

---

---

# Геология и полезные ископаемые Карелии

11



KARELIAN RESEARCH CENTRE  
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
INSTITUTE OF GEOLOGY



**GEOLOGY  
AND USEFUL MINERALS  
OF KARELIA**

**Issue 11**

**Executive Editors  
A. I. Golubev and A. I. Slabunov**

PETROZAVODSK  
2008

КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ



**ГЕОЛОГИЯ  
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ  
КАРЕЛИИ**

**Выпуск 11**

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

ПЕТРОЗАВОДСК  
2008

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

Рецензент В. С. Степанов

ISBN 978-5-9274-0340-0

© Карельский научный центр РАН, 2008  
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2008

*В. Н. Кожевников*

## **РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ КРАТОНЫ: ГЛОБАЛЬНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ, К ПЕРСПЕКТИВАМ АЛМАЗОНОСНОСТИ КАРЕЛЬСКОГО РЕГИОНА\***

### **Введение**

Кратоны представляют крупные сегменты архейской или протерозойской континентальной земной коры, длительное время сохраняющие стабильность и испытывавшие тектоническую переработку преимущественно в окраинных областях. Раннедокембрийские кратоны слагают как щиты, так и фундамент платформ (рис. 1).

Приоритетное место, которое в проблеме ранней истории Земли занимают кратоны, определяется тем, что именно в них выделены древнейшие структурные единицы, несущие информацию о происхождении литосферы, о механизмах континентального горообразования, о составе мантии и ТР-условиях в ней, о палеогеографических и палеоклиматических условиях, о составе древней атмосферы и гидросферы, о происхождении жизни на Земле. С кратонами связаны крупнейшие месторождения алмазов, благородных, цветных и черных металлов, редких элементов и других полезных ископаемых.

В ходе предыдущих исследований автором с коллегами была обобщена информация по:

1) *архейским гранит-зеленокаменным областям ряда кратонов Земли*. Было показано, что наибольшее сходство Карельский кратон имеет с кратонами Лавразии, особенно с субпровинциями Сачиго-Беренс-Учи на северо-западе кратона Сьюпириор (Кожевников и др., 1998; Кожевников, 2000);

2) *золотоносности архея*, позволившая определить систему приоритетов для главных рудоконтролирующих факторов и типизировать обстановки золотогенеза (Кожевников и др., 1998);

3) *архейской и новейшей геодинамике*. Для архея Карельского кратона была продемонстрирована пра-

вомерность использования принципов террейнового анализа – основы разработанной аккреционно-коллизивной модели зеленокаменных поясов (ЗКП) (Кожевников, 2000). Был выделен комплекс признаков пологой субдукции и показана ее возможная роль как геодинамического фактора, ответственного за локальные факторы контроля золоторудных процессов и за ограничения, накладываемые на рудный потенциал архейских ЗКП (Кожевников, 2003);

4) *глобальным закономерностям распределения в пространстве и во времени термальных аномалий в коре и мантии в раннем докембрии*. Было показано, что существует разноранговая дискретность проявления мантийно-коровых термальных аномалий (Кожевников, Светов, 2001), обуславливающая цикличность в развитии геодинамических систем, близкую к цикличности Уилсона-Бертрана-Штилле в фанерозойской геологии (Кожевников, 2003);

5) *связи с подобными геодинамическими циклами рудогенных процессов*. Установлено, что с началом короткопериодичных циклов и плюмовым магматизмом связаны Cu-Ni±(PGE,Cr)-руды, а с завершающей аккреционно-коллизивной орогенцией – Au±(Ag, Mo, PGE)-руды (Кожевников, 2003).

За прошедшие 5–10 лет были получены и опубликованы как по Карельскому, так и по другим раннедокембрийским регионам новые данные по их хронологии, по режимам коматиитового и кимберлитового магматизма и связанных с ними Cu-Ni рудообразования и алмазоносности. Настоящая статья посвящена рассмотрению этих новых данных и представлений. Акцент сделан на некоторые общие закономерности строения и развития архейских кратонов Земли, на положение Карельского кратона в глобальной системе раннего докембрия, на пространственно-временные соотношения в системе «коматииты – Cu-Ni руды – алмазы» и как следствие – на оценку перспектив алмазоносности Карельского региона.

### **Карельский кратон в глобальной системе раннего докембрия Земли**

Одна из последних схем строения и развития континентов (Bleeker, 2003) рассматривает формирова-

\* Финансовая поддержка исследования осуществлялась в рамках плановых тем НИР ИГ КарНЦ РАН «Архейские кратоны Земли: строение, происхождение, эволюция, рудогенез» и «Раннедокембрийская геодинамика юго-восточной части Фенноскандинавского щита: геологический, геохимический, геохронологический и палеонтологический аспекты», Программы Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы», Приоритетной программы № 5 ОНЗ РАН (раздел «Архейские геодинамические циклы: типоморфные ассоциации, уточненные границы, новейшие аналоги, металлогенические следствия») и региональных грантов РФФИ «Север» № 02-05-97507 и 08-05-98815.

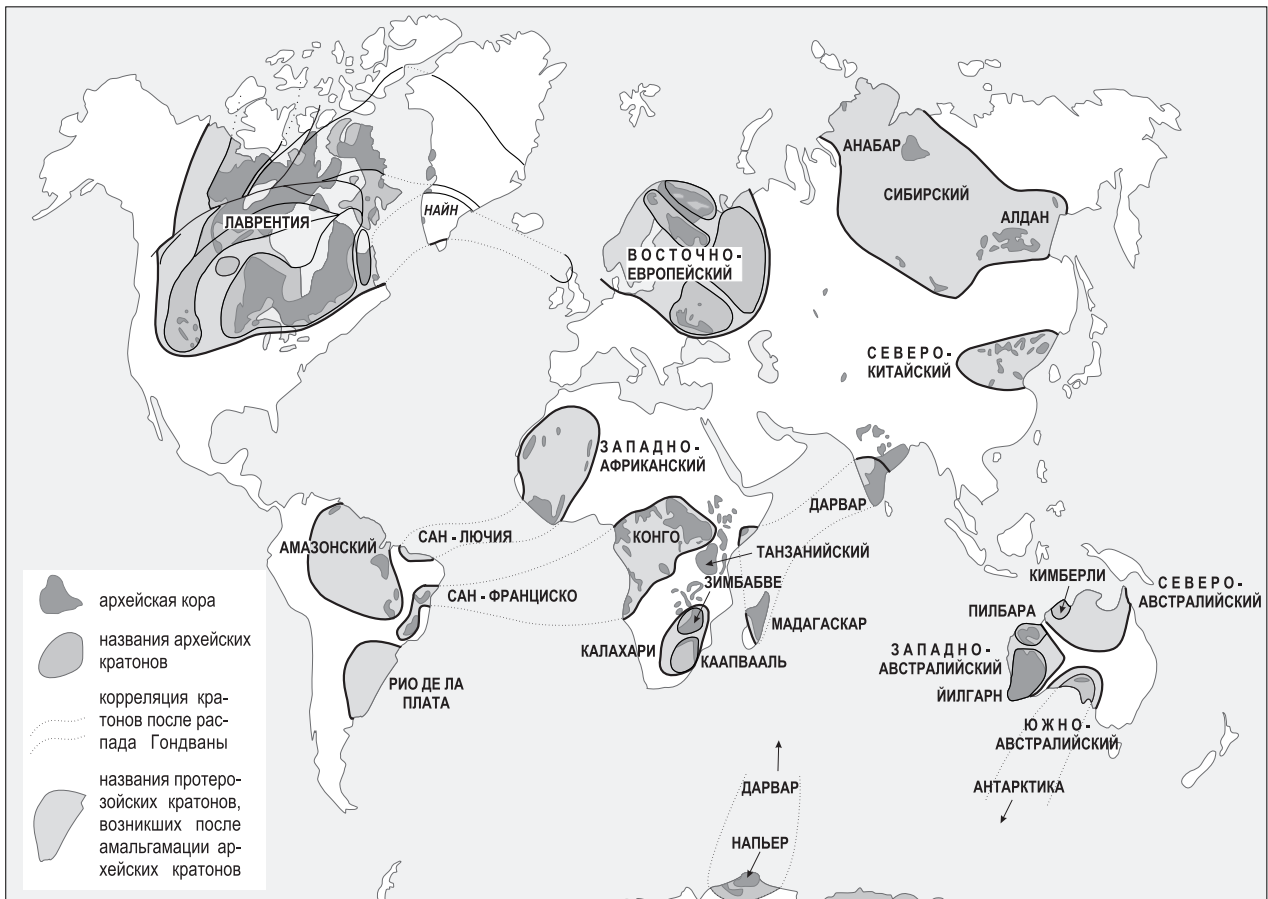


Рис. 1. Карельский регион в глобальной системе раннего докембрия (по: Bleeker, 2003)

ние архейских и протерозойских суперкратонов как результат амальгамации (слияния) древних архейских кратонов. Так, суперкратон Ваалбара, возникший в интервале 3,47–2,77 Ga, объединял архейские кратоны Каапвааль на юге Африки и Пилбара на севере Австралии. Суперкратон Сьюперия, кратонизация которого произошла в интервале 2,65–2,45 Ga, включал североамериканские кратоны Сьюпириор, Вайоминг, Рае, Хирн и, возможно, Карельский. Суперкратон Склавия, возникший в интервале 2,6–2,2 Ga, объединял кратоны Слэйв и Вайоминг в Северной Америке, Дарвар на юге Индии и Зимбабве в Южной Африке.

После раскола этих суперконтинентов и последующей конвергенции в интервале 2,0–1,8 Ga в результате амальгамации архейских кратонов Слэйв, Рае, Сьюпириор, Вайоминг и Найн возник палеопротерозойский суперкратон Лаврентия, занимавший обширную территорию Северной Америки и южную половину Гренландии. Подобным образом формировались палеопротерозойские суперкратоны Балтика (Восточно-Европейский), объединявший архейские Кольский и Карельский кратоны восточной части Фенноскандинавского щита, Украинский щит и Волго-Уральскую часть фундамента Восточно-Европейской платформы, и Сибирия, включающий Алданский и Анабарский щиты. Меньшие по размерам протерозойские кратоны

расположены в Австралии – Западно-Австралийский, включающий архейские кратоны Пилбара, Йилгарн, Кимберли и Гавлер, и в Африке – Западно-Африканский, Конго и Калахари. Последний состоит из архейских кратонов Зимбабве и Каапвааль и разделяющего их мобильного пояса Лимпопо.

Глобальными корреляциями устанавливается значительное сходство ряда докембрийских кратонов, расположенных на разных материках и разделенных океанами, что связано с распадом единого суперконтинента Пангеи. Такие связи установлены, например, для протерозойских суперкратонов Сан-Франциско в Южной Америке и Конго в Центральной Африке, Западно-Африканского и Сан-Лючия в Южной Америке, а также Мадагаскара, кратона Дарвар и, возможно, Напьерского комплекса в Антарктиде.

Составляющими единицами наиболее древних архейских кратонов являются: древние гнейсовые комплексы; гранит-зеленокаменные области; гранулитогнейсовые области; парасланцевые преобладающие осадочные пояса; интракратонные седиментогенные бассейны; реже мобильные пояса. На рис. 2 приведены схемы строения некоторых типичных архейских кратонов разного возраста. Так, в кратонах Зимбабве и Каапвааль, которые вместе с разделяющим их коллизийным гранулитовым поясом Лимпопо образуют кратон Калахари на юге Африки, древнейшие

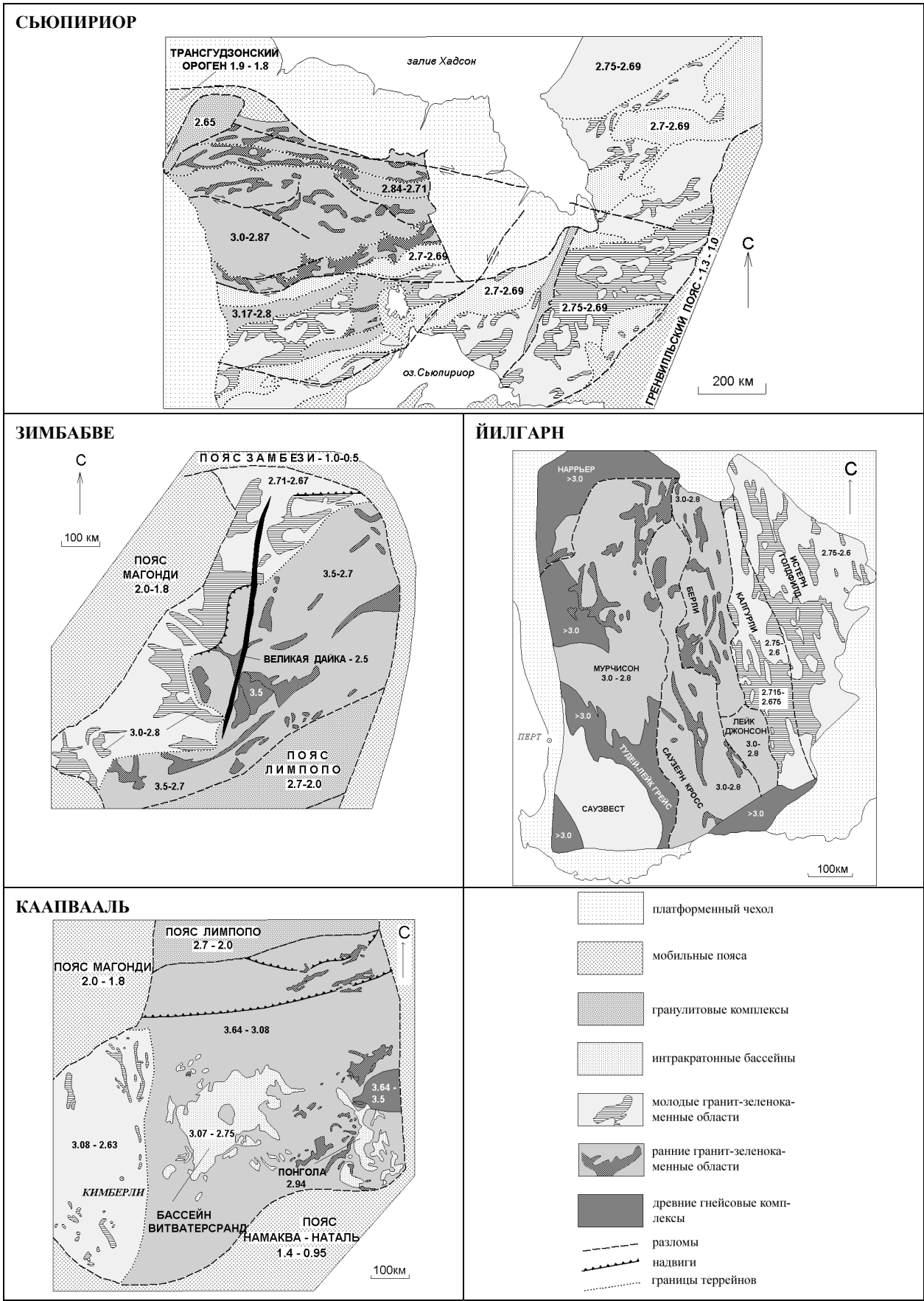


Рис. 2. Геологическое строение архейских кратонов Зимбабве, Каапвааль, Сьюпириор и Йилгарн (по данным из: Blenkinsop et al., 1997; Brandl, de Wit, 1997; Myers, Swager, 1997)



супракратальные породы представлены комплексами Свазиленд и Древним Гнейсовым Комплексом. Возраст этих древнейших ядер кратонов 3,7–3,6 Ga. В кратоне Йилгарн на западе Австралии древнекоровый материал имеет возраст 3,7–3,4 Ga, а кварциты и конгломераты палеопротерозойского возраста содержат детритовые цирконы хадейского (>3,85 Ga) возраста, максимальное значение которого на сегодняшний день инструментально определено в  $4404 \pm 8$  Ma (Wilde et al., 2001). В крупнейшем на Земле архейском кратоне Сьюпириор возраст древнейших супракратальных пород из ЗКП Порпойс Коув определен в 3831–3801 Ma, а возраст древнейших ТТГ-гранитоидов – около 3,6 Ga. В то же время ксеногенные и детритовые цирконы указывают на источник с возрастом до 3,9 Ga.

В строении этих и большинства архейских кратонов выделяются крупные области развития двух разновозрастных – древней и молодой – гранит-зеленокаменных ассоциаций. Так, в кратонах Слэйв и Сьюпириор, Дарвар, Западно-Африканском и Йилгарн западные области оказываются древнее, чем восточные, а в кратонах Пилбара, Каапвааль и Зимбабве такая полярность имеет противоположный знак. Из крупных архейских кратонов такое двучленное деление не наблюдается в Гренландии, Амазонском и Танзанийском кратонах (Nutman, 1997; Tassanari, 1997; Borg, Shackleton, 1997).

Несинхронное геологическое развитие всей территории кратонов свидетельствует об их аккреционной природе. При этом аккреция может происходить как присоединением молодых террейнов к древним континентальным ядрам, как это имело место, например, при формировании Карельского кратона (Лобач-Жученко и др., 1997), так и наоборот, когда более древний террейн оказывался надвинут на более молодой. Подобная ситуация описана в восточной части кратона Йилгарн, где террейн Наррьер, возраст которого 3,73 Ga, на рубеже 2,8 Ga был надвинут на террейн Юанми с возрастом менее 3,4 Ga. Эта аккреция произошла позднее 2,8 Ga и может документироваться внедрением на рубеже 2,75 Ga высокоглиноземистых ТТГ-пород (Nelson, 1998).

Особенно контрастно специфика геологического строения и развития кратонов вырисовывается на диаграммах «событие – возраст», построенных по результатам обобщения литературных данных (рис. 3). Временная шкала охватывает интервал 4,5–1,6 Ga, т. е. хадей – конец палеопротерозоя. В качестве «событий» выступают пять групп геологических процессов, включающих формирование в каждом из кратонов:

1 – гранитоидного фундамента/инфракомплекса (он может отсутствовать, как, например, на востоке Сьюпириора и Зимбабве) и толщ вулканитов разной сериальности;

2 – осадочных толщ разной природы (синвулканические турбидиты, глубоководные осадки, терригенные грубообломочные и зрелые породы, отложения пулл-апарт и интракратонных бассейнов). Здесь

же на шкалу «время» вынесены результаты изучения детритовых цирконов из кварцитов и конгломератов;

3 – магматических комплексов (гранитоиды разного типа, щелочные породы, расслоенные интрузии и дайковые рои, санукитоиды и др.). В этом же столбце вынесены результаты изучения ксеногенных захваченных цирконов;

4 – структур и метаморфических ассоциаций разного динамо-кинематического (сжатие, растяжение, транспрессия, транстенсия) и фациального (зеленосланцевый-амфиболитовый и гранулитовый) типов. Для гранулитового метаморфизма в отдельных случаях показана длительность остывания, с которым связана генерация флюидов в средних сечениях земной коры;

5 – рудных месторождений (золоторудные, медно-никелевые ± платиноиды, полиметаллические, молибденовые порфиоровые, хромовые с платиноидами и алмазы). Последние приведены для кратона Сьюпириор, где в поясе Мичипикотен алмазоносные лампрофиры известково-щелочной серии имеют возраст 2,7–2,67 Ga (Lefebvre et al., 2005), для западной части кратона Каапвааль, где есть кимберлитовая трубка с возрастом 1,7 Ga, и для Карельского кратона, где обнаружены алмазоносные кимберлиты, по данным Sm-Nd метода имеющие возраст  $1764 \pm 125$  Ma (Mahotkin, 1999). То есть вынесены те алмазоносные объекты, которые имеют архей-палеопротерозойский возраст.

Особое внимание в этих таблицах уделено представлению новой информации по поясу Абитибиды – одному из крупнейших горнорудных районов с огромными запасами золота, никеля, полиметаллов и других руд (рис. 3, врезка). Те изменения, которые произошли в представлениях о строении и развитии этого пояса, столь значительны и разительны, что им был посвящен специальный номер журнала *Precambrian Research* (v. 115, n. 1–4, 2002). Самым важным является пересмотр канадскими геологами представлений об этом поясе как об энзиматической структуре, сформированной при латеральной аккреции 48-ми стратотектонических ассоциаций в сугубо океанической обстановке.

В результате комплексного изучения, в котором важнейшую роль сыграло прецизионное датирование ксеногенных и детритовых цирконов на ионном микроанализаторе SHRIMP, произошло объединение большинства ранее выделяемых стратотектонических ассоциаций в семь вулканогенных, охватывающих интервал 2750–2698 Ma, и две осадочные ассоциации, отложившиеся в интервале 2696–2675 Ma. Наиболее ранняя вулканогенная ассоциация Пакаууд, представленная толеитовыми базальтами и коматититами с небольшим объемом известково-щелочных средне-кислых вулканитов, содержит только собственные цирконы, по которым ее возраст определяется интервалом 2750–2735 Ma. В вулканитах каждой из шести последующих ассоциаций канадским ученым удалось обнаружить цирконы, захваченные из

пород предшествующих вулканических импульсов, что является убедительным доказательством автотонной природы пояса, главным механизмом формирования которого была вертикальная аккреция. Обилие в разрезе пояса Абитити коматитов, базальтов разной сериальности, а также известково-щелочных андезитов является свидетельством того, что геодинамические обстановки вулканизма на разных стадиях отвечали энсиматическому бассейну и сложно эволюционировавшей системе взаимодействия энсиматических дуг и плюма (Wyman et al., 2002).

Завершающий седиментогенез, когда отложились осадки сначала комплекса поркьюпайн (2696–2690 Ma), а затем тимискаминг (2685–2675 Ma), происходил уже в обстановке континентальной дуги типа Италии. Об этом свидетельствуют более древние, чем начало вулканизма (2750 Ma) в поясе, датировки детритовых цирконов и в комплексе поркьюпайн (до 2825 Ma), и в осадках тимискаминг (до 3017 Ma). Обстановка энсиалической дуги, в которой происходило отложение этих осадков, объясняет обилие щелочных вулкаников в разрезе тимискаминга – продуктов плавления метасоматизированного мантийного клина (Auer et al., 2002). Последнее и является, скорее всего, причиной столь высокой продуктивности пояса Абитити на золото.

Ранее проведенный анализ золотоносных регионов в докембрийских кратонах (Кожевников и др., 1998) позволил сформулировать ряд факторов контроля золотого оруденения, в котором наиболее универсальную роль играют массивы так называемых «внутренних гранитоидов» – пород широкого спектра составов и природы (Feng et al., 1993), вокруг которых образуются ореолы структурно-метаморфической и гидротермально-метасоматической переработки вмещающих зеленокаменных пород. С этими ореолами в большинстве случаев связано золотое оруденение. Проведенные позднее исследования таких массивов, в том числе в Карельском кратоне (Lobach-Zhuchenko et al., 2005), показали, что многие из таких массивов относятся к санукитоидам. С учетом того, что эти породы представляют собой продукты плавления метасоматизированного мантийного клина, возможная их роль как индикаторов золотого оруденения в Карельском кратоне возрастает.

В ходе сравнительного анализа выявились черты сходства Карельского кратона с западной частью кратона Сьюпириор. При этом важную роль в таких корреляциях сыграли те геологические процессы, связанные с магматизмом, структурообразованием, метаморфизмом и седиментогенезом, которые объединяются понятием орогенения. Поэтому на возрастных шкалах диаграмм показаны интервалы наиболее интенсивных орогенических процессов, в ходе которых происходило увеличение мощности и латеральное укорочение континентальной коры, связанное с конвергенцией, отложение орогенных синкинематических грубообломочных осадков, таких как флиш или моласса, синорогенный магматизм.

Разновозрастные орогении непосредственно предшествовали кратонизации континентальной земной коры и формированию докембрийских кратонов. Так, в разных частях Канадского щита выделено несколько раннедокембрийских орогений: ванипигованская с возрастом 2,87–2,85 Ga и учинская – 2,74 Ga, проявленные на северо-западе кратона Сьюпириор; кеноранская – 2,72–2,66 Ga, реконструированная на всей территории этого кратона и завершившая его архейскую историю; блезердианская с возрастом 2,2 Ga, проявившаяся в смятии пород супергруппы Гурон южнее оз. Верхнего; трансгудзонская – 1,9–1,8 Ga, обусловившая формирование орогена, разделившего кратоны Сьюпириор и Хирн; пеникианская – 1,86–1,835 Ga, связанная с коллизией типа «континент – дуга» на юге оз. Сьюпириор, во время которой произошли аккреция ювенильной коры к южной окраине кратона Сьюпириор и деформация супергруппы Гурон (Geology of Ontario, 1991, 1992).

В Карельском кратоне докембрийское корообразование происходило при аккреции и коллизии во время доробольской – 3,0–2,9 Ga, раннеробольской – 2,87–2,85 Ga, робольской – 2,72–2,65 Ga и свекофеннской – 1,92–1,85 Ga орогений. Три последние орогении хорошо коррелируются с ванипигованской, кеноранской и трансгудзонской орогениями кратона Сьюпириор (Кожевников и др., 1998). Событие с возрастом около 2,5 Ga фиксируется формированием сумийских расслоенных интрузий и роев мафитовых даек в Карелии и расслоенного комплекса Ист Булл Лэйк и дайкового комплекса Маттачеван в Сьюпириоре (Vogel et al., 1998). В то же время в Карельском кратоне близкие по времени орогенные процессы обуславливают кислый магматизм и отложение сумийских молассоидных осадков.

В раннедокембрийской истории кратона Йилгарн наряду с архейскими значительную роль играли протерозойские орогении: слайфордская – 2,45 Ga, гленбургская – 2,0 Ga, каприкорнская – 1,8 Ga и кимбанская – 1,7 Ga (Myers, Swager, 1997). В южноамериканских кратонах Амазонском и Сан-Франциско конвергенция и континентальное корообразование было связано с Гуриенс – 2,85–2,7 Ga, трансамазонской – 2,15–1,95 Ga и Эспинхачо – 1,7 Ga орогениями (Vaars, 1997; Tassanari, 1997). На Западно-Африканском щите выделена эбурнейская орогения с возрастом 2,19–2,05 Ga (Attah, Ekwueme, 1997), аналогичная трансамазонской орогении в палеопротерозое Южной Америки.

В последнее десятилетие значительная роль в глобальных корреляциях отводится коматитовому магматизму как индикатору плюмовых процессов и корово-мантийного взаимодействия в архее. Кроме того, с коматитами связаны Cu-Ni ( $\pm$ PGE и Au) руды камбалдинского типа, в генезисе которых вскрываются все более тонкие нюансы, что привлекает к ним внимание исследователей и с прагматической точки зрения. В ходе анализа литературы по алмазности архейских кратонов вырисовалась глобаль-

ная и региональная несовместимость в пространстве площадей развития алмазоносных пород и Cu-Ni руд камбалдинского типа. Поэтому некоторые глобальные корреляции с использованием коматиитов, которые были сделаны для кратонов Сьюпириор, Йилгарн, Пилбара и Каапвааль (Nelson, 1998), будут рассмотрены в контексте этого вопроса ниже.

### **Интракратонные пояса с никелевыми рудами камбалдинского типа и алмазоносные провинции**

Совместное рассмотрение соотношений никеленосных архейских ЗКП и алмазоносных провинций в рамках проблемы архейских кратонов обусловлено рядом обстоятельств. Во-первых, их связывает то, что алмазы и сульфидные никелевые руды являются результатом мантийного плавления, происходившего исключительно под этими раннедокембрийскими структурами. Во-вторых, проведенный ранее глобальный анализ глубинных режимов выплавления коматиитов с целью оценки перспектив архея Карелии на обнаружение Cu-Ni руд камбалдинского типа позволил выявить некоторые специфические черты региона, отличающие его от других кратонов. Так, удалось показать, что термальный пик в архейской мантии Карельского кратона на 300 Ма опередил глобальный пик на рубеже 2,7 Ga, документируемый проявлением в ряде докембрийских кратонов предельно высокотемпературных расплавов, с которыми и связаны Cu-Ni руды камбалдинского типа. Это не позволило дать оптимистичную оценку архейским ЗКП Карелии на данный тип оруденения (Кожевников, Светов, 2001). В-третьих, уже при обсуждении проблем никеленосности был затронут вопрос об алмазах, поскольку к концу прошлого века проявился особый интерес к термальной истории мантии, подогреваемый тем, что в молодых кимберлитах разных регионов Земли были обнаружены алмазы архейского (до 3,4 Ga) возраста (Richardson et al., 1984, 1993). Термобарометрия сосуществующих в них силикатов-узников свидетельствует о небольших (140–210 км) глубинах и температурах (900–1200 °C) кристаллизации всей ассоциации (Ваганов, 2000). Реконструируемые по этим данным архейские геотермы и тепловые потоки оказались практически аналогичными тем, которые установлены в архейских кратонах в настоящее время (Pollack, 1997). Такие факты заставляют исследователей существенно корректировать представления о времени и геодинамических обстановках, в которых формировались как сами алмазы, так и вмещающие их мантийные породы.

На сегодня существует обширнейшая литература по происхождению алмазов, режимам мантийного магмогенеза, природе и глубинному строению корней или килей архейских кратонов, уходящих глубоко в мантию. Такой интерес проявляется в связи как с решением фундаментальных проблем геологии, так и с поисками этого наиболее ценного ювелирного и технического минерала. Чтобы подойти к общей оценке перспектив алмазоносности Карелии был

проведен совместный анализ литературных данных по глобальным и региональным характеристикам алмазоносных и никеленосных провинций. Ниже приводится сжатое описание некоторых результатов этого анализа.

### **Глобальный и региональный анализ алмазоносных и никеленосных провинций**

Наиболее общие различия между алмазоносными провинциями и никеленосными регионами камбалдинского типа проявляются в том, что они находятся либо в разных кратонах, либо в разных частях крупных кратонов типа Сьюпириор или Калахари (рис. 4). Возможно, это связано со спецификой коматиитового магматизма камбалдинского типа, который в наиболее мощном виде проявлен в Восточном Голдфилде – локалитетическом регионе на востоке кратона Йилгарн, где он был впервые описан. В кратонах Зимбабве, Сьюпириор и Сан-Франциско этот тип архейского рудогенеза проявлен менее интенсивно. В остальных кратонах сколько-нибудь значительных проявлений сингенетических руд, связанных с коматиитами, не известно. Таким образом, продуктивный коматиитовый магматизм в глобальном масштабе оказывается достаточно локализованным.

В то же время динамика работ, связанных с поисками алмазов, оказалась столь интенсивной и эффективной, что в последние 10–20 лет кимберлитовые трубки и лампроиты, в том числе алмазоносные, открыты практически на всех платформах и щитах – в Китае, Канаде, Австралии, Фенноскандии и других регионах. Достаточно отметить, что только в кратоне Слэйв с 1991 по 2003 г. было открыто свыше 350 подобных объектов (Armstrong, 2003). Более 450 тел кимберлитов, лампроитов и лампрофиров с возрастом от 2050 до 20 Ма, из которых четверть несет признаки наличия алмазов, открыты на севере Австралии в кратоне Кимберли и его окружении (Jaques, Milligan, 2004). Кроме того, выявились совершенно новые, нетрадиционные типы алмазоносных пород – коматииты, известково-щелочные лампрофиры, базальты, минетты и другие, что значительно расширило представления об условиях существования алмазов.

Проявившийся в глобальном масштабе антагонизм в распределении никеленосных и алмазоносных провинций заставил обратиться к более детальному анализу соотношений в системе «коматииты – Cu-Ni руды – кимберлиты – алмазы» в пределах отдельных архейских кратонов, которые представлены в таблице.

Жирным текстом выделены регионы, где широко проявлены алмазоносные породы. Такие характеристики, как площадь и мощность коры, не являются определяющими в алмазоносности территории, которая, скорее, связана с мощностью субконтинентальной литосферы, что хорошо проявлено в канадских кратонах и в Каапваале.

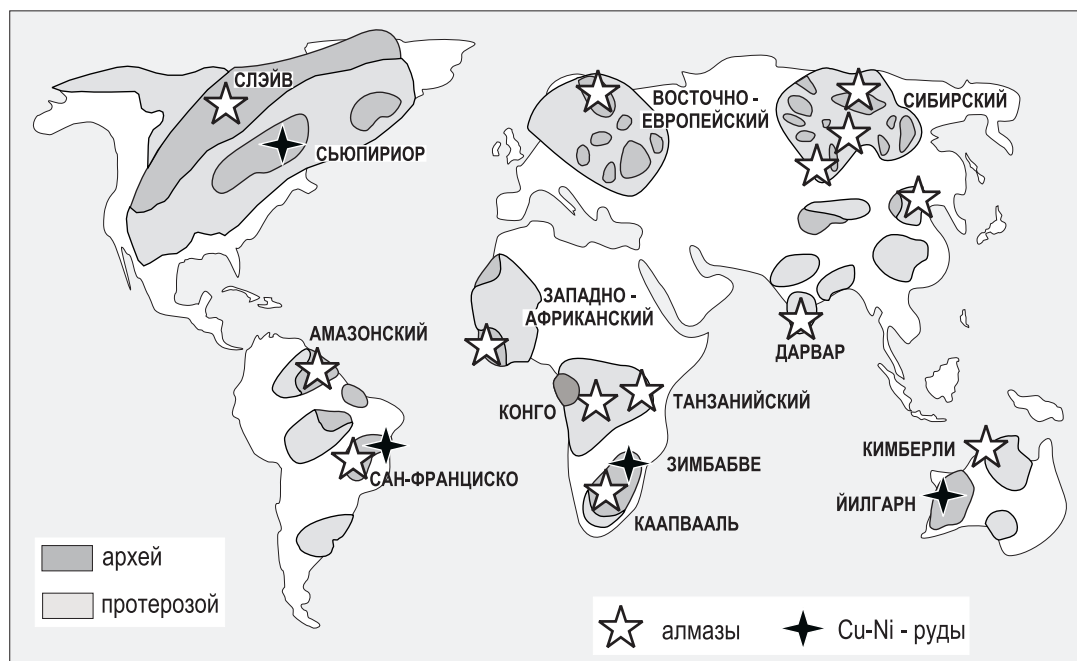


Рис. 4. Глобальное распределение алмазоносных кимберлитовых и лампроитовых провинций и никеленосных регионов камбаддинского типа (по: King, 2005, с дополнением)

Некоторые характеристики кратонов, наличие или отсутствие в них коматиитов, кимберлитов и алмазов

Название	Домены	Площадь, млн км <sup>2</sup>	Мощность коры, км	Мощность литосферы, км	Наличие коматиитов	Наличие кимберлитов	Наличие алмазов
КАРЕЛЬСКИЙ		0,32	39–56	130–230	+ (алл)	+	+
СЛЭЙВ		0,19	34–38	350	–	++	+++
СЬЮПИРИОР	ЗАПАД	1,57	30–40	400	+	–	–
	ЦЕНТР				+2,89 Ga	– (ИЩ-вулканиты – 2,67 Ga)	+++
	ВОСТОК				+++	+	–
ТАНЗАНИЙСКИЙ		0,5	40–42	100–200	–	+++	+++
ЗАПАДНО-АФРИКАНСКИЙ	ЗАПАД	4,5	40	240	+++	–	–
	ВОСТОК				–	++	+++
КААПВААЛЬ	ЗАПАД	1,2	37–40	220–350	–	+++	+++
	ВОСТОК				++ (алл)	+	+++
ЗИМБАБВЕ		0,27	40	н.д.	+++	–	–
ЙИЛГАРН		10	38–40	210	+++	–	–
ПИЛБАРА	ЗАПАД	0,06	28–33	220	++	–	–
	ВОСТОК				++	–	–

Примечание. Таблица составлена на основе данных из: Greenstone Belts, 1997 с дополнением. Алл – аллохтонные мафические толщи с коматиитами, представляющие фрагменты офиолитоидов; количество крестиков отражает масштабы проявления алмазов и ультраосновных пород, прочерк – их отсутствие (необнаружение).

Наиболее контрастно региональный антагонизм коматиитового (в том числе продуктивного) магматизма и алмазоносности проявился в Слэйве, Йилгарне и Танзанийском кратоне. В архейской истории Танзанийского кратона и Слэйва коматиитовый магматизм не проявлен вообще, зато для них характерно обилие кимберлитов, лампроитов и лампрофиров при высоком проценте алмазоносных пород (Borg, Shackleton, 1997; King, Helmstaedt, 1997). Полярную позицию занимают Йилгарн, Зимбабве и восточная часть Сьюпириора – Абитиби, где в архейских ЗКП велик объем коматиитов, несущих Cu-Ni-руды. В

этих регионах есть проявления кимберлитов, но все они не алмазоносны. Выявленные в последние годы в поясе Абитиби проявления алмазов связаны с дайками известково-щелочных лампрофиров, минетт и других пород, сходных с теми, которые описаны в ЗКП Мичипикотен в субпровинции Вава в центральной части кратона Сьюпириор, возраст которых 2,7–2,67 Ga и которые представляют совершенно новый тип алмазоносных комплексов.

Особый интерес представляет кратон Каапвааль, в котором кимберлитовый магматизм проявлен очень мощно по региону и был растянут во времени

почти на 2 Ga (рис. 5). В то же время в нем также широко проявлен коматиитовый магматизм в ЗКП Барбертон (3,5 Ga) и в бассейне Витватерсранд (формация Вентерсдорп с возрастом 2715 Ma). Несмотря на молодой возраст последнего, никелевое оруденение с ним не связано. Некоторые моменты, связанные с алмазонасностью этого кратона, важны при оценке территории Карелии:

- кимберлитовые поля в большей мере развиты в позднеархейской западной части кратона, где коматиитовый вулканизм проявлен слабо;

- в раннеархейской восточной части кратона мощные толщи коматиитов изливались в океанической обстановке и представляют аллохтоны (карельские коматииты в большинстве своем имеют энсиматическую природу и входят в состав разрезов аллохтонных стратотектонических ассоциаций);

- заметная часть алмазонасных кимберлитовых кластеров находится в пределах мобильных поясов с возрастом 2,7–2,0 Ga (Лимпопо), 2,0–1,8 Ga (Магон-

ди) и 1,4–0,95 Ga (Намаква-Наталь). Это свидетельствует, во-первых, о существовании под этими разновозрастными орогеническими поясами единой с кратоном Каапвааль субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) и, во-вторых, о том, что формирование подобных тектонически активных структур не накладывает ограничение на появление алмазонасных кимберлитов.

Последнее положение находит подтверждение и на территории расположенного на северо-западе Австралии кратона Кимберли (рис. 5, б), где из трех кимберлитовых и лампроитовых полей два наиболее крупных захватывают площади палеопротерозойских орогенических поясов, обрамляющих в настоящее время захороненный под бассейновыми осадками архей (3270–2680 Ma) – палеопротерозойский (2500–1845 Ma) кратон Кимберли. При этом в Восточной Кимберли Провинции, охватывающей северный конец орогена Холлс Крик, расположено крупнейшее месторождение алмазов, связанное с трубкой Аргайл.

