.* 1995. V. 33. P. 241–265.
13. Sajona F. G., Maury R. C., Bellon H. et al. High field strength element enrichment of Pliocene – Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines) // *J. Petrol.* 1996. 37. P. 693–726.
14. Kepezhinskas 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. 60. P. 1217–1229.

ГИПОТЕЗА МАГМАТИЧЕСКОГО ТРАНСПОРТА ЭКЛОГИТОВЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДАЙКАХ БАЗИТОВ ГРИДИНСКОЙ ЗОНЫ МЕЛАНЖА, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

О. С. Сибелев

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; Sibilev@krc.karelia.ru

Гридинская зона эклогитсодержащего меланжа (ГЗМ) – уникальная структура, где на сравнительно небольшой площади присутствуют дезинтегрированные фрагменты практически всех архейских толщ, имеющих место в Беломорском подвижном поясе (БПП), от габбро-анортозитов и мраморов до ультрамафитов и глиноземистых гнейсов. Эти фрагменты (обломочная часть меланжа) уже к рубежу AR₂ – PR₁ претерпели полифациальные метаморфические изменения. Они заключены в неоднородный, сложноскладчатый гнейсовый матрикс тоналитового, гранитоидного или диоритового состава.

В палеопротерозое сформировавшиеся меланжированные толщи прорваны базитовыми дайками, дополнительно деформированы и метаморфизованы, частично мигматизированы, а участками метасоматически изменены. Несмотря на всестороннее изучение ГЗМ в последние годы [1–4 и др.], по мнению автора, не определена даже десятая часть «рецептуры» этого многокомпонентного и

долго готовящегося «блюда». Нерешенными или решенными частично остаются вопросы геодинамических обстановок, способствующих высокобарным метаморфическим проявлениям и эксгумации эклогитсодержащих комплексов, полистадийности процессов эклогитизации, латеральной неоднородности ГЗМ, взаимосвязи эклогитового и гранулитового метаморфизма и тоналит-грандьемитовых комплексов, структурной эволюции матрикса, образованию «ранних мигматитов» (адакитов?) в обломках апоэклогитов, минглингу габброидных магм и т. д. Но одной из наиболее важных проблем, препятствующих моделированию эволюции структуры, является отсутствие высокобарных парагенезисов во вмещающих эклогиты породах. Цель настоящей работы – попытка предложить гипотетическое решение одного из вопросов: механизма эклогитизации протерозойских габброидов (на примере даек комплекса лерцолитов – габброноритов возраста 2,42–2,44 млрд лет).

Постановка проблемы. Фактические данные, прямо или косвенно касающиеся палеопротерозойской эклогитизации базитов ГЗМ, в тезисной форме сводятся к следующему:

- Наличие эклогитовых парагенезисов исключительно в дайках или частично будинированных телах метагабброидов.

- Отсутствие ассоциаций эклогитовой фации в раме (матрикс меланжа), даже в породах, где присутствуют индекс-минералы, способные отразить в своем составе РТ-параметры высокобарного метаморфизма.

- Генетическая связь эклогитизации с магматизмом, о чем свидетельствует кристаллизация, по крайней мере, части омфацита на субсолидусной стадии [5].

- Наличие нескольких групп даек в составе не менее двух магматических комплексов: лерцолитов – габброноритов и коронитовых габбро [6]; породы некоторых разновозрастных групп даек подвержены эклогитизации.

- Непостоянство минерального состава и структурно-текстурных особенностей интрузивных пород (зональность, зоны закалки, эндоконтактовые и связанные с деформациями преобразования, вторичные изменения и т. д.).

- Достаточная флюидонасыщенность магмы лерцолит-габброноритов для протекания реакций эклогитизации (например, наличие ламмелей Am в магматическом Сrx).

- Необычная петрография эклогитсодержащих базитов.

- Участками внедрение даек в пластичную («теплую») раму и их деформация еще до своей полной кристаллизации [7].

Совокупность этих данных, обладающих высокой степенью достоверности, требует непротиворечивого объяснения и адекватного взаимного согласования.

Обзор существующих моделей. В настоящее время имеется несколько концепций, рассматривающих образование палеопротерозойских эклогитов в базитах ГЗМ:

1. Одна из них формулируется так: «плохо ассоциации эклогитовой фации в раме или они не сохранились». Это «стандартная» модель, которая предполагает попадание (в общем случае – субдукционное) всей толщи пород в условия высокобарного метаморфизма. Если для архейских эклогитов ГЗМ данная модель в какой-то мере может быть приемлема, то в случае палеопротерозойской эклогитизации она вступает в противоречия с геологическими данными. При тех расчетных параметрах метаморфизма, в которых формировались парагенезисы эклогитовой фации (max T до 930 °C и P до 19 кбар, по [5]), тоналит-гнейсовые толщи должны быть полностью гомогенизированы (переплавлены). Между тем степень их проработки на этом этапе не столь значительна и контролируется структурно-мета-

морфическими процессами в дискретных сдвиговых зонах. Характер контактов базитов с вмещающими породами (снижение РТ-параметров метаморфизма от центра к периферии дайковых тел, зоны закалки, участками – экзоконтактовые изменения и т. д.) и другие факты также вводят ограничения на использование этой модели.

2. «Контроль процессов эклогитизации локальными сдвиговыми зонами». По мнению авторов этой концепции [8], пластические деформации в условиях анизотропных полей напряжений могут привести к бластезу высокобарических минералов при относительно невысоких литостатических нагрузках. Несмотря на хорошо представленный авторами материал, эта концепция вызывает определенные противоречия. Например, в самих эклогитизированных породах внутри даек синметаморфические деформации не фиксируются, а между подвергшимися эклогитизации участками базитовых даек и их деформированными эндоконтактами или вмещающими породами существует колоссальный градиент давлений метаморфизма (7–10 кбар). Представляется, что на такое повышение, даже «условного» давления, маломощные (max первые метры) сдвиговые зоны не способны. Эти зоны способны привести флюид и в «сухих» метастабильных ассоциациях гранулитов или габброидов, как это происходит в комплексах Берген-Аркс (ЮЗ Норвегия) и Марун-Кеу (Полярный Урал) [9–11 и др.], вызвать эклогитизацию, но, как отмечают сами авторы обсуждаемой концепции, в базитах ГЗМ флюида было недостаточно. Кроме того, остается неучтенным факт субсолидусной кристаллизации, по крайней мере, части эклогитовых (омфацитовых) кайм и отсутствие хотя бы близизофациальных эклогитам парагенезисов в тех же сдвиговых зонах, но вне тел базитов (в раме).

3. «Автоклавный эффект» – концепция, предложенная О. И. Володичевым [3]. Она подразумевает уникальную ситуацию преобразования габбро в эклогит «in situ», за счет высокого флюидного давления при кристаллизации магматического расплава в замкнутой системе дайкового тела. Данная концепция объясняет многое из того, что можно наблюдать на реальных геологических объектах ГЗМ, но остается неясным механизм этого процесса. Во время эклогитизации габброидная магма уже содержит большой процент твердой фазы (>50–70%). Насколько солидус оставшегося расплава может повысить флюидное давление? И еще один момент – очевидно, что автоклавный эффект характеризует специфические условия кристаллизации, поскольку эклогитизация базитов в БПП – явление далеко не повсеместное. Неясно, почему эти условия реализовались только в ГЗМ, при этом сохранялись на значительной площади рассматриваемой структуры и в разновозрастных дайках?

4. На оценку РТ-условий формирования омфацит-гранатового парагенезиса может влиять

фактор «зависимости растворимости Jd в Срх* от насыщенности породы Si». По мнению С. П. Кориковского [12], в недосыщенных Si породах реальное давление эклогитизации может быть ниже расчетного на 4–5 кбар. Но в случае рассматриваемых базитов такая поправка не выводит образовавшиеся Оmp за рамки эклогитовой фации и не объясняет остающийся градиент давлений между эклогитизированными базитами и вмещающими породами.

5. Рассматривалась и версия метасоматического генезиса эклогитов, но геохимические исследования зональности внутри тел оливиновых габброноритов [5] привели к выводу об изохимическом характере высокобарных метаморфических преобразований.

Таким образом, перечисленные концепции либо неприемлемы, либо нуждаются в дополнительных исследованиях.

Гипотеза «магматического транспорта». Предлагаемая концепция основана лишь на логических построениях, геологических наблюдениях и некоторых петрографических материалах, потому и фигурирует лишь как рабочая гипотеза. Между тем она представляется небезосновательной и может заслуживать определенное внимание не только для палеопротерозойских габбро района Гридино. Суть ее очень проста: в процессе эклогитизации габбро еще сохраняли какое-то количество расплава и имели способность к перемещению. Ниже дан один из предполагаемых сценариев развития геологических событий, сопровождающих эклогитизацию даек габбро (на примере даек комплекса лерцолитов – габброноритов).

К началу палеопротерозоя происходит ремобилизация архейской зоны конвергенции литосферных плит, след деятельности которой на современном эрозионном срезе маркируется областью ГЗМ. Эта относительно пологая зона тектонических движений, возможно, являлась «бронирующим горизонтом» для интрузирующих базитовых магм, по крайней мере, на глубинных уровнях здесь могли формироваться промежуточные магматические камеры. Магмы после частичной кристаллизации представляли собой магматическую суспензию с большой долей твердой фазы – кумулофиры. Например, в относительно хорошо сохранившихся породах комплекса лерцолитов – габброноритов доля кумулата (Ol-Срх-Орх) значительно превышает половину объема породы. В промежуточных камерах и начинается эклогитизация. Высокое давление обеспечивается как литостатической, так и дополнительной тектонической нагрузкой. Главное направление кристаллизации протекает с формированием микрокристаллитовых друзитовых кайм

Орх→Срх вокруг Ol; Срх→Оmp вокруг Орх; и омфацитовых кайм по периферии Срх (рис. 1, А). В отдельных случаях можно наблюдать резорбционные ограничения не только кумулокристов, но и омфацитовых агрегатов (рис. 1, А). Возможно, каймы формировались не при твердофазных биметасоматических реакциях Pl с Ol и Орх (например, [13]), а либо путем последовательной кристаллизации остаточного расплава, либо путем реакций твердой фазы с расплавом. Забегая вперед, необходимо отметить, что во многих изученных шлифах из габброноритов Pl практически отсутствует или находится в очень ограниченном количестве. Он мог участвовать в перитектических реакциях, разлагаясь на омфацилит и гранат, а мог и просто не кристаллизоваться, отдавая свои компоненты на «строительство» других минералов.

На каком-то этапе магматическая суспензия начинает «выдавливаться» из магматической камеры вдоль зоны архейского меланжа. Петрографически этот процесс выражается в формировании флюидалных текстур в габбро (рис. 1, Б, 2). О том, что это флюидалная, а не деформационная текстура, свидетельствует ветвящаяся, волнистая и прерывистая форма полос интеркумулусной компоненты, облекание ею крупных зерен, отсутствие в последних каких-либо деформаций. В строении флюидалных текстур участвует часть микрокристаллических агрегатов омфацитовых кайм, оторванных течением расплава от корон, гранат и $\text{Cgn} \pm \text{Pl} - \text{Omp}$ агрегат гранофироподобной структуры (рис. 2). Помимо флюидалности, в некоторых случаях наблюдается трахитоидность (ориентировка кумулокристов в направлении, согласном движению потока).

Гранат представляет собой ксеноморфную массу, развитую либо в виде флюидалных полос, либо в виде корон, облекающих пироксены, точнее – их омфацитовые каймы. Он выполняет значительную часть интеркумулусного пространства и начинает формироваться несколько позднее омфацилита. Центральные части гранатовых агрегатов выполняет гранофироподобный агрегат, который строго повторяет очертания интеркумулусного пространства (рис. 3). В направлении от кумулокристов, к «гранофиру» (согласно данным О. И. Володичева, персональное сообщение) закономерно возрастает магнезиальность Grt (от 48,4 до 50,6%) и содержание Jd компонента в Оmp (от 23,6% в каемке вокруг Орх до 54,5% в средней части гранофироподобного агрегата).

В центральных частях гранофироподобного агрегата содержание Jd в Оmp снижается до 38,2%. Эти данные позволяют сделать заключение о том, что в ходе движения суспензии в магматическом канале высокое давление сохранялось до тех пор, пока не были перекрыты (раскристаллизованы) межзерновые каналы и магма не остановилась. Инерция дайковой системы по давлению (и, конечно, по температуре) объясняет своеобразные

* Используемые в тексте сокращения минералов: Am – амфибол, Bt – биотит, Hbl – роговая обманка, Grt – гранат, Срх – клинопироксен, Cgn – корунд, Ol – оливин, Оmp – омфацилит, Орх – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Jd – жадеит.