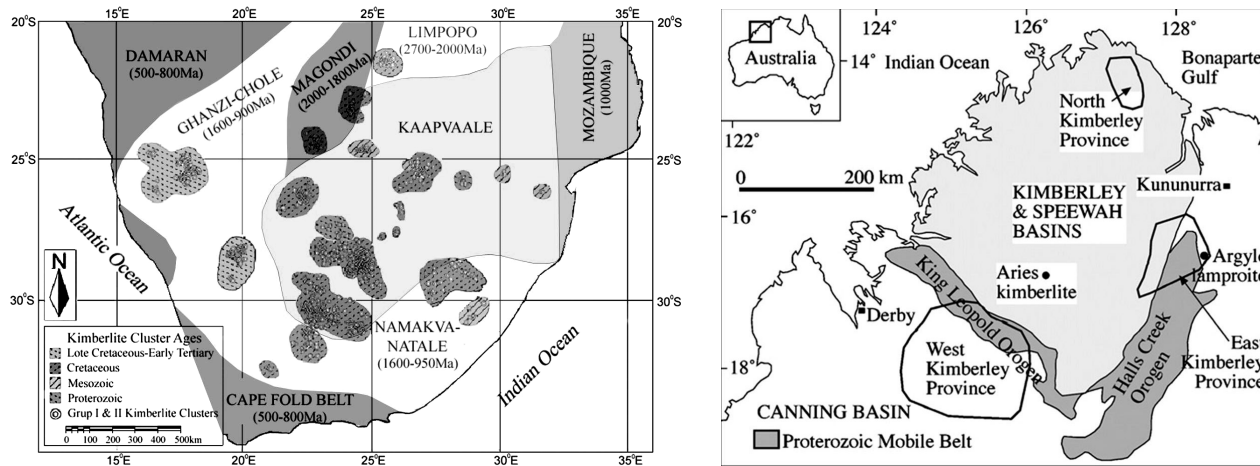


Рис. 5. Схемы расположения кимберлитовых трубок на юге Африки (по: Helmstaedt, Gurney, 1998, с дополнением) (а) и кимберлитовых полей в кратоне Кимберли на севере Австралии (Downes et al., 2007)

Таким образом, эти данные по обоим регионам, а также сходство по возрасту и природе Беломорского мобильного пояса и северной части Приладожья с поясами Лимпопо и Магонди в Южной Африке не позволяют априорно, как это делают ортодоксальные сторонники известного правила Клиффорда, считать заведомо бесперспективными эти тектонические единицы в раннем докембрии Карелии на основании только того, что оно якобы нарушается.

#### Причины антагонизма алмазонасных и никеленосных раннедокембрийских регионов

Важными для обсуждения соотношений коматиитового магматизма и алмазообразования являются современные знания об обоих процессах.

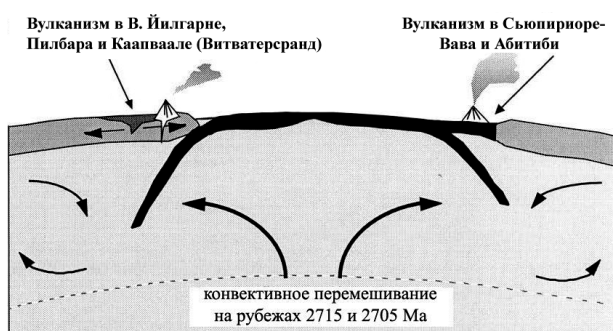
*Коматииты и медно-никелевые руды камбалдинского типа.* Сопряженный детальный анализ

прецизионных определений возраста позднеархейского коматиитового магматизма, проведенный для кратонов Сьюпириор, Каапвааль и Йилгарн (Nelson, 1998), показал, что было два его мощных импульса, разделенные интервалом около 10 Ma. Ранний коматиитовый вулканизм, произошедший на рубеже 2715 Ma, носил более глобальный характер и проявился в кратонах Сьюпириор, Пилбара и Каапвааль, что давало повод некоторым исследователям объединять северную часть Западной Австралии и кратон Каапвааль в единый суперконтинент Ваалбара. Второй мощный импульс коматиитового магматизма, с которым и были связаны Cu-Ni руды, проявился позднее на рубеже около 2705 Ma в ЗКП Абитибии кратона Сьюпириор и в Восточном Голдфилде на востоке кратона Йилгарн (Nelson, 1998), где было положено начало открытию целой серии крупных Cu-Ni месторождений, связанных с коматиитами камбалдинского типа.

Несмотря на синхронность вулканизма в ЗКП восточной части кратона Йилгарн и в ЗКП Абитибиде, режим сжатия и гранитоидный магматизм в Йилгарне, по крайней мере, на 15 Ма отставали от этих событий в кратоне Сьюпириор, а интрузии сиенитов, движения по сдвиговым зонам, метаморфизм и отложение син-, посттектонических обломочных пород в кратоне Йилгарн были позже на 25–40 Ма. Это свидетельствует о том, что между 2720 и 2640 Ма в обоих кратонах были разные тектонические обстановки.

Синхронность коматиитового вулканизма на рубеже 2715 Ма на юге Сьюпириора (2714±5 Ма – ассоциация Кидд-Манро в Абитибиде), в кратонах Пилбара (2716±4 Ма – формация Пиради в разрезе континентального мафического плато в группе Фортеस्कью) и Каапвааль (2714±3 Ма – коматиитовые базальты формации Клипсверберг в группе Вентерсдорп) свидетельствует о глобальном характере этого магматического события, играющего, возможно, решающую роль в корообразовании в позднем архее. Все вместе указывает на то, что во время формирования гранит-зеленокаменных областей в позднем архее произошло наложение двух процессов, включающих глобальное конвективное перемешивание вещества верхней и нижней мантии и конвергентные плейт-тектонические процессы (Stein, Hofmann, 1994).

Как следствие в разных кратонах возникали разные геодинамические обстановки и связанные с этим эффекты: – излияния платобазальтов Фортеस्कью и Вентерсдорп на стабильные кратонные платформы в Пилбара и Каапваале; – бимодальный магматизм в Восточном Голдфилде, связанный с рифтингом тонкой коры на окраине кратона Йилгарн; – полимодальный вулканизм в Абитибиде-Вава на тонкой коре с формированием окраины будущего кратона Сьюпириор (рис. 6).



**Рис. 6.** Схема, иллюстрирующая влияние глобального конвективного перемешивания мантии под кратонами в разных геодинамических обстановках (по: Nelson, 1997, пояснения в тексте)

Итак, для обсуждения проблемы алмазоносности кратонов имеют значение следующие различия режимов коматиитового магматизма, существовавшие в архее, которые на эмпирическом уровне вытекают из сравнительного анализа:

– в алмазоносном кратоне Каапвааль древние (3,5 Ga) высокотемпературные глубинные Al-деплементированные неконтаминированные коровым материалом коматииты барбертонского типа изливались в океанической обстановке. Сложенные ими толщи представляют аллохтоны в разрезах ЗКП, в частности, Барбертона. Молодые (2,715 Ga) контаминированные коматииты, обнаруживаемые в разрезах континентальных платобазальтов (группа Вентерсдорп), изливались в осадочном бассейне Витватерсранд в обстановке стабилизированной континентальной платформы с очень мощной к тому времени СКЛМ (Pearson et al., 1998, 1999). Сразу заметим, что в позднеархейских осадках Витватерсранда присутствуют детритовые золото и алмазы (!) – *прямое доказательство существования алмазов архейского возраста* (Brandl, de Wit, 1997);

– в классическом никеленосном кратоне Йилгарн предельно высокотемпературные Al-недеплементированные малоглубинные, контаминированные континентально-коровым материалом коматииты камбалдинского типа изливались в обстановке континентального рифтогенеза, которому подвергалась тонкая архейская кора. Именно малоглубинное выплавление максимально высокотемпературных перидотитовых и дунитовых коматиитов и наличие континентально-корового материала являются обязательными условиями формирования руд камбалдинского типа. Подобные условия могли быть обеспечены высоким подъемом плюма в условиях окраины континента или молодой маломощной коры;

– особое место в таком анализе занимает кратон Сьюпириор. В поясе Абитибиде имеется целый ряд месторождений Cu-Ni руд, связанных с силлами и субвулканическими телами коматиитов, которые по главным признакам можно отнести к камбалдинскому типу. Изображенная на рис. 6 (в оригинальной редакции) ситуация в Абитибиде, где показано, что коматиитовые вулканииты с возрастом 2715–2705 Ма изливались в энзиматической обстановке, противоречит главному условию никелевого рудообразования – наличию кислой коры. Новые изложенные выше представления канадских геологов об эволюции пояса Абитибиде, для которой разработана очень аргументированная модель автохтонной вертикальной аккреции взамен аллохтонной латеральной (см. врезку на рис. 3), снимают это противоречие, поскольку коматииты изливались, когда предыдущие излияния уже сформировали достаточно мощную кору с кислой составляющей.

*Кимберлиты, алмазы, их временные соотношения.* Обзор глобального положения кимберлитов и лампроитов показывает, что пространственно они во всех случаях приурочены к кратонам в пределах платформ или щитов. Термо-барометрические данные указывают на большие глубины зарождения кимберлитовых и лампроитовых алмазоносных магм в СКЛМ.

В первые годы после открытия кимберлитовых трубок было представление об единстве источника

алмазов и самих кимберлитов. Дальнейшее изучение показало, что многие алмазы находятся в мантийных ксенолитах, которые выносятся на поверхность кимберлитами. Алмазы в кимберлитах или лампроитах рассматривались как производные мантийного субстрата, находящегося под кратонами в составе СКЛМ.

Для кратонов Каапвааль, Слэйв и Сибири Re-Os и Sm-Nd модельными возрастными, полученными для алмазоносных эклогитовых и перидотитовых ксенолитов и для включений силикатов и сульфидов в алмазах из кимберлитов, доказывається древний (2,8–3,5 Ga) возраст формирования СКЛМ (Специус, 2004; Pearson et al., 1998, 1999).

Установлено, что практически все мантийные ксенолиты подверглись метасоматозу во время нахождения в мантии, чаще до того, как попали в кимберлит. Признаки многостадийного метасоматоза, которому была подвержена СКЛМ под Сибирской платформой, установлены, например, по нарушению Re-Os изотопии сульфидных включений в оливинах в период от 2,8 до 2,0 Ga, т. е. после формирования СКЛМ Сибирского кратона (3,5–2,9 Ga) (Специус, 2004). Существуют исследования, показывающие, что внешние оболочки кристаллов алмазов, как и часть микроалмазов, возможно, образовались в самой кимберлитовой магме (Navon, 1999).

Согласно обобщению З. В. Специуса (2002), «...возраст образования алмазов варьирует, преимущественно, в пределах 2,0–3,3 млрд. лет. Эти оценки и вариации сходны для алмазов из кимберлитов Сибири, Южной Африки и Канады и свидетельствуют о близости временных интервалов образования алмазов в различных провинциях мира, а также указывают на многостадийность процесса формирования алмазов в мантийных породах, что было отмечено при исследовании алмазов в ксенолитах алмазоносных эклогитов».

Мультистадийный рост алмазов (3,2, 2,89, 2,78–2,63, 1,9, 1,54, 1,2, 0,95, 0,8, 0,205 Ga) установлен в кимберлитовых трубках кратона Каапвааль (Richardson et al., 2004; Schmitz et al., 2003). Так, в трубке Кимберли с возрастом 85 Ma содержатся алмазы, возраст которых 3,2 Ga синхронен с формированием кратонного ядра на западе, и эклогитовые алмазы с возрастом 2,9 Ga, отвечающим времени аккреции этого террейна к древнему (>3,5 Ga) континентальному ядру на востоке кратона Каапвааль. Трубка Джваненг (240 Ma) содержит эклогитовые алмазы с возрастом 2,9 и 1,5 Ga, а в трубке Премьер (1180 Ma) установлены алмазы с возрастом 1,9 и 1,2 Ga. Формирование глубоких корней кратона Каапвааль связывают с высокой степенью плавления мантии, продуцировавшего на рубеже 3,5 Ga огромные объемы коматиитов (Richardson et al., 2003). Однако подобный механизм формирования килей кратонов, уходящих глубоко в мантию, вряд ли можно распространять на кратон Слэйв, где коматииты практически отсутствуют (King, Helmstaedt, 1997), но перидотитовые алмазы с возрастом 3,4–3,2 Ga известны в районе Екати (Westerlund et al., 2003).

Таким образом, большинство наблюдений и выводов свидетельствуют о том, что алмазы имеют значительно более длительную геологическую жизнь, чем вмещающие их породы. Существуют редкие исключения, когда они разновозрастны (трубка Премьер – 1180 Ma, известково-щелочные лампроиты Мичипикотена – 2,70–2,67 Ga и некоторые другие). В связи с этим для того чтобы древние алмазы сохранились до того момента, как они попадут в кимберлитовый, лампроитовый и любой другой расплав, который доставит его на поверхность, длительное время должна сохраняться достаточно стабильная обстановка. Именно этому условию отвечают древние кратоны.

На рисунке 7 в координатах «Температура – Глубина» показаны глубинные режимы, при которых происходили: выплавление мантийных пород – коматиитов, алмазоносных кимберлитов и лампроитов, лампрофиров известково-щелочной серии в субпровинции Вава кратона Сьюпириор; кристаллизация алмазов и сингенетичных силикатных и сульфидных минералов и минеральных ассоциаций (отдельно по данным финских геологов для ксенолитов из кимберлитов в финской части Карельского кратона). Видно, что линия перехода «алмаз → графит» ограничивает поле стабильности алмаза. В высокотемпературной области эта линия пересекает наименее глубинную, продуктивную в отношении сульфидного никеля область генерации архейских коматиитовых расплавов. Отсюда следует, что эта область является в лучшем случае областью метастабильности алмаза. Учитывая очень крутой на данном графике наклон пограничной линии «графит-алмаз», следует

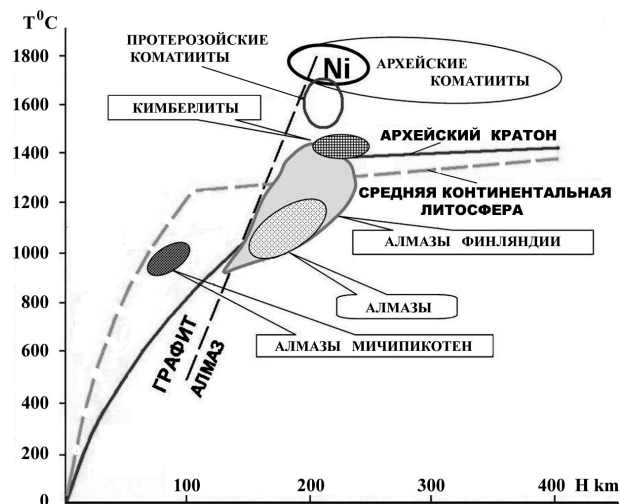


Рис. 7. Температура и глубина выплавления кимберлитов и лампрофиров (по: Ваганов, 2000), коматиитов (Ni-рудноносных камбалдинского типа), условия формирования сингенетичных силикатов, включенных в алмазах архейского возраста (по: Khiltova, Nikitina, 1999; Pollack, 1997), алмазов в ксенолитах эклогитов из кимберлитов Восточной Финляндии (Peltonen et al., 2002) и в архейских известково-щелочных лампрофиров пояса Мичипикотен, Вава, Сьюпириор (Lefebvre et al., 2005). Архейская и современная «средняя» геотермы по: Pollack, 1997, граница перехода алмаз → графит по: Kennedy, Kennedy, 1976

признать, что высокий подъем изотерм, связанный с внедрением плюма, генерирующего в мантии никеленосные коматиитовые расплавы, окажется губительным для ранее созданных в СКЛМ алмазов, которые должны в этой ситуации перейти в графит. В то же время генерация палеопротерозойских коматиитовых расплавов, с которыми связаны никелевые руды в поясах Печенга в Фенноскандии, Кейп Смит и Томпсон в кратоне Сьюпириор, происходила на тех же глубинах, но при более низкой потенциальной температуре мантии (Кожевников, Светов, 2001). То, что плавление происходило в ТР-параметрах, не выходящих за пределы поля стабильности алмаза, делает такое выплавление продуктивных в отношении никеля расплавов «безопасным» для архейских алмазов, находившихся в палеопротерозое в мантии на уровне генерации этих расплавов. Загадочными остаются условия сохранения в породах пояса Мичипикотен малоглубинных (<80 км) алмазов, попадающих в поле стабильности графита.

Таким образом, главное ограничение на сосуществование в пределах древних кратонов алмазоносных и никеленосных провинций определяется абсолютно разными термодинамическими режимами в пределах кратонов, которые определяли рост алмазов и генерацию коматиитовых расплавов камбалдинского типа, – сугубо глубинными в низкоградиентном режиме для первых и малоглубинными при значительно более высоком термальном градиенте для вторых. С латеральными вариациями этого параметра в пределах древних кратонов и связан антагонизм в площадном распределении обоих полезных ископаемых.

#### К оценке перспектив Карельского кратона

Переходя к тому, как оценивать перспективы Карельского кратона, необходимо сразу подчеркнуть, что уже сделанные на его и российской, и финской территории открытия кимберлитов и лампроитов, в том числе алмазоносных, причем разного возраста, позволяют давать оптимистичный прогноз. Как показывают приведенные выше примеры по динамике открытия алмазоносных объектов в Канаде и Австралии, это очень быстро развивающийся процесс.

В рамках проведенного исследования было необходимо рассмотреть в этом аспекте Карельский регион с позиции современных представлений о его геологии и геодинамике. Решающую роль в таком подходе сыграли результаты изучения архейских ЗКП и в целом гранит-зеленокаменных ассоциаций, для которых показано, что:

1 – существовали древние ядра, сложенные континентальной корой, вокруг которых происходило ее наращивание за счет аккреции более молодых гранит-зеленокаменных ассоциаций, т. е. действовал такой же механизм роста Карельского кратона, как и в кратонах Каапвааль, Слэйв или Сьюпириор;

2 – в ходе многократного (3,1, 2,9 и 2,8 Ga) коматиитового магматизма создавались предпосылки для формирования глубокого килия кратона (Глебовицкий и др., 2005);

3 – предельно высокотемпературный коматиитовый магматизм на 300 Ma опередил глобальный пик, с которым был связан коматиитовый магматизм камбалдинского типа, признаки которого не обнаруживаются в карельском архее.

Наличие кратонного килия является важным условием роста алмазов в СКЛМ, а отсутствие в регионе признаков коматиитового вулканизма камбалдинского типа с возрастом 2,7 Ga также является положительным фактором, обеспечивающим сохранность архейских алмазов в мантии. Признаки проявления в архее региона субдукционных процессов в обстановке активной континентальной окраины, процессов, связанных со взаимодействием плюмов и зон субдукции, континентальной субдукции также могут выступать как благоприятные факторы для неоднократного роста алмазов. При этом могли создаваться предпосылки для находок алмазов как в традиционных породах – кимберлитах и лампроитах, так и в породах – производных субдукционного плавления в позднем архее, как это имеет место в Абитиби и Ваве, или в базальтовых и пироксенитовых коматиитах типа месторождений алмазов во Французской Гайяне в Южной Америке (Capdevila et al., 1999). Кроме того, нельзя рассматривать как бесперспективные площади Беломорского подвижного пояса и Северного Приладожья, что следует из сравнительного анализа с алмазоносными провинциями Южной Африки и Северной Австралии.

#### Заключение

Новая информация по геологии, геодинамике и металлогении раннедокембрийских кратонов, использованная при сравнительном анализе с ними строения и истории развития Карельского кратона, расширила представления о значительном сходстве его с кратоном Сьюпириор.

Специфика Карельского кратона отражается в том факте, что на его территории термальная кульминация в архее проявилась на рубеже 3,0 Ga, на 300 Ma опередив глобальный (~2,7 Ga) термальный коро-во-мантийный пик, с которым связан коматиитовый магматизм. В ряде кратонов с малоглубинными контактированными коматиитами этого возраста связаны Cu-Ni-руды камбалдинского типа.

Отсутствие проявлений в Карельском кратоне этого продуктивного позднеархейского высокотемпературного магматизма выступает как неблагоприятный фактор при оценке региона на руды этого типа. Одновременно это выступает как дополнительный региональный благоприятный фактор при оценке территории Карелии на алмазы, что следует из глобального и регионального антагонизма в распределении в пределах кратонов алмазоносных провинций и регионов с рудами камбалдинского типа.

Эти выявленные новые фундаментальные закономерности в развитии раннего докембрия открывают новые подходы к оценке перспектив Карельского региона.



## ЛИТЕРАТУРА

- Ваганов В. И. Алмазные месторождения России и мира. М., 2000. 271 с.
- Глебовицкий В. А., Никитина Л. П., Овчинников Н. О. и др. Верхняя мантия под архейскими кратонами: термальное состояние, химический состав, степень плавления (данные по глубинным ксенолитам) // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы: Тр. V междунар. семинара. Иркутск; Петропавловск-Камчатский, 2005. С. 80–97.
- Кожневиков В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 223 с.
- Кожневиков В. Н. Архейские геодинамические системы: пологая субдукция, цикличность, молодые аналоги, металлогенические следствия // Тр. Карельского НЦ РАН. 2003. Вып. 5. С. 3–21.
- Кожневиков 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.
- Кожневиков В. Н., Светов С. А. Мантийные и коровые термальные аномалии в архее и раннем протерозое: региональный анализ, глобальные корреляции, металлогенические следствия // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск, 2001. С. 3–17.
- Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Чекулаев В. П. и др. Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс – аккреционный ороген, сформированный 2,9–2,8 млрд. лет назад // Тез. докл. Докембрий Северной Евразии. СПб., 1997. С. 55–56.
- Снециус З. В. Эволюция субконтинентальной литосферной мантии Сибирского кратона в сравнении с аналогичными районами развития кимберлитового магматизма // Глубинный магматизм, магматические источники и проблема плюмов: Сб. науч. тр. Иркутск, 2002. С. 166–188.
- Снециус З. В. Процессы метасоматоза и частичного плавления в ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии: приложение к генезису алмазов // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами: Тр. IV междунар. семинара. Вып. 2. Улан-Уде; Иркутск, 2004. С. 107–144.
- Armstrong J. P. Diamond discovery in the Slave craton: compilations of exploration data as tools for future discovery // 8th International Kimberlite Conference, 2003.
- Attoh K., Ekwueme B. N. The West African Craton // Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics N 35. Oxford, 1997. P. 517–528.
- Ayer J., Amelin Y., Corfu F. et al. Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U–Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation // Precambrian Research. 2002. 115, N 1–4. P. 63–95.
- Baars F. J. The São Francisco Craton // Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics N 35. Oxford, 1997. P. 529–557.
- Bleeker W. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // Lithos. 2003. Vol. 71, N 2–4. P. 99–134.
- Blenkinsop T., Martin A., Jelsma H. A., Vinyu M. L. The Zimbabwe Craton // Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics N 35. Oxford, 1997. P. 567–580.
- Borg G., Shackleton R. M. The Tanzania and NE-Zaire Cratons // Ibid. P. 608–619.
- Brandl G., de Wit M. J. The Kaapvaal Craton // Ibid. P. 581–607.
- Capdevila R., Arndt N., Letendre J., Sauvage J. F. Diamonds in volcanoclastic komatiite from French Guiana // Nature. 1999. Vol. 399, N 3. P. 456–458.
- Downes P. J., Griffin B. J., Griffin W. L. Mineral chemistry and zircon geochronology of xenocrysts and altered mantle and crustal xenoliths from the Aries micaceous kimberlite: Constraints on the composition and age of the central Kimberley Craton, Western Australia // Lithos. 2007. Vol. 93. P. 175–198.
- Feng R., Fan J., Kerrich R. Noble metal abundances and characteristics of six granite magma series overprinting of mesothermal gold deposits // Econ. Geol. 1993. Vol. 88, N 6. P. 1376–1401.
- Geology of Ontario. Ontario geological survey. Spec. vol. 4, part 1. 1991. 713 p.; Spec. vol. 4, part 2. 1992. P. 714–1525.
- Greenstone Belts / Eds. de Wit M. D., Ashwal L. D. Oxford monographs on Geology and Geophysics N 35. Oxford, 1997. 809 p.
- Helmstaedt H., Gurney J. J. Geodynamic controls of kimberlites – What are the roles of hotspot and plate tectonics? // Russian geology and Geophysics. 1997. 38. P. 492–508.
- Jaques A. L., Milligan P. R. Patterns and controls on the distribution of diamondiferous intrusions in Australia // Lithos. 2004. Vol. 77. P. 783–802.
- Kennedy C. S., Kennedy G. C. The equilibrium boundary between graphite and diamond // J. Geophys. Res. 1976. 81. P. 2467–2470.
- Khiltova V. Ya., Nikitina L. P. The heterogeneity of the upper mantle thermal state and precambrian tectonic units // Abstr. Int. Conf.: Early precambrian: genesis and evolution of the continental crust (geodynamics, petrology, geochronology, regional geology). Moscow, 1999. P. 19–21.
- King J., Helmstaedt H. The Slave province, North-West Territories // Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophys N 35. Oxford, 1997. P. 233–254.
- King S. D. Archean cratons and mantle dynamics // Earth and Planet. Sci. Letters. 2005. Vol. 234, N 1–2. P. 1–14.
- Lefebvre N., Kopylova M., Kivi K. Archean calc-alkaline lamprophyres of Wawa, Ontario, Canada: Unconventional diamondiferous volcanoclastic rocks // Precambrian Research. 2005. 138. P. 57–87.
- Lehtonen M., O'Brien H., Peltonen P. et al. Layered mantle at the edge of the Karelian craton: P-T of mantle xenocrysts and xenoliths from eastern Finland kimberlites // 8th International Kimberlite Conference, 2003.
- Lobach-Zhuchenko S. B., Rollinson H. R., Chekulaev V. P. et al. The Archean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 107–128.
- Mahotkin I. L. Age and geochemistry of rock samples from the Kemozero occurrence, Karelia, NW Russia // AML Report N 52390, 1999.
- Myers J. S., Swager C. The Yilgarn Craton, Australia // Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics N 35. Oxford, 1997. P. 640–656.
- Navon O. Diamond formation in the Earth's mantle // The 7th IKC proceeding 2, 1999. P. 584–605.
- Richardson S. H., Harris J. W. Antiquity of peridotitic diamonds from the Siberian craton // Earth and Planet. Sci. Letters. 1997. 151. P. 271–277.
- Nelson D. R. Granite–greenstone crust formation on the Archean Earth: a consequence of two superimposed processes // Earth and Planet. Sci. Letters. 1998. 158. P. 109–119.

*Nutman A.* The Greenland Sector of the North Atlantic Craton // *Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics N 35.* Oxford, 1997. P. 665–674.

*Pearson D. G., Shirey S. B., Harris J. W., Carlson R. W.* Sulphide inclusions in diamonds from the Koffiefontein kimberlite, S. Africa: constraints on diamond ages and mantle Re-Os systematics // *Earth and Planet. Sci. Letters.* 1998. 160. P. 311–326.

*Pearson D. G., Shirey S. B., Bulanova G. P. et al.* Re-Os isotopic measurements of single sulfide inclusions in a Siberian diamond and its nitrogen aggregation systematics // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. 63. P. 703–711.

*Pollack H. N.* Thermal characteristics of the archaean // *Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics N 35.* Oxford, 1997. P. 223–232.

*Richardson S. H., Shirey S. B., Harris J. W.* Episodic diamond genesis at Jwaneng, Botswana, and implications for Kaapvaal craton evolution // *Lithos.* 2004. Vol. 77, N 1–4. P. 143–154.

*Richardson S. H., Gurney J. J., Erlank A. J., Harris J. W.* Origin of diamonds in old enriched mantle // *Nature.* 1984. 310. P. 198–202.

*Richardson S. H., Harris J. W., Gurney J. J.* Three generations of diamonds from old continental mantle // *Nature.* 1993. 366. P. 256–258.

*Schmitz M. D., Shirey S. B., Carlson R. C.* High-precision U-Pb geochronology and Lu-Hf isotopic systematics of zircons in Southern African cratonic mantle eclogites and implications for subcontinental lithospheric mantle evolution and metasomatism // 8th International Kimberlite Conference. 2003.

*Stein M., Hofmann A. W.* Mantle plumes and episodic crustal growth // *Nature.* 1994. 372. P. 63–68.

*Vogel D. C., Vuollo J. I., Alapieti T. T., James R. S.* Tectonic, stratigraphic, and geochemical comparisons between ca. 2500–2440 Ma mafic igneous events in the Canadian and Fennoscandian Shields // *Precambrian Research.* 1998. 92. P. 89–116.

*Tassanari C. C. G.* The Amazonian Craton // *Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics N 35.* 1997. P. 558–566.

*Westerlund K. J., Shirey S. B., Richardson S. H. et al.* Re-Os isotope systematics of peridotitic diamond inclusion sulfides from the Panda kimberlite, Slave craton // 8th International Kimberlite Conference, 2003.

*Wilde S. A., Valley J. W., Peck W. H., Graham C. M.* Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago // *Nature.* 2001. 409. P. 175–178.

*Wyman R., Kerrich, Polat A.* Assembly of Archean cratonic mantle lithosphere and crust: plume–arc interaction in the Abitibi–Wawa subduction–accretion complex // *Precambrian Research.* 2002. 115, N 1–4. P. 37–62.

*А. В. Степанова, А. И. Слабунов, И. И. Бабарина*

## **НЕОАРХЕЙСКИЕ ЛЕЙКОГАББРО ОСТРОВОВ СУПРОТИВНЫЕ (БЕЛОЕ МОРЕ): ГЕОЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА\***

### **Введение**

Континентальная земная кора Беломорского подвижного пояса (БПП) Фенноскандинавского щита состоит, главным образом, из мезо- и неoarхейских гранитоидов тоналит-гранодиоритовой ассоциации, в меньшей степени зеленокаменных и парагнейсовых комплексов. Совокупность геологических, петрологических, геохронологических, изотопных характеристик этих образований позволила разработать геодинамические модели развития литосферы региона в архее на основе теории литосферных плит (Бибикова и др., 1999, 2003; Кожевников, 2000; Слабунов, 2005; Слабунов и др., 2006а). В сценариях развития Беломорского архейского орогена выделяется коллизионная стадия, индикаторами которой являются метаморфизм умеренных давлений (Володичев, 1990), покровная тектоника (Миллер, Милькевич, 1995; Сибелев и др., 2002, 2006). Сформировавшиеся в результате коллизии (столкновения фрагментов субконтинентальной или континентальной литосферы) структуры (орогены) характеризуются мощной земной корой, которая отличается гравитационной неустойчивостью (Хаин, Ломизе, 2005). В силу такой неустойчивости весьма закономерна стадия коллапса (распада) орогена. Геологическими индикаторами коллапса являются молассовые (и их аналоги) комплексы (в БПП, например, – Воче-Ламбинский), а также проявления основного магматизма, часто со структурами типа минглинг (Федоровский и др., 1995, 2003; Складов и др., 2001; Turner et al., 1999).

Одной из задач нового цикла исследований (с 2004 г.) Беломорской провинции в рамках проекта РФФИ был поиск неoarхейских базитов (габброидов), которые могли образоваться на стадии коллапса орогена. В БПП к началу работ была известна одна неoarхейская ( $2691,9 \pm 1,4$  млн лет, Балаганский и др., 1990; Бибикова и др., 1993) дайка метагаббро в районе губы Тупой оз. Ковдозеро. Кроме того, ряд геологических данных косвенно свидетельствовал о возможном более широком

распространении архейских габброидов (Шуркин и др., 1962; Степанов, 1981; Володичев, 1990; Шарков и др., 2000), хотя объективных данных о них не было.

Задача по поиску неoarхейских габбро усложнялась тем, что в регионе широко развиты палеопротерозойские габброиды (друзиты). Они представлены многочисленными разновозрастными массивами габброидов, среди которых выделены (Степанов, 1981) комплексы: габброанортозитов (2,44–2,45 млрд лет, Mitrofanov et al., 1995; Alexejev et al., 2000), лерцолитов – габброноритов (2,41–2,44 млрд лет, Ефимов, Каулина, 1997; Слабунов и др., 2001, 2006б; Бибикова и др., 2004) и гранатовых (коронитовых) габбро (2,12 млрд лет, Степанова и др., 2003).

Благодаря детальному геологическому картированию и использованию прецизионного изотопного датирования цирконов на ионном микрозонде SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, С.-Петербург) группа массивов неoarхейских габброидов была установлена (Слабунов и др., 2006б) в прибрежной зоне между с. Гридино и д. Поньгома (рис. 1). Здесь были обнаружены фрагментированные, но не входящие в состав эклогитсодержащего меланжа (Володичев и др., 2004; Слабунов и др., 2006б) тела лейкогаббро.

Датирование цирконов из лейкогаббро (рис. 2) дают основание оценить возраст магматической стадии формирования этих пород в  $2711 \pm 25$  млн лет (Слабунов и др., 2008).

В данной статье впервые дается детальное геологическое описание неoarхейских лейкогаббро на примере массива на о-вах Супротивные, приводятся составы породообразующих минералов, главных разновидностей пород и их петрогеохимические особенности.

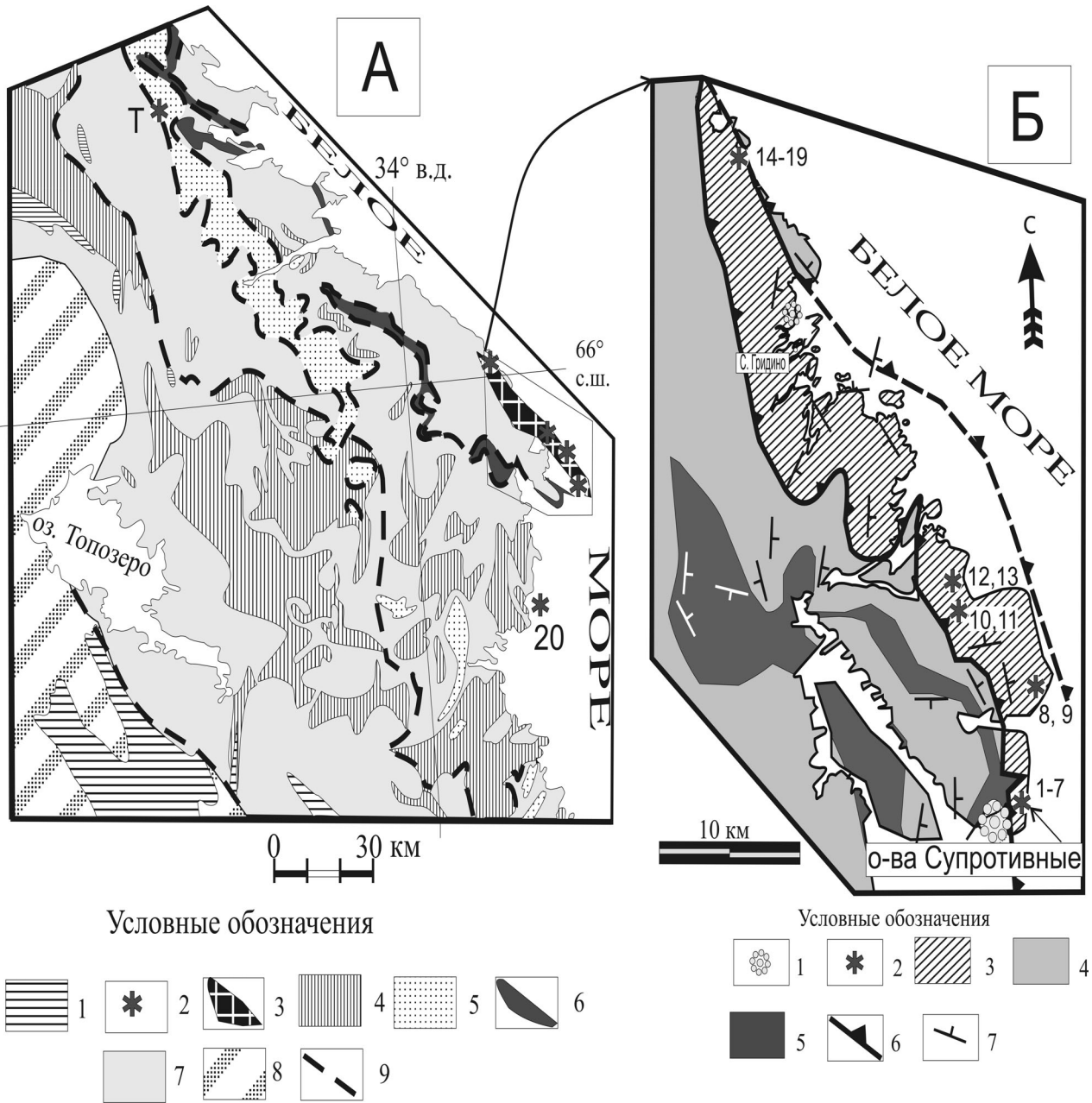
### **Геологический обзор**

В прибрежной полосе Белого моря в районе с. Гридино – д. Поньгома (рис. 1) установлено шесть фрагментированных массивов, сложенных лейкогаббро и/или ортоамфиболитами. Самый крупный из них ( $3 \times 1,5$  км) находится в районе губы Широланга (рис. 1), а самый хорошо обнаженный – на о-вах Супротивные (рис. 1, 3). Для большинства массивов

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

вещающими породами является архейский эколгитсодержащий метамеланж. Все известные контакты с ними – тектонические. На острове в районе губы Лебяжьей (рис. 1, А, точка 20) лейкогаббро секутся дайкой габброидов, сопоставимых по составу с породами па-

леопротерозойского комплекса коронитовых габбро возраста 2,12 млрд лет (Степанова и др., 2003). Таким образом, относительный геологический возраст лейкогаббро можно определить как постмеланжевый (2,72–2,7 млрд лет) и додайковый (2,12 млрд лет).



**Рис. 1. Схема геологического строения Северной Карелии (А) и района с. Гридино (Б) (Слабунов, 2005 с дополнениями):**

А: 1 – палеопротерозойские (2,5–1,92 млрд лет) супракrustальные образования; 2 – неoarхейские габброиды (буквой «Т» обозначена дайка габброидов в губе Тупой оз. Ковдозеро, цифрой «20» – лейкогаббро в районе губы Лебяжьей, анализ № 20 в табл. 1); 3 – Гридинский неoarхейский эколгитсодержащий комплекс; 4–6 – мезо- и неoarхейские (2,9–2,78 млрд лет) супракrustальные комплексы: 4 – Керетьозерский и Хизоваарский зеленокаменные, 5 – Чупинский парагнейсовый, 6 – мафит-ультрамафитовый Центрально-Беломорского пояса; 7 – архейские (2,9–2,7 млрд лет) гранитоиды ТТГ ассоциации Беломорского подвижного пояса; 8 – архейские (3,2–2,7 млрд лет) гранитоиды ТТГ ассоциации Карельского кратона; 9 – предполагаемые надвиги

Б: 1 – гранитные массивы (не древнее 2,7 млрд лет); 2 – неoarхейские (2,71 млрд лет) массивы лейкогаббро, номера соответствуют номерам анализов в табл. 1; 3 – неoarхейский эколгитсодержащий меланж; 4 – гранитоиды ТТГ ассоциации; 5 – мафит-ультрамафиты (амфиболиты, метаультрабазиты) Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, а также пластины, сложенные кианит-гранат-биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами; 6 – тектонические границы (поверхность предполагаемого надвига); 7 – элементы залегания гнейсовидности и метаморфической полосчатости

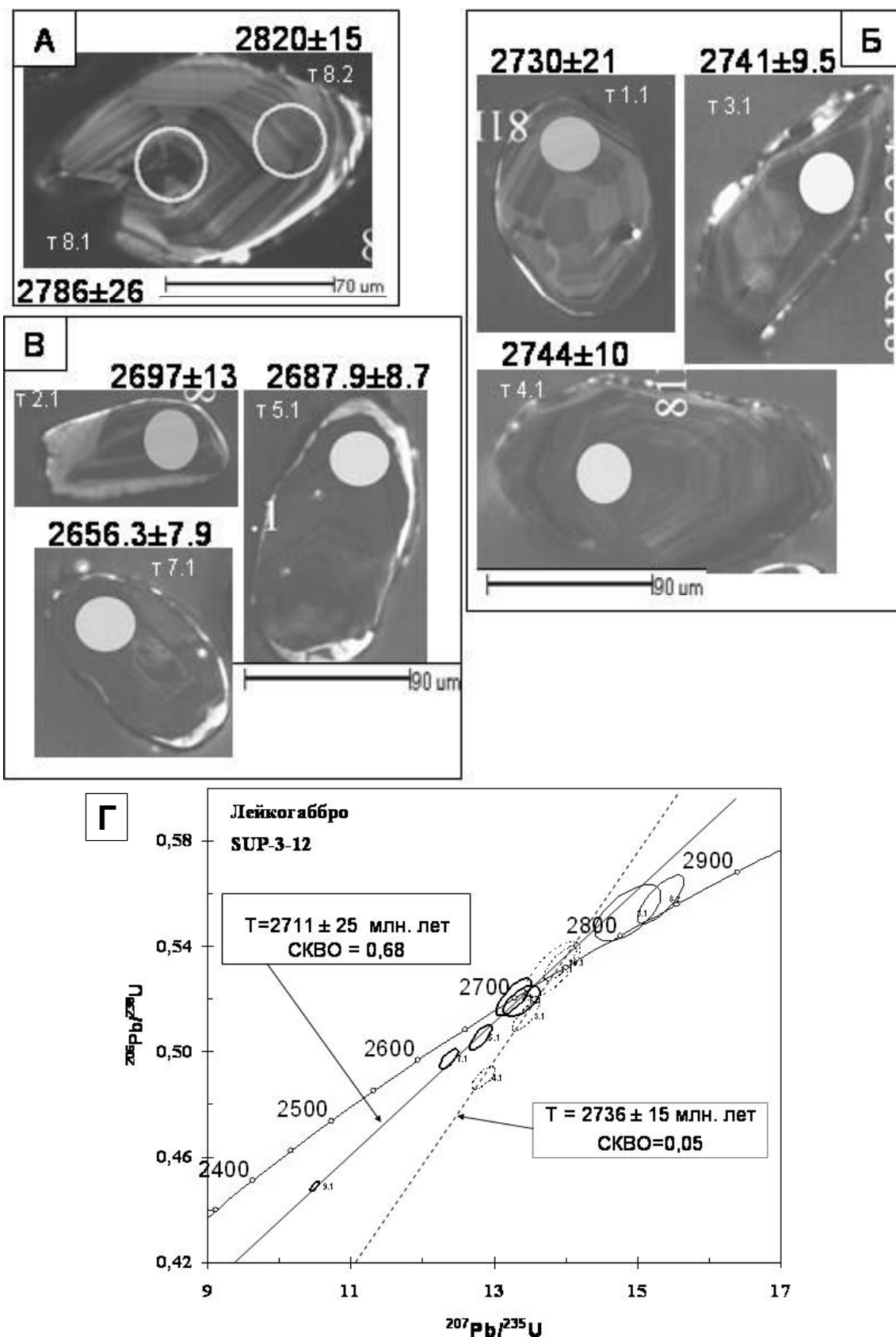


Рис. 2. Катоднолюминесцентные снимки (А, Б, В) и изохрона с конкордией (Г) для цирконов из лейкогаббро островов Супротивные (проба SUP-3-12)

На рис. А, Б и В – три морфологических типа цирконов (В – магматические, «габбровые») и значения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраста в млн лет (Слабунов и др., 2006б; Слабунов и др., 2008)

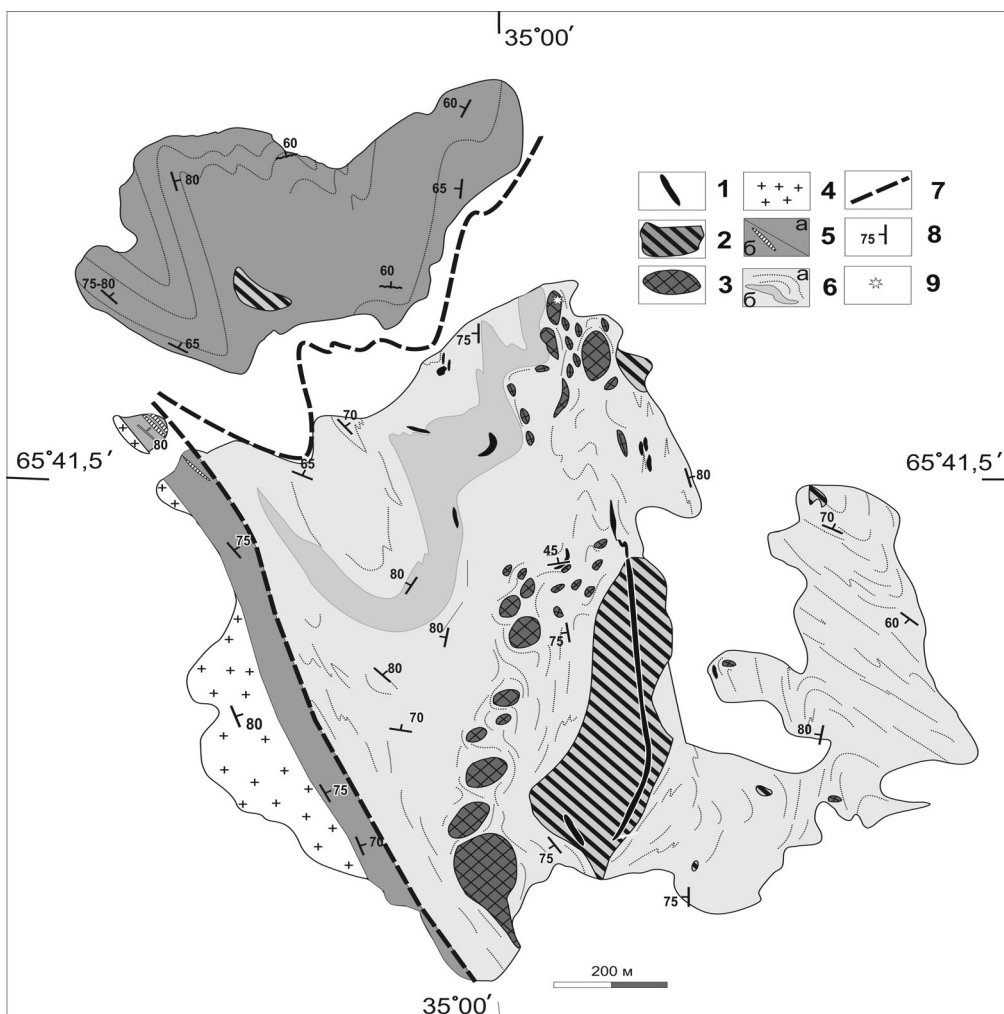
Неоархейские метагаббро восточной части о. Ю. Супротивный представляют собой фрагментированный массив, состоящий из многочисленных тел, концентрирующихся в зоне северо-восточного простирания в южной и северной частях острова (рис. 3).

В восточной части о. Ю. Супротивный установлены тела оливиновых габброноритов (комплекс лерцолитов – габброноритов) и секущие их дайки ортопироксеновых порфиритов (рис. 3). Прямые их контакты с лейкогаббро, однако, не установлены. Названные массивы также фрагментированы.

В современном эрозионном срезе тела неоархейских метагаббро имеют близкую к изометричной или овальную в плане форму (рис. 3) и площадь до 250 м<sup>2</sup>. Границы тел обычно конформны гнейсовидности вмещающих пород (рис. 3, 4). В ряде случаев установлена дезинтеграция габброидов в приконтактной части (рис. 4), в результате образуется своеобразная тектоническая брекчия, матрикс которой представлен среднезернистыми гнейсогранита-

ми, а обломки – угловатыми фрагментами ортоамфиболитов. Контакты метагаббро с вмещающими породами не несут признаки интрузивных – они вторичные, тектонические, обычно крутопадающие (65–80°) по направлению к внутренней части тел. Эндоконтактовые зоны сложены среднезернистыми, в ряде случаев полосчатыми меланократовыми порфиروبластическими гранатовыми амфиболитами либо среднезернистыми метагаббро массивного облика. В северо-западном теле (рис. 4) в контакте установлены мелкозернистые метагаббро, однако и в этом случае текстуры и зернистость пород не позволяют предполагать наличие в породах зоны закалки или других признаков первичного интрузивного контакта.

По мере удаления от контакта гранатовые амфиболиты сменяются мелко- и среднезернистыми массивными часто с коронитовой структурой лейкогаббро (такой, например, как на рис. 5, А), мощность которых достигает нескольких десятков метров.

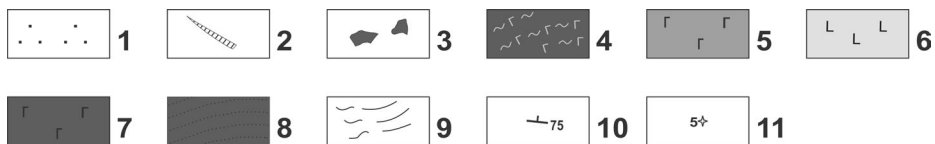
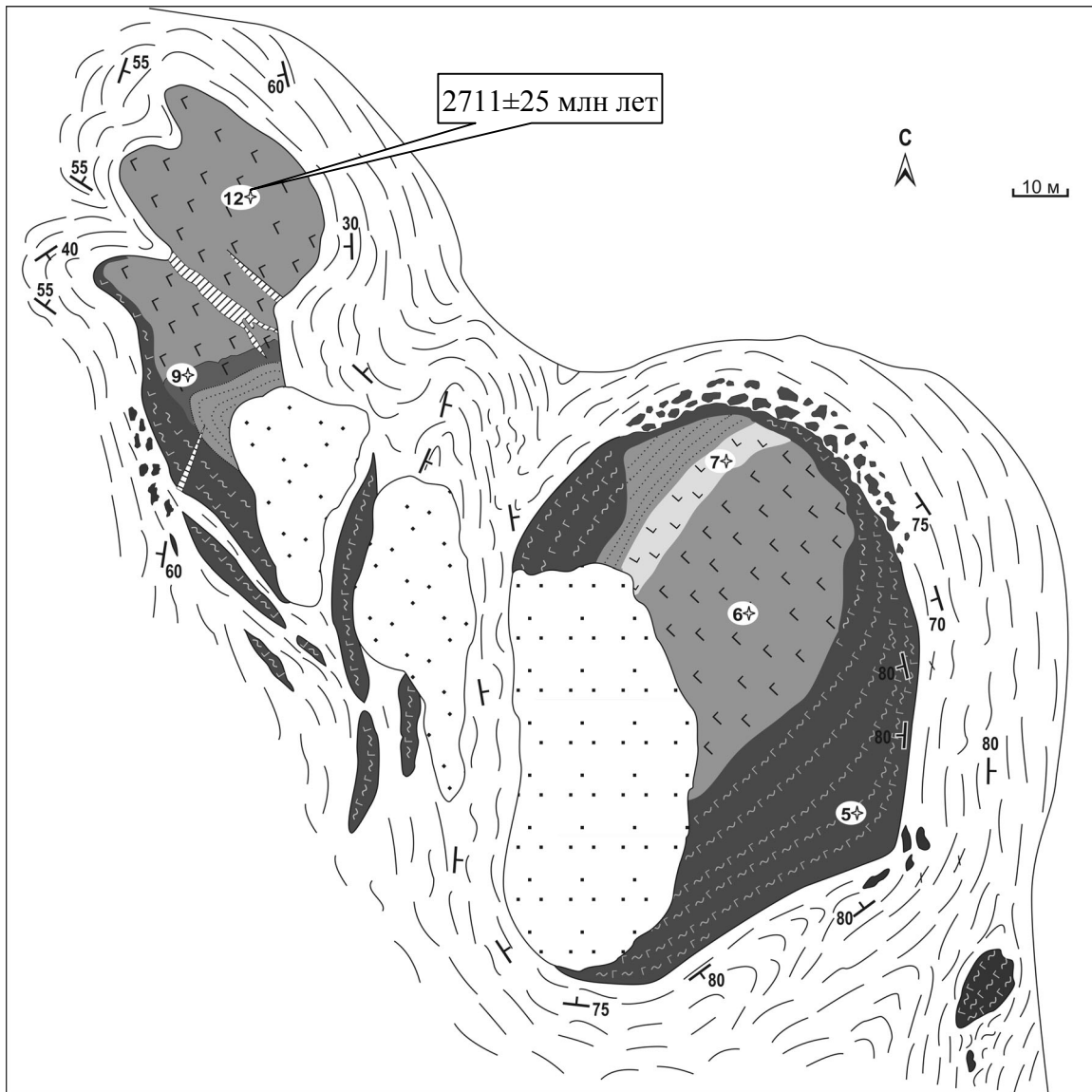


**Рис. 3. Схема геологического строения островов Супротивные:**

1 – дайка пироксеновых порфиритов; 2 – оливиновые габбронориты комплекса лерцолитов – габброноритов; 3 – неоархейские металеукогаббро; 4 – микроклиновые граниты; 5 – мезоархейский мафит-ультрамафитовый комплекс Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса: а – амфиболиты (метабазальты), б – ультрамафиты; 6 – эклогитсодержащий меланж: а – с низкой концентрацией обломков, б – с высокой концентрацией обломков; 7 – зона разлома; 8 – элементы залегания; 9 – место отбора геохронологической пробы

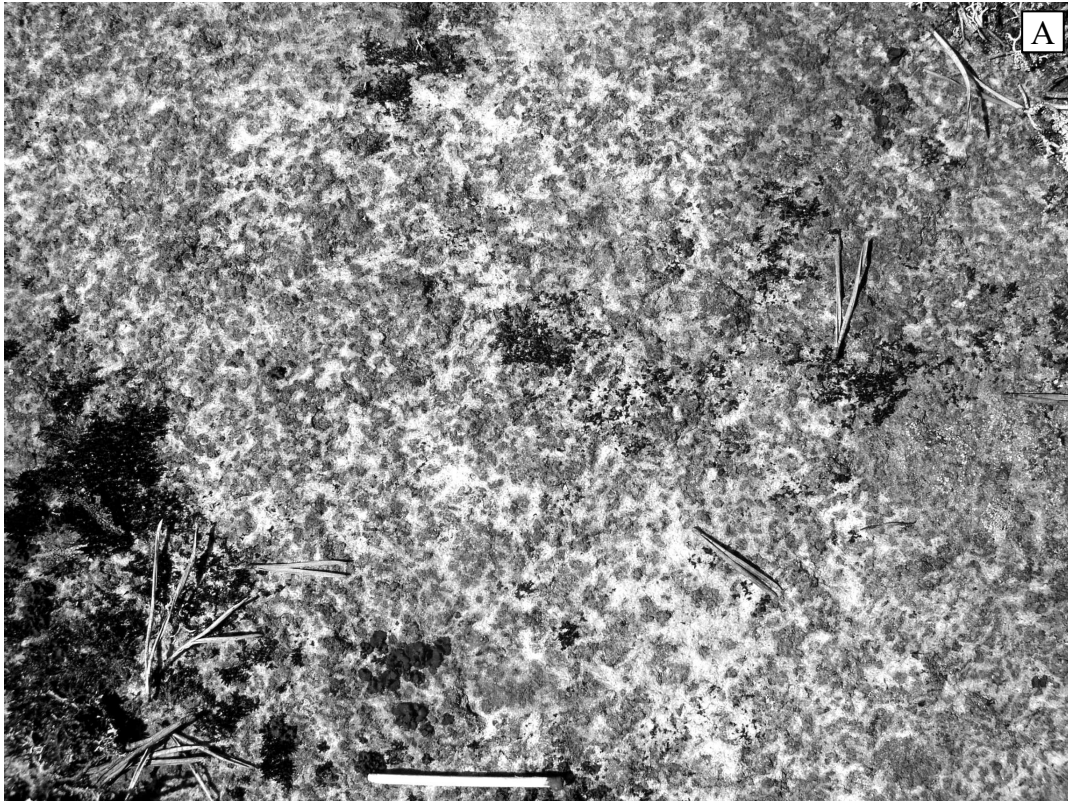
Данные породы – наиболее распространенная разновидность металепогаббро не только рассматриваемого массива. В мелкозернистых лейкогаббро встречаются шпильки более крупнозернистых лейко-

габбро размером до 30×30 см. Еще одной важной особенностью пород массивов является наличие в них текстур ритмической магматической расслоенности (рис. 5, Б).



**Рис. 4. Детальный план северной части о. Ю. Супротивный:**

1 – четвертичные отложения, 2 – пегматитовые жилы, 3 – амфиболиты в зоне дезинтеграции пород массива, 4 – апогаббро-вые гранатые амфиболиты, 5 – среднезернистые мезократовые метагаббро, 6 – лейкократовые мелкозернистые метагаббро, 7 – средне-крупнозернистые мезократовые метагаббро, 8 – зоны ритмично-расслоенных пород; 9 – вмещающие породы (эклогитсодержащий меланж), 10 – элементы залегания, 11 – точки отбора проб (номер соответствует номеру в табл.), в том числе геохронологический и изотопный возраст пород



**Рис. 5. Структурные и текстурные особенности металейкогаббро:**

А – среднезернистые массивные металейкогаббро о. Олений, губа Горелая, Б – ритмическая расслоенность в металейкогаббро на о-вах Супротивные



## Минералого-петрографическая характеристика пород

Металейкогаббро с хорошо сохранившимися массивными коронитовыми структурами (рис. 5, А) слагают центральные части многих фрагментированных тел массива, вместе с тем в этих породах крайне редки реликты первичных магматических минералов. В гранатовых ортоамфиболитах, слагающих краевые части этих тел, полностью утрачена информация о первичных (магматических) структурах и текстурах.

Среди пород, слагающих неоархейский массив метагабброидов на о-вах Супротивные, наиболее широко развиты следующие:

1) Равномернозернистые мелко-среднезернистые лейкократовые метагаббро массивной текстуры являются преобладающими во всех крупных телах метагаббро, видимая мощность их достигает нескольких десятков метров. Породы характеризуются гранобластовыми, в ряде случаев бластогаббровыми структурами. Первичные магматические минералы в породах не установлены. Темноцветные минералы представлены диопсидом и роговой обманкой (рис. 6, В). Плаггиоклаз чаще всего полностью перекристаллизован и гранулирован (рис. 7, А). Гранат формирует каймы на границах плаггиоклаза и темноцветных минералов (рис. 7, А–Г) и идиоморфные зерна в поле развития плаггиоклаза (рис. 6, Г, Д). Клинопироксен в металейкогаббро представлен преимущественно диопсидом (рис. 6, А–Д). Рудные минералы представлены ильменитом, который обрастает каймой роговой обманки (рис. 6, А, В) либо каймой сложного строения, сложенной сфеном, роговой обманкой и гранатом (рис. 6, 7, Б). Каймы второго типа более характерны для лейкократовых разновидностей. Следует отметить также присутствие в каймах такого типа единичных зерен рутила и ильменит-рутиловых сростаний, также обрастающих каймой (рис. 7, Б).

2) Среднезернистые мезократовые метагаббро обычно формируют фазу более позднюю, чем лейкократовые метагаббро, и образуют маломощные дайкообразные тела с отчетливо секущими, но незакаленными контактами. Количество их в массивах незначительно. По петрографическим особенностям они близки к мелкозернистым разновидностям.

3) Среднезернистые лейкократовые метагаббро формируют маломощные линзовидные тела и шлиры в южном фрагменте массива. От других разновидностей эти породы отличает значительно более высокое (до 65%) содержание плаггиоклаза и граната. Среднезернистые лейкократовые метагаббро установлены также вне о-вов Супротивные, так, например, они слагают довольно крупные тела на о. Олений в губе Горелой.

4) Метагаббро с реликтовой ритмической расслоенностью (рис. 5, Б) установлены во всех крупных телах на о. Ю. Супротивный и являются одной из наиболее характерных разновидностей неоархейских

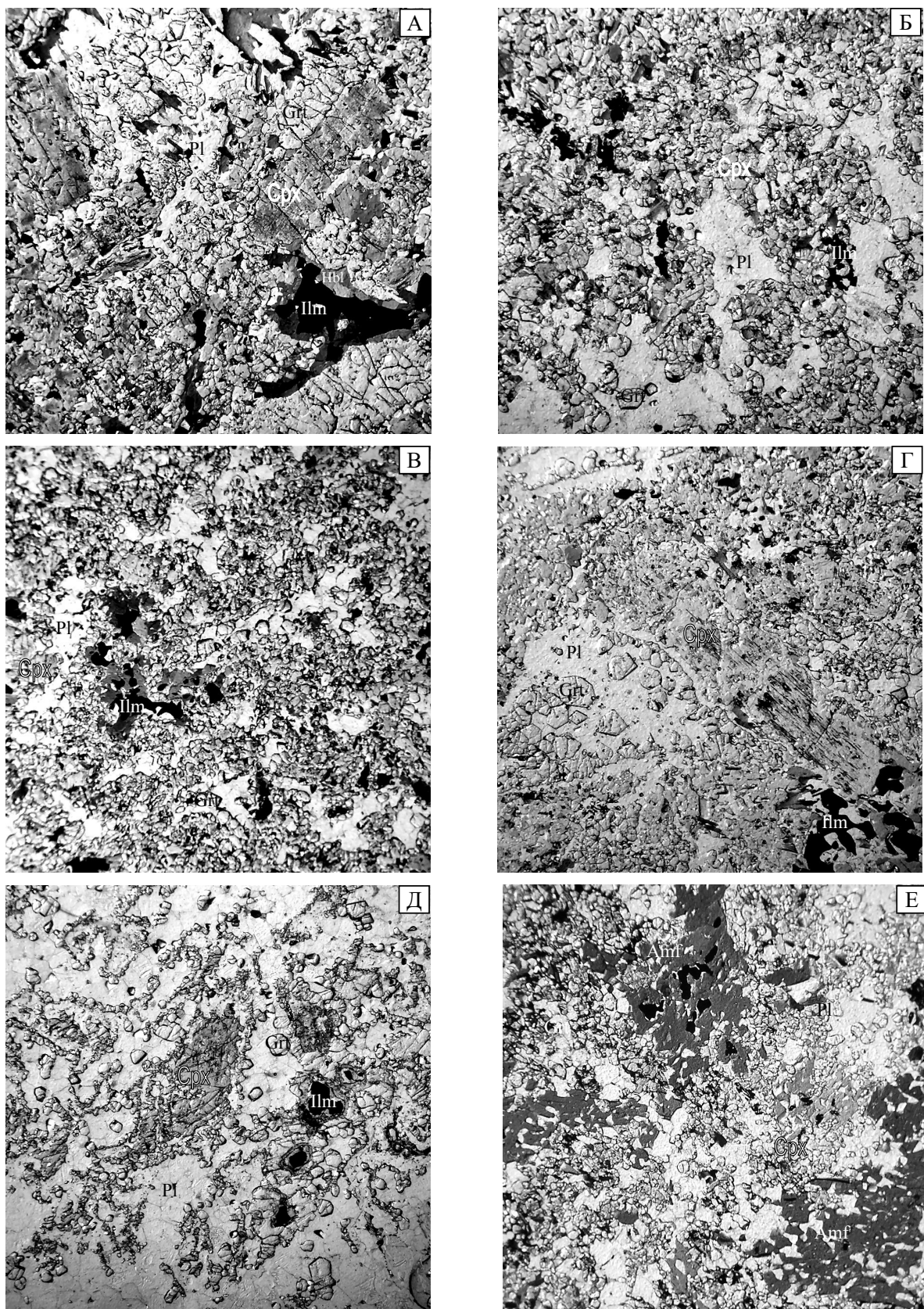
лейкогаббро. Расслоенность обусловлена вариациями содержаний темноцветных и лейкократовых минералов в породах. Мощность ритма составляет до 10 см. Нижняя граница ритма отчетливо определяется по максимальному содержанию темноцветных минералов. Количество пород с магматической полосчатостью невелико – максимальная видимая мощность полосчатых метагаббро составляет около 10 м. Несмотря на то, что характер ритмической расслоенности позволяет довольно отчетливо определять направление кристаллизации в магматической камере в пределах отдельного тела, сопоставление данных, полученных для разных тел, свидетельствует лишь о том, что закартированные на о. Супротивный тела являются дезинтегрированными фрагментами довольно крупного дифференцированного интрузива. Дифференциация в этом интрузиве устанавливается, прежде всего, по присутствию зон ритмически расслоенных пород. Кроме того, элементы дифференциации устанавливаются по присутствию мелко-среднезернистых лейкократовых разновидностей массивного облика, формирующих зоны мощностью до 10 м, а также по шлирам и линзовидным обособлениям среднезернистых меланократовых и лейкократовых массивных метагаббро.

5) Среднезернистые гранатовые и гранат-диопсидовые амфиболиты слагают краевые части тел и мелкие линзовидные тела, протягивающиеся в виде полосы северо-восточного простирания (рис. 4), и сформированы в результате метаморфических преобразований метагаббро. Амфиболиты характеризуются массивными и, реже, полосчатыми текстурами. Структуры порфиробластические, порфиробласты граната достигают 0,5 см. Темноцветные минералы представлены роговой обманкой и диопсидом (рис. 6, Е).

Составы главных породообразующих минералов неоархейских металейкогаббро позволяют утверждать, что в породах сохраняются только реликты ортопироксенов, установленные лишь в нескольких образцах, а в целом наблюдаемая минеральная ассоциация является результатом неоднократного метаморфического преобразования исходных пород.

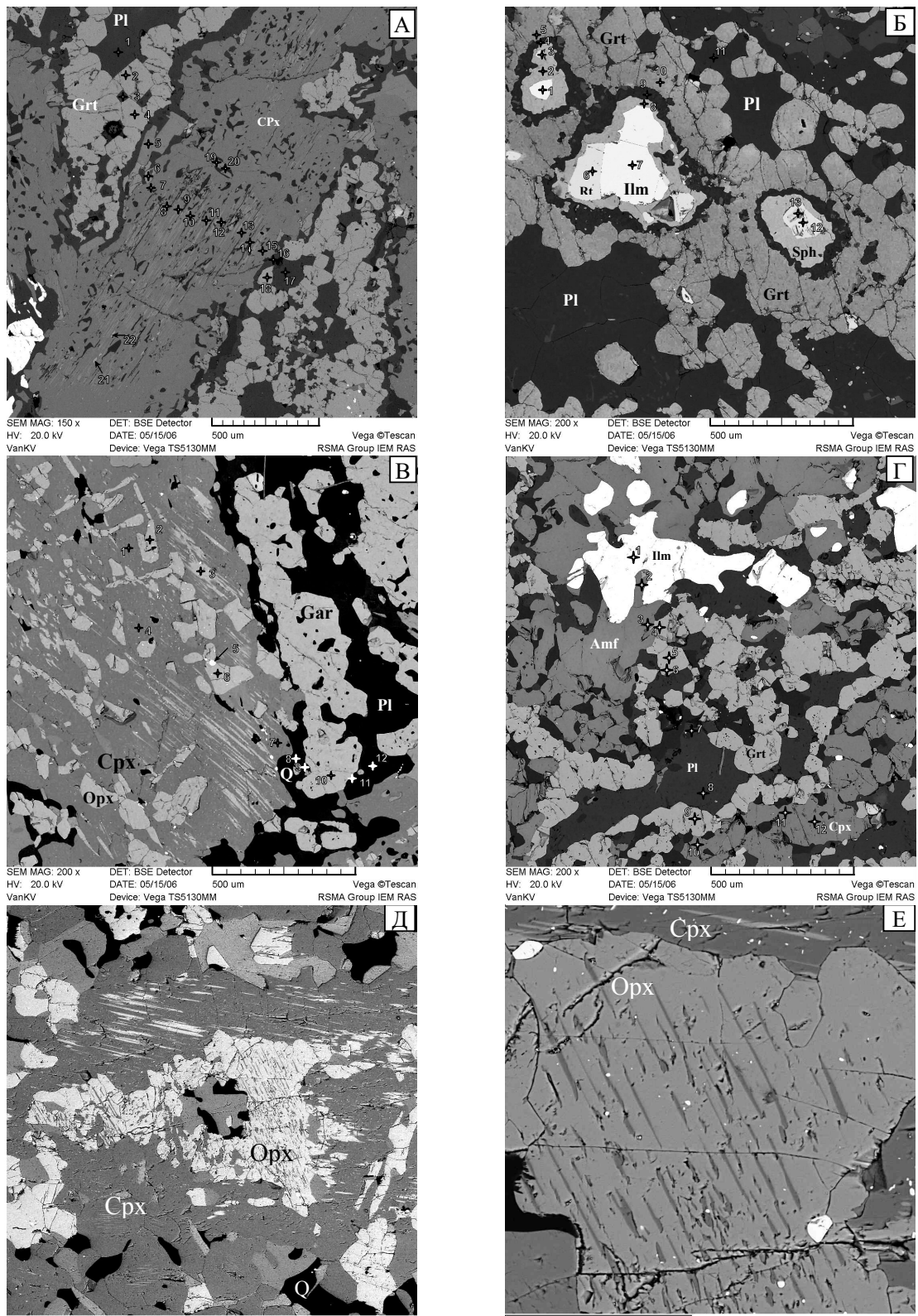
**Плаггиоклаз** в металейкогаббро полностью перекристаллизован, гранулирован и преобразован в мелкозернистый агрегат гранобластовой структуры. Реликты первичного магматического плаггиоклаза в породах не установлены. Состав плаггиоклаза варьирует от  $An_{17}$  до  $An_{45}$  (рис. 8, А; табл. 1). При этом наиболее кислые плаггиоклазы ( $An_{17-22}$ \*) установлены во внутренней кайме между клинопироксеном и гранатом и в краевых частях относительно крупных зерен плаггиоклаза в лейкократовых метагаббро. Наиболее основные плаггиоклазы установлены в меланократовых разновидностях (обр. Э-Гр-27/04-4) (рис. 8, А; табл. 1).

\* В статье приняты следующие сокращения названий минералов: An – анортит, KFsр – калиевый полевой шпат, Or – ортоклаз, Pl – плаггиоклаз, Срх – клинопироксен, Jd – жадеит, Орх – ортопироксен, Di – диопсид, Ilm – ильменит, Q – кварц, En – энстатит, Grs – гроссуляр, Ppr – пироп, Alm – альмандин, Rt – рутил, Sph – сфен.



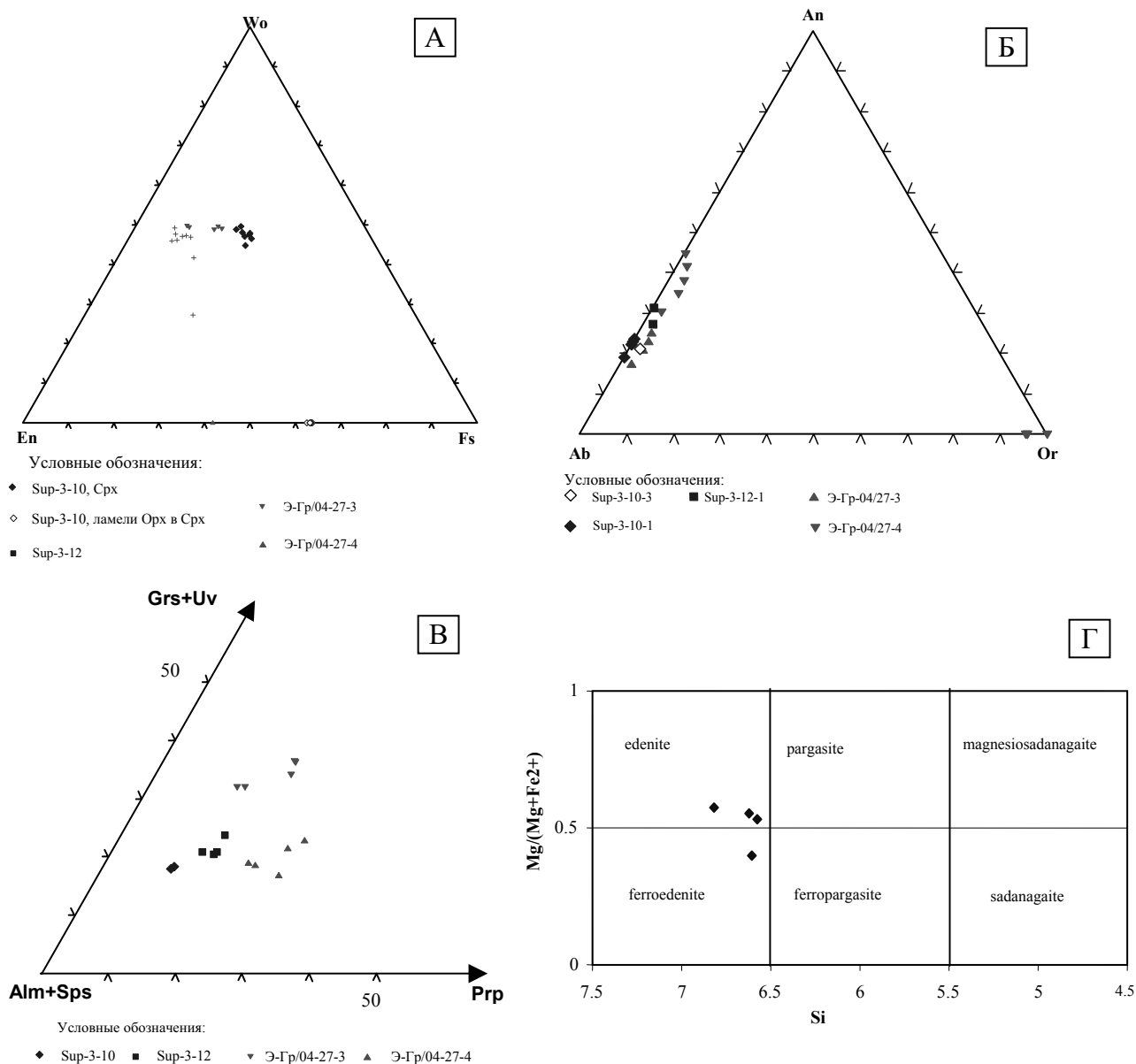
**Рис. 6. Фотографии шлифов неоархейских лейкогаббро (без анализатора):**

А – обр. Sup-3-10 – среднезернистые мезократовые метагаббро; Б – обр. Sup-3-11 – мелкозернистые металейкогаббро; В – обр. Sup-3-12 – мелкозернистые металейкогаббро (геохронологическая проба); Г – обр. Э-Гр-27-4-3 – металейкогаббро, о. Олений, губа Горелая; Д – обр. Э-Гр-27-4-4 – металейкогаббро, о. Олений, губа Горелая; Е – обр. Sup-3-3 – гранатовые ортоамфиболиты из краевой части тела



**Рис. 7. Электронно-микроскопические изображения (в обратно-рассеянных электронах) пород из массивов металеикогаббро:**

А-Г – сканирующий электронный микроскоп Vega TS5530MM (ИЭМ РАН, г. Черноголовка), Д, Е – сканирующий электронный микроскоп Vega II LSH (ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск). А – крупное зерно Срх с реликтами структур распада, окруженное гранатовой каймой в лейкогаббро, обр. Э-Гр-27/04-3; Б – Grt-Sph-Og кайма вокруг зерен ильменита в наиболее лейкократовой разновидности неoarхейских метагаббро, обр. Э-Гр-27/04-4; В – ламелли Орх в зерне Срх, окруженном гранатовой каймой в меланократовых среднезернистых метагаббро, обр. Sup-3-10-2; Г – мелкозернистое метагаббро, обр. Sup-3-12-1; Д – зерно Орх, содержащее ламелли Срх в Срх, содержащем ламелли Орх, обр. Sup-3-10; Е – деталь рис. 7, Д



**Рис. 8. Составы минералов неархейских метагаббро:**

А – положение точек составов пироксенов на диаграмме Wo–En–Fs; Б – составы полевых шпатов неархейских лейкогаббро на диаграмме Ab–An–Or; В – составы гранатов неархейских лейкогаббро; Г – положение фигуративных точек составов амфиболов неархейских лейкогаббро на классификационной диаграмме для Ca амфиболов (Leake et al., 1997). Расчеты выполнены с использованием макроса MakeMineral для MS Excel (Курдюков Е., Абрамов С., ИГЕМ РАН, 2004)

Здесь гранулированный плагиоклаз имеет состав  $An_{34}$  и содержит в себе вросстки ортоклаза (рис. 7, Д). Мелкие зерна плагиоклаза состава  $An_{41-45}$  слагают совместно с  $KFspr$  тонкую кайму между клинопироксеном и гранатом. Разница в составе метаморфических плагиоклазов в метагаббро может быть связана с различием в составе протолита и являться косвенным отражением дифференциации в исходных магматических образованиях. Косвенным подтверждением отсутствия в породах реликтов первичных магматических плагиоклазов является состав нормативного плагиоклаза, который варьирует от  $An_{50}$  до  $An_{55}$ .

**Клинопироксены** в неархейских метаметагаббро представлены преимущественно диопсидом (рис. 8, Б; табл. 2). Магнезиальность пироксенов варьирует от 0,49 до 0,83. Наиболее магнезиальные разновидности установлены в центральных частях относительно крупных реликтовых зерен (обр. Э-Гр-27/04-3, рис. 7, А). Следует отметить присутствие здесь тонких ламелл низкокальциевого Рх, магнезиальность которого ниже ( $X_{Mg} = 0,60$ ), чем у вмещающих Срх ( $X_{Mg} = 0,71-0,76$ ). Вероятно, такие соотношения Срх и Орх являются следствием распада и метаморфических преобразований первичного магматического пироксена, по составу, возможно, отвечавшего авгиту.

Таблица 1

## Составы полевых шпатов неорархейских метагаббро

Обр.	Sup-3-10	Sup-3-10	Sup-3-10	Sup-3-10	Э-Гр-04/27-3	Э-Гр-04/27-3	Э-Гр-04/27-3	Э-Гр-04/27-3	Э-Гр-04/27-4	Э-Гр-04/27-4
Поле	1	1	2	2					1	2
Точка	8	11	9	11	1	3	16	17	11	1
	Pl	Pl	Fsp	Fsp	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO <sub>2</sub>	67,21	67,81	67,90	67,92	61,99	62,21	62,21	63,42	59,63	64,08
TiO <sub>2</sub>					0	0	0	0,13	0	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,14	20,57	20,83	20,70	23,90	23,04	23,65	22,72	25,17	22,97
FeO					0,05	0,34	0,18	0,09	0,04	
MnO					0,04	0	0	0,11	0	
MgO					0	0,02	0,08	0	0,07	
CaO	3,96	3,49	3,93	4,06	4,95	4,33	4,67	3,49	6,4	6,28
Na <sub>2</sub> O	7,68	8,13	7,35	7,33	7,95	8,82	8,37	9,09	7,91	6,11
K <sub>2</sub> O					0,48	0,52	0,56	0,4	0,4	0,56
Sum	99,99	100	100,01	100,01	99,36	99,28	99,72	99,45	99,62	100,00
Si	3,02	3,04	3,06	3,06	2,78	2,78	2,77	2,82	2,66	2,90
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,12	1,09	1,11	1,10	1,26	1,21	1,24	1,19	1,32	1,23
Fe <sup>+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	0,19	0,17	0,19	0,20	0,24	0,21	0,22	0,17	0,31	0,30
Na	0,67	0,71	0,64	0,64	0,69	0,76	0,72	0,78	0,68	0,54
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03
X (Ca)	0,22	0,19	0,23	0,23	0,25	0,21	0,23	0,17	0,30	0,35
X (Na)	0,78	0,81	0,77	0,77	0,72	0,76	0,74	0,81	0,68	0,61
X (K)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04





X (Mg)	0,50	0,56	0,52	0,36	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37
Jd	7,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ac	0,00	4,49	4,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca-Fe Tsc	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca-Ti Tsc	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca Ts	1,59	2,17	2,86	1,21	1,26	1,22	1,00	0,00	1,42
Wol	43,44	45,64	43,50	2,92	2,54	4,91	3,90	4,20	5,43
En	24,08	26,61	25,48	34,96	36,02	34,32	34,77	35,23	34,25
Fs	23,80	21,09	23,33	60,90	60,18	59,55	60,33	60,57	58,90
Jd	7,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ac	0,00	4,49	4,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Aug	92,91	95,51	95,17	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Наименее магнезиальные Сrx ( $X_{Mg} = 0,55-0,60$ ) установлены в интенсивно перекристаллизованных среднезернистых метагаббро в северном теле на о. Супротивный (обр. Sup-3-10, рис. 7, В), содержащих значительное количество крупных ламелл Орх ( $X_{Mg} = 0,50$ ).