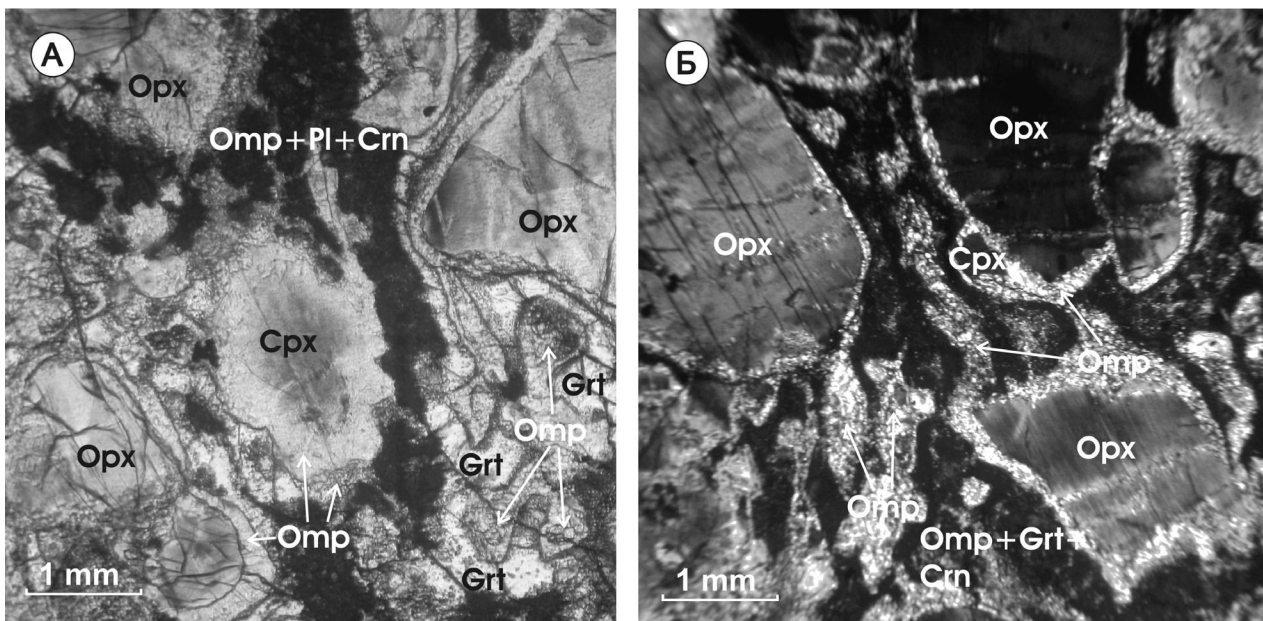


Рис. 1. Развитие омфацитовых корон, по орто- и клинопироксену, в правом нижнем углу снимка – резорбционные очертания омфацитового агрегата (шлиф В-16, без анализатора) (А); флюидальные текстуры, маркируемые м/з омфацитовым и корунд-омфацит-гранатовым агрегатом (шлиф В-30, николи скрещены) (Б)

формы дайковых тел – многочисленные апофизы и разрывы сплошности вмещающих пород в стенках дайковых полостей; экзоконтактные изменения вмещающих пород; эклогитизацию габброидов в узких зонах экзоконтакта в тех случаях, когда дайка пересекала более ранние и еще «теплые» (?) базитовые тела.

Самые последние порции расплава (центральная часть гранофировоподобных агрегатов) кристаллизовались в условиях снижения температуры и давления. После затвердевания суспензии происходило еще одно интересное явление, природа которого не совсем ясна, – грануляция (перекристаллизация), в первую очередь кумулата, а затем и межкумулульного пространства в мелкозернистый (Срх, Омп, Орх, ±Грт, Вт, Ам и др.) агрегат мозаичной структуры. Вероятно, такой процесс был релаксационным, приводящим магматическую систему в равновесие с внешними условиями. Несмотря на подавляющее преобладание твердой фазы в момент остановки суспензии, в эндоконтактах даек формировались закалочные структуры. Скорей всего, это происходило путем бластеза, а не кристаллизации из расплава, о чем говорят находки в закалочных зонах реликтов кумулокристов Орх.

Вполне естественное неравномерное движение магматической суспензии, скорость которого выше в центре тел, и пространственное тяготение грануляции к периферии даек привели к формированию наблюдаемой псевдозональности в относительно крупных телах. Она «усугублялась» амфиболитизацией эндоконтактов и участков наложенных деформаций.

Тектонические движения в ГЗМ продолжались достаточно долго, поэтому рассматриваемый механизм эклогитизации не имеет ограничений, касающегося разновозрастности эклогитизированных даек. Возможность проявления такого механизма подчеркивается тем, что Т-параметры эклогитизации палеопротерозойских базитов ГЗМ значительно превышают температуру водного солидуса габбро и эклогита [14].

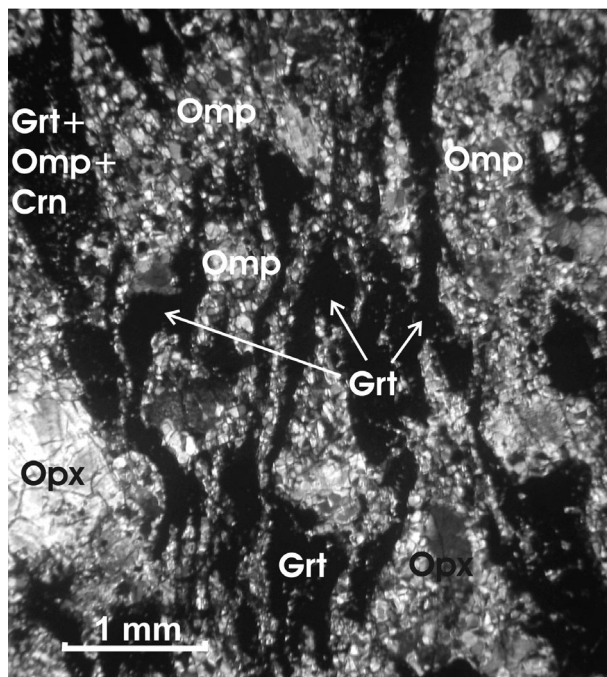


Рис. 2. Флюидальные текстуры эклогитизированных габбро с начальной стадией грануляции кумулокристов (шлиф В-16-54, николи скрещены)

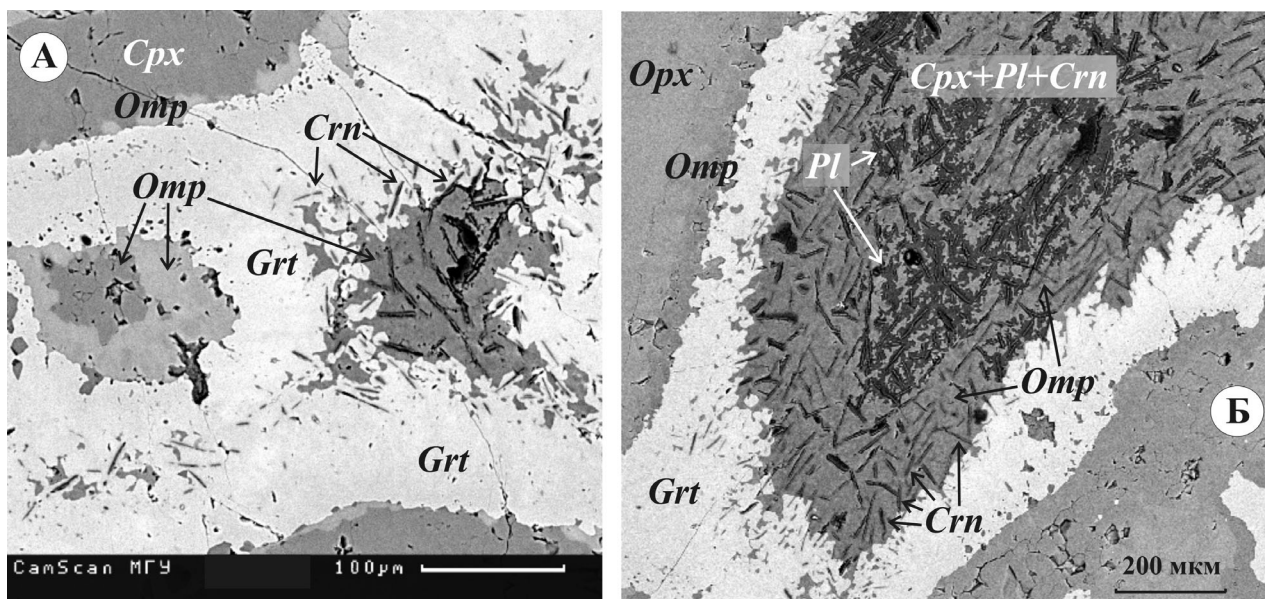


Рис. 3. Характер кристаллизации гранофириподобного агрегата корунд-омфацитового (А) (шлиф В-16-50-6) и корунд-плагиоклаз-омфацитового состава (Б) (шлиф В-30). Фотографии любезно предоставлены О. И. Володичевым (в отраженных электронах)

Таким образом, несмотря на некоторую умозрительность отдельных положений гипотезы, при дополнительном обосновании и корректировке, особенно в части петрологии, она способна объяснить практически все парадоксы палеопротерозойской эклогитизации базитовых даек ГЗМ.

1. Бибикина Е. В., Слабунов А. И., Володичев О. И. и др. Изотопно-геохимическая характеристика архейских эклогитов и глиноземистых гнейсов Гридинской зоны тектонического меланжа Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб., 2003. С. 68–71.

2. Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикина Е. В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.

3. Володичев О. И., Слабунов А. И., Степанов В. С. и др. Архейские и палеопротерозойские эклогиты и палеопротерозойские друзиты района с. Гридино (Белое море) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерогения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 60–80.

4. Сибелев О. С., Бабарина И. И., Слабунов А. И., Конюхов А. Н. Архейский эклогитсодержащий меланж Гридинской зоны (Беломорский подвижный пояс) на о. Столбиха: структура и метаморфизм // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 5–20.

5. Володичев О. И. Беломорский подвижный пояс — древнейшая на Земле высокобарическая долгоживущая система // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерогения... Петрозаводск, 2005. С. 129–133.

6. Степанов В. С., Степанова А. В. Гридинское дайковое поле: геология, геохимия, петрология // Там же. С. 285–288.

Автор выражает огромную благодарность О. И. Володичеву за предоставленные материалы, обсуждения и замечания к работе; А. И. Слабунову, В. С. Степанову, А. В. Степановой за конструктивную дискуссию.

7. Травин В. В., Докукина К. А. Дайки базитов района села Гридино, Западное Беломорье: условия внедрения и особенности деформаций // Там же. С. 302–305.

8. Травин В. В., Козлова Н. Е., Степанов В. С., Степанова А. В. О роли пластических деформаций в процессах эклогитизации // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. Т. 2. М., 2006. С. 312–315.

9. Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала. М., 1971. 191 с.

10. Шацкий В. С., Симонов В. А., Ягоуц Э. и др. Новые данные о возрасте эклогитов Полярного Урала // ДАН. 2000. Т. 371, № 4. С. 519–523.

11. Austrheim H. The granulite-eclogite facies transitions: a comparison experimental work and a natural occurrences in the Bergen Arcs, Western Norway // Lithos. 1991. N 25. P. 163–169.

12. Кориковский С. П. Реакционные фазовые равновесия при перекристаллизации палеопротерозойских габброноритов беломорского комплекса в условиях, близких к границе амфиболитовой и эклогитовой фаций // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерогения... Петрозаводск, 2005. С. 189–191.

13. Ларикова Т. Л. Формирование коронарных (друзитовых) структур при метаморфизме габброидов Северо-Западного Беломорья (Балтийский щит): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 2002. 23 с.

14. Lambert I. B., Wyllie P. J. Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess water to 35 kb pressure, with geological application // Journal of geology. 1972. N 80. P. 693–708.

МЕЗО- И НЕОАРХЕЙ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛИЗИОННОГО ОРОГЕНА

А. И. Слабунов

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; slabunov@krc.karelia.ru

Докембрийские подвижные пояса и архейские кратоны – это главные типы структур докембрия. Геодинамическая природа первых из них особенно сложна для исследования, так как докембрийские подвижные пояса – это структуры, в которых отмечается неоднократное проявление метаморфизма высоких ступеней, интенсивных деформаций, гранитизации. Соответственно, наиболее трудна для расшифровки ранняя история развития этих структур. Беломорский подвижный пояс (БПП) Фенноскандинавского щита – одна из характерных структур своего класса, и ее изучение имеет большое значение для понимания условий формирования этих образований.

Около 17% территории БПП составляют глубоко-метаморфизованные архейские (2,9–2,68 млрд лет) вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования (рис.). Они слагают зеленокаменные (Воче-Ламбинский, Енский, Керетский, Пибозерский, Тикшозерский, Тулппио и Центрально-Беломорский [1]) и парагнейсовый (Чупинский) пояса (рис.). В составе БПП выделяются такие важные комплексы – индикаторы геодинамических обстановок, как офиолиты [2–6], островодужные вулканы [2, 3, 7], осадки преддуговых бассейнов [8], эклогитсодержащие микститы и эклогиты [9, 10], коллизионные граниты [1], вулканогенно-грубообломочные образования [11]. Такие структурно-вещественные комплексы характерны для фанерозойских орогенических поясов. На основании этого сходства можно достаточно уверенно проводить геодинамические реконструкции в архее восточной части Фенноскандинавского щита, руководствуясь принципами актуализма.

Среди пород, слагающих БПП, не установлены структурно-вещественные комплексы с возрастом, превышающим 2,9 млрд лет. Только в осадочных породах Чупинского парагнейсового пояса [8, 12] и Суомуярвинского комплекса [13] обнаружены зерна детритового циркона с возрастом древнее 3,0 млрд лет, что указывает на наличие в их протолите относительно древнего компонента. В то же время структурно-вещественные комплексы, сформировавшиеся до 2,9 млрд лет, широко развиты в ряде террейнов Карельского кратона [14].