В клинопироксенах, особенно в крупных зернах, отчетливо устанавливаются неоднородности внутреннего строения. Центральные части зерен чаще всего сложены диопсидом, содержащим многочисленные ламеллы Орх и тонкую (размером первые микроны) вкрапленность рудного вещества (Ilm?). Краевые части зерен обычно сложены Сrx, близким по составу к Di центральных частей зерен, но с более высоким содержанием  $Na_2O$  (до 1,47 вес. %). В ряде случаев в клинопироксенах краевых частей зерен наблюдаются Сrx-Q-Pl симплектиты (рис. 7, А), являющиеся, вероятно, отражением процессов декомпрессии.

**Ортопироксен** в породах установлен в виде ламелл в клинопироксене (рис. 7, А, В) и в виде неправильной формы реликтовых зерен внутри крупных зерен Сrx (рис. 7, Г). Размер таких реликтовых обособлений составляет до 400 мк. Они содержат в себе тонкую вкрапленность рудного вещества, близкую по составу и морфологии к наблюдаемой в Сrx, и ламеллы Сrx (рис. 7, Е). По составу ортопироксен варьирует от  $En_{55}$  до  $En_{60}$ . Установлено несколько морфологических разновидностей Орх. Наиболее распространенными являются тонкие ламеллы (рис. 7, А, В) в Сrx. Кроме того, установлены более

крупные (размером до 100 мк) вроски ортопироксена в клинопироксене (рис. 7, В). По составу ортопироксены этих морфологических разновидностей практически идентичны (табл. 2). Реликтовый Орх, установленный в центральных частях крупных зерен Сrx, формирует зерна неправильной формы и отличается от Орх ламелл и относительно крупных вросков наличием тонкой вкрапленности Ilm и ламелл Сrx (рис. 7, Д, Е).

**Гранат** в породах формирует каймы на границе клинопироксена и плагиоклаза, сложенные чаще всего скоплением мелких (до 100 мк) идиоморфных зерен. Также мелкие идиоморфные зерна граната установлены и в поле развития плагиоклаза. По составу все проанализированные гранаты относятся к пиральспитам. На диаграмме составов гранатов (рис. 8, В, табл. 3) видны довольно значительные различия в составах гранатов. Обогащенные Grs миналом гранаты установлены в каймах вокруг Ilm в лейкократовых метагаббро (рис. 7, Б). Наиболее богатые пироповым миналом ( $Prp_{21-27}$ ) гранаты установлены в каймах на границе крупных зерен Сrx, содержащих ламеллы и реликты Орх (рис. 7, А). Максимальное содержание альмандинового минала ( $Alm_{63-70}$ ) установлено в гранатах, формирующих кайму на границе скоплений мелких зерен Сrx, не содержащих ламелл Орх и Pl в среднезернистых мезократовых метагаббро (рис. 7, Г). Вариации составов гранатов являются, по-видимому, следствием изменчивости состава исходной породы.

Таблица 3

Составы гранатов неорархейских лейкогаббро

Обр.	Sup-3-10	Э-Гр/04-27-3	Э-Гр/04-27-3	Э-Гр/04-27-3	Э-Гр/04-27-3	Э-Гр/04-27-3	Э-Гр/04-27-4	Э-Гр/04-27-4
Поле	2							
Точка	10	2	4	18	21	22	5	10
SiO <sub>2</sub>	37,91	37,90	37,35	38,30	36,89	37,57	37,17	37,92
TiO <sub>2</sub>		0,08	0,01	0,00	0,09	0,10	0,08	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,29	21,70	21,54	21,52	21,02	20,38	21,74	20,94
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,02	0,20	0,00	0,43	0,31	0,00	0,00
FeO	32,25	26,29	25,97	26,94	28,86	28,60	24,07	24,31
MnO	0,97	0,58	0,56	0,84	0,78	1,21	0,20	0,31
MgO	2,73	6,03	5,98	6,47	5,18	5,05	4,30	4,57
CaO	6,85	7,30	7,72	5,80	6,56	6,73	12,13	11,65
Na <sub>2</sub> O		0,09	0,30	0,00	0,00	0,00	0,08	0,05
K <sub>2</sub> O			0,03	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00
Sum	100,00	99,99	99,66	99,95	99,81	99,95	99,77	99,75
Si	3,04	2,94	2,91	2,98	2,91	2,96	2,90	2,96
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Al	1,82	1,99	1,97	1,97	1,95	1,89	2,00	1,93



Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00
Fe <sup>III</sup>	0,10	0,13	0,25	0,07	0,20	0,16	0,21	0,17
Fe <sup>II</sup>	2,06	1,58	1,44	1,68	1,70	1,72	1,35	1,42
Mn	0,07	0,04	0,04	0,06	0,05	0,08	0,01	0,02
Mg	0,33	0,70	0,69	0,75	0,61	0,59	0,50	0,53
Ca	0,59	0,61	0,64	0,48	0,55	0,57	1,01	0,97
Na	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
X (Mg)	0,11	0,24	0,25	0,25	0,21	0,20	0,17	0,18
X (Ca)	0,19	0,21	0,23	0,16	0,19	0,19	0,35	0,33
X (Fe <sup>2+</sup> )	0,68	0,47	0,42	0,51	0,52	0,53	0,38	0,40
X (Mn)	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,00	0,01

Окончание табл. 3

Обр.	Э-Гр/04-27-4	Э-Гр/04-27-4	Э-Гр/04-27-4	Sup-3-12	Sup-3-12	Sup-3-12	Sup-3-12	Sup-3-10
Поле	1	2	2	1	1	1	1	3
Точка	5	3	14	4	5	6	9	7
SiO <sub>2</sub>	40,62	39,57	39,70	38,88	38,84	39,55	38,72	37,97
TiO <sub>2</sub>								
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,08	19,65	19,63	20,00	19,46	19,74	19,66	19,20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>								
FeO	21,94	26,45	26,08	29,59	30,09	28,01	29,60	32,68
MnO				0,69		0,56	0,72	0,74
MgO	4,55	3,29	3,56	3,45	4,07	3,88	3,93	2,70
CaO	11,81	11,06	11,03	7,39	7,54	8,26	7,37	6,70
Na <sub>2</sub> O								
K <sub>2</sub> O								
Sum	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Si	3,15	3,12	3,12	3,09	3,08	3,12	3,07	3,05
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,93	1,82	1,82	1,87	1,82	1,84	1,84	1,82
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>III</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,09
Fe <sup>II</sup>	1,42	1,74	1,71	1,96	1,96	1,85	1,93	2,10
Mn	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,04	0,05	0,05
Mg	0,53	0,39	0,42	0,41	0,48	0,46	0,46	0,32
Ca	0,98	0,93	0,93	0,63	0,64	0,70	0,63	0,58
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X (Mg)	0,18	0,13	0,14	0,13	0,16	0,15	0,15	0,11
X (Ca)	0,34	0,31	0,30	0,21	0,21	0,23	0,20	0,19
X (Fe <sub>2+</sub> )	0,40	0,52	0,51	0,63	0,62	0,57	0,61	0,70
X (Mn)	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02

Анализ составов гранатов и клинопироксенов показал, что в металеюгаббро не установлены высокобарические (эклогитовые) ассоциации, которые часто отмечаются в палеопротерозойских габброидах в районе с. Гридино (Володичев и др., 2005).

**Амфибол** в метагаббро обычно формирует кайму вокруг ильменита и частично замещает Сrx. По составу амфибол соответствует эденитовой роговой обманке (рис. 8, Г).

Среди поздних метаморфических минералов следует отметить также Вт, который устанавливается в метагаббро практически повсеместно. Содержание Вт не превышает 3%.

**Акцессорные минералы** металеюгаббро представлены рутилом и сфеном. Рутил развивается совместно с ильменитом либо является компонентом каймы сложного строения вокруг ильменита. Сфен обычно формирует кайму между ильменитом и гранатом (рис. 7, Б).

Минералого-петрографические особенности неогархейских лейкогаббро (наличие ритмической слоистости, субпластовые и дайкообразные тела лей-

кократовых и меланократовых метагаббро, вариации составов породообразующих минералов в пределах тела) позволяют предполагать, что они слагают часть довольно крупного дифференцированного интрузива, дезинтегрированного в ходе интенсивной тектонической переработки.

Кроме того, такая петрографическая особенность, как наличие реликтовых участков Сrx, содержащего ламеллы Орх, и реликтовых зерен Орх внутри крупных зерен Сrx, отличает эти породы от габброидов комплекса коронитовых габбро, в которых реликты первичных магматических темноцветных минералов в настоящее время не установлены (Степанова, Степанов, 2005).

#### Петрогеохимическая характеристика лейкогаббро

По содержанию петрогенных элементов (табл. 4) неогархейские метагаббро (в том числе из массива на о-вах Супротивные) относятся к породам основного состава, и на классификационных диаграммах фигуративные точки их составов располагаются в поле

основных пород нормальной щелочности толеитовой серии (рис. 9, А, Б), а на диаграмме Йенсена – в поле обогащенных Fe толеитов (рис. 9, В). Для них характерна незначительная дифференциация по содержанию MgO (от 5 до 7,5 вес. %) как в разных телах, так и в пределах одного тела. В целом породы характеризуются довольно высокими содержаниями TiO<sub>2</sub> (>1%) и FeO\* (12,4–15,3 вес. %), что существенно отличает их от габброидов комплекса лерцолитов – габброноритов. Содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в породах варьирует от 12,9 до 15,5%, CaO – от 7,5 до 9,5 вес. %. Такие петрохимические характеристики весьма типичны для метагаббро комплекса коронитовых габбро.

Породы слабо деплетированы относительно примитивной мантии Nb, Zr, Hf и Ti (рис. 9, Г). Нормированные по хондритам содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) характеризуются слабодифференцированным графиком распределения: с незначительным обогащением легкими РЗЭ, ((Ce/Yb)<sub>N</sub> = 2,68–2,91) и плоским распределением в средней и тяжелой

частях спектра (рис. 9, Д), что позволяет предполагать, что их исходные расплавы не были в равновесии с гранатом и, следовательно, были сформированы на относительно небольшой глубине. Последующая эволюция родоначальных магм сопровождалась процессами контаминации коровым веществом, что отражается в обогащении пород крупноионными литофильными элементами (рис. 9, Г).

Имеющиеся геохимические данные не позволяют с достаточной степенью достоверности реконструировать процессы внутрикамерной дифференциации. Известные в настоящее время фрагменты предполагаемого интрузива (нескольких интрузивов?) сложены преимущественно лейкократовыми разновидностями, геохимические характеристики которых свидетельствуют о значительной дифференциации исходных магм. Отсутствие данных об относительно меланократовых разновидностях, кумулятивных породах не позволяет оценить состав исходных магм и условия их эволюции.

Таблица 4

Состав неорархейских лейкогаббро и амфиболитов по ним

Авт. н.	Sup-3-12*	Sup-6-1*	Sup-6-2	Sup-3-2	Sup-3-9	Sup-3-4	Sup-3-6	Э-Gr-27/04-2	Э-Gr-27/04-3	Э-Gr-81/04-1	Э-Gr-80/04-1	Э-Gr-70/04-1*	Э-Gr-69/04-5*
№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	51,22	51,56	51,32	51,18	51,70	51,40	51,30	50,00	49,80	50,56	50,64	49,28	49,46
TiO <sub>2</sub>	1,27	1,14	1,02	1,45	1,17	1,93	1,33	1,58	1,11	1,49	1,49	1,59	1,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,12	13,84	14,27	13,60	14,35	12,90	13,70	14,43	14,40	15,01	13,72	13,91	15,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,42	1,22	1,47	2,24	0,83	2,10	1,35	2,18	1,76	3,23	3,46	2,50	4,10
FeO	10,48	11,73	11,13	11,45	12,00	11,25	12,32	12,24	11,52	11,20	10,63	12,78	10,05
MnO	0,22	0,23	0,22	0,23	0,24	0,25	0,24	0,29	0,22	0,23	0,22	0,24	0,24
MgO	5,63	6,68	6,89	6,60	6,20	6,36	6,18	5,50	7,53	4,96	5,73	6,85	6,24
CaO	8,94	9,43	9,43	8,58	9,38	9,44	9,53	9,47	9,40	7,94	8,87	8,15	8,44
Na <sub>2</sub> O	2,42	2,37	2,50	2,10	2,46	2,39	2,37	2,50	2,45	2,99	2,79	2,25	2,63
K <sub>2</sub> O	0,57	0,50	0,45	0,85	0,47	0,50	0,54	0,59	0,42	0,69	0,57	0,56	0,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,10	0,25	0,19	0,21	0,22
H <sub>2</sub> O	0,05	0,04	0,07	0,20	0,04	0,10	0,07	0,05	0,08	0,16	0,18	0,15	0,19
ппп	1,02	1,10	1,10	1,47	1,03	1,20	0,83	0,88	1,00	0,82	1,20	1,13	1,09
Cr	111	111	82	88	89	89	75	–	–	89	0	293	198

Продолжение табл. 4

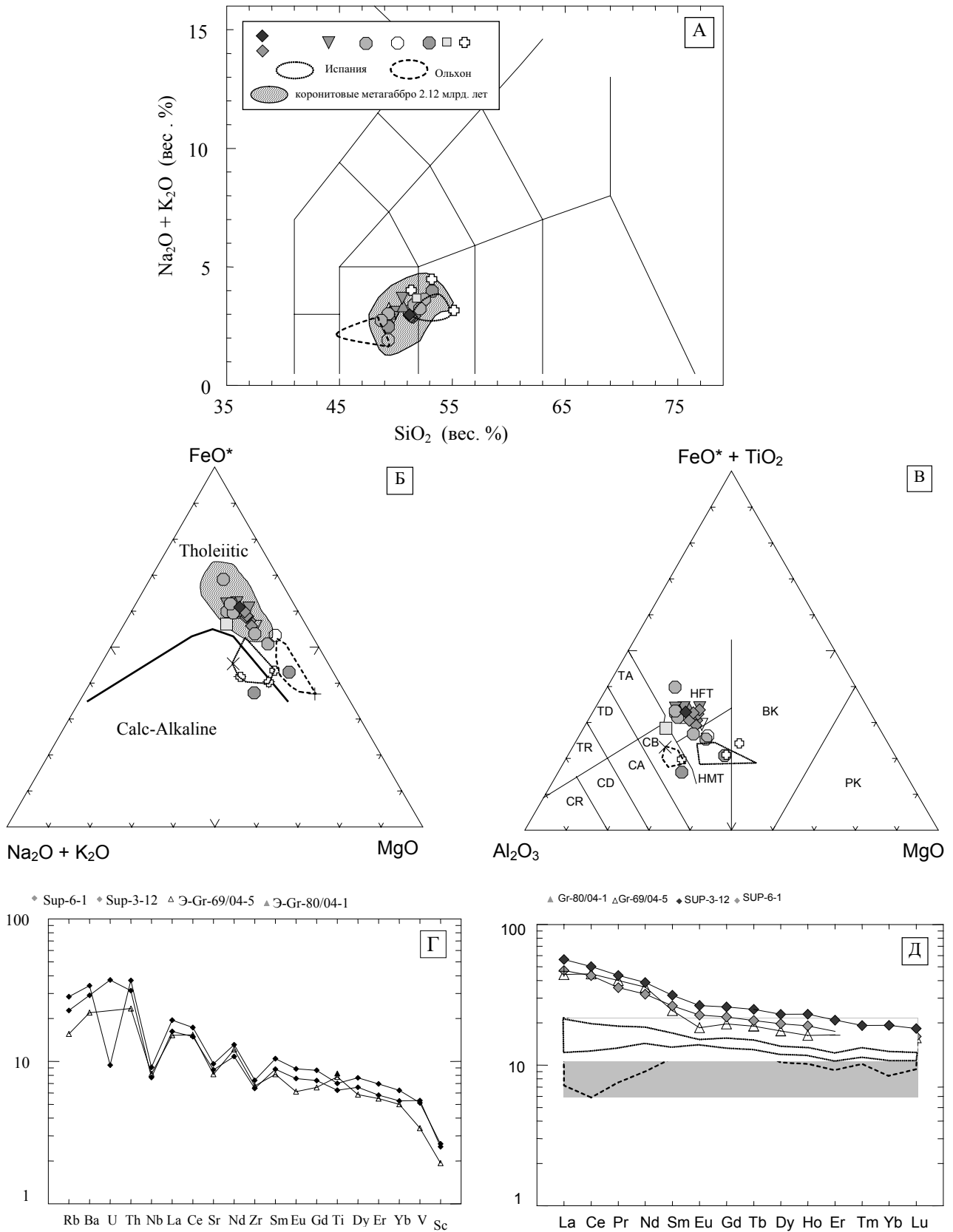
Авт. н.	Sup-3-12*	Sup-6-1*	Sup-6-2	Sup-3-2	Sup-3-9	Sup-3-4	Sup-3-6	Э-Gr-27/04-2	Э-Gr-27/04-3	Э-Gr-81/04-1	Э-Gr-80/04-1	Э-Gr-70/04-1*	Э-Gr-69/04-5*
№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ni	161	182	–	110	94	102	102	–	–	58	0	198	139
Co	62	64	–	55	55	55	55	–	–	44	0	56	41
Sc	45	43	–	394	–	–	–	–	–	0	0	39	33
V	419	436	269	386	398	465	346	–	–	304	0	347	279
Cu	128	143	–	–	94	47	142	–	–	0	0	168	37
Pb	5	16	–	–	–	–	–	–	–	13	0	6	4
Zn	115	109	–	–	–	–	–	–	–	–	–	107	272
As	0,60	0,97	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,85	0,88
Ag	0,3	1,2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,5	0,4
Re	0,01	0,01	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,0	0,0
Rb	18	14	–	–	–	–	–	–	–	19	–	14	10
Cs	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,32	0,23
Ba	238	203	–	–	–	–	–	–	–	223	–	196	154
Sr	203	184	–	–	–	–	–	–	–	170	–	169	172
Ga	23	21	–	–	–	–	–	–	–	–	–	19	17
Ta	0,41	0,34	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,56	0,33
Nb	6,5	5,5	–	–	–	–	–	–	–	13,0	–	8,3	5,8
Hf	2,46	2,11	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2,93	1,93
Zr	82	72	–	–	–	–	–	–	–	116	–	112	76
Y	35	29	–	–	–	–	–	–	–	34	–	35	28
Th	3,15	2,67	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2,12	2,00
U	0,20	0,78	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
La	13,38	11,15	–	–	–	–	–	–	–	–	–	13,99	10,46

Авт. н.	Sup-3-12*	Sup-6-1*	Sup-6-2	Sup-3-2	Sup-3-9	Sup-3-4	Sup-3-6	Э-Gr-27/04-2	Э-Gr-27/04-3	Э-Gr-81/04-1	Э-Gr-80/04-1	Э-Gr-70/04-1*	Э-Gr-69/04-5*
№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ce	30,81	26,57	–	–	–	–	–	–	–	–	–	32,40	27,37
Pr	4,04	3,31	–	–	–	–	–	–	–	–	–	4,21	3,72
Nd	17,68	14,62	–	–	–	–	–	–	–	–	–	18,35	16,38
Sm	4,64	3,91	–	–	–	–	–	–	–	–	–	4,27	3,61
Eu	1,49	1,27	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1,23	1,03
Gd	5,17	4,37	–	–	–	–	–	–	–	–	–	4,77	3,91
Tb	0,90	0,75	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,80	0,68
Dy	5,66	4,85	–	–	–	–	–	–	–	–	–	5,35	4,30
Ho	1,27	1,05	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1,11	0,90
Er	3,34	2,78	–	–	–	–	–	–	–	–	–	3,19	2,63
Tm	0,48	0,39	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,47	0,39
Yb	3,09	2,60	–	–	–	–	–	–	–	–	–	3,08	2,46
Lu	0,46	0,40	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,49	0,39

Окончание табл. 4

Авт. н.	Э-6-49/1**	Э-6-49/2	Э-6-49/3**	Э-6-49/5**	Э-6-55/1**	Э-6-55/2**	Э-GP-20/1**
№ пп	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	51,20	52,54	49,34	48,70	51,62	52,14	52,02
TiO <sub>2</sub>	1,88	1,41	0,89	0,87	1,27	1,45	1,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,73	14,45	15,55	15,30	14,90	14,53	16,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,96	3,61	3,76	3,95	1,95	3,43	1,10
FeO	12,35	9,48	8,62	8,26	11,06	10,10	10,20
MnO	0,23	0,17	0,19	0,18	0,20	0,21	0,20
MgO	4,08	4,90	7,34	8,67	5,31	4,84	4,88
CaO	8,60	8,31	10,01	9,87	8,70	8,56	9,14
Na <sub>2</sub> O	2,40	2,61	2,56	2,20	2,48	2,40	3,10
K <sub>2</sub> O	0,73	1,03	0,46	0,54	0,92	0,84	0,66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,31	0,18	0,18	0,21	0,21	0,18
H <sub>2</sub> O	0,15	0,15	0,08	0,04	0,07	0,03	0,13
LOI	0,00	1,00	1,02	1,18	1,16	1,02	1,00
Cr	59	–	247	291	147	141	84
Ni	27	–	101	127	70	72	33
Co	48	–	54	39	43	55	44
V	384	–	222	221	228	276	337
Pb	10	–	16	15	9	7	7
Rb	10	–	5	2	14	19	80
Ba	150	–	150	150	150	259	150
Sr	128	–	128	97	140	145	152
Nb	13,0	–	5,0	2,0	11,0	10,0	7,0
Zr	156	–	57	43	105	133	74
Y	38	–	19	14	24	36	19
Th	7,00	–	11,00	10,00	7,00	7,00	7,00

Примечание. Приведены составы пород массивов на о-вах Супротивные (1–7), о. Никонов, губа Полевая (8, 9), о. Олений, губа Горелая (10–13), губа Широланга (14–19), остров в губе Лебяжьей (20). \* – содержания рассеянных и редкоземельных элементов определены методом ICP-MS в ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург. \*\* – содержания редких элементов определены методом XRF в Институте геологии КарНЦ РАН.



**Рис. 9. Петрогеохимические особенности архейских лейкогаббро:**

А – диаграмма TAS (LeMatre, 1989); Б – диаграмма AFM (Irving, Baragar, 1971); В – катионная диаграмма Йенсена (Jensen, 1976); Г – спайдерграмма распределения рассеянных элементов (нормирование по РМ, Sun et al., 1989); Д – характер распределения РЗЭ в металейкогаббро (нормирование по: Sun et al., 1989)

Сопоставление лейкогаббро с другими интрузивными мафическими комплексами Беломорской провинции показало значительные отличия их геохимических характеристик от лерцолитов – габброноритов и габбро-анортозитов и сходство лейкогаббро и коронитовых габбро. Коронитовые габбро отличаются от лейкогаббро, прежде всего, распределением высокозарядных элементов – отсутствием отрицательной Nb аномалии, положительной Y аномалией и меньшими содержаниями Zr. По содержанию петрогенных элементов породы, относимые к комплексу коронитовых габбро и метагаббро о-вов Супротивные, очень близки, однако отличаются по характеру распределения и содержаниям рассеянных элементов. Это позволяет предполагать, что в составе комплекса коронитовых габбро могли быть объединены разновозрастные образования.

### Основные выводы

1. В Беломорской провинции установлена серия массивов (как правило фрагментированных) неoarхейских (2711 млн лет) металейкогаббро. Массив на о-вах Супротивные – типичный представитель этой группы.

2. Массивы неoarхейских габброидов характеризуются тем, что в их составе преобладающими породами являются лейкократовые метагаббро (или ортоамфиболиты по ним), тела дифференцированы, устанавливаются зоны с ритмической расслоенностью.

3. Неoarхейские лейкогабброиды отличаются по петрогеохимическим характеристикам от габброидов комплекса лерцолитов – габброноритов (высоким содержанием  $TiO_2$ , Fe, низким – Mg), габброанортозитов (более низкими содержаниями MgO и  $Al_2O_3$ ), коронитовых габбро (меньшим содержанием Zr, легких РЗЭ, присутствием отрицательной аномалии Nb).

4. Характерной петрографической особенностью неoarхейских лейкогаббро является наличие реликтовых участков Срх, содержащего ламеллы Орх, и реликтовых зерен Орх внутри крупных зерен Срх. Эти особенности отличают их от близких по минеральному составу и петрографическим характеристикам габброидов комплекса коронитовых габбро.

*Статья посвящается светлой памяти Эллы Тойвовны Кравченко (фото), работавшей на о-вах Супротивные в составе полевого отряда летом 2004 г.*



Полевой отряд лаборатории петрологии и тектоники в с. Гридино после возвращения с выброски на острова Супротивные. 24.07.2004 г. Слева направо: Степанова А. В., Сибелев О. С., Бабарина И. И., Камышан О. А. (студентка геол. ф-та МГУ – далее «студ.»), Белянин Г. А. (студ.), Кравченко Эллы Тойвовны, Колесов А. Н., Давыдова В. В. (студ.).

## ЛИТЕРАТУРА

- Балаганский В. В., Бибикина Е. В., Богданова С. В. и др.* U-Pb геохронология беломорид района Тупой губы оз. Ковдозеро (Северная Карелия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 6. С. 40–51.
- Бибикина Е. В., Богданова С. В., Глебовицкий В. А. и др.* Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконового геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. № 3. С. 227–244.
- Бибикина 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.
- Бибикина Е. В., Самсонов А. В., Щипанский А. А. и др.* Хивозаварская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккрецированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // Петрология. 2003. Т. 11, № 3. С. 289–320.
- Бибикина Е. В., Шельд Т., Богданова С. В. и др.* Геохронология беломорид, интерпретация многостадийной геологической истории // Геохимия. 1993. № 10. С. 1393–1411.
- Володичев О. И.* Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л., 1990. 248 с.
- 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.
- 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 // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 133–135.
- Ефимов А. А., Каулина Т. В.* Геологические особенности и U-Pb датирование (первые данные) юго-восточной части Ковдозерского базит-гипербазитового массива (блок Пуухта) // Беломорский подвижный пояс (геология, геодинамика, геохронология): Тез. докл. Петрозаводск, 1997. С. 31.
- Кожевников В. Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 223 с.
- 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.
- Сибелев О. С., Травин В. В., Степанова А. В.* Котозерская зона тектонического меланжа (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск, 2002. С. 27–40.
- Сибелев О. С., Кушкова Н. С., Анисимов П. Н.* Тектоно-метаморфиты зон меланжа Беломорского подвижного пояса (на примере структуры района оз. Коржино) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 23–36.
- Склярёв Е. В., Федоровский В. С., Гладкохуб Д. П., Владимиров А. Г.* Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизивной структуры Западного Прибайкалья // ДАН. 2001. Т. 381, № 4. С. 1–6.
- Слабунов А. И.* Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита в архее: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2005. 46 с.
- Слабунов А. И., Ларионов А. Н., Бибикина Е. В. и др.* Геология и геохронология Шобозерского массива комплекса лерцолитов – габброноритов Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 3–14.
- Слабунов А. И., Бибикина Е. В., Степанов В. С. и др.* Неоархейский Беломорский подвижный пояс // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программам EUROPROBE / Под ред. Морозова А. Ф., Павленковой Н. И. М., 2006а. С. 143–151.
- Слабунов А. И., Степанова А. В., Бибикина 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., 2006б. С. 286–290.
- Слабунов А. И., Степанова А. В., Бибикина Е. В. и др.* Неоархейские габброиды Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: геология, состав, геохронология // ДАН. 2008. Т. 422, № 6. С. 793–797.
- Степанов В. С.* Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л., 1981. 216 с.
- Степанова А. В., Степанов В. С.* Коронитовые габбро Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 29–39.
- 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 // ДАН. 2003. Т. 390, № 4. С. 528–532.
- Шарков Е. В., Богатилов О. А., Красивская И. С.* Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25.
- Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е. и др.* Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского п-ова. М.; Л., 1962. 306 с.
- Федоровский В. С., Владимиров А. Г., Хаин Е. В. и др.* Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизивных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
- Федоровский В. С., Хромых С. В., Сухоруков В. П. и др.* Метаморфический минглинг (новый тип минглинг-структур) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. 2003. С. 255–259.
- Хаин В. Е., Ломизе М. Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М., 2005. 560 с.
- Alexeev N., Zinger T., Belyatsky B., Balagansky V. V.* Age of crystallization and metamorphism of the Pezhostrov gabbro-anorthosites, northern Karelia, Russia // 5th SVEKALAPKO workshop. Abstracts. Lammi, Finland. 2000. P. 3.
- Jensen L. S.* A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks, Ontario Division of Mines. MP 66. 1976. 22 p.
- 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. Vol. 92. P. 223–250.
- Mitrofanov F. P., Balagansky V. V., Balashov Yu. A. et al.* U-Pb age of gabbro-anorthosite massifs in the Lapland Granulite Belt // Nor. Geol. Unders. Spec. Publ. 7. 1995. P. 179–183.
- Turner S. P., Platt J. P., George R. M. M. et al. J.* Magmatism associated orogenic collapse of the Betic-Alboran, SE Spain // J. Petrology. 1999. Vol. 40, N 6. P. 1011–1036.

---

---

*О. И. Володичев\**, *О. В. Парфенова\*\**, *Т. И. Кузенко\**

## **ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ЭКЛОГИТЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (ОБ ЭКЛОГИТИЗАЦИИ ГАББРО В ДАЙКЕ КОМПЛЕКСА ЛЕРЦОЛИТОВ – ГАББРО-НОРИТОВ)\*\*\***

Проблемы геологии и петрологии эклогитов были актуальными постоянно на протяжении почти двухсотлетней истории их изучения. В последний период интерес к ним резко возрос (Godard, 2001) в связи с новой теорией тектоники плит, в соответствии с которой эклогиты образуются при развитии конвергентных – субдукционных и коллизионных процессов. Но и с принятием этой теории острой остается проблема соотношения метаморфизма эклогитов и вмещающих пород, которая решается по-разному. В одних случаях однозначно устанавливается их изофациальность, в других – разнофациальность, и присутствие эклогитов в виде линз среди тектонитов в чешуйчатых надвиговых зонах объясняется либо дифференциальным характером (за счет различной реологии) наложенных динамометаморфических преобразований, либо значительными относительными перемещениями, допускающими возможность тектонических внедрений фрагментов эклогитизированных пород верхней мантии в верхние горизонты земной коры (Escola, 1921; Lappin, Smith, 1978 и др.).

В третьем варианте разнофациальность эклогитизированных габбро и вмещающих пород представляется кажущейся, и по отдельным признакам во вмещающих породах восстанавливаются или предполагаются парагенезисы или минералы эклогитовой фации, подвергнутые вторичным изменениям (Griffin, 1987). И лучшим подтверждением реальности подобной ситуации является недавнее обнаружение в ряде эклогитсодержащих комплексов коэситов и алмазов не только в эклогитах, но и во вмещающих породах (Chopin, 2003). И, наконец, примером действительной разнофациальности могут быть архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, вмещающие породы которых представлены образовавшимися позднее в декомпрессионных условиях гранитоидами, являющимися компонентом интенсивно мигма-

тизированного тектонического меланжа (Володичев и др., 2004).

Одним из постоянных составляющих эклогитовых комплексов являются эклогитизированные габбро с коронитовыми (друзитовыми) структурами, наглядно демонстрирующие различные петрологические варианты перехода габбро в эклогиты (Удовкина, 1971; Добрецов, 1974; Pognante, 1985; Mørk, 1986; Koons et al., 1987; Wayte et al., 1989; John, Schenk, 2003 и мн. др.). Обычно они рассматриваются как сингенетические образования, слагающие вместе с другими компонентами фрагменты эксгумированных субдукционных или коллизионных пластин.

Однако до сих пор не были описаны проявления эклогитизации габбро *in situ*, автономно, вероятно, в автоклавных условиях (Добрецов, 1968), в малых интрузивных телах, формировавшихся в относительно спокойной тектонической обстановке во время и после их внедрения и обнаруживающих интрузивные контакты с менее метаморфизованными вмещающими породами.

Беломорский подвижный пояс (БПП) является древнейшим на Земле орогеном с полициклическими проявлениями редкого для раннего докембрия высокотемпературного метаморфизма (Володичев, 1990), одним из индикаторов которого являются архейские эклогиты (Володичев и др., 2004; Каулина, Апанасевич, 2005; Щипанский и др., 2005), а также имеющие широкое распространение малые интрузивные тела и дайки друзитов, или коронитов, – в различной степени эклогитизированных габбро разнообразного состава и возраста – в основном, палеопротерозойского, в меньшем объеме – архейского. При их изучении обнаруживается положительный градиент *P-T* условий образования метаморфических парагенезисов в интрузивных телах относительно синхронных процессов во вмещающих породах, особенно четко проявленный в случаях, когда последние представлены наиболее информативными в отношении геотермометрии кианит-гранат-биотитовыми гнейсами (Володичев, 1990).

---

\* Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск.

\*\* МГУ, Геологический факультет, Москва.

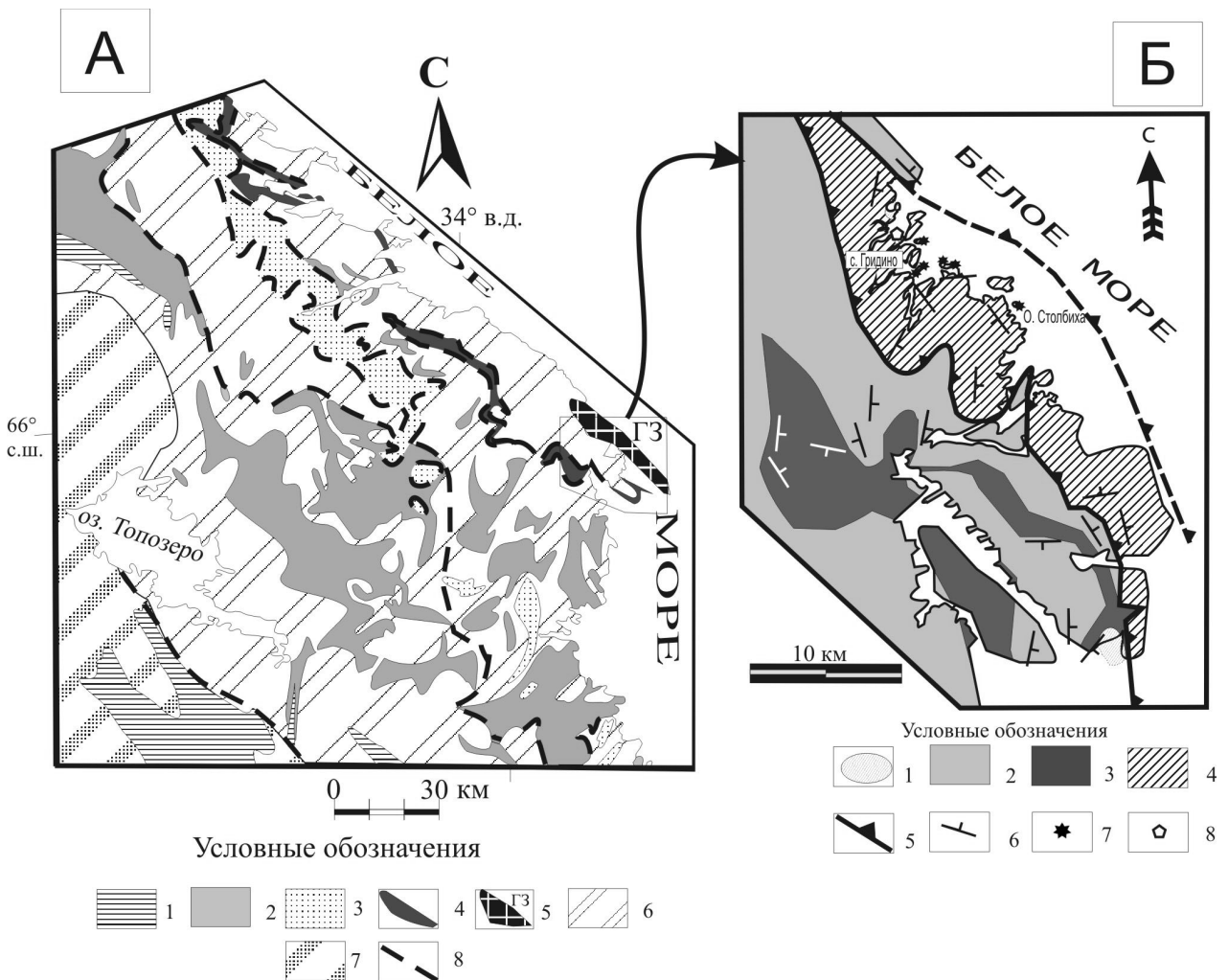
\*\*\* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 06-05-64876а).

В настоящее время эклогитовые парагенезисы установлены в трех возрастных генерациях палеопротерозойских даек друзитов, имеющих подобные соотношения с вмещающими породами (район с. Гридино). Наиболее интересной и наиболее изученной среди них является дайка эклогитизированных оливиновых габбро-норитов, расположенная на восточной окраине с. Гридино.

### Геологическое положение

В районе с. Гридино и архейские и палеопротерозойские эклогиты распространены в пределах линейной структуры, генетическая природа которой интерпретируется как зона интенсивно мигматизированного тектонического меланжа (Володичев и др., 2004) (рис. 1). В аллохтонной смеси его обломочного

компонента резко преобладают породы основного состава – эклогиты и продукты их ретроградного преобразования; метаморфизованные габброиды разного состава, формационной принадлежности и, вероятно, возраста; разнообразные амфиболиты, а также метапироксениты, цоизитовые породы по анортозитам, реже гнейсы, в том числе кианит-гранат-биотитовые, и кальцифиры. Эклогиты с возрастом  $2720 \pm 8$  млн лет (Бибикова и др., 2003) в составе этого комплекса уже в домигматитовый период прошли полный цикл ретроградных преобразований, включающий образование симплектитовых эклогитов нескольких генераций и гранат-клинопироксеновых амфиболитов, вовлеченных к тому же в изоклинальную складчатость. Впоследствии и мигматизирующие гранитоиды, представленные, судя по реликтовым



**Рис. 1.** Схема геологического строения Северной Карелии (А) и распространения эклогитсодержащего комплекса Гридинской зоны (Б) (составил А. И. Слабунов; Володичев и др., 2006):

А: 1 – палеопротерозойские (2,5–1,92 млрд лет) супракrustальные образования; 2–5 – неоархейские: 2 – зеленокаменные комплексы; 3 – парагенезисы Чупинского пояса; 4 – амфиболиты и ультрабазиты Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса; 5 – эклогитсодержащий комплекс Гридинской зоны (ГЗ); 6 – разгнейсованные гранитоиды и мигматиты БПП (2,9–2,7 млрд лет); 7 – архейские (3,2–2,7 млрд лет) гранитоиды Карельского кратона; 8 – предполагаемые надвиги;

Б: 1 – гранитные массивы (не древнее 2,7 млрд лет); 2 – гранитоиды ТГГ ассоциации; 3 – образования Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (амфиболиты, метаяльтрабазиты), а также пластины, сложенные кианит-гранат-биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами; 4 – эклогитсодержащий комплекс; 5 – тектонические границы; 6 – элементы залегания гнейсовидности и метаморфической полосчатости; 7 – местонахождение архейских эклогитов (Володичев и др., 2004); 8 – местонахождение палеопротерозойских эклогитов, восточная окраина с. Гридино



находкам гиперстена эндербитами плагиогранитного, тоналитового и кварцеводиоритового составов, подвергались структурно-метаморфическим преобразованиям и превратились в биотитовые и амфиболовые гнейсы с гранатом и клинопироксеном. Геолого-петрологическим репером, определяющим верхний возрастной предел формирования архейского сложно-складчатого эколгитсодержащего комплекса, является дайка плагиогранитов на о. Столбиха, секущая породы этого комплекса и не участвующая в наложенных деформациях. Возраст цирконов из этой дайки равен  $2701,3 \pm 8,1$  млн лет (Володичев и др., 2004).

Со следующим этапом геологического развития связано формирование даек I возрастной генерации, среди которых по составу выделяются группы высокожелезистого толеитового (Fe-Ti), толеитового (Fe) и субщелочного (Na+K, Fe) составов. Возможно, при дальнейших исследованиях обнаружатся и их возрастные различия. Так, дайки высокожелезистых метагаббро, представленных в основном крупнозернистыми порфиробластическими гранат-клинопироксеновыми амфиболитами, более деформированы, будинированы, мигматизированы и интродированы крупнозернистыми плагиомикроклиновыми гранитами (о. Избная Луда). Дайки толеитового и субщелочного составов, также испытавшие деформации с их фрагментацией в виде обособленных линзовидных или овальных образований и слабую мигматизацию, вместе с тем нередко сохраняют дайковую морфологию и реликты магматических минералов. В основном они имеют гранат-клинопироксен-плагиоклазовый с амфиболом и ортопироксеном состав, по условиям метаморфизма соответствующий высокобарической гранулитовой фации, достигающей в ряде случаев условий эколгитовой фации (парагенезисы  $Grt^{20-24*}-Omp_{33-38}$ ;  $T = 880-930$  °C,  $P = 16,5-17,5$  кбар) с ретроградными преобразованиями, представленными симплектитовыми эколгитами и гранат-клинопироксеновыми амфиболитами. Вероятно, с этим периодом связано формирование даек эколгитизированных диоритов с клинопироксеном, достигающим омфацитового (20% *Jd*) состава (о. Избная Луда).

Изотопный возраст даек этой генерации не определялся, но их геологический возраст соответствует интервалу 2,7–2,45 млрд лет, так как образовались они позднее сложноскладчатого эколгитсодержащего ар-

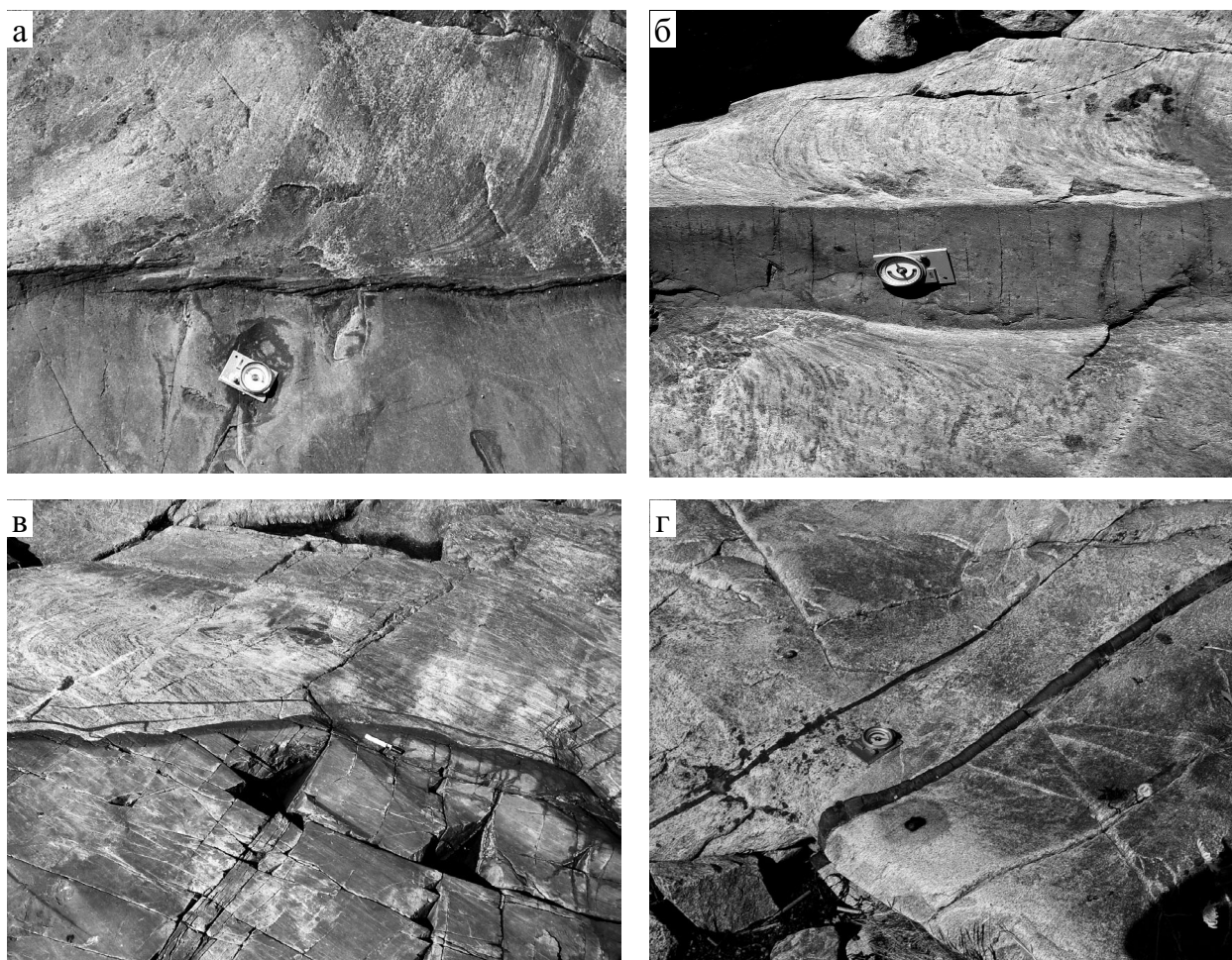
хейского комплекса, но секутся дайками II возрастной генерации, представляющими широко известный в БПП комплекс магнезиальных (Mg-Cr) пород ультраосновного – основного состава, или комплекс лерцолитов – габбро-норитов (Степанов, 1981). Их изотопный возраст, равный 2,43–2,44 млрд лет и установленный на основе нескольких определений в разных объектах (Слабунов и др., 2001; Шарков и др., 2004; Lobach-Zhuchenko et al., 1998), часто используется в качестве реперного. Для эколгитов по габбро II возрастной генерации – в кианитовых симплектитовых эколгитах о. Высокого в губе Великой (севернее с. Гридино) Е. В. Бибиковой по цирконам U-Pb методом был определен возраст  $2416,1 \pm 1,3$  млн лет (Слабунов и др., 2003). Фиксируемая в нескольких случаях ситуация «дайка в дайке» с одинаковым или близким химическим составом предполагает существование двух фаз внедрения пород этого комплекса.

Среди даек III возрастной генерации, секущих дайки II генерации, по петрогеохимическим характеристикам выделяются две разновидности (Степанов, Степанова, 2005). Дайки коронитового габбро высокожелезистого (Fe-Ti) состава Избной Луды параллелизуются с коронитовыми габбро БПП и долеритами Карельского кратона с возрастом 2,12 млрд лет (Степанова и др., 2003). Степень их метаморфизма в основном ограничивается образованием друзитовых (коронитовых) структур с возможными реликтами офитовой структуры. Дайки габбро толеитового состава (Fe) о. Воротная Луда, по составу сопоставимые с базальтами N-MORB (Степанов, Степанова, 2005), не содержат магматических минералов и имеют гранат-клинопироксеновый состав с небольшим варьирующим содержанием плагиоклаза, в ряде случаев вторичного, связанного с ретроградными преобразованиями эколгитов. Эколгиты лучшей сохранности с парагенезисом  $Grt^{25}-Omp_{23-27}-Rut$  ( $T = 730-770$  °C,  $P = 13,5-14,0$  кбар) обнаруживаются в виде зоны мощностью до 1 до 4–5 см на контактах даек III (Fe) с дайками габбро-норитов II (Mg-Cr) (м. Гридино, о. Воротная Луда).

Среди всего многообразия магматических проявлений палеопротерозойского возраста наибольшим распространением, как и в БПП в целом, пользуются малые интрузивные тела и дайки II возрастной группы, образующие в районе с. Гридино дайковое поле общего субмеридионального–северо-западного простирания. Контакты даек с вмещающими породами преимущественно интрузивные, как правильные, выдержанные и ровные, так и неправильные, извилистые с апофизами. Характерными при интрузивных контактах являются зоны закалки.

Обращают на себя внимание два обстоятельства, способствующие объективной оценке соотношения метаморфизма в дайках и вмещающих породах: 1) в ряде случаев устанавливается приуроченность даек к сдвиговым, возможно, трансформационным зонам, при этом для даек I и II (рис. 2, а) возрастных генераций устанавливается правосторонний, а для даек III генерации (о. Воротная Луда, рис. 2, б, м. Гридино) –

\* Символы минералов: *Ab* – альбит, *Act-Hbl* – актинолитовая роговая обманка, *Alm* – альмандин, *Am* – амфибол, *An* – анортит, *Bt* – биотит, *Cpx* – клинопироксен, *Crn* – корунд, *Di* – диопсид, *Ed* – эденит, *Ed-Hbl* – эденитовая роговая обманка, *En* – энстатит, *Fa* – фаялит, *Gln* – глаукофан, *Grt* – гранат, *Grs* – гроссуляр, *Hbl* – магнезиальная роговая обманка, *Jd* – жадеит, *Ky* – кианит, *Ne* – нефелин, *Ol* – оливин, *Omp* – омфациит, *Opx* – ортопироксен, *Pl* – плагиоклаз, *Prg* – паргасит, *Prg-Hbl* – паргаситовая роговая обманка, *Prp* – пироп, *Qtz* – кварц, *Rut* – рутил, *Sil* – силлиманит, *Spl* – шпинель, *Sps* – спессартин, *Uv* – уваровит. Числа внизу у *Omp* и *Di* обозначают содержание *Jd*, у *Pl* – содержание *An*, у *En*, *Ol* и *Opx* – железистость, у *Grt* числа сверху обозначают содержание *Prp*, а внизу – содержание *Grs*.



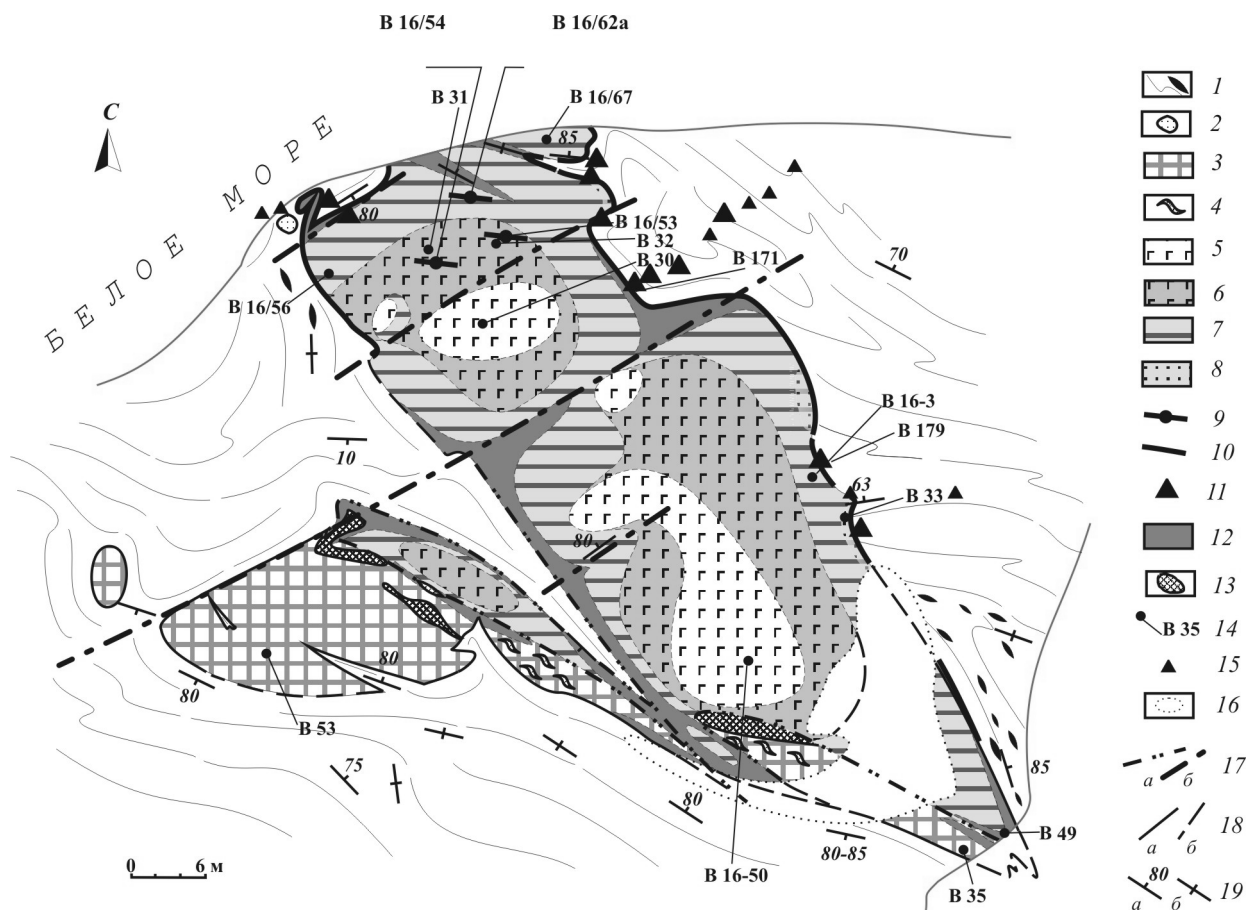
**Рис. 2:** а, б – дайки эклогитизированных габбро-норитов II (а – о. Кокков) и габбро III (б – о. Воротная Луда) возрастных генераций приурочены к правосторонним (а) и левосторонним (б) сдвиговым зонам, при этом габброиды и амфиболиты в эндоконтактных зонах не тектонизированы; в, г – эндоконтактные зоны амфиболитизации в дайках габбро-норитов II (в – о. Воротная Луда; г – о. Кокков). Наиболее тонкие полосы и апофизы полностью сложены анхимоминеральным амфиболитом

левосторонний характер сдвига; 2) в дайках с нормальными интрузивными контактами повсеместно фиксируются эндоконтактные зоны амфиболитизации мощностью до 5–6 см (рис. 2, в–г)\* с тонкой, часто микроскопической гранатовой оторочкой в сторону вмещающих пород. Такие зоны, как правило, не наблюдались только на контактах с габбро более ранней или той же («дайка в дайке») генерации. В маломощных (20–1 см) дайках (жилах) этой возрастной генерации, имеющих широкое распространение в этом районе, а также в апофизах магматический минеральный состав сохраняется только в их центральных частях, постепенно и полностью заменяясь амфиболом по простиранию при уменьшении их мощности (рис. 2, в–г). При пересечении даек II дайками

\* На о. Воротная Луда на участке контакта дайки II с вмещающими лейкократовыми гранитоидами эндоконтактная зона в основном сложена гранатом с менее проявленной внутренней амфиболовой зоной. Более отчетливая внешняя гранатовая зона характерна и для эндоконтактов даек ферротолентового габбро I и III возрастных генераций.

III (о-ва Ивановы Луды, Воротная Луда) наблюдается и пересечение ими амфиболитов эндоконтактных зон, что четко определяет относительный геологический возраст этого процесса.

Процессы эклогитизации в дайках II генерации проявлены неравномерно как по площади, так и в пределах отдельных магматических тел. В одних случаях процесс ограничивается образованием друзитовых кайм, в других эклогитизацией бывают затронуты краевые части разной мощности с друзитовой стадией преобразования в центральной части. Отдельные дайки, в некоторых случаях маломощные, в том числе в ситуации «дайка в дайке», бывают эклогитизированы полностью. Различными являются и уровни *P-T* условий эклогитизации. В установленных эклогитовых парагенезисах, реликтовых среди симплектитовых *Cpx-Pl* сростаний, содержания *Jd* в *Omp* варьируют в количестве от 20 до 36%, содержания пироба в гранатах – от 38 до 48%. Более высокие условия метаморфизма фиксируются в дайке на восточной окраине с. Гридино.



**Рис. 3. Схема геологического положения дайки эклогитизированных палеопротерозойских оливиновых габбро-норитов комплекса лерцолитов – габбро-норитов (восточная окраина с. Гридино) (составил О. С. Сибелев с дополнениями и изменениями О. И. Володичева):**

1–4 – вмещающие породы: 1–2 – гнейсо-гранитный комплекс рамы с ксенолитами амфиболитов (1) и преобразованных архейских апоэклогитов (2); 3 – симплектитовые гранат-клинопироксен-плагноклазовые породы и гранат-клинопироксеновые амфиболиты – преобразованные эклогиты по габбро ферротолеитового состава (I генерация); 4 – зоны мигматизации в них; 5–11 – эклогитизированные палеопротерозойские оливиновые габбро-нориты: 5 – друзитовые эклогиты – породы с наибольшей сохранностью минерального состава и структурно-текстурных особенностей протолита (центральная зона); 6 – среднезернистые эклогиты («гранулированные») с порфирокластами измененных магматических ортопироксенов и клинопироксенов (промежуточная зона); 7–8 – краевая зона; 7 – мелкозернистые равномерно зернистые эклогиты с редкими порфирокластами пироксенов; 8 – эклогитизированные зоны закалки; 9 – тонкозернистые «гранулированные» порфирокластические эклогиты с линзовидно-полосчатой текстурой; 10 – эндоконтактовые амфиболовые изменения; 11 – проявления наложенной минерализации в экзоконтактах дайки; 12 – анхимономинеральные амфиболиты с биотитом, иногда с гранатом; 13 – жилы лейкогранитов; 14 – места отбора образцов для петрографического и петрохимического изучения пород дайки и их номер; 15 – места взятия проб для изучения метаморфизма вмещающих пород; 16 – необнаженные участки; 17 – разрывные нарушения относительно ранние (а) и поздние (б); 18 – геологические границы: установленные (а) и предполагаемые (б); 19 – элементы залегания пород: а – простирание и угол падения гнейсовидности и полосчатости, б – вертикальное залегание

Эта дайка мощностью ~25 м, вытянута по простиранию СЗ 330° на расстояние более 60 м, сложена эклогитизированными оливиновыми габбро-норитами (рис. 3). Контакты с вмещающими породами как интрузивные, неровные с апофизами, так и в различной степени тектонизированные, обычно с четко проявленной субвертикальной линейностью.

Дайка имеет зональное строение. Центральную часть составляют друзитовые эклогиты – массивные среднезернистые породы, сохранившие структурно-текстурные особенности протолита и состоящие из кумулюсных минералов – ромбического и моноклинного пироксенов и оливина, в различной степени преобразованных, и полностью метаморфизованных интеркумулюсных ингредиентов. Промежуточная зо-

на, сложенная среднезернистыми порфирокластическими «гранулированными» эклогитами гранат-энстатит-омфацитового состава, представлена двумя подзонами. Во внутренней еще сохраняются магматические пироксены, краевая часть которых, состоящая из агрегатов мелкозернистого омфацита ± ортопироксена, создает эффект порфирокластов. Во внешней подзоне порода практически полностью перекристаллизована с образованием «гранулированной» мозаичной, относительно мелкозернистой и гомогенизированной массы, нередко сохраняющей контуры протоминералов или отдельные монокристаллы (рис. 4, а). Этот процесс грануляции является достаточно характерным при эклогитизации габбро-норитов и в других объектах. При этом его связь с

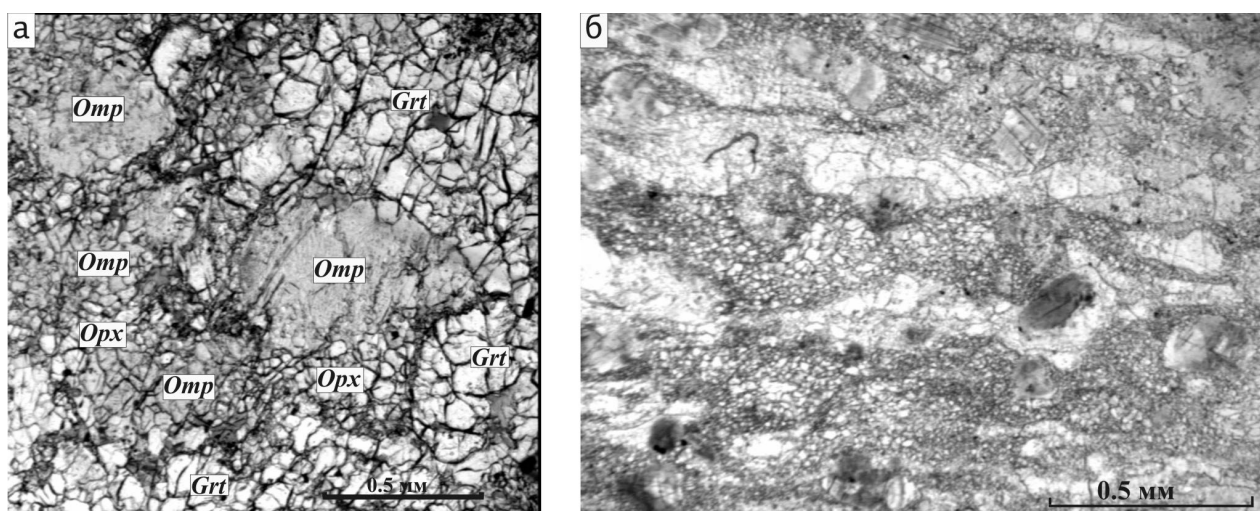


Рис. 4. «Гранулированный» эклогит промежуточной зоны (а) и тонкогранулированный эклогитизированный оливиновый габбро-норит с линзовидно-полосчатой текстурой (б). Шлифы В-31 (а) и В-16-54 (б). Без анализатора

деформациями не представляется очевидной, хотя встреченные в СЗ части дайки маломощные зоны тонкогранулированных эклогитизированных оливиновых габбро-норитов с линзовидно-полосчатой текстурой (рис. 4, б) являются несомненными тектонитами, образовавшимися, вероятно, в связи с внутренними дислокациями на стадии преобразования, судя по составу  $Cpx$  ( $Di_{18-19}$ ), еще не достигшей условий эклогитовой фации. Краевая зона представлена мелкозернистыми равномерно зернистыми эклогитами с редкими реликтовыми вкрапленниками ортопироксена. Очевидно, это преобразованная приконтактовая зона дайки с участками наиболее тонкозернистого строения, соответствующими зонам закалки (рис. 3). Породы этой зоны в разной степени претерпели ретроградные преобразования, одним из проявлений которых является амфиболитизация, развивавшаяся в разное время и в связи с различными процессами. В одном случае процессы амфиболитизации локализованы в узкой эндоконтактовой зоне, непрерывно прослеживающейся на интрузивных СВ и СЗ контактах дайки с вмещающими породами (рис. 3). Как ранее отмечалось, подобные образования характерны для всех проявлений этого комплекса в данном районе (рис. 2). В другом случае (СВ часть дайки) амфиболитизация связана с наложенной деформацией и инъекцией тонких жил гранитоидов. Породы приобретают здесь полосчатую текстуру с полосами, содержащими реликты эклогитового состава и обогащенными амфиболом и гранатом. Синхронной или, скорее, более поздней относительно этих процессов является амфиболитизация ( $\pm$  гранат, клинопироксен) в зонах тектонизированных контактов дайки. Для этих тектонитов, возможно, свекофеннского возраста, как ранее отмечалось, характерной является четко выраженная агрегатная и минеральная (по амфиболу) суб-вертикальная линейность.

Породы из различных зон, включая наиболее затронутые наложенными преобразованиями (обр.

В-16/67), имеют близкий химический состав, соответствующий протолиту (Степанов, 1981), прежде всего, по  $Na_2O$  (табл. 1). Некоторые вариации состава по магнию и железу, очевидно, обусловлены слабо проявленными процессами дифференциации в центральной и краевой частях дайки. Эти данные свидетельствуют об изохимическом характере эклогитизации габбро.

Вмещающие породы представлены архейскими амфиболовыми и биотитовыми гнейсами с гранатом, иногда с клинопироксеном – неоднократно деформированными и неоднократно метаморфизованными гранитоидами с многочисленными разного размера ксенолитами амфиболитов и интенсивно преобразованных архейских эклогитов (рис. 3). В целом уровень их метаморфизма соответствует амфиболитовой фации повышенных давлений (7–8 кбар) с возможными реликтами гранулитовой фации (8–10 кбар). Знаковым результатом проведенных исследований является установление в контактовых частях дайки (рис. 3) структурно-метаморфических преобразований, непосредственно связанных с периодом ее становления. Подробнее они будут описаны в следующем разделе. Другим компонентом вмещающих пород являются эклогитизированные габбро толеитового состава I возрастной генерации (табл. 1). Они содержат реликтовые омфацинты с 33%  $Jd$ , но в основном интенсивно ретроградно преобразованы (особенно в сравнении с эклогитами дайки), а в южной части выхода смяты в изоклиналильные складки, амфиболитизированы, мигматизированы и интродуцированы гранитами. В южном окончании дайки габбро-норитов устанавливаются фрагменты интрузивного контакта с этими породами. Контакт неотчетливый, что вообще характерно для контактовых взаимоотношений пересекающихся габброидов разных возрастных генераций в этом районе, хотя в эндоконтактах дайки и отмечается повышенное содержание амфибола (обр. В-49).

Таблица 1

Химический состав: 1–6 – эклогитизированные палеопротерозойские габбро-нориты (II генерация); 7–8 – симплектитовые эклогиты по габбро ферротолентового состава (I генерация)

№ обр.	В-30	В-31	В-32	В-33	В-49	В-16/67	В-35	В-53
№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8
#Mg	78,19	75,24	77,04	74,07	73,27	73,14	47,50	50,17
SiO <sub>2</sub>	48,10	49,40	49,00	48,90	48,62	48,70	48,08	47,74
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,62	0,49	0,65	0,71	0,53	1,27	1,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,82	10,10	10,20	10,52	9,50	12,00	14,90	15,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,10	1,70	2,50	1,70	2,09	2,46	3,30	2,56
FeO	9,40	8,85	7,67	9,15	9,94	7,80	11,25	10,90
MnO	0,188	0,185	0,178	0,190	0,183	0,172	0,227	0,214
MgO	20,90	17,70	18,68	17,12	18,18	15,30	7,22	7,46
CaO	8,22	8,80	8,53	8,82	7,50	8,98	9,53	9,52
Na <sub>2</sub> O	1,20	1,46	1,46	1,47	1,32	1,85	2,22	2,67
K <sub>2</sub> O	0,32	0,35	0,32	0,31	0,70	0,44	0,40	0,67
H <sub>2</sub> O	0,07	0,02	0,10	0,17	0,20	0,31	0,13	0,21
ппп	0,93	0,76	0,68	0,85	0,84	1,00	1,09	1,46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,07	0,05	0,07	0,09	0,08	0,18	0,14
Сумма	99,89	100,02	99,86	99,92	99,87	99,62	99,80	99,94

Примечание. 1–8 – породы участка восточной окраины с. Гридино (рис. 3): 1 – из зоны друзитовых эклогитов; 2, 3 – из зоны среднезернистых («гранулированных») эклогитов; 4–6 – из зоны мелкозернистых эклогитов: массивных (В-33, В-49) и с линейно-полосчатой текстурой (В-16/67); 7–8 – из вмещающих симплектитовых эклогитов по габбро ферротолентового состава –  $Mg = MgO/(MgO + \Sigma Fe) \times 100$  (молек. кол-ва).

### Минералого-петрографическое описание

**Друзитовые эклогиты** (обр. В-30, В-16-50) слагают разобщенные участки в центральной части дайки (рис. 3). Это среднезернистые равномерно зернистые породы, состоящие из относительно хорошо сохранившихся кумулюсных минералов – оливина, орто- и клинопироксенов с реакционными (друзитовыми) каймами и практически полностью метаморфизованного интеркумулюсного материала. И только в редких шлифах отмечались небольшие участки непрореагировавшего гранулированного плагиоклаза в ассоциации с мелкочешуйчатым биотитом.

Детальное микрозондовое изучение одного из типичных зерен *Cpx* (табл. 2, уч-к 1) выявило его сложное и неоднородное строение (рис. 5). Помимо включений *Ol* (20% *Fa*) и *Spl* (модальный состав: хромит – 49%, шпинель – 29%, герцинит – 14% и магнетит – 9%) клинопироксеновая матрица в центральной и промежуточной частях зерна содержит массу вростков *Orx* (*En*<sub>18-20</sub>) разного размера и формы, а также множество мелких субориентированных удлиненно-линзовидных ламелл *Am* – обогащенной *Cr*<sub>2</sub>*O*<sub>3</sub> (1,33 мас. %) *Ed-Hbl* (табл. 2, рис. 5). Во внешней зоне вростки *Orx* исчезают, а присутствие ламелл *Am* сохраняется до тонкой *Omp* оторочки. В центральной части зерна *Cpx* представлен *Di* с содержанием *Jd* 12%, которое от центра к краю постепенно увеличивается до *Omp* состава (28% *Jd*). В мономинеральной *Omp* оторочке его состав варьирует от 35 до 41% *Jd*. *Omp* в оторочке содержит лишь следы *Cr*<sub>2</sub>*O*<sub>3</sub>, в то время как *Di-Omp* остальной части зерна имеют количества *Cr*<sub>2</sub>*O*<sub>3</sub>, часто превышающие 1%. Развивающийся в интеркумулюсной части мелкоагрегатный *Grt* содержит 49,3% *Prp* и 11,9% *Grs* (табл. 2, ан. 20).

Микрозондовый анализ зерна *Orx* в центральной и краевых частях (табл. 2, уч-к 2; рис. 6, а), вероятно,

соответствует магматической генерации. В отличие от *Orx*, образующего вростки в *Cpx*, он содержит повышенные содержания *Al*<sub>2</sub>*O*<sub>3</sub> (1,03–2,72 мас. %) и *CaO* (2,36–2,39 мас. %). Далее следует тонкая *Omp* кайма с прогрессивной зональностью к периферии зерна от 23,6 до 40,9% *Jd*. В интеркумулюсной части выделяется зона существенно *Grt* состава (*Prp* 48,4–50,6%, *Grs* 14,5–17,2%) в ассоциации с *Omp*<sub>46</sub> и магнезиальным (*F* = 10,4%) и титанистым (3,29 мас. %) *Vt*. Следующая зона сложена *Omp* с меняющимся от края к центру составом – от 38 до 55% *Jd* в сростании с тонкопластинчатым корундом *Crn* (табл. 2, рис. 6, а). В центральной части этой зоны в ассоциации с *Omp* с меньшим содержанием *Jd* (44% до 38%) и *Crn* появляется *Pl* (15,6–17,9% *An*). Подобные парагенезисы эклогитовых минералов являются обычными для описываемых пород, но возможны и вариации в составе отдельных зон (рис. 6, б). Здесь за *Omp* оторочкой следует зона, сложенная *Grt*<sub>15</sub><sup>45</sup> – *Omp*<sub>57</sub> с *Crn*, а затем зона *Omp* с 51→37% *Jd* в сростании с *Pl*<sub>15</sub> и *Crn*. Эклогитизированные участки интеркумулула, кроме того, бывают представлены *Grt*<sub>13</sub><sup>48</sup> и *Omp* варьирующего состава (30 и 38% *Jd*), примерно в равных количественных соотношениях этих минералов (рис. 7, а) или чисто *Grt* с вариациями состава от центра к краю (*Prp* 41→46%, *Grs* 23→15%) (табл. 3, ан. 42, 43, то же табл. 2, обр. В-16-50, ан. 10–12), обусловленными, вероятно, не изменениями условий метаморфизма, а составом протоинтеркумулюсных минералов (более плагиоклазовый состав в центральной части).

В этом же шлифе (В-30) встречаются участки гранулированных агрегатов зерен *Cpx* с более низкими содержаниями *Jd* (19–20%), а также *Orx* (*En*<sub>18</sub>) и *Am* – *Ed-Hbl* и *Prg-Hbl*. Они образуют более пипоковую кайму на границе крупного зерна *Orx* и *Grt*<sub>12</sub><sup>49</sup> (рис. 7, б). Такие образования являются характерными для следующей промежуточной зоны дайки.

Таблица 2

## Микрозондовые и нормативные составы минералов из эклогитизированных оливиновых габбро-норитов – дризитовых эклогитов (обр. В-30, В-16-50) (дайка с. Гридино)

Компоненты	Обр. В-30, 1-й участок																			
	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	$Dt^M$	$Ed-Hbl^P$	$Opx^{pp}$	$Opx^{sp}$	$Ol^{brct}$	$Sp^{brct}$	$Opx^{pp}$	$Dt^M \rightarrow Dt^M$	$Dt^M \rightarrow Dt^M$	$(Opx)^{pp} \rightarrow Dt^M$	$Omp^M \rightarrow Dt^M$	$Dt^M \rightarrow Omp^M$	$Omp^M \rightarrow Dt^M$	$Omp^M \rightarrow Omp^M$	$Omp^M \rightarrow Omp^M$	$Omp^M \rightarrow Omp^M$	$Omp^M \rightarrow Omp^M$	$Omp^M \rightarrow Omp^M$	$Omp^M \rightarrow Omp^M$	$Grt$
SiO <sub>2</sub>	53,80	46,20	55,76	55,71	38,96	0,22	56,13	54,18	54,31	55,19	55,26	54,28	53,43	54,07	54,98	54,53	52,34	55,23	55,82	40,37
TiO <sub>2</sub>	0,13	1,65	0,10	–	–	0,10	0,04	0,14	0,07	0,17	0,06	0,21	0,39	0,18	0,2	0,19	0,17	0,17	0,44	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,83	12,39	0,93	0,57	–	25,85	0,61	2,60	2,94	3,65	0,59	3,60	4,95	4,07	6,20	6,68	13,46	8,83	8,28	22,56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,95	1,31	0,16	0,14	–	35,87	–	0,63	1,09	1,18	0,06	1,22	0,74	0,94	0,94	0,79	0,03	0,25	0,48	0,07
FeO*	3,75	5,93	12,45	12,21	18,99	31,06	12,53	4,14	4,01	3,69	13,19	4,17	4,23	4,03	3,32	3,65	5,91	3,68	3,43	18,31
MnO	0,09	0,1	0,06	0,12	–	0,36	–	0,14	0,07	–	0,06	0,16	–	–	–	0,12	0,14	–	–	0,49
MgO	15,01	16,62	30,03	30,81	41,59	5,73	30,41	14,49	14,41	13,39	30,05	13,98	13,84	13,43	11,72	11,34	10,23	10,78	10,60	13,50
CaO	21,15	11,83	0,51	0,20	–	0,15	0,28	21,39	20,64	19,88	0,28	19,24	19,51	20,22	17,89	18,11	11,56	15,44	15,48	4,53
NiO	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	–	–	н/о	н/о	н/о	н/о	0,18	–	н/о	н/о	–	н/о	0,37	0,02	–
Na <sub>2</sub> O	2,28	3,39	–	0,24	0,45	0,66	–	2,21	2,30	2,72	0,34	2,92	2,85	3,06	4,55	4,57	5,94	5,25	5,44	0,09
K <sub>2</sub> O	0,02	0,59	–	0,01	–	–	–	0,04	0,01	–	–	0,04	0,05	–	–	0,02	–	–	0,01	0,09
Сумма	100,01	100,01	100,00	100,01	99,99	100,00	100,00	99,96	99,85	99,87	99,89	100,00	99,99	100,00	99,80	100,00	99,78	100,00	100,00	100,01
<i>Prp</i>																				49,3
<i>Alm</i>																				37,7
<i>Sps</i>																				1,0
<i>Grs</i>																				11,9
<i>Uv</i>																				0,1
<i>F</i>	12,3	16,7	18,9	18,2	20,4		18,8	13,8	13,5	13,4	19,7	14,3	14,7	14,4	13,8	15,2	24,5	16,1	15,4	43,4
<i>An</i> , %																				
<i>Jd</i> , %	12,0								11,1	12,6	15,7		15,3	20,2	17,3	26,2	40,9	36,3	35,0	

Компоненты	Обр. В-30, 2-й участок																	
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
	$Opx^M$	$Opx^k \rightarrow Omp^{brct} \rightarrow Omp^{brct} \rightarrow Grt$	$Omp^{brct}$	$Br^{brct}$	$Grt^k$	$Omp^k$	$Grt^k$	$Crn^{pp}$	$Omp^M \rightarrow Omp^M$	$Omp^M$	$(Omp^s + Omp^p) + (Pf + Pf)$							
SiO <sub>2</sub>	56,44	54,48	55,74	55,26	40,40	54,63	40,77	40,89	53,38	40,45	1,22	55,21	54,58	55,66	54,68	54,11	64,79	63,86
TiO <sub>2</sub>	–	0,18	–	–	0,07	0,06	3,29	–	0,14	–	0,02	0,05	0,26	0,16	0,21	0,19	–	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,03	2,72	5,54	10,34	22,65	12,87	17,86	22,63	12,53	22,69	97,69	14,09	14,01	15,46	12,34	11,92	22,11	21,94
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	1,08	0,86	0,29	0,13	0,06	0,01	–	–	–	–	0,06	0,16	–	0,06	–	0,01	0,03
FeO*	9,37	10,45	3,38	3,60	16,19	3,05	4,70	16,28	3,26	17,07	0,41	2,61	2,27	2,45	2,64	2,64	–	0,13
MnO	0,17	0,14	–	0,01	0,55	0,05	0,18	0,37	–	0,49	0,01	0,04	0,01	0,10	0,12	0,06	0,08	–
MgO	30,11	27,95	12,40	9,53	13,18	8,67	22,68	13,84	9,49	13,74	0,33	7,54	8,42	7,18	9,00	9,85	–	0,15
CaO	2,39	2,36	17,98	14,82	6,57	13,88	0,03	5,69	15,67	5,53	0,31	13,36	12,99	10,98	14,56	15,68	3,22	3,92
NiO	–	–	0,13	0,22	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0,08	0,04	н/о	н/о	н/о	0,15	н/о
Na <sub>2</sub> O	0,27	0,64	3,96	5,91	0,21	6,72	0,73	0,29	5,54	–	–	6,95	7,21	8,01	6,40	5,54	9,52	9,84
K <sub>2</sub> O	–	–	0,03	0,02	0,06	–	9,76	0,01	–	0,04	0,01	–	0,05	–	–	0,01	0,12	0,13
Сумма	100,03	100,00	100,02	100,00	100,01	99,99	100,01	100,00	100,01	100,01	100,00	99,99	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00
<i>Prp</i>					48,4			50,6		49,8								
<i>Alm</i>					33,3			33,7		34,7								
<i>Sps</i>					1,0			0,7		1,0								
<i>Grs</i>					17,2			15,0		14,5								
<i>Uv</i>					0,1			–		–								
<i>F</i>	14,8	17,4	13,3	17,5	40,8	16,5	10,4	39,9	16,1	41,0		16,3	13,0	16,1	14,1	13,1		
<i>An</i> , %																	15,6	17,9
<i>Jd</i> , %			23,6	40,9		46,0			38,3			47,6	49,3	54,5	44,0	38,2		