Ранняя стадия (2,88–2,83 млрд лет) развития БПП маркируется вулканогенными и осадочными образованиями, входящими в состав зеленокаменных и парагнейсовых комплексов. Метабазальты коматиит-базальтовой (верхнекумозерской) стра-

тотектонической ассоциации формировались в обстановке океанического плато [15]. Средне-кислые вулканы Керетского зеленокаменного пояса, метаграувакки Чупинского парагнейсового пояса и фрагменты океанической коры Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса с возрастом 2,88–2,83 млрд лет составляют латеральный ряд, маркирующий различные зоны субдукционной системы – керетьозерской конвергентной границы плит западнотихоокеанского типа [1]. Зеленокаменный комплекс пояса Тулппио, в составе которого отмечены вулканы, сопоставимые с островодужными, маркирует еще одну располагающуюся к ССВ от керетьозерской (в современной системе координат) конвергентную границу.

Развитие древних островодужных систем завершается примерно 2,83–2,8 млрд лет назад, когда происходит аккреция островодужных, троговых, океанических комплексов, формирование ранней генерации гранитоидов ТТГ ассоциации, метаморфические преобразования в условиях гранулитовой фации. Кроме того, на завершающей стадии развития северной конвергентной границы (зеленокаменный пояс Тулппио) образуются массивы сиенитов [16], которые служат индикатором существования здесь развитой континентальной коры.

Таким образом, в период 2,88–2,83 млрд лет, примерно за 50–80 млн лет, в результате субдукционных и аккреционных процессов на конвергентных границах океанических литосферных плит образовались первые в данной системе фрагменты новой континентальной (или субконтинентальной) земной коры: микроконтиненты «керетьозерский» и «тулппио».

В период 2,8–2,75 млрд лет формируется несколько субдукционно-аккреционных систем. Супракрустальные образования этого периода известны в Северо-Карельской системе зеленокаменных поясов (хизоваарский зеленокаменный комплекс), Енском и Пибозерском зеленокаменных поясах (рис.).

Выделяется, по крайней мере, две островодужные системы, сформировавшиеся в этот период. Супрасубдукционный офиолитовый комплекс, фрагменты которого установлены в Ириногорской и Хизоваарской структурах, сформировался в основании юной островной дуги или в задуговом бассейне. Позднее образуется зрелая вулканическая островная дуга с известково-щелочными и адакитовыми вулканами среднего и кислого составов [17].

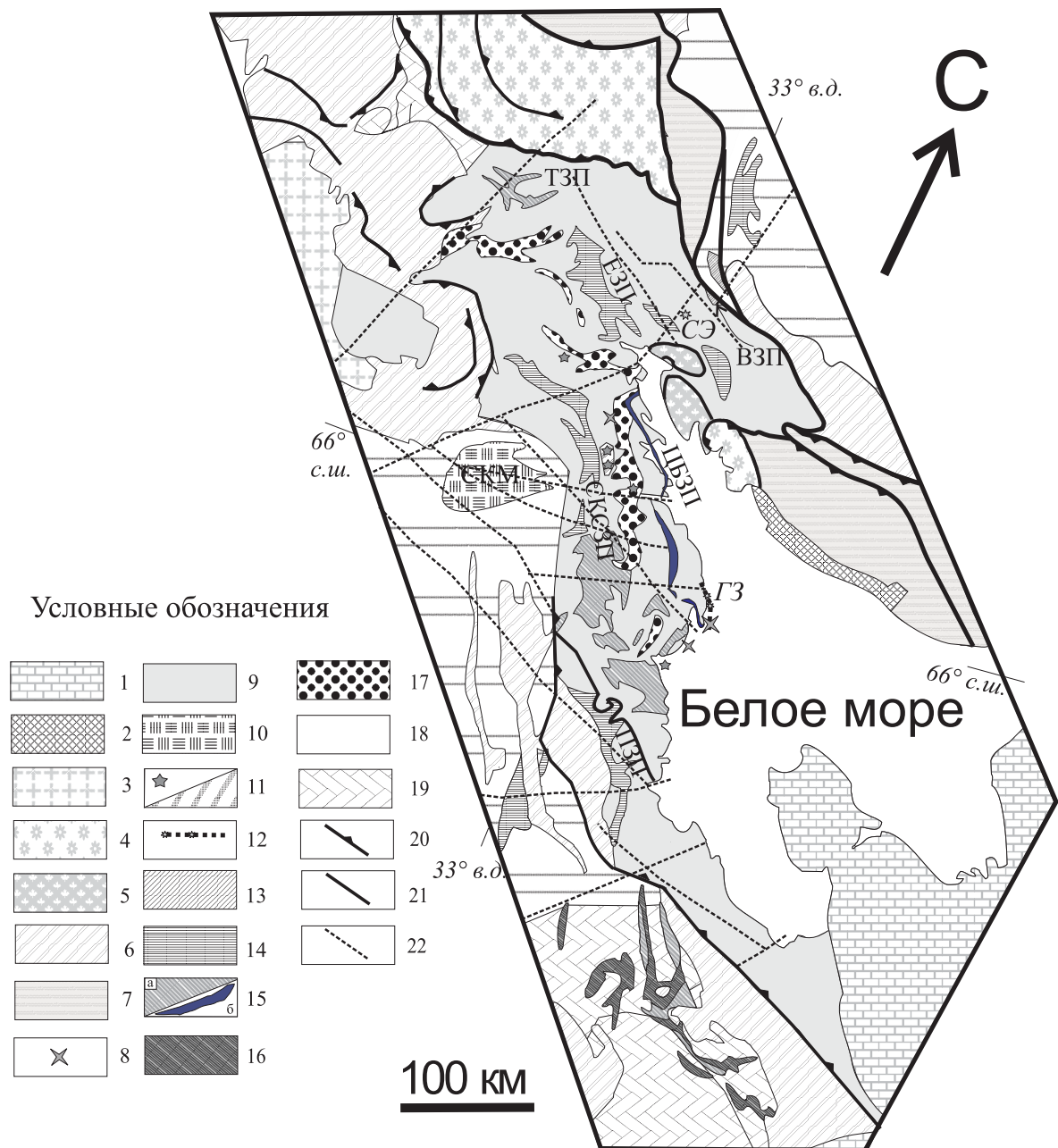


Схема распространения архейских структурно-вещественных комплексов БПП и сопряженных структур [1 и ссылки там, с дополнениями]:

1 – фанерозойские образования; 2 – неопротерозойские образования; 3 – гранитоиды (1,85–1,75 млрд лет); 4 – гранулиты Лапландского пояса (2,0–1,91 млрд лет); 5 – глубокометаморфизованные породы Колвицкого комплекса; 6 – палеопротерозойские (2,5–2,06 млрд лет) вулканогенные и осадочные комплексы; 7 – палеопротерозойские и архейские комплексы в виде ансамблей тектонических пластин; 8–19 – архейские образования: 8 – лекогаббро (2,7 млрд лет); 9 – гранитоиды ТТГ ассоциации, мигматиты (2,83–2,58 млрд лет); 10 – санукитоиды (2,74–2,72 млрд лет), Северо-Карельский массив (СКМ); 11 – высокометаморфизованные (гранулитовые) комплексы (2,74–2,72 млрд лет), звездочкой показаны места, где установлены реликты этих гранулитов; 12 – эклогитсодержащий (звездочками показаны места находок эклогитов) меланж Гриндинской зоны (ГЗ) и эклогиты Салми (СЭ); 13–16 – нео- и мезоархейские зеленокаменные комплексы (буквами обозначены главные зеленокаменные пояса и их системы: ЕЗП – Енский, СКСЗП – Северо-Карельская, ТЗП – Тулпийо, ПЗП – Пибозерский, ВЗП – Воче-Ламбинский, ЦБЗП – Центрально-Беломорский): 13 – с возрастом 2,75–2,68 млрд лет, 14 – с возрастом 2,8–2,75 млрд лет; 15 – с возрастом 2,9–2,85 млрд лет (а – СКСЗП, б – ЦБЗП); 16 – с возрастом 3,1–2,9 млрд лет; 17 – Чупинский парагнейсовый комплекс (2,9–2,82 млрд лет); 18–19 – гранитоиды Карельского неорхейского кратона: 18 – с возрастом 2,9–2,7 млрд лет Центрально-Карельского домена; 19 – с возрастом 3,2–2,7 млрд лет доменов Водлозерского и Помокаира; 20–22 – разрывные нарушения: 20 – палеопротерозойские надвиги; 21 – разломы; 22 – разломы, дешифрируемые на космических снимках

В период 2,8–2,74 млрд лет за счет субдукционно-аккреционных процессов образовался «беломорский» микроконтинент, ядром которого стал

«керетьозерский» блок сиала. К северу от него, отделенный океанической литосферной плитой, располагался микроконтинент «тулпийо». Взаи-

модействие этих двух фрагментов континентальной коры предопределило коллизионную природу дальнейших событий.

Предколлизийная стадия (2,73–2,71 млрд лет) развития литосферы БПП фиксируется проявлениями гранулитового метаморфизма умеренных давлений и (габбро)-эндербит-чарнокитового магматизма (нотозерский комплекс) [18, 19] в западной части системы и формированием эклогитов [9, 10] – в восточной и северной. Метаморфические и магматические события в Западно-Беломорском гранулитовом поясе являются отражением процессов субдукции на активной окраине [19] «беломорского» микроконтинента. Неоархейские (2720 млн лет) эклогиты Гридинской зоны (рис.) указывают на то, что породы океанической коры погружались в зоне субдукции на глубины около 60–65 км и были эксгумированы не позднее 2,7 млрд лет [9].

В это же время (2724 млн лет) в тыловой части системы образуется крупный диорит-плаггиогранитный (санукитоидный) батолит [1].

Начиная примерно с 2,72–2,71 млрд лет Беломорская система вступает в коллизионную стадию развития, которая маркируется проявлением покровно-складчатой тектоники [20, 21],

1. Слабунов А. И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита. Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2005. 46 с.

2. Бибилова Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 115–140.

3. Кожевников В. Н. Геология и геохимия архейских северокарельских зеленокаменных структур. Петрозаводск, 1992. 199 с.

4. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Степанов В. С. и др. Беломорский пояс – позднеархейская аккреционно-коллизионная зона Балтийского щита // ДАН. 1998. Т. 358, № 2. С. 226–229.

5. Степанов В. С., Слабунов А. И., Степанова А. В. Пороодообразующие и акцессорные минералы позднеархейских перидотитов района озера Серяк (Беломорский подвижный пояс Фенноскандинавского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск, 2003. С. 17–25.

6. Щипанский А. А., Бабарина И. И., Крылов К. А. и др. Древнейшие офиолиты на Земле: позднеархейский супрасубдукционный комплекс Ириногорской структуры Северокарельского зеленокаменного пояса // ДАН. 2001. Т. 377, № 3. С. 376–380.

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

8. Мысцова Т. А., Глебовицкий В. А., Миллер Ю. В. и др. Супракрупные толщи Беломорского подвижного пояса: первичный состав, возраст и происхождение // Литология и полезные ископаемые. 2003. Т. 11, № 6. С. 3–19.

9. Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибилова Е. В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.

высокобарического метаморфизма (2717–2707 млн лет), гранитообразованием (образуются поля мигматитов и массивы лейкогранитов с геохимическими характеристиками коллизионных S-гранитов), в западной части структуры в это же время формируются гранитогнейсовые купола.

Следствием коллизии является увеличение мощности коры, орогенез и последующий коллапс орогена. Индикаторами орогенеза служат вулканы и грубообломочные осадки, например, Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса, имеющие черты сходства с вулканогенными молассами [11]. На стадии коллапса происходит формирование массивов лейкогаббро, подчеркивающих преобладание условий растяжения. К этой группе относятся неоархейские (2697±13, SHRIMP-II) лейкогаббро р-на д. Гридино (о. Супротивные) [22] и, вероятно, габброиды р-на губы Тупая оз. Ковдозеро [23]. На завершающем этапе (около 2,67 млрд лет) происходит формирование разнообразных гранитоидов, в том числе субщелочных [24].

Работа выполняется при финансовой поддержке РФФИ (грант № 06–05–64876).

10. Щипанский А. А., Конилов А. Н., Миц М. В. и др. Позднеархейские эклогиты Салмы, Беломорский подвижный пояс, Кольский полуостров, Россия: петрогенезис, возраст и значение для геодинамической интерпретации обстановок формирования ранней континентальной коры // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерогения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 324–327.

11. Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова / Под ред. Ф. П. Митрофанова и В. И. Пожиленко. Апатиты, 1991. 196 с.

12. Бибилова Е. В., Богданова С. В., Глебовицкий В. А. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконового геохронологии (ионный микросонд NORDSIM) // Петрология. 2004. № 3. С. 227–244.

13. Evins P. M., Mansfeld J., Laajoki K. Geology and geochronology of the Suomajärvi complex: a new Archaean gneiss region in the NE Baltic Shield, Finland // Precambrian Research. 2002. V. 116. P. 285–306.