Компоненты	Обр. В-30, 3-й участок					Обр. В-30, 4-й участок							
	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51
	$Omp \leftrightarrow Grt \leftrightarrow Omp$			$Grt^k$	$Grt^k$	$Ed-Hbl$	$Dt-Omp$	$Opx$	$Prg-Hbl$	$Dt-Omp$	$Prg-Hbl$	$Opx$	$Grt_{sp3}$
SiO <sub>2</sub>	54,87	40,24	55,04	39,67	40,39	46,75	55,14	56,30	45,71	54,49	46,52	55,98	40,07
TiO <sub>2</sub>	0,08	–	0,11	0,03	–	1,45	0,07	–	1,44	0,18	0,92	0,03	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,80	22,64	9,08	22,55	22,53	13,79	4,59	0,65	14,02	4,41	13,84	0,60	22,64
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	–	–	0,01	0,05	0,59	0,13	0,03	0,48	0,28	0,37	–	0,06
FeO*	4,13	18,12	4,25	17,01	18,49	5,95	3,89	12,20	5,89	3,89	5,88	11,94	18,32
MnO	–	0,56	0,03	0,51	0,42	–	0,16	–	0,13	0,06	0,17	0,16	0,63
MgO	11,60	13,08	10,40	11,22	12,55	16,37	13,54	30,48	16,87	13,83	17,09	30,79	13,43
CaO	17,23	5,01	15,41	8,81	5,59	10,02	19,63	0,34	10,47	19,58	9,96	0,24	4,71
NiO	–	–	–	–	–	0,07	н/о	–	0,21	н/о	0,19	н/о	н/о
Na <sub>2</sub> O	4,25	0,35	5,67	0,17	–	4,16	2,80	–	3,95	3,28	4,28	0,23	0,12
K <sub>2</sub> O	–	0,02	0,01	0,02	–	0,84	0,04	0,02	0,84	–	0,79	0,04	0,02
Сумма	100,02	100,02	100,00	100,00	100,02	99,99	99,99	100,02	100,01	100,00	100,01	100,01	100,02
<i>Prp</i>		48,1		41,0	46,0								49,0
<i>Alm</i>		37,4		34,7	38,1								37,5
<i>Sps</i>		1,3		1,0	1,0								1,3
<i>Grs</i>		13,2		23,3	14,9								12,2
<i>Uv</i>		–		–	–								–
<i>F</i>	16,7	43,8	18,7	45,9	45,3	16,9	13,8	18,3	16,4	13,6	16,2	17,9	43,4
<i>An</i> , %													
<i>Jd</i> , %	29,5		38,1				19,5			18,7			

Окончание табл. 2

Компоненты	Обр. В-16-50, 1-й участок					Обр. В-16-50, 2-й участок									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	40,00	55,30	54,54	53,52	64,64	39,42	38,47	56,10	54,27	40,22	40,24	40,54	53,88	54,47	55,59
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,18	0,30	0,22	—	—	—	0,04	—	—	—	—	0,13	0,10	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,80	15,83	13,98	12,77	22,36	—	—	0,79	1,04	22,66	22,86	23,01	12,39	2,29	1,70
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,01	0,02	—	0,06	0,04	0,06	0,03	—	0,12	0,01	—	—	0,08	—
FeO*	18,92	3,30	3,32	3,16	0,02	16,86	18,92	11,58	3,30	17,51	15,63	16,29	2,75	3,05	10,46
MnO	0,44	0,08	0,09	0,12	—	0,15	0,13	0,03	0,07	0,45	0,24	0,45	0,09	—	0,11
MgO	12,05	6,71	7,99	9,47	—	43,48	42,31	31,09	16,65	13,68	12,54	14,23	9,71	16,01	31,74
CaO	5,68	10,20	12,37	15,43	3,13	0,05	—	0,21	24,33	5,28	8,36	5,48	15,82	22,81	0,18
Na <sub>2</sub> O	0,10	8,39	7,40	5,29	9,63	—	0,10	0,13	0,34	0,04	0,13	—	5,23	1,21	0,21
K <sub>2</sub> O	—	—	—	0,03	0,16	—	0,02	0,01	—	0,05	—	—	—	—	0,01
Сумма	100,01	100,00	100,01	100,01	100,00	100,00	100,01	100,01	100,00	100,01	100,01	100,01	100,00	100,02	100,00
<i>Prp</i>	44,7	—	—	—	—	—	—	—	—	49,7	45,5	51,7	—	—	—
<i>Alm</i>	39,3	—	—	—	—	—	—	—	—	35,5	32,0	33,1	—	—	—
<i>Sps</i>	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	0,7	1,0	—	—	—
<i>Grs</i>	15,0	—	—	—	—	—	—	—	—	13,7	21,8	14,2	—	—	—
<i>Uv</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—
<i>F</i>	46,8	21,6	18,9	15,8	—	18,0	20,2	17,3	10,0	41,7	41,3	39,1	13,6	9,7	15,6
<i>An</i> , %	—	—	—	—	15,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Jd</i> , %	—	57,0	50,5	36,6	—	—	—	—	2,4	—	—	—	36,0	8,5	—

Примечание. Здесь и в табл. 3–6: микронзондовые анализы минералов выполнялись на сканирующих электронных микроскопах CamScan 4DV с полупроводниковым детектором Link AN 10000 (кафедра петрологии геологического факультета МГУ), CamScan MV 2300 (ИЭМ РАН) (обр. В-16-3, В-53). FeO\* – все железо в форме FeO;  $F = \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) \times 100$ ;  $An, \% = \text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}) \times 100$ . Номенклатура пироксенов определялась по: Morimoto, 1988, амфиболов – по: Leak, 1978. *Jd*, % в *Spx* рассчитывался по: Sawthorn, Collerson, 1974 с использованием компьютерной программы PX (Sebría, 1990). Принятые сокращения: гом – гомогенный, ц – центр, п – промежуточная зона, к – край, хоз – минерал-хозяин, вкл – включение в нем, м – матрикс, вр – вростики, л – ламелли, ср – сростки, с – симплектитовые сростания, ка – кайма.

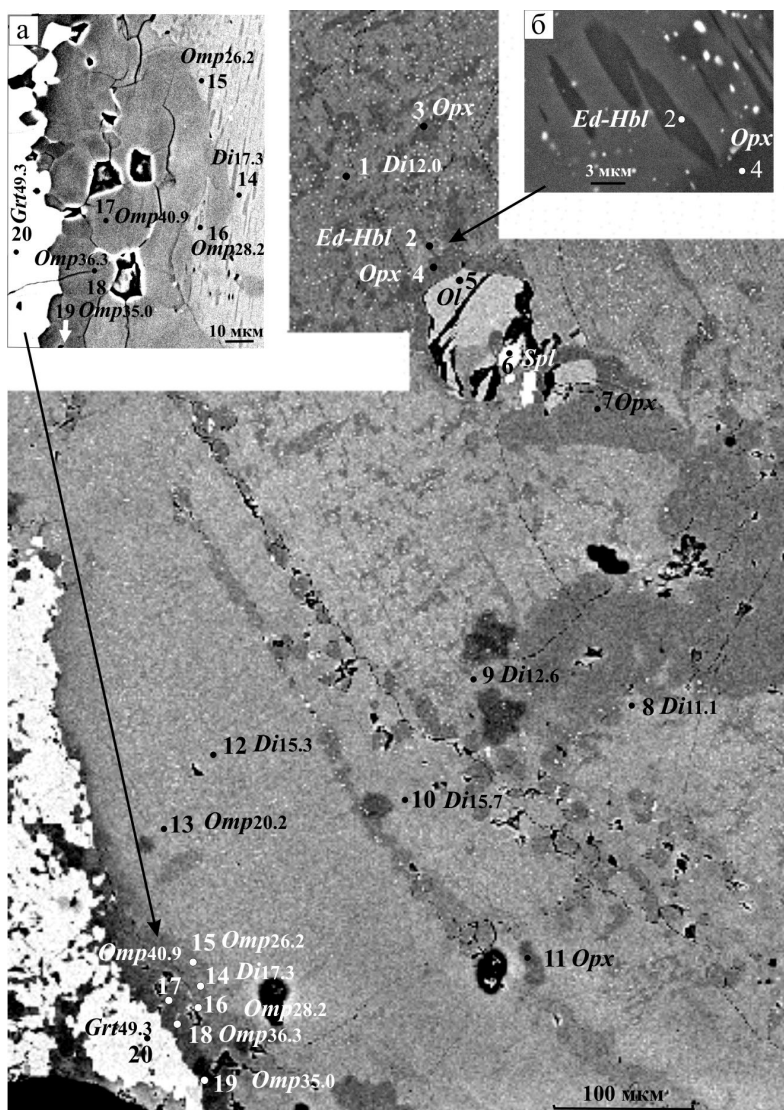
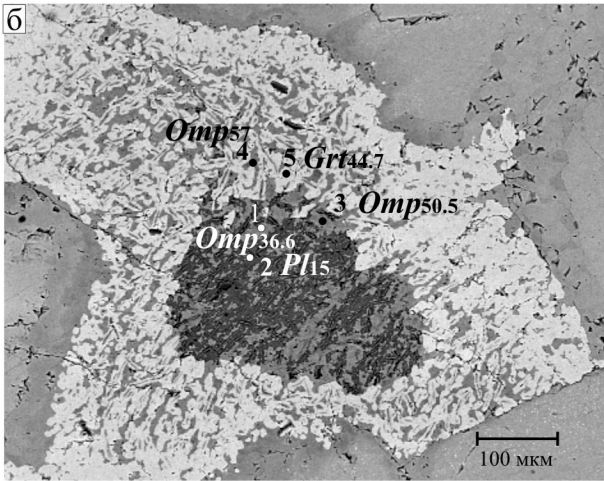
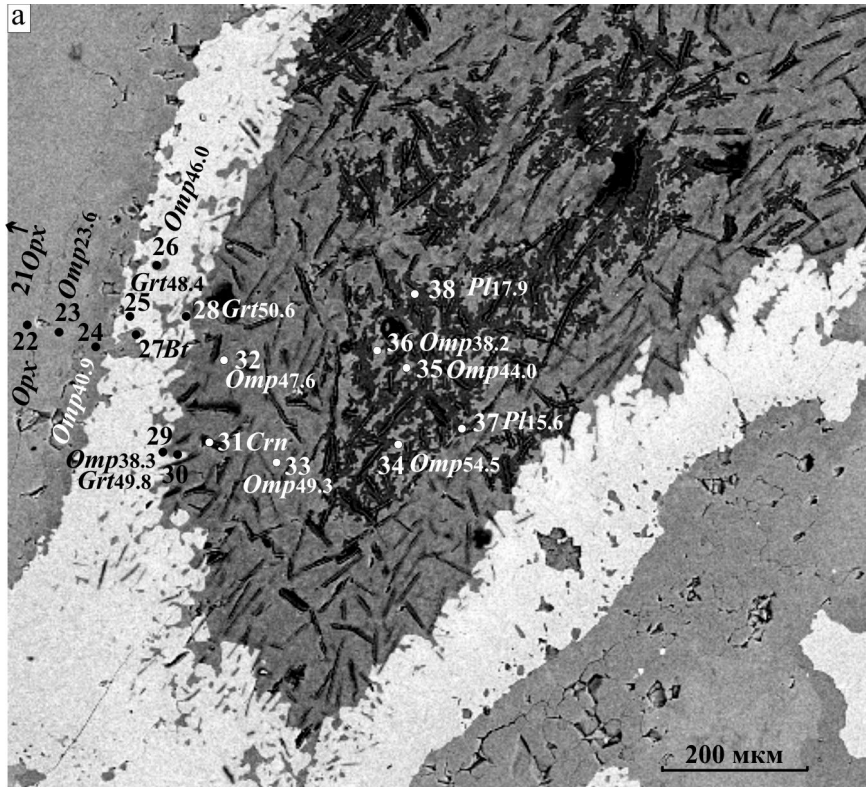
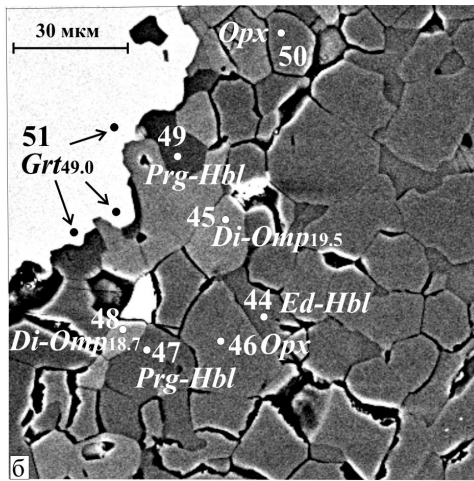
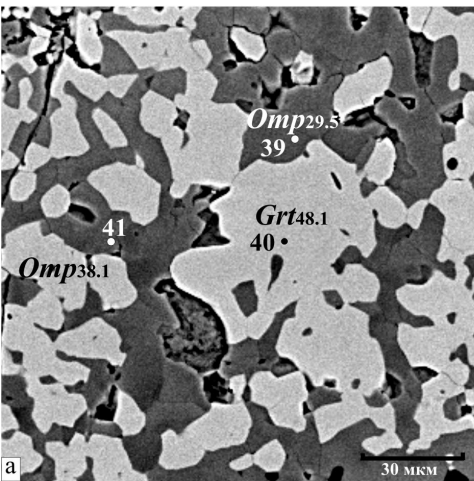


Рис. 5. Кристалл *Spx* из зоны друзитовых эклогитов в центральной части содержит включения *Ol* и *Spl*, многочисленные вростики *Orx* и ламелли *Ed-Hbl* (а и б). Последние отсутствуют только в тонкой омфацитовой оторочке (а). От центра к краю содержание *Jd*-минала в *Spx* возрастает от 11–12 до 40–41%. Шлиф В-30. Изображение в отраженных электронах. Здесь и далее номера анализов минералов на рисунках соответствуют таковым в таблицах



**Рис. 6.** Полностью эклогитизированная интеркумулясная часть оливинового габбро-норита. Кристаллы *Orx* имеют тонкую омфитовую (24–41% *Jd*) оторочку (а). В интеркумуляционной части проявлена зональность: а – гранатовая зона  $Grt_{15-17}^{48-51}$  с включениями  $Omp_{38-46}$  и *Bt* → зона омфитовая (38–55% *Jd*) с пластинками *Crn* → зона омфит (44–38% *Jd*)-плагноклазовая (16–18% *An*) с *Crn* (шлиф В-30); б – эклогитовая зона  $Grt_{15}^{45}$  –  $Omp_{57}$  – *Crn* → зона омфит (51–37% *Jd*)-плагноклазовая (15% *An*) с *Crn* (шлиф В-16-3). Изображение в отраженных электронах



**Рис. 7.** Друзитовые эклогиты центральной зоны:  
а – эклогитизированная ( $Grt_{13}^{48}$  –  $Omp_{30-38}$ ) интеркумуляционная часть породы; б – участок «гранулированных» эклогитов ( $Grt_{12}^{49}$  –  $Omp_{19-20}$  – *Orx* – *Hbl*). Шлиф В-30. Изображение в отраженных электронах



Таблица 3

**Микрозондовые и нормативные составы минералов из среднезернистых («гранулированных») эглогитов с порфирокластами ортопироксенов и клинопироксенов**

Компо- ненты	Обр. В-32														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	<i>Omp</i> <sup>сп</sup>	<i>Opx</i> <sup>хоз</sup>	<i>Spl</i> <sup>п</sup>	<i>Spl</i> <sup>к</sup>	<i>Opx</i> <sup>сп</sup>	<i>Di</i> <sup>п</sup>	<i>Prg-Hbl</i> <sup>п</sup>	<i>Omp</i> <sup>па</sup>	<i>Omp</i> <sup>па</sup>	<i>Grт</i> <sup>к</sup>	<i>Omp</i> <sup>вкл</sup>	<i>Pl</i>	<i>Bt</i>	<i>Ed-Hbl</i>	<i>Opx</i>
SiO <sub>2</sub>	54,84	55,26	0,08	0,11	56,00	53,91	45,26	54,53	54,79	40,25	54,35	63,40	39,36	46,33	55,26
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,09	0,03	0,21	—	0,24	2,07	—	0,04	0,10	0,11	0,11	6,57	2,99	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,52	1,20	10,77	11,99	0,93	3,97	12,19	4,58	5,15	22,13	4,52	22,65	15,77	11,47	0,70
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,43	0,38	52,10	50,26	0,19	1,42	2,11	1,17	0,16	—	0,03	—	0,66	0,30	0,05
FeO*	3,87	12,66	31,95	32,32	12,97	3,84	6,51	3,99	4,27	18,21	4,22	0,22	8,25	7,35	13,25
MnO	0,09	—	0,17	0,14	0,11	0,17	0,02	—	0,09	0,55	0,01	—	—	—	0,06
MgO	12,50	29,80	3,45	3,75	29,15	13,99	15,45	13,32	12,93	12,51	13,72	—	18,76	16,20	30,02
CaO	18,04	0,22	0,10	0,07	0,23	20,02	11,62	18,90	18,78	5,53	19,59	4,17	0,06	11,64	0,22
Na <sub>2</sub> O	3,63	0,38	0,27	0,04	0,43	2,41	3,53	3,13	3,52	0,64	3,30	9,40	0,58	2,98	0,10
K <sub>2</sub> O	—	0,02	—	—	—	0,05	1,14	—	—	0,03	—	0,04	9,77	0,74	0,02
Сумма	100,01	100,01	98,92	98,89	100,01	100,02	99,90	99,62	99,73	99,95	99,85	99,99	99,78	100,00	99,73
<i>Prp</i>										46,5					
<i>Alm</i>										37,9					
<i>Sps</i>										1,0					
<i>Grs</i>										14,6					
<i>Uv</i>										—					
<i>F</i>	14,8	19,3			20,0	13,3	19,1	14,4	15,7	44,9	14,7		19,8	20,3	19,8
<i>An</i> , %												19,7			
<i>Jd</i> , %	19,3					17,0		19,6	21,9		19,2				

Компо- ненты	Обр. В-31														
	1-й участок			2-й участок				3-й участок			4-й участок				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	<i>Di</i> <sup>п</sup>	<i>Di</i> <sup>п</sup>	<i>Opx</i> <sup>сп</sup>	<i>Opx</i>	<i>Omp</i>	<i>Opx</i>	<i>Grт</i>	<i>Omp</i> <sup>к</sup>	<i>Grт</i> <sup>к</sup>	<i>Bt</i>	<i>Di</i> <sup>к</sup>	<i>Grт</i> <sup>к</sup> ← <i>Grт</i> <sup>п</sup> → <i>Grт</i> <sup>к</sup>	<i>Pf</i> <sup>п</sup>		
SiO <sub>2</sub>	53,56	54,22	54,96	55,33	54,58	55,16	39,90	55,25	39,55	41,14	53,56	39,86	40,27	39,53	60,96
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,08	0,03	—	0,14	—	—	0,10	—	3,50	0,17	0,01	—	0,01	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,60	4,14	0,93	0,77	4,72	1,11	21,92	5,15	22,51	16,80	5,24	22,35	22,49	22,12	23,91
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,24	1,21	0,34	0,17	1,10	0,13	0,23	—	0,10	0,40	0,28	0,09	0,02	—	—
FeO*	6,54	4,45	15,00	14,30	4,02	14,70	20,02	4,70	19,33	6,60	4,47	19,15	19,14	20,14	0,27
MnO	—	0,09	0,02	0,23	—	—	0,50	—	0,55	—	—	0,33	0,35	0,53	0,16
MgO	16,31	13,64	28,32	28,92	12,77	28,54	12,25	12,82	12,14	21,49	13,49	13,13	13,02	12,22	—
CaO	16,04	19,67	0,36	0,28	19,12	0,36	5,11	18,70	5,61	0,03	20,47	4,77	4,70	5,28	5,95
Na <sub>2</sub> O	2,27	2,44	0,05	—	3,55	—	0,05	3,24	0,20	0,21	2,33	0,30	—	0,14	8,65
K <sub>2</sub> O	0,11	0,06	—	—	0,01	0,01	0,04	0,04	0,02	9,83	—	—	—	0,02	0,11
Сумма	100,01	100,00	100,01	100,00	100,01	100,01	100,02	100,00	100,01	100,00	100,01	99,99	99,99	99,99	100,01
<i>Prp</i>							44,8		44,4			47,8	47,6	44,3	
<i>Alm</i>							40,8		39,8			39,0	39,4	41,0	
<i>Sps</i>							1,0		1,0			0,7	0,7	1,0	
<i>Grs</i>							13,3		14,7			12,4	12,3	13,7	
<i>Uv</i>							0,1		0,1			0,1	—	—	
<i>F</i>	18,4	15,6	22,9	21,7	15,0	22,4	47,7	17,1	47,3	14,7	15,7	44,9	45,3	48,1	
<i>An</i> , %															28,0
<i>Jd</i> , %	15,3	17,5			20,1			21,9			16,4				

В проанализированном зерне *Ol* (18–20% *Fa*) (табл. 2, обр. В-16-50) реакционные каймы преимущественно сложены *Opx* (*En*<sub>17</sub>), фрагментарно проявлена и *Spx* кайма с очень низкими, нехарактерными для *Spx* этой породы содержаниями *Jd* – 2,4 и 8,5% и низкой железистостью (10%) (рис. 8, табл. 2). Омфацитовая кайма отсутствует и следующие зоны представлены – *Grт* (46–52% *Prp*, 14–22% *Grs*) → *Grт*–*Omp*<sub>36</sub> → *Omp*–*Crn*±*Pl*. В другом шлифе вокруг оливина образуется только ортопироксеновая кайма, и затем развивается гранат, т. е. клинопироксен вообще отсутствует.

В промежуточной зоне изучались составы «порфирокластов» – протомагматических *Opx* и *Spx* и включающей их гранулированной матрицы.

Кристалл *Opx* (шл. В-32, табл. 3, рис. 9) в центральной части сложен *En*<sub>19</sub> с вросками *Di*–*Omp* с 19% *Jd* и с многочисленными очень мелкими включениями субориентированных пластинок *Spl*.

Состав ее из-за малого размера определить невозможно, но по цвету он, вероятно, соответствует хромшпинелиду, как и присутствующие в этой породе отдельные зерна (табл. 3, ан. 3, 4) (хромит – 70–71%, шпинель – 18–20%, герцинит – 2,5–4,0%, магнетит – 7,0–7,5%).

Следующая зона, знакомая нам по обр. В-30 (рис. 9), сложена *Di* с 17% *Jd* с реликтовыми пятнами *Opx* (*En*<sub>20</sub>) и многочисленными субориентированными линзовидно-полосчатыми ламеллями *Am*, в данном случае *Prg-Hbl*, так же с повышенным содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2,11 мас. %), как и вмещающий их *Di* (1,42–2,43 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Внешняя зона – *Omp* с 20–22% *Jd*, переходящая в *Grт* с 47% *Prp* и 15% *Grs*.

Межзерновая гранулированная масса (табл. 3, ан. 11–15) состоит из *Di* с 19% *Jd*, *Opx* (*En*<sub>20</sub>), титанистых *Ed-Hbl* (3,0 мас. % TiO<sub>2</sub>) и *Bt* (6,57 мас. % TiO<sub>2</sub>) с редким позднее образованным *Pl* (20% *An*).

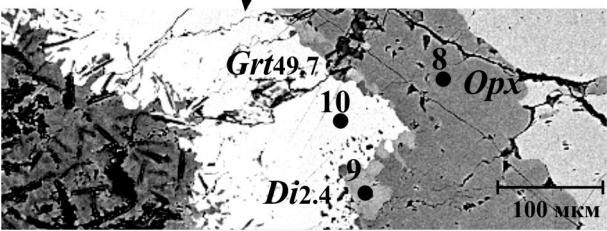
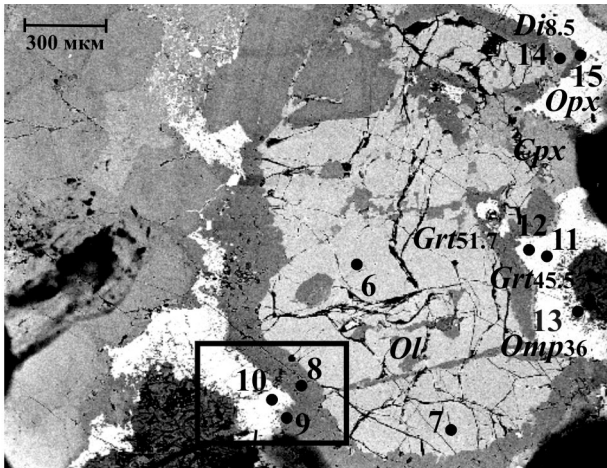


Рис. 8. Кристалл *Ol* с друзитовой каймой *Opx* и фрагментарно проявленной каймой *Cpx*. Интеркумулусная часть (врезка) сложена гранатовая и корунд-омфацитовой зонами. Шлиф В-16-50. Изображение в отраженных электронах

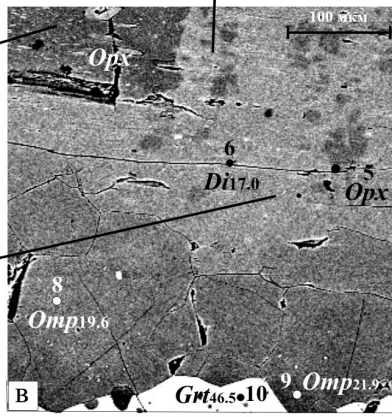
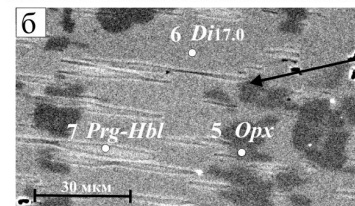
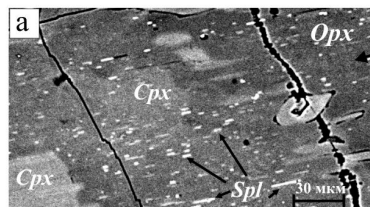
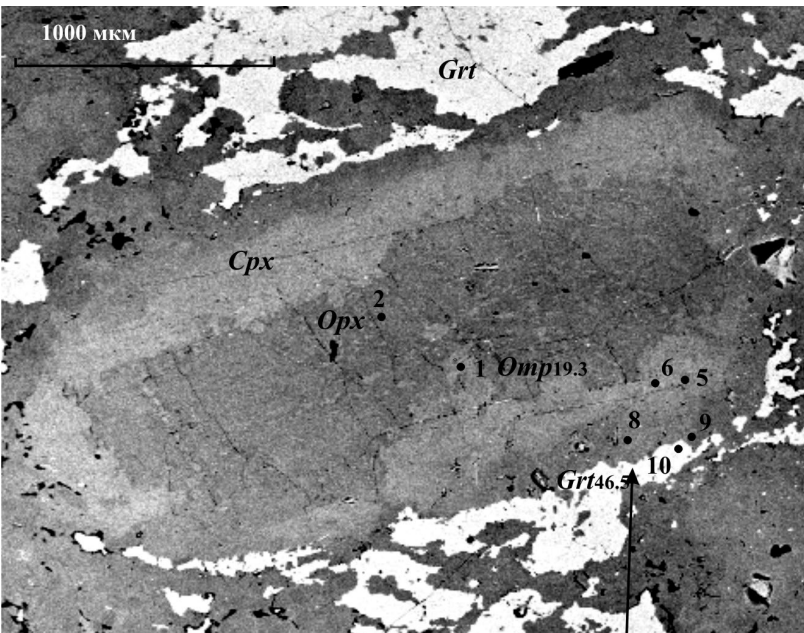


Рис. 9. Кристалл *Opx* в эклогитизированном габбро-норите промежуточной зоны «гранулированных» эклогитов. Центральная его часть (а) содержит многочисленные вроски *Cpx* (19% *Jd*) и ламелли *Spl*. В промежуточной зоне (б) *Opx*, сохраняющийся в виде реликтовых пятен, замещен *Cpx* (17% *Jd*) с многочисленными ламеллами *Prg-Hbl* (б). Краевая часть кристалла (в) сложена *Omp* (20–22% *Jd*). Шлиф В-32. Изображение в отраженных электронах

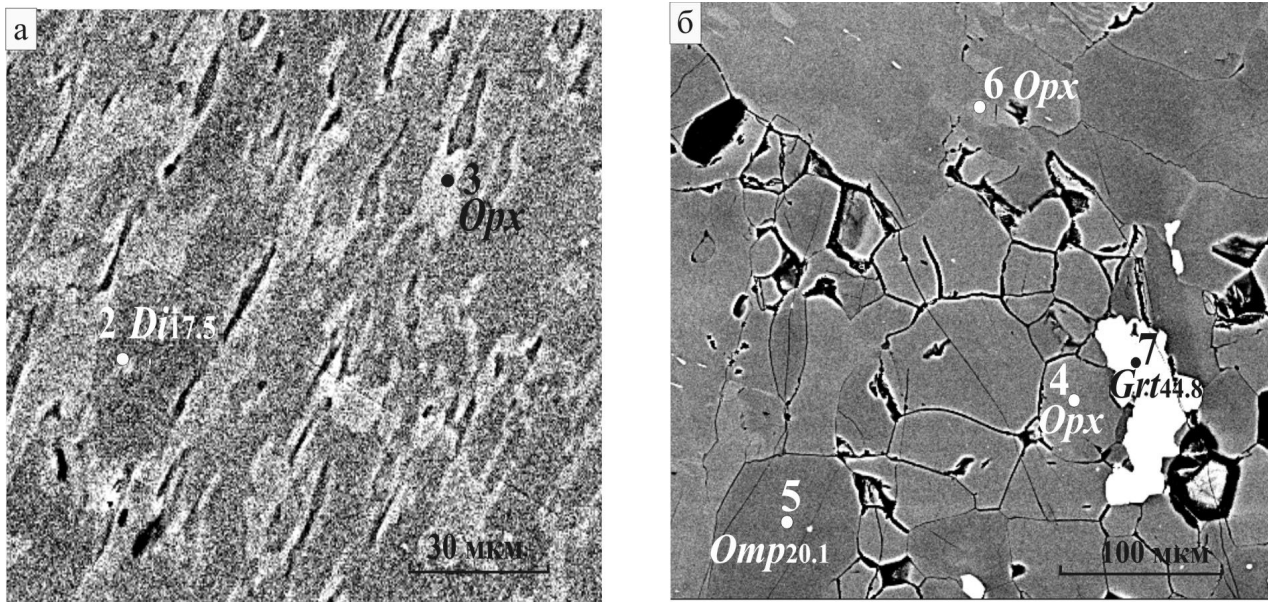
Для центральной части кристалла *Cpx* (табл. 3, обр. В-31) характерны диаблассические срастания *Di* с 15–17,5% *Jd* (матрица) с *Opx* ( $En_{23}$ ) в виде многочисленных субориентированных вростков неправильной формы (рис. 10, а). Краевая часть представлена гранулированной массой, состоящей из *Omp* с 20–22% *Jd*, *Grt* (44–45% *Prp*, 13–15% *Grs*) и *Opx* ( $En_{22}$ ) с присутствием единичных чешуек *Bt* ( $F = 15\%$ ,  $TiO_2 = 3,5$  мас. %) (рис. 10, б). Еще на одном участке в гранулированной массе *Grt* (44–48% *Prp*, 12–14% *Grs*) ассоциирует с *Cpx*, содержащим меньше *Jd* (16%), но здесь в начальной стадии проявлены наложенные ретроградные процессы с образованием тонкой каймы *Pl* (28% *An*) на границе *Cpx* и *Grt*.

Краевая зона дайки представлена мелкозернистыми равномерно зернистыми породами (табл. 4), состоящими из *Omp* (21–24% *Jd*), *Grt* (40–46% *Prp*, 12–14% *Grs*), *Opx* ( $En_{23-26}$ ), *Am* и *Bt* ( $F = 20–26\%$ ,  $TiO_2 = 4,7–6,2$  мас. %). *Am* представлены *Hbl*, *Act-Hbl*, *Ed-Hbl* и *Prg-Hbl*. Две первые разновидности являются более ранней генерацией и, вероятно, близки по времени кристаллизации к основным минералам, хотя уменьшение содержания *Omp* в южной близконтактной части дайки (обр. В-49) за счет возрастающего количества в породе *Act-Hbl*, минерала наиболее близкого по составу к *Omp*, свидетельствует о его замещении. *Opx* в этих условиях остается более устойчивым минералом. Повсеместно в породах краевой зоны фиксируются в разной степени проявленные наложенные ретроградные процессы, которые заключаются в образовании зональности в *Cpx*:  $Omp_{21-24} \rightarrow Di_{18} \rightarrow Di_{7-8}$ ; зональности в *Am*:  $Hbl \rightarrow Prg$  и  $Act-Hbl \rightarrow Prg-Hbl$  (рис. 11, а, табл. 4); в незначитель-

ном снижении содержания *Prp* в *Grt*, а также в появлении тонких кайм *Pl* (29–34% *An*) на границах зерен *Grt* и *Cpx* с постепенным увеличением его содержания (рис. 11, а) вместе с *Prg-Hbl* и *Prg* в соответствии с реакцией  $Grt + Cpx + H_2O \rightarrow Pl + Prg-Hbl$ .

Другим выражением ретроградных изменений является образование симплектитовых эклогитов. Этот процесс проявлен в этой дайке неинтенсивно, и его присутствие фиксируется в СЗ ее части (рис. 3 и 11, б, обр. В-16-56) и в зоне деформаций в СЗ части дайки, сопровождаемой внедрением маломощных жилкок габброидного состава. В обр. В-16-56 *Omp* с 24→20% *Jd* наблюдается в виде реликтов среди симплектитовых срастаний  $Di_{12}-Pl_{19}-Opx$  ( $En_{33}$ ). Гранат содержит относительно невысокое для этих пород содержание *Prp* – 36%, снижающееся к краю зерна до 35%. На границе *Grt* и *Cpx* (*Cpx-Pl*) образуется кайма *Pl* (27% *An*) вместе с *Bt* и *Am*. Все Fe-Mg минералы в этой породе характеризуются повышенной *F* относительно ранее описанных, но *Bt* при этом по-прежнему содержит большое количество  $TiO_2$  (5,5 мас. %).

Узкая эндоконтактная амфиболитовая зона мощностью 2–3 до 5–6 см (рис. 3) обычно имеет мономинеральный амфиболовый состав, иногда с мелкими амeboобразными выделениями плагиоклаза, иногда с мелкими резорбированными включениями *Cpx*, реже *Opx*. Для изучения состава минералов в этой зоне был выбран участок амфиболита с массивной текстурой, в котором помимо амфибола – *Prg-Hbl* (табл. 5, обр. В-171) присутствуют единичные зерна зонального *Cpx*, с содержанием 12–15% *Jd* в центральной и до 8% *Jd* в краевой частях, плагиоклаза (25% *An*) и кварца. Непосредственный



**Рис. 10. Фрагменты кристалла инвертированного *Cpx* в эклогитизированном габбро-норите промежуточной зоны «гранулированных» эклогитов:**

а – диаблассические срастания  $Di_{18}$  (матрица) и *Opx* в виде субориентированных вростков неправильной формы в центральной части кристалла; б – гранулированная масса эклогитового состава  $Grt_{45}^{45}-Omp_{20}-Opx$  на краю кристалла и в интеркумуляционной части. Шлиф В-31. Изображение в отраженных электронах

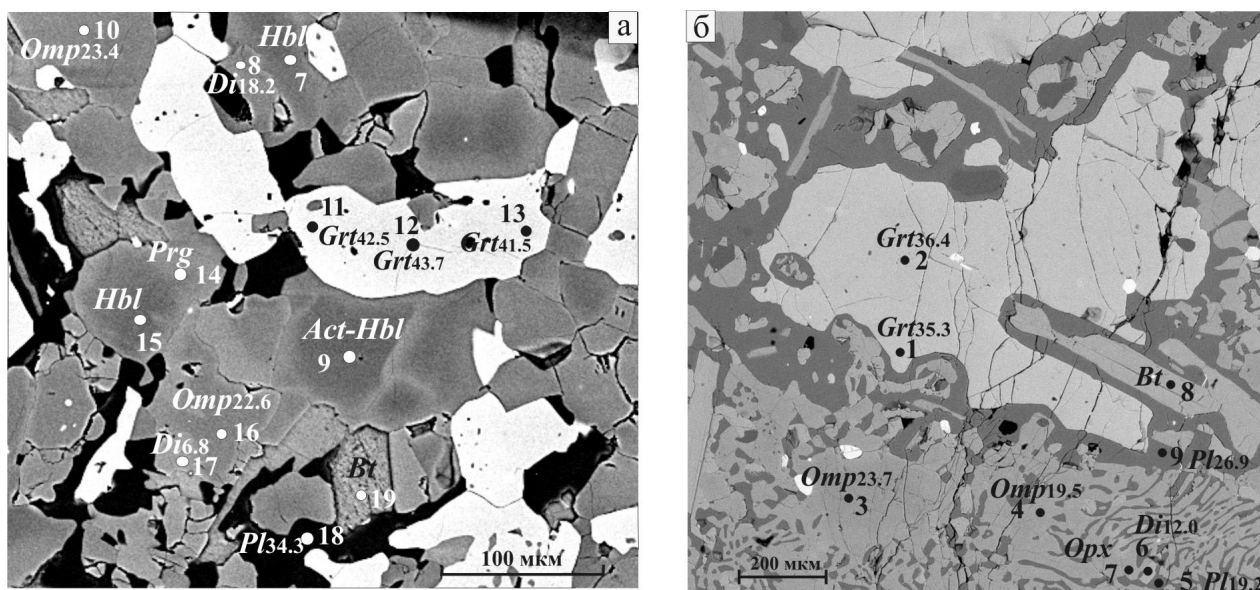


Рис. 11: а – мелкозернистый равномерно зернистый эклогит краевой зоны с проявлениями ретроградных процессов, заключающихся в образовании зональности в *Spx* ( $Omp_{23} \rightarrow Di_7$ ), в *Am* ( $Hbl \rightarrow Prg$ ), в *Grt* ( $Grt^{44} \rightarrow Grt^{42}$ ), в образовании *Pl* (шлиф В-33); б – симплектитовый эклогит (шлиф В-16-56). Изображение в отраженных электронах

контакт с вмещающей породой обозначен гранатовой каймой, содержащей единичные зерна зонального амфибола ( $Ed-Hbl^m \rightarrow Prg-Hbl^k$ ), плагиоклаза (23% *An*) и кварца. Относительно гомогенный гранат имеет непостоянный состав (табл. 6). В одном зерне он содержит 33% *Prp* и 15–16% *Grs*, в другом – 24% *Prp* и 17% *Grs*. Это, вероятно, обусловлено тем, что при кристаллизации граната использовалось как вещество дайки (Mg-гранат), так и вмещающей породы (Fe-гранат).