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

15. Слабунов А. И., Богина М. И., Злобин В. Л., Матуков Д. И. U-Pb цирконометрия (данные ионного зонда SHRIMP-II) мезоархейских вулканических Керетского зеленокаменного пояса и геодинамика ранних стадий развития Беломорского подвижного пояса // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы конф. М., 2006. С. 276–281.

16. Juopperi H., Vaasjoki M. U-Pb mineral age determinations from Archean rocks in eastern Lapland // Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-

sedimentary sequences. Ed.: Vaasjoki M. Geol. Survey of Finland. Special Paper 33. 2001. P. 209–227.

17. Бибилова Е. В., Самсонов А. В., Щипанский А. А. и др. Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккрецированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // Петрология. 2003. Т. 11, № 3. С. 289–320.

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

19. Лобач-Жученко С. Б., Бибилова Е. В., Другова Г. М. и др. Архейский магматизм района оз. Нотозера северо-западного Беломорья: изотопная геохронология и петрология // Петрология. 1995. Т. 3, № 6. С. 593–622.

20. Миллер Ю. В., Милькевич Р. И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–93.

21. Миллер Ю. В., Байкова В. С., Арестова Н. А. и др. Роль Хетоламбинского террейна в становлении и ранней истории развития Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 2005. № 2. С. 17–33.

22. Слабунов А. И., Степанова А. В., Бибилова Е. В. и др. Неоархейские габброиды Беломорского подвижного пояса: U-Pb геохронология по цирконам и геодинамические следствия // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы конф. М. 2006. С. 286–290.

23. Балаганский В. В., Бибилова Е. В., Богданова С. В. и др. U-Pb геохронология беломорид района Тупой губы оз. Ковдозера (Северная Карелия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 6. С. 40–51.

24. Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Левский Л. К. Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. № 8. С. 805–816.

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ГАББРОИДНОМ МАССИВЕ РАЙОНА ОЗ. ВИЕТУККАЛАМПИ (ХАУТАВААРСКАЯ СТРУКТУРА)

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

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru

Анализ имеющегося материала свидетельствует о том, что для лопийских зеленокаменных поясов может представлять интерес в отношении ЭПГ с сопутствующим Au следующая триада: коматииты и их интрузивные аналоги – перидотиты, габброидные массивы с ильменит-титаномагнетитовым оруденением и углеродистые сланцы*. Золоторудная минерализация в базит-гипербазитовых комплексах часто локализуется вблизи порфировых даек кислого – среднего состава и в зонах их расщепления и метасоматического изменения.

Для Хаутаваарской структуры наиболее ощутимые концентрации ЭПГ и сопутствующего Au установлены в связи с сульфидным медно-никелевым оруденением в серпентинитах и коматиитах. В то же время в Хаутаваарской структуре известны многочисленные массивы габброидов, выделяемые как феррогаббро, с ильменит-титаномагнетитовым оруденением, подобные участку Виетуккалампи, расположенному западнее от оз. Виетуккалампи. В свое время нами изучались габброидные массивы юго-восточнее этого участка в районе оз. Раялампи. Оруденелые горизонты среди габброидных массивов участка Раялампи отчетливо выделялись при наземной магнитометрической съемке (до 6000 нТл) и по

данным электроразведки по ΔZ , проведенным С. Я. Соколовым. Габброиды содержат повышенные концентрации TiO_2 (1,40–2,0%), V_2O_5 (0,10–0,14%) и железа (Fe_2O_3 – 6–7%, FeO – 13–14%).

Особого внимания в металлогеническом отношении заслуживает наиболее крупный габброидный массив участка Виетуккалампи (рис. 1). Здесь нами были проведены достаточно детальные работы по профилям 1–2, 3–4, вкрест предполагаемого простираения интрузивного тела, и опробование на ЭПГ и Au.

Внутреннее строение массива неоднородно (рис. 2). Отчетливо выделяется мелкозернистая эндоконтактная зона, с общей тенденцией увеличения лейкократовости пород на северо-восток. В массиве развиты многочисленные жильно-дайки порфировые тела метадацитов, метаандезитов, кварцевых диоритов, мелкозернистых габбро-диабазов и в том числе жильные тела сульфидосодержащих гранат-куммингтонит-кварцевых или кварц-куммингтонитовых метасоматитов, зонки окварцевания и биотитизации с турмалином и сульфидной минерализацией.

Намечаются в различной степени обогащенные рудным материалом (титаномагнетит + ильменит) горизонты мощностью до 70 м.

Габбро содержит роговую обманку, раскисленный плагиоклаз (андезин) с вростками в него игольчатых кристаллов эпидота, биотит – 1–3%,

* 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.

а в зонах наложенной биотитизации вблизи кислых даек, диоритов и прожилков – до 5–20%. Роговая обманка темно-зеленая, плагиоклаз замещается эпидотом и раскисляется. Акцессорный апатит имеет игольчатый облик. В габбро встречаются пегматоидные горизонты и участки с гранофирами, представленными червеобразными выделениями кварца и альбита. Гранофиры иногда окружают кварц или полностью замещают плагиоклаз, что указывает на повышенное количество кремнезема и щелочей в конце процесса кристаллизации. Минералы рудных горизонтов представлены титаномагнетитом, ильменитом и сфеном (до 5–15%). Титаномагнетит часто бывает полностью замещен ильменитом, иногда встречается лишь скелетная решетка ильменита по кристаллам титаномагнетита. Ильменит выделяется в виде вытянутых и неправильных зерен и замещается сфеном. Сопутствующие сульфиды (в количестве от единичных зерен до 2–5%) представлены пирротинном, халькопиритом. Реже встречаются отдельные наложенные выделения пирита, образующего неправильные зерна. Пирит обычно приурочен к кварцевым просечкам и более распространен в рудных габбро, пересекаемых дайками плагиопорфиров (обн. 9958/1–4, № 19–22, рис. 2).

В дайковых телах тонкозернистых метадацитов – плагиопорфиров, секущих габбро, из рудных минералов встречаются ильменит (до 1–3%) и сульфиды (1–3%). Темноцветные минералы представлены биотитом, эпидотом, реже отмечается роговая обманка. Из наложенных минералов встречается мусковит. Дайки многочисленные, наиболее кучно они развиты в западной части участка, их мощность достигает 20 м. В поле развития даек встречается вкрапленность

пирита и отмечены повышенные содержания золота в габбро.

Зона кварц-куммингтонитовых метасоматитов накладывается на габбро. Основными минералами в ней являются кварц и желтые удлиненные кристаллы куммингтонита, иногда встречается гранат. В метасоматитах развиты также мелкозернистые биотит и хлорит, замещающие плагиоклаз. Вблизи кварцевых обособлений (гнезд и прожилков) эти же минералы выделяются как более крупнозернистые в ассоциации с турмалином. В зонах куммингтонит-кварцевых метасоматитов количество сульфидов достигает 10–12%. Из рудных минералов встречается ильменит. Сульфиды представлены пирротинном, халькопиритом, пиритом.

Секущие тела кварцевых диоритов были встречены в северо-восточной части участка (обн. 9953/3). Породы содержат плагиоклаз, светлую роговую обманку, эпидот, биотит, апатит, сфен. В них отмечены кварцевые прожилки, иногда с турмалином.

По химическому составу (табл. 1, № 8–22, рис. 3) рудные габброиды характеризуются содержанием SiO_2 от 42,82 до 54,12%, сумма щелочей в них достигает 3,21%, MgO 4,1–7,45%, в отдельно расположенном пегматоидном теле (№ 1) SiO_2 – до 55,28%, сумма щелочей – до 5,02%. В наиболее богатых рудных горизонтах суммарное содержание железа достигает 25,02%, V_2O_5 0,234–0,278%. Содержание серы в отдельных участках достигает 0,72–0,81%.

В гранат-куммингтонитовых метасоматитах содержание SiO_2 увеличивается до 59,24%, содержание щелочей и CaO резко снижается, возрастает концентрация Li_2O до 0,0287%, породы содержат сфен, и для них характерно повышенное содержание TiO_2 (табл. 1, № 5).

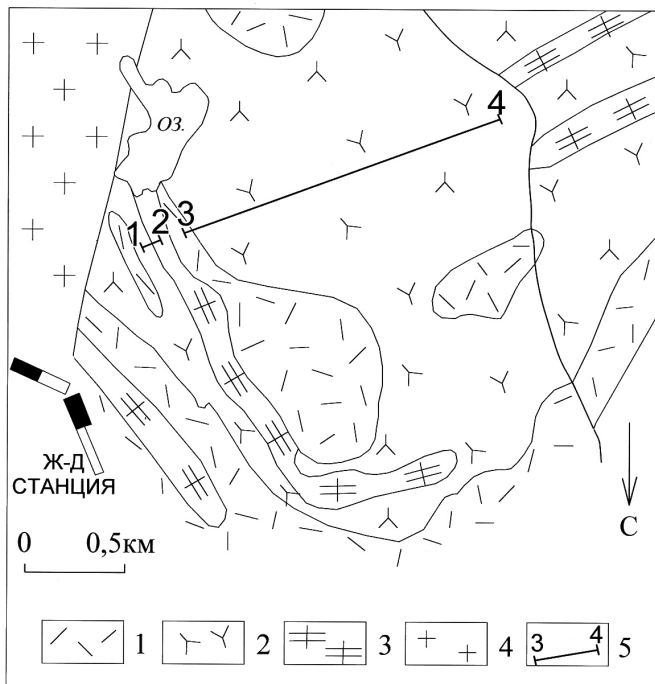


Рис. 1. Схема геологического строения участка ст. Хаугаваара – оз. Виетуккалампи

(по данным С. И. Рыбакова и А. И. Световой):

1 – вулканы и вулканогенно-осадочные породы дацитового состава, 2 – габброиды, 3 – серпентиниты, 4 – гранодиориты, 5 – геолого-геохимические профили

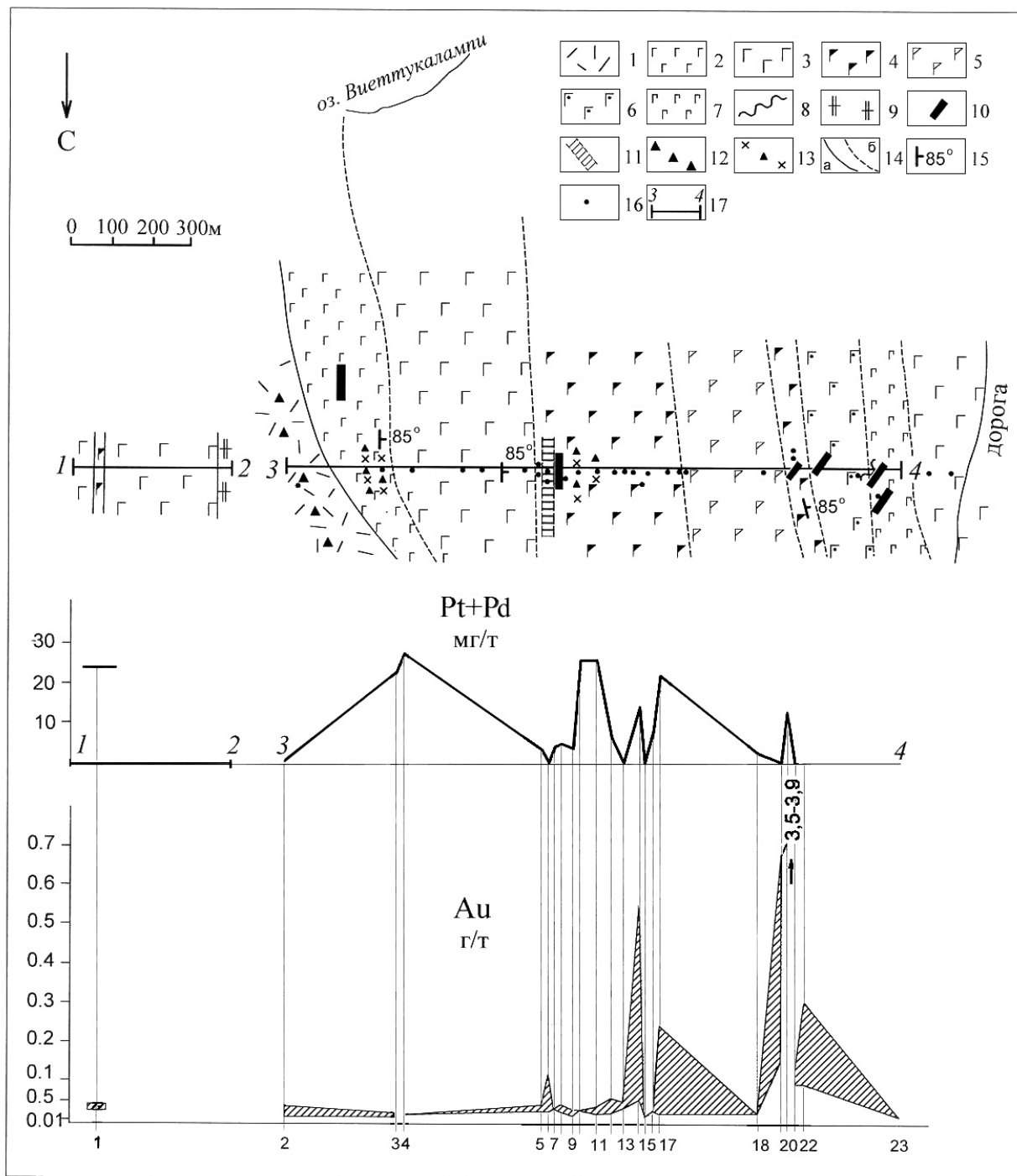


Рис. 2. Геолого-геохимический профиль вкрест простирания габброидного массива района оз. Виеттукалампи:

1 – вулканиты и вулканогенно-осадочные породы дацитового состава, 2 – эндоконтактовые мелкозернистые метагаббро, 3 – мелкозернистые мезократовые метагаббро, 4 – среднезернистые меланократовые оруденелые метагаббро, 5 – слабо оруденелые метагаббро, 6 – мелкозернистые мезо-лейкократовые метагаббро, 7 – мезо-лейкократовые неравномерно пятнистые с габбро-пегматитовым материалом метагаббро, 8 – жильные тела мелкозернистых основных пород, 9 – серпентиниты, 10 – жильные тела метадацитов, 11 – гранат-куммингтонит-кварц-сульфидные метасоматиты, 12 – вкрапленная сульфидная минерализация, 13 – зоны окварцевания с сульфидной минерализацией, 14 – контакты установленные (а) и предполагаемые (б), 15 – сланцеватость, 16 – обнажения, 17 – профиль (1–2, 3–4). Цифры (1–23) внизу рисунка соответствуют порядковым номерам табл. 1 (второй строке № на ПР) и табл. 2: № 1, 8–17, 20–22 – оруденелые метагаббро с содержанием титаномагнетита, ильменита до 10–15% и с сопутствующими сульфидами (пирротин, халькопирит, пирит – до 3–5%); 18, 19 – слабо оруденелые метагаббро (титаномагнетит, ильменит – от 1–2 до 3%) с сопутствующими сульфидами (пирротин, халькопирит); 23 – мезократовые метагаббро из зоны, насыщенной габбро-пегматитовым материалом; 3–4 – зона окварцевания с сульфидной минерализацией в мезократовых метагабброидах; 6–7 – дайковые тела метадацитов с содержанием сульфидов до 1% (пирротин, халькопирит, пирит) и вкрапленностью титаномагнетита и ильменита (1–2%); 5 – гранат-куммингтонит-кварц-сульфидные метасоматиты (мощность до 20–25 м) в оруденелых габброидах на контакте с дайкой метадацитов; 2 – вкрапленная сульфидная минерализация во вмещающих вулканитах и вулканогенно-осадочных породах дацитового состава

Таблица 1

Химические составы горных пород района оз. Виетуккалампи, мас. %

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
№ на ПР	1	5	7	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	20	21	22
Автор. №	9953/2	9946/1	9946/7	9946/5	9947/1	9947/2	9948/1	9951	9950	9954	9950/2	9955	9958	9958/2	9958/4	9958/3
SiO ₂	55,28	59,24	58,18	54,12	48,5	47,78	48,22	46	42,82	46,34	48,58	46,8	44,56	45,56	47	43,3
TiO ₂	0,93	1	1,21	2	1,76	1,54	1,52	2,04	2,86	1,4	1,5	1,54	1,38	1,54	1,18	2,04
Al ₂ O ₃	13,02	11,41	12,32	10,77	11,71	12,38	12,65	11,27	10,23	12,47	12,92	12,64	12,31	12,9	12,48	9,69
Fe ₂ O ₃	1,59	2,15	1,3	3,42	4,3	4,78	3,57	5,91	8,5	4,82	5,14	6,23	4,62	5,17	5,1	9,2
FeO	9,81	14,85	13,41	14,22	13,65	13,41	13,89	14,61	16,52	12,45	11,97	11,73	14,51	12,69	11,92	13,86
MnO	0,19	0,07	0,11	0,2	0,29	0,2	0,22	0,22	0,24	0,19	0,18	0,19	0,56	0,24	0,2	0,22
MgO	5,28	6,2	6,62	4,1	5,89	5,17	5,17	5,89	5,48	5,69	5,48	5,79	7,45	7,13	6,88	7,45
CaO	6,61	0,43	1,29	6,86	7,91	9,35	9,35	9,35	9,2	9,22	9,63	9,92	7,5	9,63	9,72	9,18
Na ₂ O	3,66	0,48	1,5	0,85	1,82	2,27	2,5	1,79	1,52	2,12	2,15	2,29	2,38	1,97	2,18	1,48
K ₂ O	1,36	0,27	1,13	0,11	0,72	0,44	0,63	0,4	0,3	0,27	0,37	0,33	0,43	0,12	0,35	0,25
H ₂ O	0,29	0,17	0,21	0,14	0,12	0,17	0,11	0,13	0,06	0,14	0,16	0,32	0,21	0,19	0,13	0,22
ппп	1,42	2,98	2,3	2,48	2,6	1,92	2,03	2,09	1,88	3,81	1,78	2,9	3,36	2,72	2,12	2,24
P ₂ O ₅	0,15	0,27	0,21	0,19	0,1	0,08	0,09	0,09	0,08	0,06	0,08	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07
Сумма	99,59	99,52	99,79	99,46	99,37	99,49	99,95	99,79	99,69	98,98	99,94	100,73	99,32	99,91	99,31	99,2
CoO	0	0,005	0,0004	0,017	0,008	0,012	0,007	0,006	0,015	0,021	0,006	0,022	0,013	0,008	0,022	0,024
NiO	0,006	0,008	0,003	0,002	0,005	0,004	0,003	0,004	0,005	0,007	0,004	0,006	0,007	0,006	0,006	0,006
CuO	0,006	0,006	0,005	0,009	0,009	0,01	0,009	0,009	0,012	0,009	0,008	0,01	0,013	0,01	0,011	0,011
Cr ₂ O ₃	0,005	0,006	0,009	0,009	0,005	0,005	0,005	0,004	0,004	0,007	0,004	0,004	0,008	0,005	0,005	0,006
V ₂ O ₅	0,045	0,006	0,001	0,055	0,143	0,133	0,126	0,186	0,234	0,155	0,133	0,155	0,211	0,1	0,184	0,278
ZnO	0,012	0,16	0,017	0,016	0,018	0,015	0,029	0,018	0,017	0,013	0,014	0,012	0,022	0,013	0,018	0,04
Li ₂ O	0,0086	0,0287	0,0288	0,0086	0,0056	0,004	0,004	0,0047	0,0035	0,037	0,0032	0,032	0,0056	0,0048	0,0035	0,0039
Rb ₂ O	0,008	0,003	0,0063	0,0011	0,0058	0,0016	0,02	0,0017	0,0013	0,0008	0,0011	0,0011	0,0016	0,0012	0,0023	0,0016
Cs ₂ O	0,0006	0,0007	0,0013	0,0005	0,0005	0,0005	0,0005	0,0005	0,0008	0,0004	0,0004	0,0004	0,0005	0,0004	0,0005	0,0006
S	0,01	0,81	0,33	0,79	0,09	0,16	0,08	0,02	0,29	0,16	0,1	0,1	0,72		0,12	0,15

Примечание. 1, 4–16 – оруденелые метагаббро. 2 – гранат-куммингтонит-кварц-сульфидные метасоматиты. 3 – дайковые тела метадацитов с содержанием сульфидов до 10% (пирротин, халькопирит, пирит) и вкрапленностью титаномагнетита и ильменита (1–2%). Вторая строка № на ПР соответствует номерам на рис. 2 и в табл. 2.

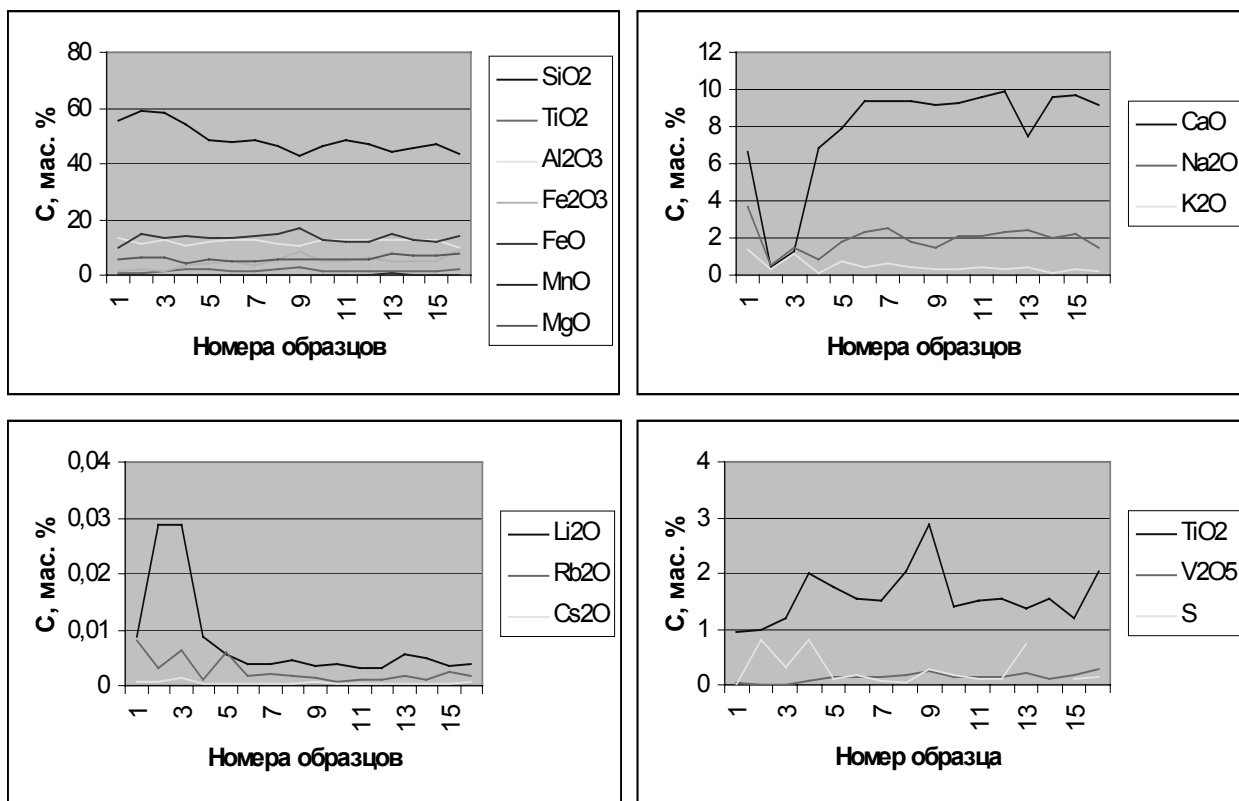


Рис. 3. Распределение окислов главных петрогенных элементов, редких щелочей, ванадия, титана и серы в породах по профилю 1–2 и 3–4

Номера образцов 5–22, на профилях (рис. 1, 2) и в табл. 1 совпадают, номер 1 – отдельно расположенное интрузивное тело

Таблица 2

Содержания ЭПГ и Au в породах габброидного массива района оз. Виетуккалампи, мг/т

№	Pt	Pd	Au	№	Pt	Pd	Au
1	16	8	13	14	Не обн.	13	550
	16	Не обн.	16		Не обн.	14	46
2	Не обн.	Не обн.	30	15	<5	<2	<1
3	6	16	2	16	Не обн.	8	13
					Не обн.	Не обн.	13
4	7	20	1	17	16	10	7
					24	39	240
5	Не обн.	Не обн.	18	18	<5	<2	2
	Не обн.	3	33				
6	Не обн.	Не обн.	12	19	Не обн.	Не обн.	150
	Не обн.	Не обн.	110		Не обн.	Не обн.	680
7	Не обн.	3	18	20	Не обн.	Не обн.	3900
	Не обн.	3	19		Не обн.	13	3500
8	Не обн.	5	19	21	Не обн.	Не обн.	120
	Не обн.	5	31		Не обн.	Не обн.	96
9	Не обн.	Не обн.	Не обн.	22	Не обн.	Не обн.	91
	Не обн.	4	19		Не обн.	Не обн.	300
10	<2	<1	17	23	<5	<2	<1
			17				
11	18	8	16	24	Не обн.	Не обн.	9
	Не обн.	Не обн.	26		Не обн.	Не обн.	12
12	Не обн.	5	15	25			50
	Не обн.	8	49				
13	Не обн.	Не обн.	33				
	Не обн.	Не обн.	25				

Результаты определений МПГ и Au приведены в табл. 2. В горизонтах оруденелых габброидов (рис. 2, профиль 1–2, 3–4) Виетуккалампиного массива и на участке юго-западнее от него содержания суммы ЭПГ не превышают 10–20 мг/т, наиболее обычные первичные концентрации Au – в пределах 10–30 мг/т. Аномальные концентрации Au достигают 110 мг/т. Аномальные концентрации Au на данном участке, скорее, следует связывать с перераспределением первичного рудного вещества, в том числе и под воздействием кислого магматизма, тем более

что в сульфидсодержащей дайке метадацитов и кварц-куммингтонитовых метасоматитах содержание Au достигает 110 мг/т. Общей же тенденцией является нарастание концентраций Au в северо-восточном направлении по профилю до 550, 240, 150–680, 3500–3900, 96–120, 91–300 мг/т. Увеличение концентраций золота пространственно сближено с областью развития максимального количества даек, секущих метагаббро, и появляется в рудных габброидах с маломощными кварцевыми прожилками и развитием вкрапленности пирита.