Детальное геолого-петрологическое изучение вмещающих пород в экзоконтактах дайки и в ее ближайшем окружении, а также аналогичное изучение на других объектах выявило аномальные для вмещающего архейского комплекса структурно-метаморфические преобразования, связанные во времени с формированием даек. Они контролируются ассоциациями минералов, синхронных с образованием характерных для сдвигов сигмоидальных форм сланцеватости. В одном случае в экзоконтактовых тектонитах были обнаружены микроскопические центрические ротационные структуры (R-тектониты) (рис. 12, а). Новообразованные ассоциации включают биотит, амфибол, плагиоклаз, гранат, клинопироксен, кварц. Практически каждый из них характеризуется специфическими морфологическими или другими признаками, подчеркивающими их отличие от минералов ранних проявлений метаморфизма. Так, биотит в основном представлен тонкими удлиненными пластинками (рис. 12, а, в), среди амфиболов обычными являются идиоморфные кристаллы с ромбическими сечениями и призматической спайностью. Клинопироксен, по-видимому, представлен двумя генерациями. Одна из них, ранняя, имеет неправильную форму зерен, более мелких по размеру относительно граната, с которым,

вероятно, находится не в равновесном положении (рис. 13, а, б). Вторая генерация – еще более мелкие зерна, в основном округлой формы, нередко в ассоциации с мелкочешуйчатым биотитом образуют включения в плагиоклазе новой генерации (рис. 12, б). Форма проявления клинопироксена и его количественные соотношения с плагиоклазом не несут признаков преобразованного симплектита по омфациту. Вместе с биотитом наиболее выразительным является плагиоклаз, образующий разной величины зерна неправильной формы с многочисленными включениями других породообразующих минералов («наполненные формы») и с неоднородным пятнистым или зональным угасанием. Двойники, как правило, отсутствуют, но если они проявлены, то образуют единое двойниковое строение для агрегатов зерен, которые в конечном итоге формируют крупный пойкилитовый кристалл. Помимо коронитовых структур и отдельных зерен гранат в виде мелких округлых или субидиоморфных кристаллов в сигмоидальных структурах слагает цепочечные агрегаты, подчеркивающие вместе с четкими кварцевыми полосками и полосами, обогащенными ориентированным тонкопластинчатым биотитом, повышенную степень тектонизации породы.

Бластез этих минералов обнаруживается не только в связи с описанными структурами, он фиксируется практически повсеместно в экзоконтактах дайки, а в ряде случаев – в некотором удалении от контакта (рис. 3). В зонах перекристаллизации участки с гнейсовой текстурой сочетаются с участками изотропного массивного строения. Они имеют кварц-плагиоклазовый состав с многочисленными разноориентированными удлиненными пластинками биотита (рис. 12, в) и слагают лейкократовую часть амфиболита, в которой, кроме того, обращают на себя

Таблица 4

Микрозондовые и нормативные составы минералов из мелкозернистых эклогитов (обр. В-33, В-16-3, В-49) и из ретроградно преобразованных симплектитовых эклогитов (обр. В-16-56)

Компо- ненты	В-33																		
	1-й участок						2-й участок												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	<i>Omp</i> <sup>II</sup>	<i>Dt</i> <sup>*</sup>	<i>Grt</i>	<i>Bt</i>	<i>Opx</i>	<i>Omp</i>	<i>Hbl</i>	<i>Di</i>	<i>Act-Hbl</i>	<i>Omp</i>	<i>Grt</i> <sup>*</sup>	<i>Grt</i> <sup>II</sup>	<i>Grt</i> <sup>*</sup>	<i>Prg</i>	<i>Hbl</i>	<i>Omp</i> <sup>II</sup>	<i>Dt</i> <sup>*</sup>	<i>Pl</i> <sup>Na</sup>	<i>Bt</i>
SiO <sub>2</sub>	54,70	53,13	40,02	39,65	54,38	54,74	51,82	54,04	53,92	54,91	39,62	39,62	39,56	43,96	52,49	54,62	53,18	60,24	39,95
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,20	0,03	4,67	—	0,06	1,10	0,18	0,58	0,02	—	0,02	0,08	1,98	0,89	0,13	0,10	—	5,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,42	3,33	22,12	16,05	1,07	5,67	7,18	5,05	5,50	5,49	22,06	21,98	21,92	14,44	6,73	5,33	2,93	24,61	15,76
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,43	0,41	0,02	1,80	0,19	0,50	0,28	0,56	0,10	0,89	0,08	0,18	0,10	0,69	0,31	0,52	0,41	0,07	0,77
FeO*	4,45	4,42	20,75	8,55	14,86	4,22	5,99	4,58	6,10	4,33	21,47	21,00	21,32	7,55	6,00	4,46	4,25	0,42	8,81
MnO	0,08	—	0,55	0,13	0,25	0,08	0,05	0,08	0,02	0,06	0,56	0,57	0,44	0,14	—	0,02	0,07	0,05	—
MgO	12,77	15,03	11,84	18,85	28,80	12,44	19,32	13,51	19,99	12,48	11,59	12,06	11,27	15,13	19,32	12,76	15,08	—	18,91
CaO	18,45	22,28	4,51	0,04	0,33	18,52	12,36	19,38	12,53	18,18	4,59	4,54	5,25	12,65	12,57	18,92	23,01	7,07	0,05
Na <sub>2</sub> O	3,59	1,11	0,15	0,35	0,08	3,73	1,40	2,60	0,91	3,55	—	—	—	2,36	1,26	3,20	0,96	7,41	0,15
K <sub>2</sub> O	—	0,06	—	9,89	—	0,03	0,47	—	0,36	0,05	—	0,02	0,02	1,11	0,40	0,04	0,01	0,11	10,36
Sum	99,99	99,97	99,99	99,98	99,96	99,99	99,97	99,98	100,01	99,96	99,97	99,99	99,96	100,01	99,97	100,00	100,00	99,98	100,00
<i>Prp</i>			43,9								42,5	43,7	41,5						
<i>Alm</i>			42,9								44,1	42,9	43,7						
<i>Sps</i>			1,3								1,3	1,3	1,0						
<i>Grs</i>			11,9								12,0	12,0	13,7						
<i>Uv</i>			—								0,1	0,1	0,1						
<i>F</i>	16,3	14,2	49,4	20,3	22,4	16,0	14,8	16,0	14,6	16,3	50,9	49,4	51,3	21,9	14,8	16,4	13,7		20,7
<i>An</i> , %																		34,3	
<i>Jd</i> , %	23,0	8,1				24,1		18,2		23,4						22,6	6,8		

Ком- п- ненты	Обр. В-16-3					Обр. В-49										Обр. В-16-56									
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
	<i>Grt</i> <sup>III</sup>	<i>Omp</i>	<i>Opx</i>	<i>Di</i>	<i>Ed-Hbl</i>	<i>Grt</i> <sup>*</sup>	<i>Grt</i> <sup>*</sup>	<i>Pl</i> <sup>Na</sup>	<i>Act-Hbl</i>	<i>Act-Hbl</i> <sup>I</sup> → <i>Prg-Hbl</i> <sup>F</sup>	<i>Bt</i> <sup>I</sup>	<i>Bt</i> <sup>*</sup>	<i>Opx</i>	<i>Opx</i>	<i>Grt</i> <sup>*</sup>	<i>Grt</i> <sup>*</sup>	<i>Omp</i> <sup>III</sup>	<i>Omp</i> <sup>III</sup>	<i>Pl</i> <sup>F</sup>	<i>Dt</i> <sup>*</sup>	<i>Opx</i>	<i>Bt</i>	<i>Pl</i> <sup>Na</sup>		
SiO <sub>2</sub>	41,08	53,60	53,68	51,53	43,08	39,78	39,52	60,99	52,83	53,37	44,21	39,40	39,45	54,79	54,56	38,63	38,84	52,91	52,02	63,16	53,05	53,70	38,73	61,23	
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,04	—	0,14	1,93	—	—	—	0,48	0,49	1,23	5,72	6,24	0,05	—	0,11	0,08	0,14	0,38	0,01	0,24	—	5,47	0,05	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,47	6,06	0,58	4,36	13,24	22,47	22,31	24,12	6,12	5,52	13,99	15,22	15,64	0,50	0,76	22,06	21,89	7,08	6,76	22,75	3,61	0,77	15,75	23,78	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,67	—	0,82	0,66	0,01	0,25	0,02	0,24	0,27	0,53	0,28	0,47	0,04	0,06	—	0,07	—	0,14	—	0,23	0,03	0,41	—	
FeO*	18,68	4,47	15,46	4,38	8,50	20,34	21,08	0,36	7,39	7,53	9,95	10,75	10,97	15,76	17,26	23,59	22,82	6,68	6,34	0,17	6,27	20,76	12,65	0,23	
MnO	0,36	0,04	0,18	—	0,44	0,64	—	0,01	—	—	0,04	—	—	0,22	0,13	0,69	0,57	0,18	0,09	0,08	0,07	0,18	—	0,12	
MgO	12,28	12,51	29,69	13,96	15,99	12,07	10,74	—	19,40	19,51	14,09	18,41	17,38	28,03	26,98	9,51	9,91	11,87	11,77	—	13,32	24,00	16,16	0,01	
CaO	4,99	18,83	0,39	23,50	12,26	4,88	5,46	6,18	11,49	11,48	12,19	0,03	—	0,27	0,24	5,34	5,72	17,73	19,68	4,09	21,51	0,38	0,12	5,79	
Na <sub>2</sub> O	0,06	3,77	—	1,30	2,75	—	—	8,22	1,64	1,45	2,55	0,31	0,19	0,32	—	0,08	0,03	3,37	2,76	9,34	1,69	0,13	0,02	8,60	
K <sub>2</sub> O	0,03	—	0,08	—	0,95	0,02	0,01	0,11	0,41	0,38	1,23	9,88	9,66	0,02	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—	10,41	0,15
Sum	100,02	99,99	100,06	99,99	99,36	100,01	100,01	100,00	100,01	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	99,99	100,01	99,98	99,96	99,94	99,88	99,99	99,95	99,72	99,96	
<i>Prp</i>	46,4					44,4	40,1									35,3	36,4								
<i>Alm</i>	39,3					41,8	44,1									49,0	47,0								
<i>Sps</i>	0,7					1,0	1,3									1,3	1,3								
<i>Grs</i>	13,6					12,8	14,4									14,4	15,2								
<i>Uv</i>	—					—	0,1									—	0,1								
<i>F</i>	45,9	16,7	22,6	15,0	23,0	48,5	52,4					24,7	26,1	24,0	26,4	58,1	56,4	24,0	23,3		19,2	20,9	32,7	30,5	
<i>An</i> , %								29,2																26,9	
<i>Jd</i> , %		20,9		8,8														23,7	19,5		12,00				

внимание участки более мелкозернистой и более кислой по составу гранулированной кварц-плагиоклазовой (14% *An*) массы, возможно являющиеся центрами начальной стадии плавления. А в экзоконтакте дайки эклогитизированного габбро-норита на о. Воротная Луда на отрезке ее контакта с лейкократовыми гранитами последние содержат плагиоклаз с многочисленными мелкими включениями кианита (рис. 12, г), вероятно образовавшегося в соответствии с реакцией  $Pl+Qtz \rightarrow Pl_{>Na}+Ku$  при контактовом воздействии дайки габбро-норитов. Более масштабно аналогичные преобразования проявлены в контактах более мощной дайки габбро-норитов в губе Домашней вблизи д. Поньгома (Володичев, 1990).

Минералы во вмещающих породах экзоконтактной зоны изучались в меланократовых гранат-

биотит-амфиболовых с клинопироксеном гнейсах (табл. 5, обр. В-171а), непосредственно примыкающих к изученному эндоконтакту дайки (табл. 5, обр. В-171). Один участок, по-видимому, является фрагментом ротационной структуры (рис. 13, а). Гранат (27% *Prp*, 20–23% *Grs*) здесь ассоциирует с эднитовой роговой обманкой ( $F = 39\%$ ), биотитом ( $F = 35\%$ ,  $TiO_2 = 4,01$  масс. %) и плагиоклазом (20–24% *An*). Клинопироксен в этой ассоциации содержит 4% *Jd*. Другой участок (рис. 13, б) сложен гранатом такого же состава, паргаситовой роговой обманкой ( $F = 38\%$ ), биотитом ( $F = 31\%$ ,  $TiO_2 = 3,2$  мас. %), плагиоклазом (22–25% *An*) и клинопироксеном с 7–10% *Jd*. Последний, судя по характеру соотношения минералов, возможно, является минералом более ранней генерации.

Таблица 5

Микрозондовые и нормативные составы минералов из зоны эндоконтактных изменений габбро-норитов (обр. В-171) и из вмещающих гнейсов в экзоконтакте дайки (обр. В-171а)

Компо- ненты	Обр. В-171												
	1-й участок						2-й участок						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	<i>Dt</i> <sup>а</sup>	<i>Prg-Hbl</i> <sup>б</sup>	<i>Pt</i> <sup>а</sup>	<i>Dt</i> <sup>к</sup>	<i>Dt</i> <sup>а</sup>	<i>Prg-Hbl</i>	<i>Gr</i> <sup>а</sup>	<i>Gr</i> <sup>к</sup>	<i>Pl</i>	<i>Prg-Hbl</i> <sup>к</sup>	<i>Ed-Hbl</i> <sup>б</sup>	<i>Prg-Hbl</i> <sup>к</sup>	<i>Gr</i> <sup>к</sup>
SiO <sub>2</sub>	51,32	44,61	62,17	50,18	50,77	44,07	38,81	39,10	63,33	44,42	45,50	44,22	37,28
TiO <sub>2</sub>	0,08	1,46	0,01	0,23	0,12	1,75	0,21	–	0,14	1,16	1,23	1,68	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,60	12,12	23,28	6,66	6,63	12,31	21,74	21,89	22,79	12,18	11,18	11,98	21,35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,44	0,06	0,14	0,20	0,38	0,08	0,03	0,02	0,03	0,12	–	0,01
FeO*	7,12	12,59	0,21	7,48	7,05	13,21	23,95	23,62	0,11	14,01	13,72	14,13	27,59
MnO	0,20	0,02	0,02	0,17	0,17	0,16	0,65	0,83	–	0,08	0,14	0,08	0,85
MgO	11,26	12,92	0,01	12,12	11,61	12,53	8,89	8,65	–	12,96	13,38	12,81	6,46
CaO	19,99	12,49	5,30	21,83	21,73	12,43	5,61	5,84	4,73	12,32	12,21	12,50	6,42
Na <sub>2</sub> O	2,13	1,83	8,66	1,11	1,68	1,72	0,06	–	8,69	1,61	1,59	1,52	–
K <sub>2</sub> O	0,05	1,33	0,25	0,05	0,04	1,27	–	–	0,18	1,13	0,86	1,03	–
Сумма	100,00	99,81	99,97	99,97	100,00	99,83	100,00	99,96	99,99	99,9	99,93	99,95	99,97
<i>Prp</i>							33,2	32,7					23,9
<i>Alm</i>							50,3	49,8					57,0
<i>Sps</i>							1,3	1,7					1,9
<i>Grs</i>							15,1	15,8					17,2
<i>Uv</i>							0,1	–					–
<i>F</i>	26,2	35,3		25,7	25,4	37,2	60,2	60,4		37,8	36,5	38,2	70,5
<i>An</i> , %			24,9						22,9				
<i>Jd</i> , %	15,4			8,2	12,2								

Компо- ненты	Обр. В-171а															
	1-й участок								2-й участок							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	<i>Gr</i> <sup>а</sup>	<i>Gr</i> <sup>к</sup>	<i>Pl</i>	<i>Ed-Hbl</i>	<i>Di</i>	<i>Pl</i>	<i>Bt</i>	<i>Pl</i>	<i>Gr</i> <sup>к</sup>	<i>Gr</i> <sup>а</sup>	<i>Bt</i>	<i>Pl</i>	<i>Di</i>	<i>Di</i>	<i>Prg-Hbl</i>	<i>Pl</i>
SiO <sub>2</sub>	38,54	37,89	61,47	45,05	53,01	63,12	39,50	63,07	39,24	38,50	38,55	62,91	51,03	50,63	43,98	61,91
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,04	–	1,37	0,24	0,03	4,01	0,03	0,07	0,08	3,23	–	0,34	0,32	1,50	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,67	21,74	23,41	12,17	1,71	22,74	15,28	22,93	22,07	21,77	15,58	23,39	5,36	6,71	13,17	23,52
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,14	0,06	–	–	0,05	0,11	0,01	–	0,07	0,12	0,04	–	0,05	0,09	0,01
FeO*	22,96	24,34	0,39	14,01	6,80	0,16	14,83	0,11	22,64	23,35	12,93	0,13	8,03	7,88	13,59	0,21
MnO	0,61	1,04	0,03	–	0,18	0,08	0,02	–	0,60	0,62	–	0,01	0,07	0,05	0,07	0,05
MgO	7,24	7,16	0,06	12,19	14,24	0,05	15,78	–	7,03	6,94	16,13	0,01	12,01	11,73	12,32	0,02
CaO	8,66	7,47	5,28	12,55	23,12	4,28	0,02	4,68	8,26	8,65	0,07	4,53	22,11	21,18	11,92	5,29
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,13	8,78	1,36	0,62	9,24	–	8,79	0,07	–	2,16	8,58	1,01	1,39	1,88	8,52
K <sub>2</sub> O	–	0,05	0,40	1,22	–	0,21	10,34	0,38	–	–	9,67	0,39	–	–	1,35	0,34
Сумма	99,99	100,0	99,88	99,92	99,92	99,96	99,89	100,0	99,98	99,98	98,44	99,99	99,96	99,94	99,87	99,97
<i>Prp</i>	27,2	26,6							27,2	26,2						
<i>Alm</i>	48,2	51,0							48,7	49,2						
<i>Sps</i>	1,3	2,3							1,3	1,3						
<i>Grs</i>	23,2	20,0							22,8	23,2						
<i>Uv</i>	0,1	0,1							–	0,1						
<i>F</i>	63,9	65,7		39,2	21,1		34,5		64,2	65,2	31,0		27,3	27,3	38,2	25,1
<i>An</i> , %			24,4			20,1		22,2				22,1				
<i>Jd</i> , %					4,4								7,3	9,9		

Таблица 6

Микрозондовые и нормативные составы минералов из вмещающих пород – симплектитовых эклогитов по габбро ферротолентового состава (I генерация) (обр. В-35, В-53)

Компо- ненты	Обр. В-35											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	<i>Gr</i> <sup>к</sup>	<i>Gr</i> <sup>а</sup>	<i>Dt</i> <sup>к</sup>	<i>Pf</i>	<i>Dt</i> <sup>к</sup>	<i>Dt</i> <sup>к</sup>	<i>Pf</i>	<i>Ed</i>	<i>Omp</i> <sup>ом</sup>	<i>Ed-Hbl</i> <sup>а</sup> → <i>Prg-Hbl</i> <sup>к</sup>	<i>Pf</i> <sup>а</sup>	
SiO <sub>2</sub>	37,48	38,01	50,51	62,79	50,30	50,07	62,88	46,61	50,93	44,43	43,11	62,52
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,04	0,26	–	0,36	0,42	–	1,18	0,20	1,06	0,97	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,80	21,25	4,82	22,61	4,01	4,14	22,51	9,69	8,63	11,48	12,57	23,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	–	0,18	0,10	0,05	0,03	–	0,10	–	–	0,08	0,09
FeO*	26,86	25,26	10,66	0,18	9,74	10,38	0,11	15,60	9,14	16,44	16,66	0,13
MnO	0,67	0,45	0,15	0,06	0,07	–	–	0,07	0,12	–	0,12	–
MgO	5,66	5,94	12,02	0,01	11,55	11,89	–	11,18	9,13	11,42	11,07	–
CaO	8,17	9,00	20,29	4,76	22,79	21,84	4,56	13,22	18,67	12,45	12,55	4,92
Na <sub>2</sub> O	–	–	0,99	9,19	1,13	1,07	9,60	1,55	3,12	1,78	1,75	8,82
K <sub>2</sub> O	–	–	0,09	0,30	–	0,14	0,28	0,65	–	0,76	0,90	0,32
Сумма	99,92	99,95	99,97	100,00	100,00	99,98	99,94	99,85	99,94	99,82	99,78	99,96
<i>Prp</i>	21,1	22,2										
<i>Alm</i>	55,9	52,6										
<i>Sps</i>	1,3	1,0										
<i>Grs</i>	21,7	24,2										
<i>Uv</i>	–	–										
<i>F</i>	72,6	70,4	33,3		32,2	32,9		43,9	35,9	44,7	45,8	
<i>An</i> , %				21,9			20,5					23,1
<i>Jd</i> , %			7,6		8,2	8,4			22,3			

Окончание табл. 6

Компо- ненты	Обр. В-53													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	$Omp^I \rightarrow Omp^{II} \rightarrow Omp^{III} \rightarrow Di^* + Pl$					$Omp^{II} \rightarrow Di^* + Pl$			$Grt^*$	$Grt^{II}$	$Grt^{II} + Omp^{III}$	$Omp + Grt$		
SiO <sub>2</sub>	52,46	52,17	51,73	50,70	62,96	52,12	50,04	63,23	37,86	38,06	37,88	51,41	51,47	38,18
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,17	0,43	0,28	—	0,30	0,32	0,01	0,07	0,14	—	0,49	0,31	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,19	9,30	8,59	4,87	22,82	8,03	6,85	22,86	21,28	21,21	21,23	7,35	8,44	21,32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,04	0,02	0,01	0,04	0,01	0,09	—	—	—	0,03	0,13	0,08	—
FeO*	8,69	8,68	8,78	10,24	0,20	9,51	10,89	0,28	26,01	24,87	25,20	8,55	8,71	25,43
MnO	0,16	0,06	0,16	0,17	0,02	—	0,10	0,02	0,61	0,58	0,56	0,02	0,01	0,36
MgO	8,55	8,55	8,83	11,05	—	9,01	10,22	—	5,71	6,36	6,17	9,90	9,35	5,83
CaO	16,10	16,35	17,13	20,98	4,17	17,06	19,32	4,12	8,42	8,78	8,93	18,47	17,79	8,80
Na <sub>2</sub> O	4,61	4,69	4,32	1,63	9,37	3,97	2,16	9,15	—	—	—	3,68	3,85	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	0,07	0,42	—	0,02	0,32	0,04	—	—	—	—	—
Сумма	100,01	100,01	99,99	100,00	100,00	100,01	100,01	99,99	100,00	100,00	100,00	100,01	100,01	99,99
Prp									21,4	23,5	22,8			21,8
Alm									54,6	51,7	52,2			53,7
Sps									1,3	1,3	1,3			0,7
Grs									22,7	23,5	23,7			23,8
Uv									—	—	—			—
F	36,4	36,3	35,8	34,3	—	37,2	37,4	—	71,9	68,8	69,7	32,7	34,3	71,1
An, %					19,3			19,6						
Jd, %	32,5	33,1	30,6	12,1	—	28,2	15,6	—				26,1	27,3	—

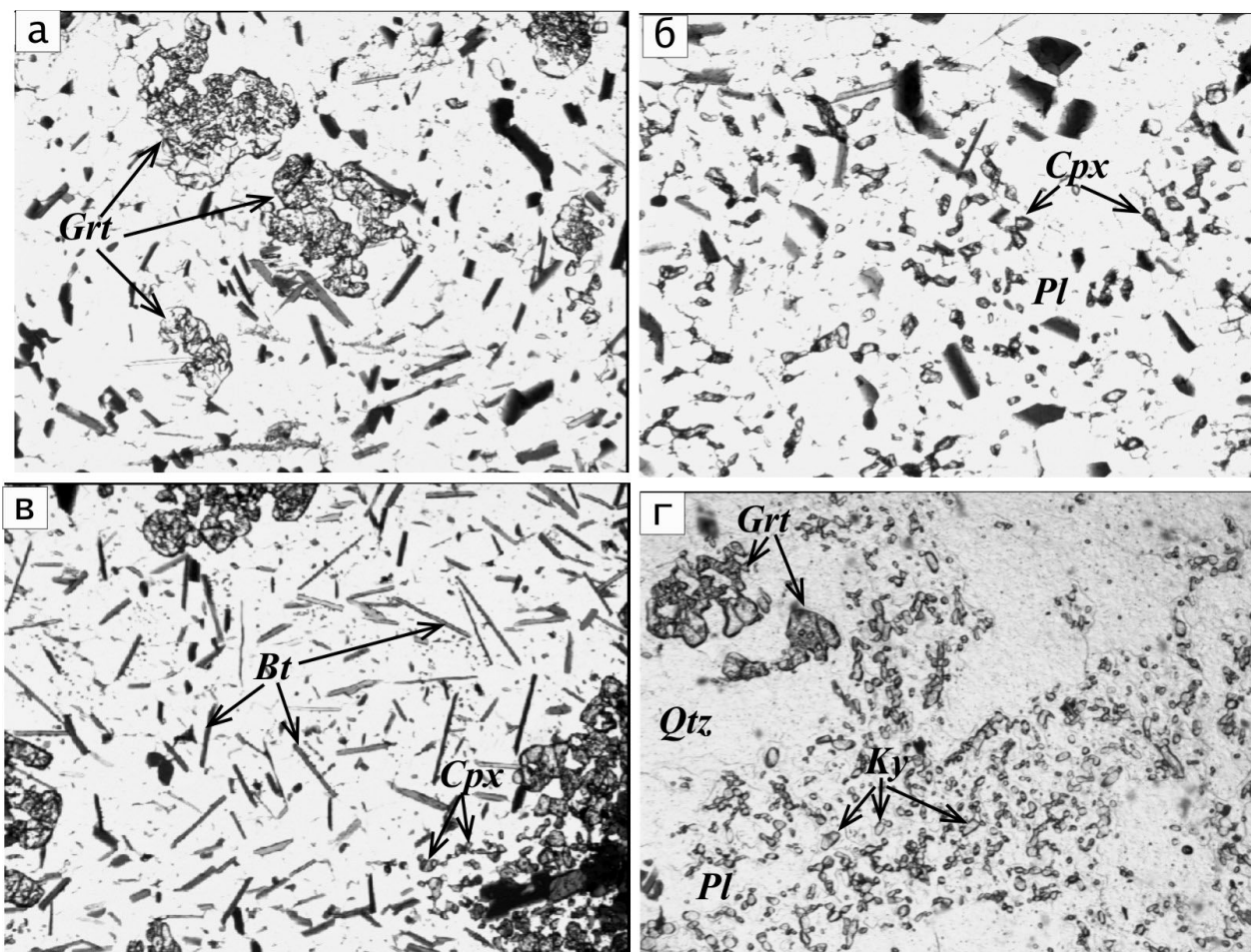


Рис. 12. Структурно-метаморфические преобразования в экзоконтактах даек оливиновых габбро-норитов:

а – микроскопическая ротационная структура (о. 1-й Кокков, шлиф В-196-5); б – в новообразованном зерне *Pl* многочисленные включения мелких зерен *Cpx* и *Bt* (тот же шлиф); в – участок массивного изотропного строения в *Grt-Cpx-Am-Bt* гнейсе (восточная окраина с. Гридино, шлиф В 179-1, см. рис. 3); г – структура распада *Pl* с образованием *Ky* (о. Воронья Луда, шлиф В-205-7). Без анализатора. Увеличение 40<sup>x</sup>

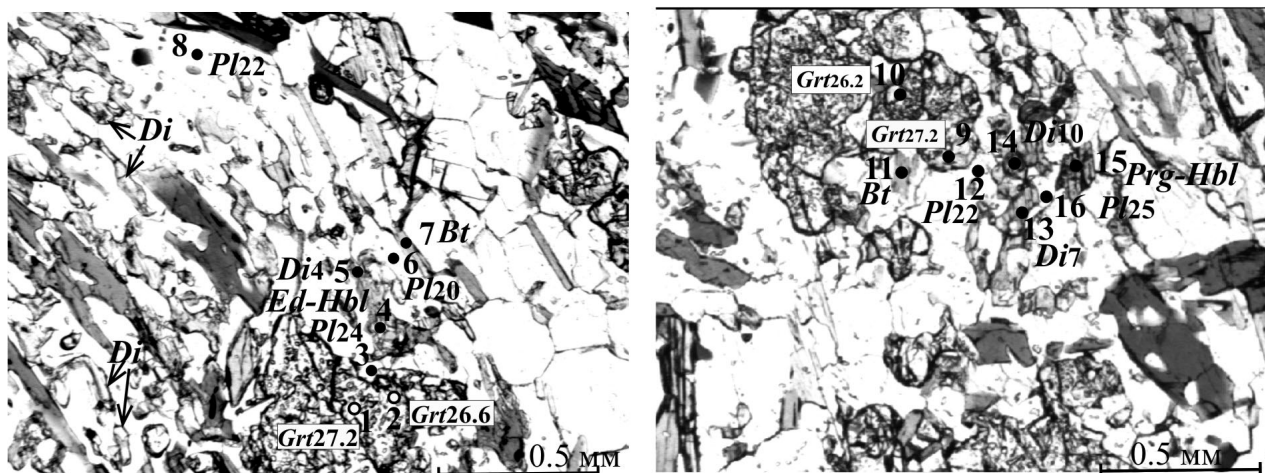


Рис. 13. *Grt-Cpx-Am-Bt* гнейсы в экзоконтакте дайки оливиновых габбро-норитов, восточная окраина с. Гридино. Шлиф В 171-1 (см. рис. 3). Без анализатора

### *P-T* условия метаморфизма, эволюционные тренды

Большой объем аналитических данных по химизму минералов, учитывающий особенности соотношения минеральных пар (включение, вростки, срастания, зональность и пр.), в целом позволяет достаточно определенно оценить условия метаморфизма, проявленного как в процессе становления дайки эклогитизированных габбро-норитов, так и синхронных или сближенных во времени метаморфических процессов во вмещающих породах, непосредственно в экзоконтактах. В большей степени проблемным является вопрос о соотношениях магматических и метаморфических процессов.

Среди кумулюсных минералов только оливин представлен одной, магматической, генерацией, шпинель – двумя, пироксены – несколькими генерациями. Оливин ( $F = 18\text{--}20\%$ ) наблюдается в виде самостоятельных зерен с реакционными каймами орто-, реже клинопироксенов и в виде включений, часто вместе со шпинелью, в пироксенах. Использование оливин-шпинелевого геотермометра (Jackson, 1969) для такой пары (табл. 2) определяет температуру  $930\text{ }^\circ\text{C}$  (табл. 7), возможно соответствующую условиям их кристаллизации на магматической стадии.

Магматический ортопироксен (табл. 2, ан. 21, 22) по содержаниям  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (1,03–2,72 мас. %) и  $\text{CaO}$  (2,36–2,39 мас. %) и железистости ( $En_{15-19}$ ) сопоставим с магматическими ортопироксенами из пород этого

комплекса других районов БПП (Степанов, 1981; Ларикова, 2000; Шарков и др., 2004). В зональных кристаллах ортопироксена (рис. 9) краевая зона является реакционной, клинопироксеновой, образовавшейся, вероятно, как и реакционные зоны оливинов, на позднемагматической, субсолидусной стадии кристаллизации, а сложный состав центральной ортопироксеновой ( $En_{19}$ ) зоны с вростками *Cpx* ( $Di-Omp_{19}$ ) и ламеллями шпинели и краевой клинопироксеновой ( $Di_{17}$ ) зоны с реликтовыми пятнами *Opx* ( $En$ ) и ламеллями *Prg-Hbl* обусловлен распадом твердых растворов пироксенов на субсолидусной и последующей метаморфической стадии кристаллизации. Кроме того, ортопироксены, как уже отмечалось, образуют реакционные каймы ( $En_{16-17}$ ) по оливину, постоянные вростки и срастания ( $En_{18-23}$ ) с клинопироксенами (*Di*); являются равновесным минералом в гранулированной эклогитовой массе промежуточной зоны ( $En_{18-22}$ ), в эклогитах мелкозернистой краевой зоны ( $En_{22-24}$ ) и в ретроградно преобразованном симплектитовом эклогите ( $En_{33}$ ). В данной последовательности отмечается увеличение железистости *Opx* как фактор снижения температур и тенденция к снижению в них содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$ . Присутствие в эклогитах ортопироксена, вероятно, обусловлено не столько условиями метаморфизма (вблизи переходной зоны от гранулитовой к эклогитовой фации), сколько недостаточным в породе для полной эклогитизации в условиях изохимического метаморфизма  $\text{Na}_2\text{O}$ .

Таблица 7

### *P-T* параметры кристаллизации минералов на магматической и субсолидусной – метаморфической стадиях

№ шлифа	№ минер. парагенезиса	Минеральные парагенезисы				Т, °С		Р, КБАР
		$Ol_F$	<i>Spl</i>	$Opx_F$	<i>Cpx_{Id}</i>	<i>Ol-Spl</i>	<i>Opx-Cpx</i>	Изоплеты <i>Jd</i>
						(1)	(2)	
В-30	1	$Ol_{20}$	<i>Spl</i>			930		
В-30	2			$En_{19}$	$Di_{18}$		900	13,1
В-31	3			$En_{23}$	$Di_{18}$		830	13,1
В-32	4			$En_{19}$	$Di_{19}$		750	13,0

Примечание. При определении *T* были использованы геотермометры: (1) – Jackson, 1969; (2) – Brey, Kohler, 1990; при определении *P* – геобарометр: (3) – Holland, 1980.



На рис. 14 обобщены все данные по содержанию в клинопироксенах различных генераций *Jd*-компонента, являющегося хорошим индикатором барических условий метаморфизма, как в породах дайки, так и во вмещающих породах. Среди проанализированных крупных зерен клинопироксенов составы магматических пижонит-авгитов (Шарков и др., 2004) не были обнаружены. Повсеместно они инвертированы в диопсид с вростками или срастаниями ортопироксена (рис. 10) или, кроме того, с ламеллами амфибола (рис. 5). Диопсид в центральных частях кристаллов (включая данные по дополнительным анализам) содержит 9–14% до 19% *Jd* с обычным увеличением его содержания к краевым частям зерен. Термобарометрия *Opx-Cpx* парагенезисов в центральных частях кристаллов зоны друзитовых эклогитов ( $En_{19}-Di_{12}$ , рис. 5) и промежуточной зоны ( $En_{23}-Di_{18}$ , рис. 10 и  $En_{19}-Di_{19}$ , рис. 9) с использованием дупироксенового геотермометра (Brey, Kohler, 1990) и в качестве барометра изоплеты *Jd* по (Holland, 1980) определила тренд изобарического остывания (табл. 7, рис. 15) от центра дайки к ее контактам, где его продолжением являются *P-T* условия образования эклогитовых парагенезисов в краевых частях кристаллов *Opx* и *Cpx* (ц→к) в «гранулированных» эклогитах промежуточной зоны в целом ( $Gr_{t}^{47}-Omp_{20-22}-En_{20}$ ) и в эклогитах краевой зоны ( $Gr_{t}^{44}-Omp_{23-24}-En_{22}$ ) (табл. 8, рис. 15). В изобарическом режиме около 13 кбар температурные условия снижались от 900 до 700–710 °C с переходом от высокобарической гранулитовой фации к эклогитовой (рис. 15). В этом же направлении отмечается закономерное изменение состава породообразующих Fe-Mg минералов – в биотитах, амфиболах,

клинопироксенах, гранатах и, как уже отмечалось, ортопироксенах повышается железистость, а в гранатах при относительно постоянном содержании гроссуляра (12–17%) снижается содержание пирропа (рис. 16).

Неустановленными остаются барические условия кристаллизации на магматической стадии. Но, учитывая высокие содержания *Jd* (9–11%) в центральных частях кристаллов *Cpx*, наиболее сохранивших признаки магматической генерации, а также сопоставимые содержания *Jd* в некоторых магматических клинопироксенах (Шарков и др., 2004), можно предполагать, что барический уровень на этой стадии может быть соответствующим тренду.

Вместе с тем в зоне друзитовых эклогитов развитие метаморфических процессов эклогитизации продолжалось по другому тренду. Частично его начальная ступень проявлена в промежуточной и краевой зонах (парагенезисы 18, 20, 27 –  $Gr_{t}^{44-47}-Omp_{21-22}$ , табл. 8, рис. 15). Динамика его развития отмечена постепенным увеличением в составе *Cpx* *Jd*-компонента от центра к краю от 12 до 26%, образованием омфацитовых кайм в кристаллах *Opx* и *Cpx* (28–41% *Jd*), полной перекристаллизацией интеркумулясных минералов с образованием как незональных участков гранатового ( $Gr_{t}^{41-50}$ ) или, чаще, эклогитового ( $Gr_{t}^{48}-Omp_{30-38}$ , рис. 7, а) составов, так и зональных с последовательным образованием зон  $Omp_{28-41} \rightarrow Gr_{t}^{48-51} \pm Omp_{46} \rightarrow Omp_{48-55} + Crn \rightarrow Omp_{38-44} + Crn + Pl_{16-18}$  (рис. 6, а) или  $Omp \rightarrow Gr_{t}^{45} + Omp_{57} + Crn \rightarrow Omp_{37} + Crn + Pl_{15}$  (рис. 6, б). Эти минеральные парагенезисы полностью соответствуют эклогитовой фации с вариациями температур от 765 до 900 °C и давлений от 15 до 20 кбар (табл. 8).