КЛИНОПИРОКСЕНЫ НОДУЛЕЙ И МЕГАКРИСТОВ ЛАДОГАЛИТОВ И РЕКОНСТРУКЦИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА АЛМАЗОНОСНЫХ ПРОТОПОРОД

Р. А. Хазов

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск

В Западном Приладожье в трубках взрыва ладогалитов [1] установлено присутствие в нодулях и мегакристаллах зерен алмазов класса –2+1 и –0,5+0,2 мм [2] и микроалмазов [3]. Нодули сложены средне-крупнозернистыми породами с меняющимся минеральным составом от клинопироксенсодержащего апатитового слюдита

(флогопит – Mg биотит) до апатитсодержащего клинопироксенита (табл.). Мегакристаллы, являясь дезинтегрантами нодулей, представлены клинопироксенами – высокоглиноземистыми авгитами, обогащенными Na и K (жадеитовый минал), флогопитами – Mg биотитами и фтороапатитами [2, 4].

Химический состав нодулей из диатремовых ладогалитов

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	31,78	36,00	36,28	32,02	41,69	41,19	36,80	38,42	37,41	42,70	37,88	46,96	48,06	+1,56–1,24
TiO ₂	3,70	2,50	2,90	3,04	1,26	1,72	1,65	0,85	0,36	0,66	2,60	0,90	0,72	+0,19–0,24
Al ₂ O ₃	12,36	12,02	13,81	13,25	9,59	8,95	8,93	5,76	4,90	6,83	7,0	5,65	7,58	+1,76–2,38
Fe ₂ O ₃	3,06	4,03	3,70	3,78	4,84	4,32	3,49	2,41	2,73	3,01	10,08	4,02	2,91	+0,91–1,08
FeO	8,04	7,62	6,75	7,76	6,18	9,16	6,94	6,11	5,82	5,57	8,48	7,90	5,03	+1,41–1,32
MnO	0,068	0,083	0,097	0,061	0,110	0,115	0,170	0,095	0,075	0,097	0,29	0,145	0,16	+0,05–0,06
MgO	12,20	12,40	10,84	11,89	11,11	10,02	10,90	10,30	9,80	11,90	8,87	12,55	12,85	+1,19–1,54
CaO	11,50	8,55	9,67	9,88	14,12	15,33	15,40	21,53	25,77	20,47	16,82	15,86	18,83	+1,28–2,61
BaO	1,12	1,17	1,23	1,89	0,64	0,75	1,26	0,51	0,29	0,22	0,29	0,50	0,06	+0,16–0,05
SrO	0,35	0,31	0,45	0,39	0,34	0,47	0,58	0,43	He опр.	0,27	0,38	0,17	0,12	+0,07–0,11
Na ₂ O	0,20	0,12	0,84	0,30	1,15	1,16	1,12	1,14	1,16	1,46	1,05	1,23	1,53	+0,29–0,48
K ₂ O	6,81	7,44	6,56	7,14	4,0	1,65	3,22	1,70	0,51	0,61	0,98	1,71	0,36	+0,35–0,26
H ₂ O	0,20	0,20	0,09	0,31	0,22	0,28	0,18	0,30	0,33	0,16	0,13	0,22	0,19	+0,28–0,17
ппп	1,60	1,69	1,80	1,45	1,10	1,62	1,61	1,98	1,10	1,68	1,56	1,50	1,45	+0,76–0,66
P ₂ O ₅	6,50	5,90	4,90	6,29	3,15	3,50	7,20	8,00	9,55	3,90	3,52	0,33	0,18	+0,22–0,12
Σ	99,49	100,07	99,95	99,46	99,51	100,23	99,45	99,54	99,82	99,53	99,93	99,66	100,03	

Пр и м е ч а н и е. 1–4 – апатитовые слюдиты (2, 3 – пироксенсодержащие); 5, 6 – апатито-слюдистые клинопироксениты; 7, 8 – слюдисто-apatитовые клинопироксениты; 9 – апатитовый клинопироксенит; 10, 11 – апатитсодержащий клинопироксенит; 12 – слюдистый клинопироксенит; 13 – клинопироксенит, имеющий средний состав, вычисленный по 15 анализам мегакристов клинопироксенов; 14 – пределы отклонений («+» – более, «-» – менее) от среднего состава клинопироксенита.

В некоторых клинопироксенах из нодулей и мегакристов в разной степени сохранности имеются реликты магматической зональности, предшествующей процессу флюидного щелочнокалиевого метасоматоза. Состав пироксенов варьирует по петрографической диагностике от клиноэнстатит-пизонита до жадеитсодержащего клиногиперстена, а также омфацитов различной железистости и щелочности. По данным термобарометрических исследований, в них сохраняются признаки глубинной кристаллизации из силикатного расплава до отделения от него летучих компонентов (и до флюидного щелочнокалиевого метасоматоза) при температуре гомогенизации расплавных, в том числе жидкоуглекислотных, включений в пределах $1340\text{--}1355 \pm 10 \text{ }^\circ\text{C}$ [5].

Наличие высоких содержаний [2] несовместимых элементов K, Ti, P, Pb, Sr, Ba, Zn, V, Nb, Ta, Th, U, легких РЗЭ и летучих компонентов (F, Cl, P₂O₅, CO₂, H₂O) в нодулях и вмещающих ладогалитах, наряду с их текстурно-структурными особенностями и данными изотопии стронция (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr варьируют от 0,7033 до 0,7048 ± 0,0001), свидетельствуют о флюидном метасоматозе пород верхней мантии (комплекс перидотитов – эклогитов) веществом типа KREEP (калий, редкие земли, фосфор). Отсутствие в ладогалитовых диатремах глубинных включений шпинельсодержащих пород и мегакристов амфибола дает основание, исходя из экспериментов [6], предположить, что флюидный щелочнокалиевый метасоматоз происходил в субсолидусных (деформация клинопироксенов) условиях при давлениях не менее 30 кбар. Отсутствие (за исключением клинопироксенов) породообразующих минералов комплекса перидотитов – эклогитов: оливинов, ортопироксенов и пиропов – обусловлено интенсивностью процесса флюидного метасоматоза, который практически привел к полному их замещению барий-титансодержащим флогопитом – Mg биотитом, фтор-apatитом, титанитом, алланитом и др., иногда с сохранением соответствующих реликтов, псевдомор-

фоз и микроакцессориев. По экспериментальным данным [6], клинопироксены при давлении 30 и более кбар при щелочнокалиевом метасоматозе не подвергаются флогопитизации. Непрерывающийся процесс флюидного метасоматоза, в соответствии с экспериментальными исследованиями [7], приводит к понижению температуры солидуса и к появлению расплава, в рассматриваемом случае ладогалитового с нодулями и мегакристами в диатремах и дайках или без них в интрузивной фации [2].

Кристаллизация ладогалитов, начавшаяся с клинопироксенов, осуществлялась из гетерогенной среды: из расплава и флюида, включающего, по-видимому, трансмагматическую и отделившуюся от расплава составляющие. Температура их кристаллизации, определенная методом гомогенизации расплавных включений, в диатремовом меланоладогите составляла $1250 \pm 10 \text{ }^\circ\text{C}$, а в гипабиссальных мелано- и лейколадогитах (соответственно) – 1180 и $1105 \pm 10 \text{ }^\circ\text{C}$ [5].

В нодулях и мегакристах клинопироксенов выявлены, помимо алмазов, микроакцессории хромитов, гранатов (альмандин-пиропового ряда), пирит-пирротин, ильменитов, рутила, муассонита, коэсита (?) и др. Кроме того, в протоолчных пробах изредка встречаются также хромиты, рутил, халькопирит, гранаты альмандин-пиропового ряда с показателями преломления $N = 1,78$ сиреневого цвета и $N = 1,738\text{--}1,740$ бледно-розового цвета с сиреневым оттенком и оливин, играющие индикаторную роль в рассматриваемом парагенезисе. В нодулях преимущественно апатит-слюдистого состава, образованных в процессе флюидного щелочнокалиевого метасоматоза, нередко наблюдаются отчетливые псевдоморфозы Mg биотита по оливинам, ортопироксенам, альмандин-пироповым гранатам. Иногда последние замещаются тальком или более сложными минеральными агрегатами. Из нодулей апатитсодержащих слюдитов методом термохимического растворения были выделены наиболее крупные зерна (обломки) алмазов с включениями чешуек графита и слюды [2].

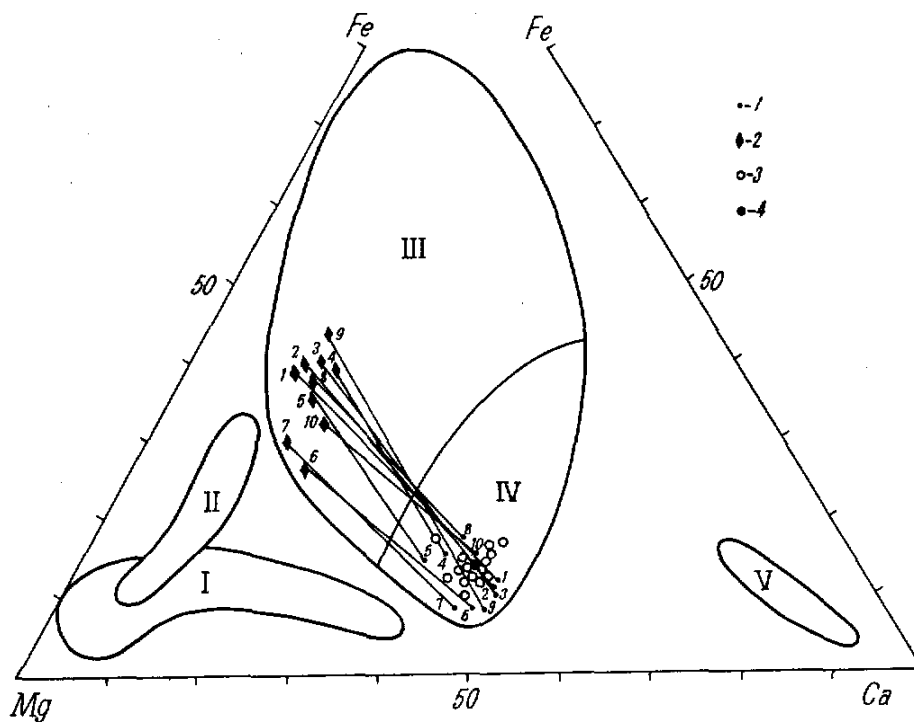


Рис. 1. Главные типы алмазных пород из кимберлитовых трубок, выделенные по изоморфным рядам содержащихся в них граната и клинопироксена, с фигуративными точками гранатов и клинопироксенов, соединенными коннодами [8], а также клинопироксенов из мегакристов и нодулей диатремовых ладогалитов:

I — перидотиты; II — пироксениты и флогопит-ильменитовые пегматиты (верлитовая серия); III — эклогиты; IV — кианитовые эклогиты; V — гроспидиты. 1, 2 — клинопироксены (1) и гранаты (2) из нодулей и мегакристов гранатовых вебстеритов и клинопироксенитов. Соединены коннодами 1—10, см. рис. 2; 3, 4 — клинопироксены из мегакристов и нодулей в диатремовых ладогалитах (3) и их средний состав (4)

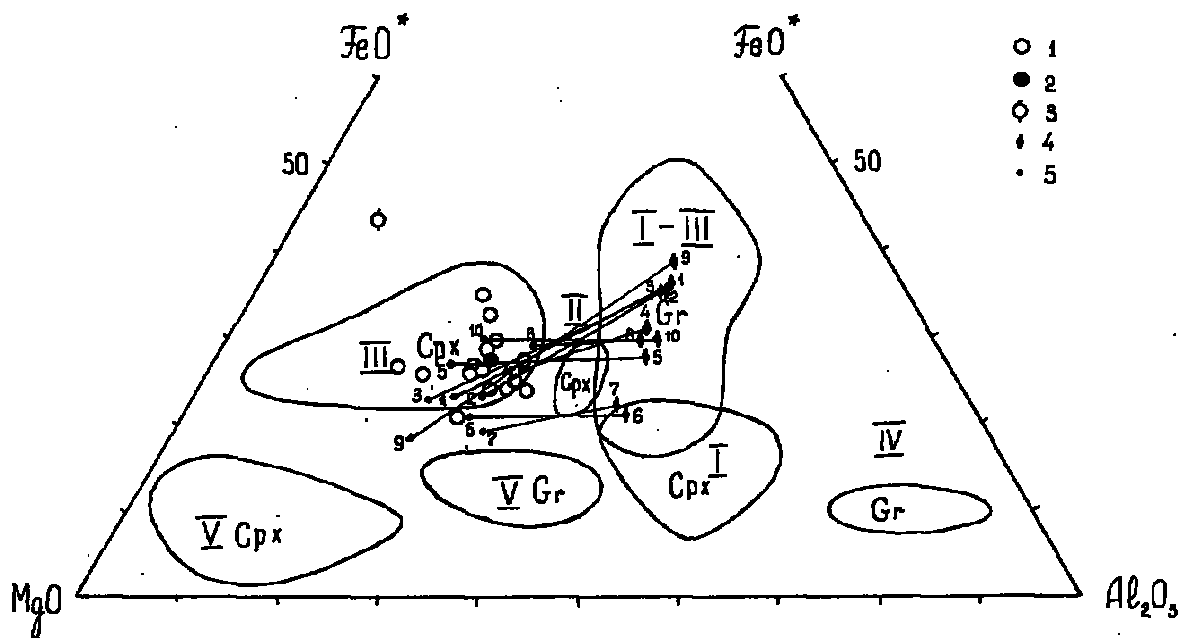


Рис. 2. Систематика алмазных пород из кимберлитовых и лампроитовых трубок, различающихся по составам гранатов и клинопироксенов, находящихся в алмазах в виде включений [9]:

I — эклогиты, II — пикриты, III — гранатовые пироксениты, IV — гроспидиты и V — пироповые перидотиты. 1 — клинопироксены мегакристов и нодулей из диатремовых ладогалитов; 2, 3 — средний состав клинопироксенов: 2 — из мегакристов и нодулей (по 15 ан.), 3 — из диатремовых ладогалитов (по 6 ан.); 4 — гранаты и 5 — клинопироксены. Парагенезисы граната (Gr) и клинопироксена (Cpx) соединены коннодами: 1—3 — из нодулей гранатовых вебстеритов в кимберлитовой (пикритовой) трубке о. Елового [10]; 4, 5 — мегакристаллы (4) и друзы кристаллов граната и клинопироксена (5) из вебстерита вулкана Шаварын-Царам [11]; 6—8 — из нодулей гранатовых вебстеритов и клинопироксенитов из нефелиновых туфов о. Оаху [11]; 9 — из нодуля гранатовых вебстеритов с флогопитом в кимберлитовой трубке Удачная [11]; 10 — гранатовый клинопироксенит из массива Ронда [11]. Fe* — общее железо в виде FeO

Полученные результаты с учетом существующих представлений [9] о том, что кимберлиты и лампроиты не имеют собственной алмазной минерализации, а наследуют ее при замещении интрузивных первичных алмазодержащих пироповых перидотитов, эклогитов и других флюидными расплавами, что может быть отнесено и к ладогалитам, позволяют по клинопироксенам из нодулей и мегакристов диатремовых ладогалитов на основе парагенетического анализа провести реконструкцию минерального состава первичных алмазоносных пород, существовавших до проявления флюидного щелочнокалиевого метасоматоза. С этой целью использована предложенная А. А. Маракушевым [8, 9] систематика алмазоносных пород в кимберлитовых и лампроитовых трубках по составам гранатов и клинопироксенов, как включающих алмазы (рис. 1), так и находящихся в алмазах в виде включений (рис. 2). На диаграммах (рис. 1, 2) клинопироксены из нодулей мегакристов диатремовых ладогалитов распо-

ложены в поле алмазоносных гранатовых пироксенитов. К нему же, по [10, 11], приурочены и клинопироксены, находящиеся в парагенезисах с гранатами, соединенные с ними коннодами. По аналогии парагенезисов можно предположить, что гранаты, ортопироксены и оливин, находившиеся в парагенезисе с клинопироксенами из нодулей и мегакристов диатремовых ладогалитов до флюидного щелочнокалиевого метасоматоза и образования ладогалитовой магмы, относились: гранаты — к альмандин-пироповому ряду (43–64% пиропового минала) с примесью андрадит-гроссуляровых миналов; ортопироксены — к глиноземистым бронзитам, а оливин, видимо, присутствовал в количествах, не превышающих 5%.

Таким образом, алмазоносные протопороды, вероятно, до флюидного щелочнокалиевого метасоматоза были представлены гранатовыми вебстеритами и гранатовыми клинопироксенитами эклогитовой фации.

1. Хазов Р. А., Попов М. Г., Бискэ Н. С. Трубки взрыва в Карелии // ДАН. 1985. Т. 285, № 4. С. 975–977.

2. Хазов Р. А., Попов М. Г., Бискэ Н. С. Рифейский калиевый щелочной магматизм южной части Балтийского щита. СПб., 1993. 217 с.

3. Khazov R. A. et al. Diamonds in ladogalites // Precambrian industrial minerals of Karelia. Petrozavodsk, 1993. P. 51–52.

4. Хазов Р. А., Попов М. Г., Бискэ Н. С. Мегакристаллы в трубках взрыва Карелии // ДАН. 1991. Т. 318, № 5. С. 1216–1219.

5. Толмачева Е. В., Качалов М. В., Хазов Р. А. и др. Включения минералообразующих сред в ладогалитах и мегакристаллах клинопироксена // Тез. докл. симпоз. Благородные металлы и алмазы Севера Европейской части России. Петрозаводск, 1995. С. 179–180.

6. Эдгар А. Д., Арима М. Экспериментальное изучение калиевого метасоматоза с использованием модели

пиролитовой мантии и его значение для выявления генезиса высококалиевых магм // 27-й Междунар. геол. конгр. Т. 9. М., 1984. С. 246–258.

7. Kushiro I. Stability amphibole and phlogopite in the upper mantle // Year Book. Washington. Carnegie Inst. V. 68. 1970. P. 246–247.

8. Маракушев А. А. Минеральные ассоциации алмаза и проблема образования алмазоносных магм // Очерки физико-химической петрологии. Вып. XIII. М., 1985. С. 5–53.

9. Маракушев А. А. и др. Полифациальность алмазоносных пород кимберлитовых и лампроитовых трубок // ДАН. 1994. Т. 337, № 4. С. 490–493.

10. Шарков Е. В., Пухтель И. С. Минералы эклогитов (гранатовых вебстеритов) и эклогитоподобных пород из трубок взрыва о-ва Еловый (Кольский п-ов) // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М., 1987. С. 127–447.

11. Магматические горные породы. Т. 5. М., 1988. 508 с.

ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ ИНДУСТРИАЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ КАРЕЛИИ

В. В. Щипцов

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск

По определению Ф. В. Чухрова, «...типоморфными считаются минералы, образующиеся в определенных условиях и позволяющие судить об этих условиях. К типоморфным особенностям относят различные черты минералов, которые позволяют конкретизировать условия их образования в определенных ассоциациях» [1]. В настоящее время получила развитие новая область прикладной минералогии — это технологическая минералогия, предметом которой является изучение минералов

как объектов переработки с помощью различных методов, прежде всего, технологий обогащения. При развитии направления технологической минералогии играют значительную роль типоморфные особенности минералов и минеральных ассоциаций, влияющие на показатели переработки руд, т. е. на технологические свойства руд и минералов. В. М. Изойтко [2] обобщила материалы по технологической минералогии относительно железных, медно-никелевых, вольфрамовых, оло-

ванных, медных и полиметаллических руд, золота и платины и показала их существенное влияние на совершенствование технологических схем, вовлечение в переработку новых промышленных типов месторождений и руд. Имеется большое количество публикаций, посвященных технологической минералогии конкретных руд, например, железных [3], оловянных [4] и др.

Методы технологической минералогии с таким же успехом применимы и по отношению к индустриальным минералам. Нельзя не отметить работы В. И. Ревнивцева по кварцу и полевому шпату [5], О. Б. Дудкина [6] и другие. Технологические свойства индустриальных минералов прогнозируются на основе двух порядков признаков типоморфных особенностей. *Первый порядок* – это признаки, зависящие от условий образования. К ним относятся химический состав, присутствие элементов-примесей, структура (параметры, дислокации и т.п.), конституция, структурно-текстурные особенности породы (морфологический тип текстуры, типы срастаний минералов, морфология и гранулометрия минеральных агрегатов), степень выветривания, поверхностные пленки и другие свойства минералов и горных пород. *Второй порядок* – это признаки, производные

от первого порядка. К ним относятся физические и механические типоморфные свойства (цвет, прозрачность, контактная электризация, твердость, микротвердость, хрупкость, упругость, пластичность, пористость, сорбция, адсорбция, растворимость, реакционная способность, коэффициент анизотропии, люминесцентность, радиоактивность и др.).

Образование руд индустриальных минералов тесно зависит от литологического, магматического, структурного и метаморфического факторов контроля. Процессы петрогенезиса, повлиявшие на химический и минеральный состав горных пород Карельского региона, в значительной мере связаны с метаморфизмом горных пород изначально магматического и осадочного генезиса, что относится к характерной особенности докембрия Карелии (табл. 1). Широкий диапазон меняющихся термодинамических условий повлиял на многообразие и специфику индустриальных минералов в количественном и качественном отношении.

При выборе схем переработки руд индустриальных минералов, как правило, доминирующее значение придается наиболее контрастным свойствам минерала, присущим только одному в ассоциации с другими минералами.

Таблица 1

Геологические обстановки формирования индустриальных минералов Карелии

Основная геологическая обстановка	Индустриальный минерал
Архейские гранито-гнейсовые поля с интенсивно, умеренно и слабо реактивизированными областями	Полевой шпат, кварц, мусковит, гранат, графит, кианит, пирит, корунд, сподумен
Структурно-формационные комплексы лопийских зеленокаменных поясов	Кварц, гранат, графит, кианит, мусковит, пирит, ставролит, тальк
Области развития свекокарельских осадочно-вулканогенных и вулканических толщ	Кварц, тальк, шунгит, графит, полевой шпат, барит, андалузит
Рифейско-вендский комплекс	Кварц, флюорит, Ва-Ст полевой шпат, волластонит
Дифференцированные интрузии от ультраосновного до кислотощелочного и карбонатитового состава архейского и протерозойского периода	Апатит, кальцит, полевой шпат, барит, ильменит, титаномагнетит, магнетит, хромит, асбест, тальк, магнезит, пирит, оливин
Фанерозойские осадочные комплексы	Диатомит, сапропель

Главные индустриальные минералы Карелии, представляющие собой полезные ископаемые, повторяются в разнообразной роли в ассоциациях минералов, образующих горные породы, что показано в табл. 2 для наиболее типичных месторождений индустриальных минералов в Карелии. Один и тот же минерал может стать породообразующим или второстепенным до аксессуарного, т. е. для некоторых минералов их количественное содержание варьирует от следов до близкого к 100%: кварц (высококремнистый кварцит или кварцевая жила), кальцит (мрамор, карбонатит, кальцифир), доломит (доломит), оливин (оливинит), битовнит-лабрадор (анортозит), тальк (талкит), шунгит (высокоуглеродистый шунгитовый сланец), гранат (гранатит).

Главнейшие по частоте встречаемости метаморфические минералы – полевой шпат, кварц, амфибол, слюда, пироксен. Группа минералов, характерных главным образом для метаморфических пород, относится к типоморфным для обра-

зований данного класса – это ставролит, кианит, андалузит, силлиманит, кордиерит, пироксен, гранат, биотит, мусковит, серицит, хлорит, амфибол, тремолит, актинолит, серпентин, форстерит, тальк, волластонит, скаполит, шунгит, пирит, ильменит, титаномагнетит (преимущественно метаморфические). Типоморфные минералы образуют лейкократовую (кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, нефелин, кальцит и другие) и меланократовую (пироксены, амфиболы, оливины, слюды и другие) группы. Большинство из них в метаморфических породах не имеет собственных кристаллографических форм – кристаллизация ксенобластическая, катакластическая. Включения в минералах не контролируются зонами роста, а их количество и формы очень сильно отражаются на качестве конечного продукта (концентрата). На первом этапе исследуются примеси в минералах, разделяемые на три группы (табл. 3), что имеет исключительно важное значение при оценке на обогащаемость.

Таблица 2

Минеральный состав исходной рудной массы основных месторождений индустриальных минералов Карелии

Индустриальный минерал	Сод. в руде, %	Главные сопутствующие минералы								Типичные второстепенные сопутствующие минералы									
		кв	му	су						гр	би	та	ру						
Кианит	10–40																		
Гранат	15–49	кв	му			ки													
Тальк	До 40–70					кар							пш	ам	би				
Полевой шпат ¹	До 75–85						ам	би		эг				хл	ма	су			сер
Полевой шпат ²	До 40–50	кв	му								би			ам					пи
Полевой шпат ³	До 55–65	кв						би							ма	су			
Апатит ¹	15–18					кар									ма		фл		
Флюорит	10–40		му			гр	ам							хл	ма			пи	
Графит	2,8–6,1	кв						би			гр					су		пи	ам
Ильменит	До 25						ам		пш	ол	пи				ма	су			
Шунгит	30–42	кв	му					би	пш							су			

Пр и м е ч а н и е . Кв – кварц; му – мусковит, серицит; кар – карбонаты (кальцит, доломит, магнезит); су – сульфиды (пирит, пирротин); гр – гранат (пироп, алмадин); ам – амфиболы; би – биотит; пш – полевые шпаты (микроклин, плагиоклаз); эг – эгириин; ол – оливин; пи – пироксен; фл – флогопит; та – тальк; ки – кианит; хл – хлорит; ма – магнетит; ру – рутил; сер – серпентин. Полевой шпат¹ – нефелиновый и щелочной сиенит; полевой шпат² – кварцевый порфир; полевой шпат³ – геллефлинта; апатит¹ – карбонатитовый комплекс.

Таблица 3

Примеси в минералах (признаки первого порядка)

Удаляемые примеси		Методы обогащения	Применяемые методы обогащения
Минеральные	Глинистые	Механические	Промывка
	Зернистые		Сортировка, гравитация, сепарация магнитная и электрическая, флотация
	Пленочные		Механическая очистка поверхности
Включения	Твердые	Физико-химические	Пирометаллургия
	Газово-жидкие		Декрепитация
Структурные			Химические, гидрометаллургия

Примеры типоморфизма минералов первого порядка: тонкодисперсный рутил в решетке кианита ограничивает области применения кианитового концентрата в промышленном использовании (требования по содержанию TiO₂ для керамических материалов – не более 0,2, а в иных случаях – 0,01%), природное срастание мусковита с биотитом резко сужает возможности использования тонкомолотого мусковита в производстве красок, пластиков и бумаги, прораствание граната с другими минералами не лучшим образом влияет на выбор областей его применения – для фильтрации воды не допускается готовый продукт к использованию, если содержание граната меньше чем 97%. Структурно-текстурные особенности пород играют особую роль при дезинтеграции, влияя на дробимость, – это измельчаемость, раскрываемость минералов и т. п. Один из многих примеров – на приводимом рисунке, на котором показаны различные морфолого-структурные типы ильменитовых руд месторождения Суриваара.

Региональный метаморфизм существенно влияет на технологические свойства индустриальных минералов – как позитивно, так и негативно. Например, графитовые руды зон низкотемпературного метаморфизма имеют низкую флотационную обогатимость при содержании тонкодисперсного графита в них свыше 60%, в то же время в условиях высокотемпературного метаморфизма амфиболитовой фации образованы легкообогатимые высококачественные руды

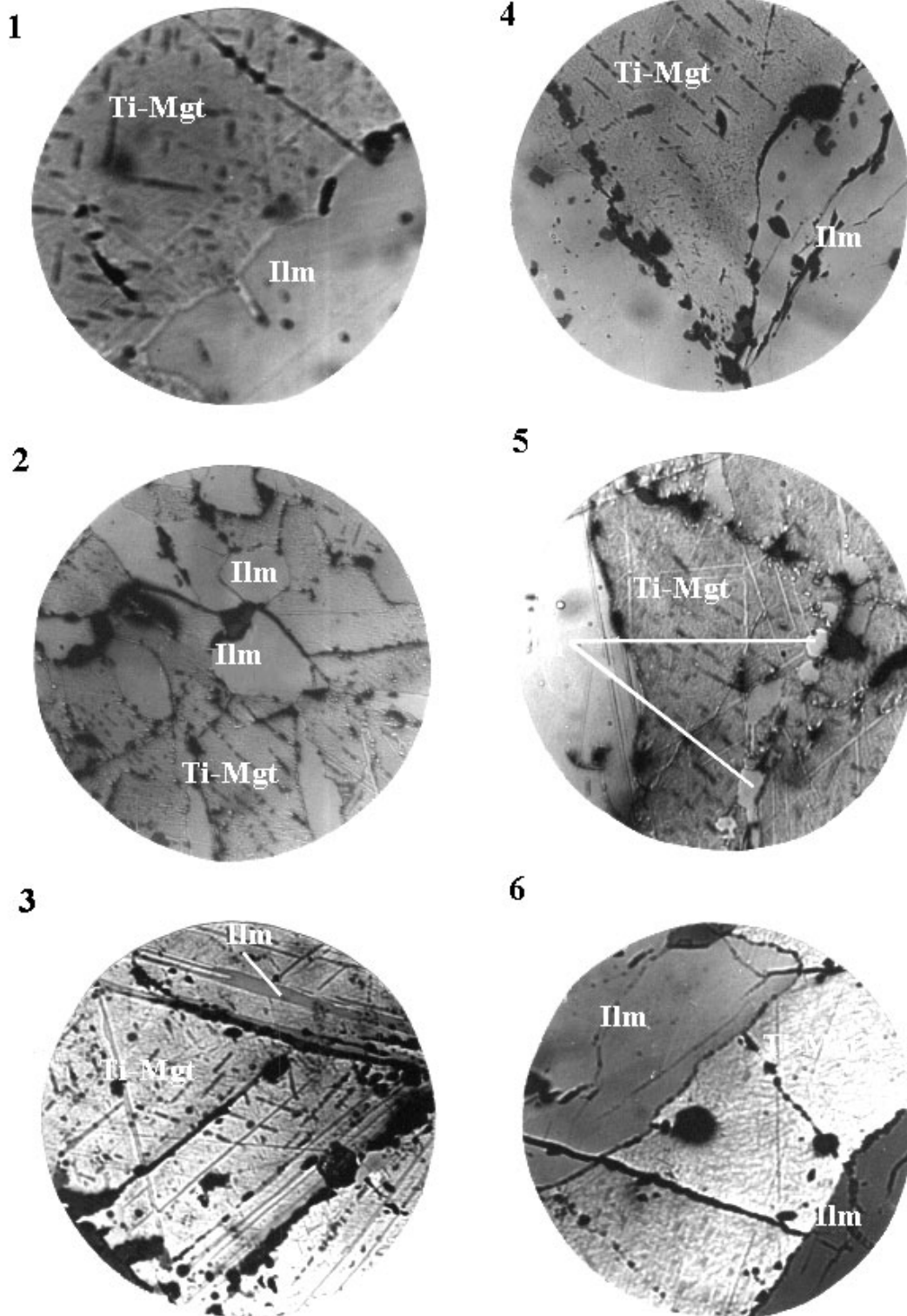
с крупночешуйчатым графитом при содержании 2,8–5,9% (Ихальское месторождение) [7]. Другой пример относится к мусковиту. Мусковит принадлежит к одному из наиболее распространенных минералов в группе слюд. В зависимости от условий образования этот минерал в пегматитах характеризуется переменным составом, что и позволяет использовать его как индикатор среды минералообразования [8].

Значительная роль отводится изучению физических и механических свойств индустриальных минералов, некоторые из которых приводятся в табл. 4 (типоморфизм второго порядка).

Технологическая минералогия стоит в авангарде современных направлений развития теории и практики обогащения руд, что позволяет совершенствовать технологические процессы, научно обосновывать и разрабатывать новые технологические подходы и технические решения; интенсифицировать технологии обогащения различных руд на основе направленного изменения свойств минералов. На основе того, что типоморфные свойства минералов – это связующее звено между природным типом руд и выбором оптимальной технологии их обогащения, в лаборатории геологии, технологии и экономики минерального сырья выполнен большой объем лабораторных исследований, проистекающих из геолого-минералогического этапа изучения целого ряда индустриальных минералов Карелии. В результате показаны перспективы переработки конкретных природ-

ных типов руды на кианит, апатит, кварц, ильменит, гранат, мусковит, нефелин-полевой шпат и другие. Дальнейшая задача состоит в том, чтобы повысить роль технологической ми-

нералогии в априорной оценке технологических свойств по многим видам промышленных минералов минерально-сырьевой базы Республики Карелия.



Морфолого-структурные типы ильменитовой руды (месторождение Суриваара, Ельтозерский массив):

1, 2 – контакт зерен ильменита с титаномагнетитом (×40); 3 – мелкозернистый ильменит в титаномагнетите (×40); 4 – мозаичный ильменит в титаномагнетите (×40); 5 – структура распада титаномагнетита (×40); 6 – характер выделений ильменита в среднезернистом габбро (×36)

Таблица 4

Физико-механические свойства основных индустриальных минералов Карелии

Группа, класс	Индустриальный минерал	Физические свойства				Механические свойства	
		Плотность, г/см ³	Электропроводность, Ом ⁻¹ см ⁻¹	Диэлектрическая проницаемость	Удельная магнитная восприимчивость, $\times 10^{-6}$ см ³ /г	Твердость	Хрупкость
Самородные	Графит	2,09–2,25	$<10^{-6}$	>81	–6	1	Мягкий
	Шунгит	1,84–1,98	$<10^{-6}$		–60		
Галогениды (фториды)	Флюорит	3,1–3,55	10^{-17} – 10^{-13}	6,2–8,5	–0,285	4	Хрупкий
Сульфиды	Пирит	4,9–5,2	10^{-2} – 10^4	$>33,7$ – <81	От +1 до +5	6–6,5	Хрупкий
	Пирротин	4,58–4,7	10^2 – 10^4 , 10^6	>81	+230; 500–45 000	3,5–4,5	Хрупкий
Оксиды	Кварц	2,65	10^{-17} – 10^{-12}	4,2–6	От –0,461 до +10	7	Хрупкий
	Рутил	4,2–5,6	$>10^{-6}$; 1 – 10^4	31–173 (10,6)	От –1 до +2; 23	6–6,5	
	Ильменит	4,4–5	$>10^{-6}$; 10^2 – 10^4	$>33,7$ – <81	От +90 до +450	5–6	
	Магнетит	4,5–5,3	10^{-5} – 10^2 ; 10^3 – 10^6	$>33,7$ – <81	До +80 000	5,5–6,5	Хрупкий
Карбонаты	Доломит	2,8–3,0	$<10^{-5}$	6,3; 7,4; 8,2	+0,92	3,5–4	Хрупкий
	Кальцит	2,7–2,73	10^{-11} – 10^{-8}	6,3–9,3	12,5	3	Хрупкий
	Магnezит	2,9–3,1	10^{-14} – 10^{-12}	4,4; 5–7; 10,6	От –1 до +5	4–4,5	Хрупкий
Сульфаты	Барит	4,3–4,5	10^{-4} – 10^{-2}	4,5; 5–12,2	–0,3	3	Хрупкий
Фосфаты	Апатит	3–3,2	$<10^{-12}$	5,8–12,8	От –10 до +5	5	Хрупкий
Силикаты	Гранат	3,7–4,26		3,5; 4,3; 11,8	От +60 до 400	6,5–7,5	
	Андалузит	3,1–3,2		7–7,1		7–7,5	
	Кианит	3,52–3,68		5,7; 7,9–8,,	+0,01	4–4,5	Хрупкий
	Силлиманит	3,23–3,28		6,6–6,9		6–7	Хрупкий
	Оливин	3,2–4,4		6,8; 7,3–9,1	45–80	6,5–7	Хрупкий
	Тальк	2,7–2,8	10^{-15} – 10^{-10}	3,9–5,8	+18,2; +23,9 от –0,5 до +1	1–1,5	Режется ножом
	Ставролит	3,6–3,8		7,4–9,9	От +20 до +50	7–7,5	Хрупкий
	Сфен	3,3–3,55	10^{-11} – 10^{-9}	4–6,6	От +2 до 10; +22	5–6	Хрупкий
	Биотит	3,02–3,12	10^{-14} – 10^{-11}	6,0–9,3; 9,75–10	До +36; +60; +116	2,5–3	
	Мусковит	2,7–3,1	10^{-16} – 10^{-14}	6–8	+1; +12	2–3	
	Нефелин	2,6	10^{-15} – 10^{-10}	6,2; 6,6–8,5		5,5	Хрупкий
	Микроклин	2,55–2,57	$<10^{-12}$	5–6,9	От –1 до +1	6–6,5	Хрупкий
	Плагиоклаз	2,61–2,75	$<10^{-12}$	7,4–8		6–6,5	

Примечание. Использованы данные лаборатории геологии, технологии и экономики минерального сырья Института геологии КарНЦ РАН и литературные [9, 10, 11, 12].

1. Чухров Ф. В. Некоторые вопросы типоморфизма минералов // Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., 1972. С. 6–11.

2. Изюитко В. М. Технологическая минералогия и оценка руд. СПб., 1997. 592 с.

3. Технологическая минералогия железных руд / Пирогов Б. И., Поротов Г. С., Холошин И. В., Тарасенко В. Н. Л., 1980. 304 с.

4. Иванов О. П., Кушпаренко Ю. С., Маришкова Н. К. Технологическая минералогия оловянных руд. Л., 1989. 207 с.

5. Ревнивцев В. И. Обогащение полевых шпатов и кварца. М., 1970. 129 с.

6. Дудкин О. Б. Технологическая минералогия комплексного сырья на примере месторождений щелочных плутонов. Апатиты, 1996. 134 с.

7. Бискэ Н. С. Влияние регионального метаморфизма на технологические свойства графитонесных

пород // Технологическая минералогия главнейших промышленных типов месторождений. Л., 1987. С. 183–188.

8. Щипцов В. В. Типоморфные особенности мусковитов и биотитов из пегматитов центральной части Западного Беломорья // Минералы-индикаторы особенностей вмещающей их среды. Л., 1975. С. 71–76.

9. Барский Л. А., Данильченко Л. М. Обогащаемость минеральных комплексов. М., 1987. 240 с.

10. Берлинский А. И. Разделение минералов. М., 1975. 176 с.

11. Кевлич В. И., Сыромятина Н. Д. Технологическая минералогическая рекомендации к разработке схем по выделению мономинеральных фракций из докембрийских горных пород Карелии. Петрозаводск, 1985. 68 с.

12. Копченова Е. В. Минералогический анализ шлихов и рудных концентратов. М., 1979. 247 с.

Научное издание

**МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ
ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАРЕЛИИ**

*Печатается по решению Ученого совета
Института геологии Карельского НЦ РАН*

Редактор *Л. В. Кабанова*
Оригинал-макет *Г. А. Тимонен*

Серия ИД. Изд. лиц. № 00041 от 30.08.99 г. Сдано в печать 21.12.06 г. Формат 60x84¹/₈. Гарнитура Newton.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 13,6. Усл. печ. л. 14,4. Тираж 300 экз. Изд. № 81. Заказ № 639.

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
Петрозаводск, пр. А. Невского, 50