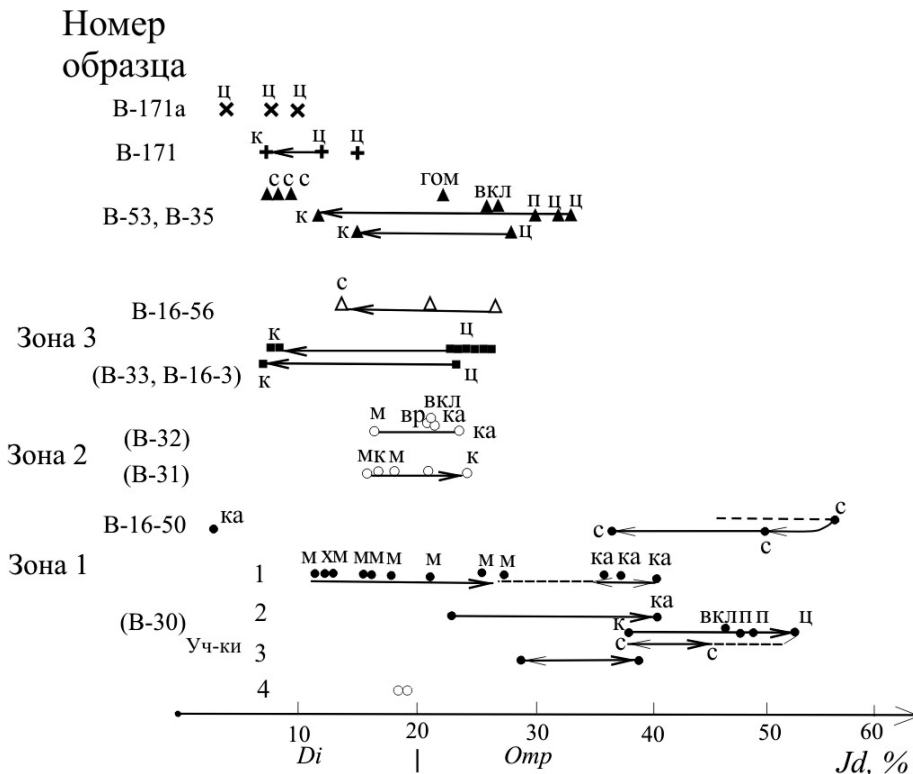
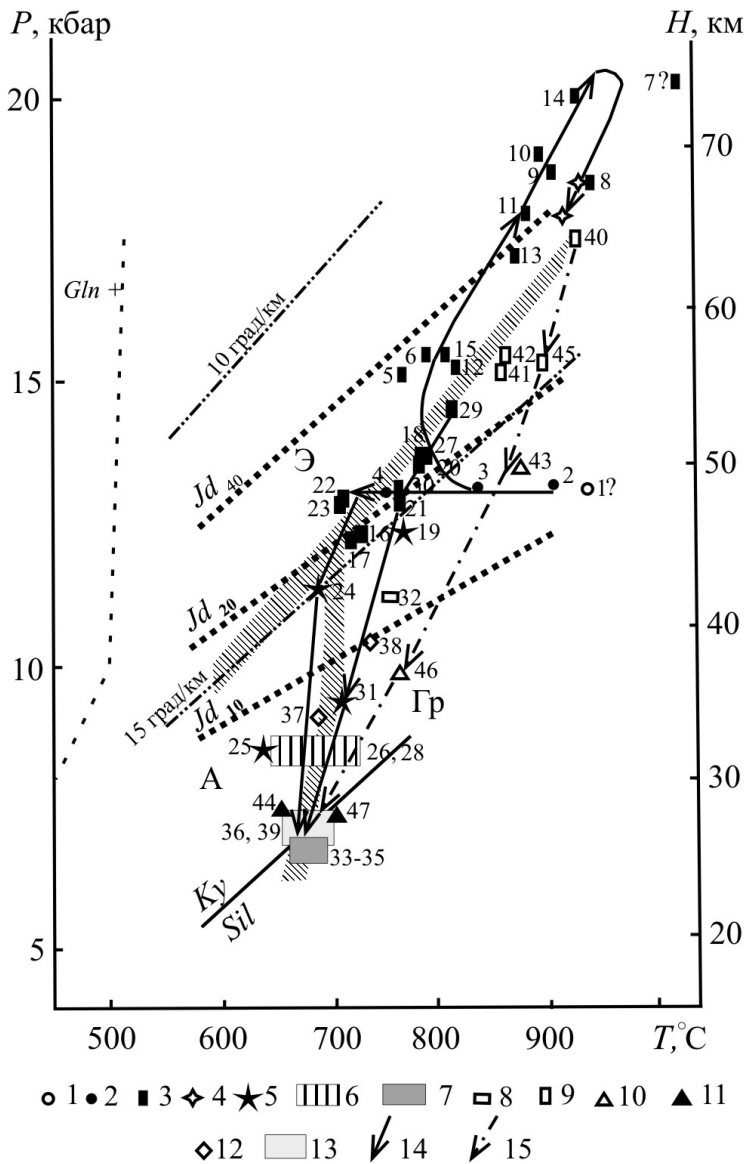


Рис. 14. Состав *Cpx* ряда диопсид-омфациит из дайки эклогитизированных габбро-норитов и вмещающих пород. Сокращения соответствуют принятым в табл. 2–6



**Рис. 15.  $P$ - $T$  тренды эволюции магматических и метаморфических процессов в дайке эклогитизированных оливиновых габбро-норитов и во вмещающих породах:**

1 – магматическая, 2 – субсолидусная (?) стадии; 3–8 – условия образования эклогитов (3) и их ретроградных изменений в парагенезисах:  $Omp_{44-28} + Crn + Pl_{16-18}$  (4),  $Grt - Di \pm Pl, Qtz$  (5),  $Am - Pl - Qtz \pm Grt$  в краевой зоне (6) и в эндоконтакте (7),  $Di - Am$  в эндоконтакте (8); 9–13 – условия метаморфизма во вмещающих породах: 9–11 – в эклогитизированных габброидах ферротолеитового состава (I возрастная генерация) на стадиях эклогитизации (9) и ретроградных симплектитовых  $Grt - Di - Pl - Qtz$  (10) и амфиболитовых  $Am - Pl - Qtz$  (11) преобразований; 12–13 – в гнейсах экзоконтакта дайки габбро-норитов в парагенезисах  $Grt - Di - Pl - Qtz$ ,  $Di - Am$  (12) и  $Grt - Am - Pl - Qtz$  (13); 14–15 – эволюционные тренды магматических и метаморфических процессов в дайке оливиновых габбро-норитов (14) и в эклогитизированных габбро ферротолеитового состава (I генерация) (15).

Изоплеты равных содержаний  $Jd$  в  $Cpx$  приведены по: Holland, 1980; линия  $Ky - Sil$  по: Holland, Powell, 1990; поле стабильности  $Gln$  по: Maresh, 1977; границы эклогитовой (Э), гранулитовой (Гр) и амфиболитовой (А) фаций по: Cloos, 1993

Присутствие в этих парагенезисах корунда свидетельствует об относительной недосыщенности этого участка породы  $Si$ , что, по С. П. Кориловскому (2005), создает вероятность того, что жадеит в омфациите мог образоваться не за счет реакции  $Ab = Jd + Qtz$ , а за счет реакции  $Ne + Ab = Jd$ , которая происходит при относительно более низких давлениях (Harlow, 1994). Однако реакция образования симплектитов  $Omp_{48-57} + Crn \rightarrow Omp_{37-44} + Crn + Pl_{15-18}$  дает основание полагать, что и прогрессивная реакция образования  $Omp_{48-57}$  происходила с участием только  $Ab$ .

Центральные зоны этих участков с парагенезисами  $Omp_{37-44} + Crn + Pl_{15-18}$ , вероятно, являются началом ретроградной ветви  $Omp_{48-57} \rightarrow Omp_{37-44} + Pl_{15-18}$ . Дискретным продолжением тренда ретроградных преобразований центральной зоны являются парагенезисы в симплектитовых эклогитах (обр. В-16-56) в температурном интервале 810–710 °C и барическом от 14 до 9 кбар (табл. 8, рис. 15). Ретроградные преобразования эклогитов промежуточной и краевой зон тренда изобарического охлаждения проходили в условиях субизотер-

мальной декомпрессии –  $T = 725\text{--}630$  °C,  $P = 11,7\text{--}8,5$  кбар. Условия кристаллизации минералов в узкой эндоконтактной зоне также соответствуют этому тренду ( $T = 740\text{--}625$  °C,  $P = 11,0\text{--}6,7$  кбар), как и  $P$ - $T$  условия наложенного метаморфизма в экзоконтактах дайки ( $T = 700\text{--}650$  °C,  $P = 9,0\text{--}6,9$  кбар) (парагенезисы соответственно 24–26, 32–35 и 36, 37, 39, табл. 8, рис. 15). Все они соотносятся с переходной зоной гранулитовой – амфиболитовой фаций повышенных – умеренных давлений. Конечные  $P$ - $T$  условия ретроградного тренда, очевидно, отражают условия регионального метаморфизма этого периода на данном участке земной коры, соответствующие глубинам порядка 24–27 км.

Совокупность геологических и петрологических данных по району с. Гридино свидетельствует о том, что внедрения даек габброидов толеитового состава (табл. 1) (генерация I) и их метаморфизм, включающий стадию образования гранат-клинопироксеновых амфиболитов, скорее всего, происходили до внедрения и метаморфизма даек комплекса лерцолитов-габбро-норитов (генерация II). Как уже отмечалось, эклогитизиро-

ванные Fe габбро в описываемом обнажении претерпели значительно более существенные ретроградные преобразования в сравнении с эклогитизированными габбро-норитами. Максимальный уровень эклогитового метаморфизма ( $T = 930$  °C,  $P = 17,5$  кбар, табл. 8) зафик-

сирован в виде реликтов среди *Cpx-Pl* симплектитов, в которых устанавливаются несколько генераций *Cpx* – от *Omp*<sub>26-27</sub> до *Di*<sub>8</sub> (табл. 6), последний – в составе гранат-клинопироксеновых амфиболитов, которые по *P-T* условиям ( $T = 650-700$  °C,  $P = 7,3-7,5$  кбар) хотя и

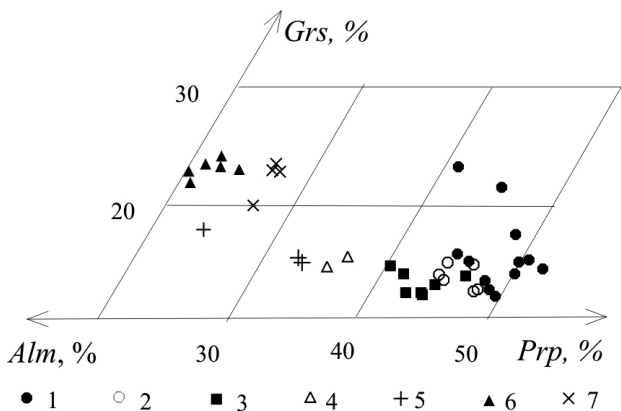
Таблица 8

***P-T* параметры метаморфизма в дайке эклогитизированных оливниновых габбро-норитов и во вмещающих породах**

№ шлифа/ участка	№ минер. парагенезиса	Минеральные парагенезисы				T, °C				P, кбар		
		<i>Grt</i> <sub>Грп</sub>	<i>Cpx</i> <sub>Дд</sub>	<i>Pl</i> <sub>Дн</sub>	<i>Am</i>	<i>Grt-Cpx</i>	<i>Cpx-Hbl</i>	<i>Hbl-Pl-Qtz</i>	<i>Grt-Hbl</i>	Изоплеты <i>Jd</i>	<i>Grt-Cpx-Pl-Qtz</i>	<i>Hbl</i>
						(1)	(2)	(3)	(4)			
B-30/1	5	<i>Grt</i> <sub>49</sub>	<i>Omp</i> <sub>35</sub>			765				15,2		
	6	<i>Grt</i> <sub>49</sub>	<i>Omp</i> <sub>36</sub>			790				15,5		
	7	<i>Grt</i> <sub>49</sub>	<i>Omp</i> <sub>41</sub>			1025				20,5		
B-30/2	8	<i>Grt</i> <sub>48</sub>	<i>Omp</i> <sub>41</sub>			930				18,6		
	9	<i>Grt</i> <sub>48</sub>	<i>Omp</i> <sub>46</sub>			900				18,8		
	10	<i>Grt</i> <sub>51</sub>	<i>Omp</i> <sub>48</sub>			890				19,0		
	11	<i>Grt</i> <sub>50</sub>	<i>Omp</i> <sub>38</sub>			875				18,0		
B-30/3	12	<i>Grt</i> <sub>48</sub>	<i>Omp</i> <sub>30</sub>			815				15,2		
	13	<i>Grt</i> <sub>48</sub>	<i>Omp</i> <sub>38</sub>			870				17,2		
B-16-50	14	<i>Grt</i> <sub>45</sub>	<i>Omp</i> <sub>57</sub>			920				20,0		
	15	<i>Grt</i> <sub>52</sub>	<i>Omp</i> <sub>36</sub>			810				15,5		
B-30/4	16	<i>Grt</i> <sub>49</sub>	<i>Di-Omp</i> <sub>19</sub>			725				12,5		
B-31/2	17	<i>Grt</i> <sub>45</sub>	<i>Omp</i> <sub>20</sub>			715				12,4		
B-31/3	18	<i>Grt</i> <sub>44</sub>	<i>Omp</i> <sub>22</sub>			785				13,7		
B-31/4	19	<i>Grt</i> <sub>48</sub>	<i>Di</i> <sub>16</sub>			760				12,4		
B-32	20	<i>Grt</i> <sub>47</sub>	<i>Omp</i> <sub>22</sub>			780				13,7		
	21	<i>Grt</i> <sub>47</sub>	<i>Omp-Di</i> <sub>19</sub>			760				12,8		
B-33/1	22	<i>Grt</i> <sub>44</sub> <sup>II</sup>	<i>Omp</i> <sub>24</sub> <sup>II</sup>			715				12,9		
	23	<i>Grt</i> <sub>44</sub> <sup>II</sup>	<i>Omp</i> <sub>23</sub>			710				12,8		
	24	<i>Grt</i> <sub>43</sub> <sup>K</sup>	<i>Di</i> <sub>18</sub> <sup>K</sup>			685				11,7		
B-33/2	25	<i>Grt</i> <sub>42</sub> <sup>K</sup>	<i>Di</i> <sub>7</sub> <sup>K</sup>	<i>Pl</i> <sub>34</sub>		630				8,5		
	26	<i>Grt</i> <sub>43</sub> <sup>K</sup>		<i>Pl</i> <sub>34</sub>	<i>Prg</i>			725	645			8,6
B-16-3	27	<i>Grt</i> <sub>46</sub>	<i>Omp</i> <sub>21</sub>			780				13,5		
B-49	28			<i>Pl</i> <sub>30</sub>	<i>Prg-Hbl</i>			705				8,3
B-16/56	29	<i>Grt</i> <sub>37</sub> <sup>II</sup>	<i>Omp</i> <sub>24</sub> <sup>II</sup>			810				14,3		
	30	<i>Grt</i> <sub>35</sub> <sup>K</sup>	<i>Omp</i> <sub>20</sub> <sup>K</sup>			760				13,0		
	31	<i>Grt</i> <sub>35</sub> <sup>K</sup>	<i>Di</i> <sub>7</sub> <sup>C</sup>	<i>Pl</i> <sub>20</sub> <sup>C</sup>		710					9,3	
B-171	32		<i>Di</i> <sub>12</sub> <sup>II</sup>		<i>Prg-Hbl</i> <sup>I</sup>		740			11,0		
	33			<i>Pl</i> <sub>25</sub> <sup>II</sup>	<i>Prg-Hbl</i> <sup>K</sup>			690	630			7,0
	34	<i>Grt</i> <sub>33</sub> <sup>K</sup>		<i>Pl</i> <sub>23</sub>	<i>Prg-Hbl</i>			675	740			6,8
	35	<i>Grt</i> <sub>24</sub> <sup>K</sup>		<i>Pl</i> <sub>23</sub>	<i>Prg-Hbl</i>			665	625			6,7
B-171a	36	<i>Grt</i> <sub>27</sub> <sup>K</sup>		<i>Pl</i> <sub>24</sub>	<i>Ed-Hbl</i>			650	690			6,9
	37	<i>Grt</i> <sub>27</sub> <sup>K</sup>	<i>Di</i> <sub>4</sub>	<i>Pl</i> <sub>20</sub>		680				9,0		
	38		<i>Di</i> <sub>10</sub>		<i>Prg-Hbl</i>		720			10,5		
	39	<i>Grt</i> <sub>27</sub> <sup>K</sup>		<i>Pl</i> <sub>25</sub>	<i>Prg-Hbl</i>			675	700			7,7
B-53	40	<i>Grt</i> <sub>24</sub> <sup>II</sup>	<i>Omp</i> <sub>33</sub> <sup>II</sup>			930				17,5		
	41	<i>Grt</i> <sub>24</sub> <sup>XO3</sup>	<i>Omp</i> <sub>26</sub> <sup>ВКЛ</sup>			850				15,1		
	42	<i>Grt</i> <sub>24</sub> <sup>XO3</sup>	<i>Omp</i> <sub>27</sub> <sup>ВКЛ</sup>			855				15,3		
	43	<i>Grt</i> <sub>23</sub> <sup>K</sup>	<i>Di</i> <sub>16</sub> <sup>K</sup>	<i>Pl</i> <sub>20</sub>		870				13,3	13,3	
	44	<i>Grt</i> <sub>23</sub> <sup>K</sup>			<i>Prg-Hbl</i>				650			7,5
B-35	45	<i>Grt</i> <sub>22</sub> <sup>II</sup>	<i>Omp</i> <sub>22</sub> <sup>II</sup>			890				15,2		
	46	<i>Grt</i> <sub>21</sub> <sup>K</sup>	<i>Di</i> <sub>8</sub> <sup>C</sup>	<i>Pl</i> <sub>33</sub> <sup>C</sup>		760					9,9	
	47			<i>Pl</i> <sub>23</sub> <sup>K3</sup>	<i>Prg-Hbl</i>			700				7,3

Примечание. При определении *T* были использованы геотермометры: (1) – Powell, 1985; (2) – Плюснина, 1986; (3) – Holland, Blundy, 1994; (4) – Лаврентьева, Перчук, 1989; при определении *P* – геобарометры: (5) – Holland, 1980; (6) – Perkins, Newton, 1981; (7) – Blundy, Holland, 1990. Точность определения  $T \pm 40-50$  °C,  $P \pm 1$  кбар. Принятые сокращения см. табл. 2.

соответствуют уровню метаморфизма на стадии амфиболитизации в дайке оливиновых габбро-норитов, вероятно, образовались раньше, поскольку на соседнем о. Луда Лесовата дайка габбро-норитов сечет тело метагаббро этой генерации, представленного только амфиболитами (Володичев и др., 2005).



**Рис. 16.** Составы *Grt* из дайки эклогитизированных оливиновых габбро-норитов (1–5) центральной (1), промежуточной (2) и краевой (3) зон, из симплектитовых эклогитов (4) и эндоконтактовой зоны (5) и из вмещающих пород (6–7) – эклогитизированных и ретроградно преобразованных габброидов феррогелитового состава (6) и из гнейсов зоны экзоконтакта (7)

Железистый состав габбро отразился и на составе породообразующих Fe-Mg минералов – все они имеют более железистый состав (табл. 6). Особенно в этом отношении показательна разница в модалном составе гранатов (рис. 16) и железистости *Grt-Cpx* парагенезисов в целом. Петрологической отличительной особенностью эклогитов и продуктов их ретроградных преобразований по толеитовому габбро является относительно более высокотемпературный режим их образования.

### Обсуждение результатов и выводы

Таким образом, в Беломорском подвижном поясе, известном широкими проявлениями высокобарического метаморфизма в течение трех этапов тектонической активности – около 2,7, 2,45–2,40 и 1,9–1,8 млрд лет (Володичев, 1990), установлены две возрастные и, вероятно, генетические группы эклогитов. Основным ареалом их развития на современном уровне исследования является район с. Гридино на Белом море.

Архейские эклогиты ( $T = 740\text{--}865\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 14,0\text{--}17,5$  кбар) с возрастом  $2720 \pm 8$  млн лет (Бибикова и др., 2003; Володичев и др., 2004) распространены в пределах линейной структуры, генетическая природа которой интерпретируется как зона интенсивно мигматизированного тектонического меланжа. Эклогиты и продукты их ретроградных преобразований составляют большую часть его обломочного компонента. Их протолитом, в основном, являются сопоставимые

с офиолитовым комплексом БПП базиты (Slabunov, Stepanov, 1998), а также пироксениты и магнезиальные габброиды. К рубежу 2,7 млрд лет (Володичев и др., 2004) эклогиты прошли полный цикл ретроградных изменений, включающих образование симплектитовых эклогитов нескольких генераций и гранатклинопироксеновых амфиболитов ( $T = 720\text{--}650\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 14,0\text{--}13,0$  до 6,5 кбар). Образование архейских эклогитов, вероятно, связано с проявлениями на этом раннем этапе развития Земли конвергентных плитотектонических процессов – субдукции или коллизии. В альтернативном варианте они просто могут быть эксгумированным фрагментом нижнекоровых образований.

Среди палеопротерозойских эклогитов в настоящее время выделяются, по крайней мере, три возрастные генерации, установленные в дайках коронитовых метабазитов (друзитов) разнообразного состава, обнаруживающих интрузивные контакты с менее метаморфизованными вмещающими породами. Все эклогитизированные дайки занимают секущее положение относительно архейского эклогитсодержащего комплекса, при этом их возрастные генерации устанавливаются на основе взаимного пересечения даек разного состава.

Для второй возрастной генерации эклогитов, образованных по дайкам магнезиальных габбро-норитов комплекса лерцолитов-габбро-норитов (Степанов, 1981), был определен возраст  $2416,3 \pm 1$  млн лет (Слабунов и др., 2003). Для первой и третьей генерации возрасты пока не установлены, но совокупность данных позволяет предположить, что образование трех генераций даек и эклогитов по ним было сближено во времени и происходило в единой геодинамической обстановке. При этом структурно-метаморфические процессы свекофеннского периода (1,9–1,8 млрд лет), проявленные в этом районе наиболее интенсивно к северу от с. Гридино, носят явно поздний, наложенный характер и к образованию коронитовых структур, тем более эклогитов, в изученных габброидах отношения не имеют.

Коронитовые габброиды имеют широкое распространение в Беломорском подвижном поясе, и при их изучении постоянно обращалось внимание на несоответствие *P-T* условий метаморфизма в дайках и во вмещающих породах (Володичев, 1990). Для доказательства такого положения в проведенных исследованиях необходимо было получить конкретные данные. Этому способствовало несколько обстоятельств. 1) В ряде случаев для даек всех возрастных генераций была установлена их приуроченность к сдвиговым зонам. Изучение структурно-метаморфических парагенезисов, образование которых было связано со сдвиговыми деформациями, дало информацию об условиях метаморфизма и, соответственно, о глубинности проявления этого процесса, непосредственно предшествующего или соответствующего (в случае трансензионного характера сдвигов) времени внедрения габброидов. 2) В дайках с нормальными

ми интрузивными контактами практически повсеместно были установлены маломощные эндоконтактовые метаморфические зоны, минеральный состав которых, очевидно, отражает состоявшееся температурное и барическое равновесие между базитами на заключительной стадии их становления и вмещающими породами в экзоконтактах, где также были зафиксированы синхронные метаморфические преобразования. В случае характерных для базитов II возрастной генерации маломощных прожилковых магматических проявлений (рис. 2, в–г) и апофизов сравнительная оценка условий метаморфизма и глубинности для максимально сближенных во времени начальной и заключительной стадий становления базитов представляется особенно показательной.

В результате на примере дайки эклогитизированных оливиновых габбро-норитов (II возрастная генерация) можно заключить, что метаморфизм вмещающих пород во время ее внедрения и до заключительных стадий ее формирования соответствовал  $P = 6,7\text{--}7,7$  кбар и  $T = 650\text{--}700$  °С, что отвечает пограничным условиям амфиболитовой – гранулитовой фаций. Эти данные определяют значительный градиент в  $P$ - $T$  условиях формирования данных геологических объектов и позволяют сделать вывод о том, что эклогиты по габбро-норитам в данной дайке формировались автономно, очевидно, в автоклавных условиях на сравнительно небольших глубинах порядка 24–27 км. При этом в каждом магматическом теле процессы эклогитизации развивались по-разному. Об этом свидетельствует крайняя неравномерность в развитии процессов эклогитизации и уровней ее  $P$ - $T$  условий как в пределах Гридинского дайкового поля или Беломорской структуры в целом, так и в отдельных интрузивных телах и дайках.

Приведенные параметры условий метаморфизма вмещающих пород в данный период магматической активности и выявленные внутрикамерные особенности развития магматических и метаморфических (эклогитообразующих и ретроградных) процессов предполагают представить их эволюционную последовательность в следующем виде. Кристаллизация вещества в магматической камере происходила в закрытой автоклавной системе с активным участием флюидов, при этом в субсолидусных – метаморфических условиях – в соответствии с трендом изобарического остывания от  $T = 900$  °С до  $700$  °С при  $P = 13$  кбар с образованием в интервале  $760\text{--}700$  °С эклогитов при переходе от высокобарической гранулитовой

фации к эклогитовой. В одних магматических телах процесс эклогитизации на этом закончился, в других на этом фоне перманентно в центральных частях тел развивались последующие стадии процесса эклогитизации, ведущие к образованию эклогитов с содержаниями  $Jd$  в  $Omp$  до 33–36% ( $P = 15$  кбар,  $T = 770\text{--}810$  °С) либо, кроме того, как в дайке на восточной окраине с. Гридино, более высокобарических (до 20 кбар) и высокотемпературных (до 930 °С) эклогитов с содержанием  $Jd$  в  $Omp$  до 57%, что, вероятно, было обусловлено создавшимися в этих природных автоклавах сверхдавлениями остаточных флюидов, следы присутствия которых обозначены многочисленными ламеллями водосодержащего амфибола в клинопироксенах. По мере того, как в краевых частях тел температуры при образовании эклогитов достигали уровня температур вмещающих пород, система переставала быть закрытой автоклавной, и процесс изобарического остывания сменялся полистадийным процессом изотермической (субизотермической) декомпрессии с участием поступающей из вмещающих пород воды, продолжавшимся до достижения барического уровня вмещающих пород. В создавшихся в результате этих процессов условиях ( $\Delta T = 0$ ,  $\Delta P = 0$ ) метаморфические процессы в дайке прекращались, и создавалось равновесие с вмещающими породами.

Автономный высокобарический режим метаморфической кристаллизации габброидов с активным участием флюидов в магматических камерах, вероятно, обусловлен компрессионным состоянием структуры Беломорского подвижного пояса и ее более глубинных мантийно-коровых уровней в данный период, определившим повышенный потенциал энергетики, полученный интрузивными фрагментами магматической массы, относительно равномерно распыленной под давлением в виде многочисленных мелких бескорневых образований (диспергированного типа по Е. В. Шаркову и др., 2004) в фокальной плоскости субмантийного магматического очага. Дифференциальный характер проявления процессов эклогитизации и ее  $P$ - $T$  уровней в различных интрузивных телах связывается с различной степенью флюидной насыщенности магмы.

*Благодарности.* Авторы выражают большую благодарность проф. Л. Л. Перчуку (МГУ), а также А. И. Слабунову и О. С. Сибелеву (ИГ КарНЦ РАН) за содействие и помощь в проведении исследований.

## ЛИТЕРАТУРА

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 Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб., 2003. С. 68–71.

Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии. Л., 1990. 245 с.

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.

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. 60–74.

*Володичев О. И., Слабунов А. И., Степанов В. С.* Уникальные геологические образования Карелии: архейские офиолиты и эклогиты // Труды Карельского научного центра РАН. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 17–35.

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

*Добрецов Н. Л.* Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, 1974. 429 с.

*Каулина Т. В., Апанасевич Е. А.* Архейские эклогиты района Широкая Салма (Кольский полуостров): U-Pb и Sm-Nd данные // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерогения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 174–175.

*Кориковский С. П.* Реакционные фазовые равновесия при перекристаллизации палеопротерозойских габброноритов беломорского комплекса в условиях, близких к границе амфиболитовой и эклогитовой фаций // Там же. С. 189–191.

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

*Ларионова Т. Л.* Формирование друзитовых (коронарных) структур вокруг оливина и ортопироксена при метаморфизме габброноритов Северного Беломорья, Карелия // Петрология. 2000. Т. 8, № 4. С. 430–448.

*Плюснина Л. П.* Экспериментальное исследование равновесий метабазитов, геотермобарометрия // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. М., 1986. С. 174–183.

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

*Слабунов А. И., Володичев О. И., Бибикина 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 решении проблем геодинамики и рудогенеза». СПб., 2003. С. 465–467.

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

*Степанов В. С., Степанова А. В.* Гридинское дайковое поле: геология, геохимия, петрология // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерогения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 285–288.

*Степанова А. В., Ларионов А. Н., Бибикина Е. В. и др.* Раннепротерозойский (2.1 млрд. лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // Доклады РАН. 2003. Т. 390, № 4. С. 528–532.

*Удовкина Н. Г.* Эклогиты Полярного Урала. М., 1971. 119 с.

*Шарков Е. В., Красивская И. С., Чистяков А. В.* Диспергированный мафит-ультрамафитовый интрузивный магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примере друзитового (коронитового) комплекса Беломорья // Петрология. 2004. Т. 12, № 10. С. 632–655.

*Щитанский А. А., Коников 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, минерогения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 324–327.

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

*Brey G. P., Kohler T.* Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometer // J. Petrol. 1990. Vol. 31, N 6. P. 1353–1378.

*Cawthorn R. G., Collerson K. D.* The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses // Amer. Mineral. 1974. Vol. 59, N 11–12. P. 1203–1208.

*Cebria J. M.* PX: A program for pyroxene classification and calculation of end-members // Amer. Mineral. 1990. Vol. 75. P. 1426–1427.

*Chopin C.* Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle // Earth and Planet. Sci. Letters. 2003. 212. P. 1–14.

*Cloos M.* Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island areas, spreading ridges and seamounts // Geol. Soc. Amer. Bull. 1993. Vol. 105, N 6. P. 715–737.

*Eskola P.* On the eclogites of Norway. Skr. Vidensk. Selsk. Christiania. Mat.-Nat. 1921. K. 1. 8. P. 1–118.

*Godard G.* Eclogites and their geodynamic interpretation: a history // Journal of Geodynamics. 2001. N 32. P. 165–203.

*Griffin W. L.* «On the eclogites of Norway» – 65 years later // Mineralogical Magazine. 1987. Vol. 51, N 361. P. 333–343.

*Harlow G. E.* Jadeitites, albitites and related rocks from the Motagua Fault Zone, Guatemala // Jour. Metam. Geol. 1994. Vol. 12. P. 49–68.

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

*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. Vol. 116. P. 433–447.

*Holland T. J. B., Powell R.* An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and corrections: the system K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub>-C-H<sub>2</sub>-O<sub>2</sub> // J. Metamorphic Geol. 1990. Vol. 8. P. 89–124.

*Jackson E. D.* Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromitite zones of the Stillwater complex // Economic Geology. 1969. Vol. 4. P. 41–71.

*John T., Schenk V.* Partial eclogitization of gabbroic rocks in a late Precambrian subduction zone (Zambia): prograde metamorphism triggered by fluid infiltration // Contrib. to Mineral. and Petrol. 2003. Vol. 146. P. 174–191.

*Koons P. O., Rubie D. C., Frueh-Green G.* The effects of disequilibrium and deformation on the mineralogical evolution of quartz-diorite during metamorphism in the eclogite facies // Journal of Petrology. 1987. 28. P. 679–700.

*Lappin M. A., Smith D. C.* Mantle-equilibrated eclogite pods from the basal gneisses in the Selje district, Western Norway // Journal of Petrology. 1978. N 19. P. 530–584.

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

*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. Vol. 92. P. 223–250.

*Maresh W.V.* Experimental studies on glaucophane: an analysis of present knowledge // *Tectonoph.* 1977. Vol. 43. P. 109–125.

*Morimoto N.* Nomenclature of pyroxene // *Mineral. Mag.* 1988. Vol. 52, N 4. P. 535–550.

*Mørk M. B.* Coronite and eclogite formation in olivine gabbro (Western Norway): reaction paths and garnet zoning // *Mineralogical Magazine*. 1986. 50. P. 417–426.

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

*Pognante U.* Coronitic reactions and ductile shear zones in eclogitized ophiolite metagabbro, Western Alps, north Italy // *Chemical Geology*. 1985. 50. P. 99–109.

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

*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, August 10-15.* 1998. Oulu, Finland. Geol. Survey of Finland, Special Paper 26. P. 56.

*Wayte G. J., Worden R. H., Rubie R. C. et al.* A TEM study of disequilibrium plagioclase breakdown at high pressure: the role of the infiltrating fluid // *Contrib. to Mineral. and Petrol.* 1989. Vol. 101. P. 426–437.

*О. С. Сибелев*

## **МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ САПФИРИНСОДЕРЖАЩИХ КИАНИТОВЫХ АПОЭКЛОГИТОВ ГРИДИНСКОЙ ЗОНЫ МЕЛАНЖА, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС\***

### **Введение**

В насыщенной событиями геологической истории Беломорского подвижного пояса (БПП), берущей начало в мезоархее и в главных чертах завершившейся в палеопротерозое, значительную роль сыграли неоднократно проявленные процессы тектоно-метаморфической переработки (Гродницкий и др., 1985; Володичев, 1990; Ручьев, 2002; Слабунов и др., 2006). Их характерной особенностью были достаточно высокотемпературные и аномально высокие барические условия. В отдельных районах давления при метаморфизме достигали уровня эклогитовой фации. Одним из таких районов является Гридинская зона тектонического меланжа (рис. 1), где в обломочной составляющей микстита фиксируются тела апобазитов, в той или иной степени подвергшиеся эклогитизации и последующим метаморфическим изменениям.

Среди эклогитов (рис. 1) в северной части Гридинской зоны меланжа выделяются очень интересные и мало изученные образования – кианитовые эклогиты (Володичев, 1990). В ходе петрографических и микронзондовых исследований, помимо характерных для этих пород породообразующих минералов (Ку, Hbl, Pl, Spr, Crn, Grt\*\* и др.), в них были выявлены исключительно редкие для БПП минеральные ассоциации, содержащие сапфирин, шпинель и хёгбомит, а также не свойственный породам Центрального Беломорья ставролит. Каждый из этих индекс-минералов формируется в специфических условиях метаморфизма, а их совместное нахождение (иногда в масштабе шлифа), наряду с присутствием реликтовых минералов эклогитов и апоэклогитов, само по себе представляет собой петрологическую проблему. Особенно важной представляется находка сапфирина, температурное поле устойчивости которого, хотя и достаточно дискуссионно, по мнению большинства исследователей (например: Кориковский, 1979; До-

ливо-Добровольский, 2002; Morales et al., 2002; Baldwin et al., 2005; Caderon et al., 2005; Podlesskii, 2007 и др.), лежит в области гранулитовой фации метаморфизма. Не претендуя на однозначное определение температурных рамок кристаллизации сапфиринсодержащих парагенезисов, целью данной работы поставлена расшифровка палеопротерозойской метаморфической эволюции эклогитов, с помощью анализа последовательной смены парагенезисов.

Поскольку после высокобарического метаморфизма кианитовые эклогиты претерпели наложенные интенсивные структурные и метаморфические изменения, в данной работе к определению «эклогит» добавляется приставка «апо».

На о. Высокий методом U-Pb датирования был получен возраст цирконов из кианитовых апоэклогитов (Слабунов и др., 2003), который составляет  $2416 \pm 1,3$  млн лет и интерпретируется как возраст магматической стадии формирования протолита.

В качестве эталонного объекта протолита принята дайка габброидов комплекса лерцолитов – габбро-норитов, расположенная на восточной окраине с. Гридино, в которой хорошо сохранились магматические структуры и ранние эклогитовые парагенезисы (Володичев и др., 2005).

### **Геологическая позиция кианитовых апоэклогитов**

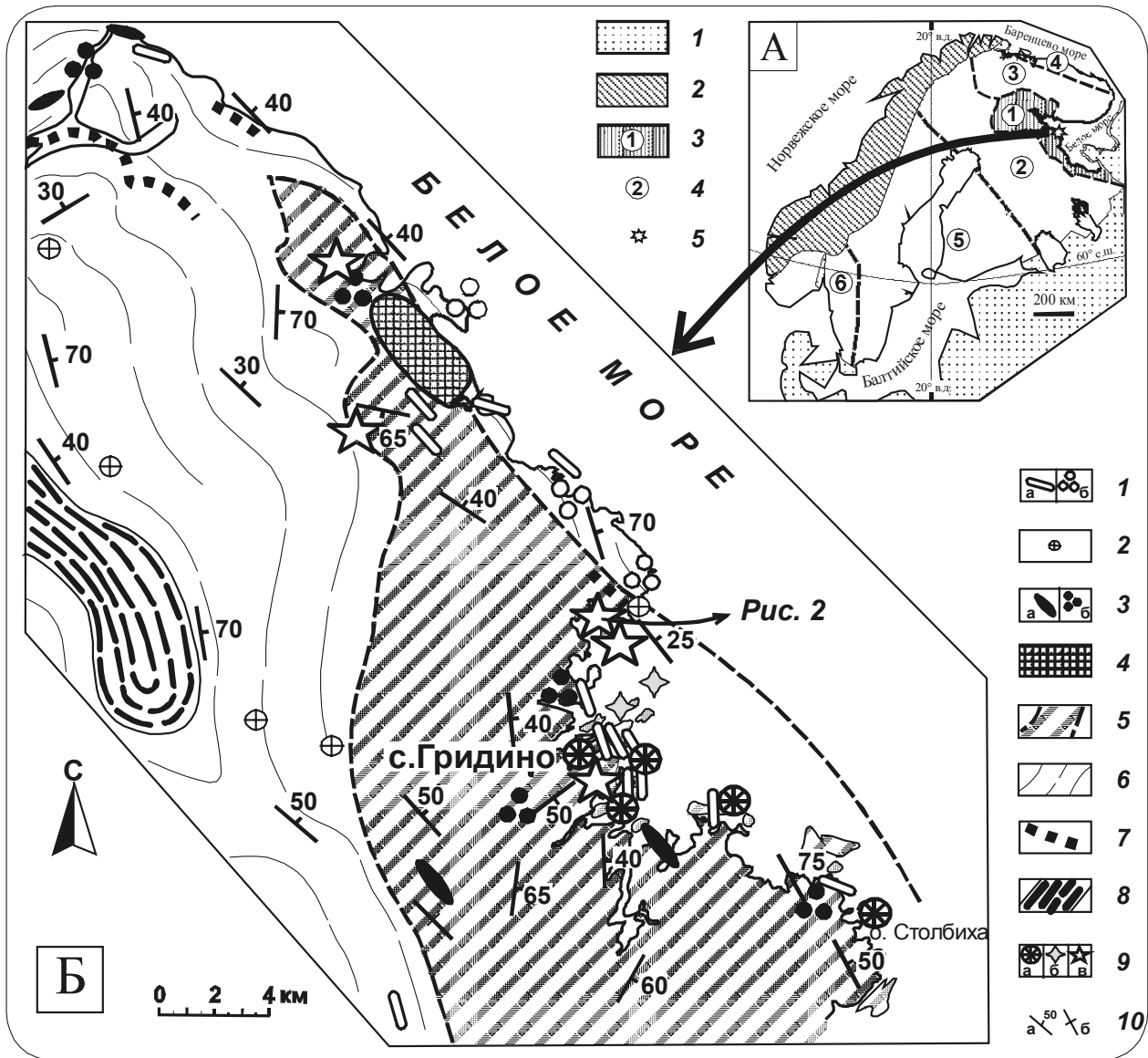
Кианитовые апоэклогиты картируются в виде тел округлой или овальной формы с резкими тектоническими контактами. Эндоконтакты амфиболизированы либо «растворены», вплоть до образования полевошпат-амфиболовых и амфиболовых гнейсов. Экзоконтактовых изменений не зафиксировано.

Наиболее детально геологическое положение тел кианитовых апоэклогитов и вмещающих пород изучено на о. Овечий губы Великой Белого моря (рис. 2). Здесь они развиты в виде серии не крупных (до 10 м в диаметре) субизометричных тел, обрамленных эпидот-кварц-плаггиоклазовыми (+Hbl,  $\pm$ KFsp,  $\pm$ Ab,  $\pm$ Ms,  $\pm$ Vt) породами, которые постепенно переходят в амфиболиты и порфирибластические амфиболовые гнейсы. Эти разновидности формируют единое тело,

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

\*\* Сокращения минералов даны по: Kretz, 1983.





**Рис. 1.** Схема геологического строения северной части Гридинской зоны меланжа (составлена О. С. Сибелевым, на базе схемы А. И. Слабунова (Володичев и др., 2005), с использованием материалов и полевых наблюдений О. И. Володичева, А. В. Степановой, В. С. Степанова, Ю. И. Сыстры):

А (врезка, по: Слабунов и др., 2006): 1 – Платформенный чехол; 2 – Каледонский ороген; 3–4 – главные структуры Балтийского щита: 3 – Беломорский подвижный пояс, другие структуры (цифры в кружках): 2 – Карельский неогархейский кратон, 3 – Кольская провинция, 4 – Мурманский неогархейский кратон, 5 – Свекофенский подвижный пояс, 6 – Свеко норвежская провинция; 5 – местоположение Гридинской зоны меланжа;

Б: 1–2 – палеопротерозой: 1 – габброиды комплекса лерцолитов – габброноритов (а) и скопления их дезинтегрированных фрагментов (б), 2 – габброиды комплекса габбро-анортозитов (б); 3 – нерасчлененные ортоамфиболиты (а) и их дезинтегрированные фрагменты (б); 4–6 – неогархей: 4 – гранатовые ортоамфиболиты, 5 – эглогитсодержащий меланж и его предполагаемые границы, 6 – мигматизированные гранитогнейсы и гнейсограниты, часто с фрагментами амфиболитов; 7–8 – мезоархей: 7 – гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые парагнейсы, 8 – амфиболиты Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса; 9 – обломки меланжа: некоторые интересные находки эглогитов и апоэглогитов (а), цоизитов по анортозитам (?) (б), кианитовых апоэглогитов (в); 10 – элементы залегания гнейсовидности, сланцеватости и метаморфической полосчатости пород: наклонные (а) и вертикальные (б)

полого погружающееся на северо-запад и залегающее в виде надвиговой «пластины» (мощностью до 30 м), залегание которой субсогласно с гнейсовидностью вмещающих биотитовых ( $\pm Hbl$ ) гнейсогранитов. Петрографически кианитовые апоэглогиты представляют собой наиболее сохранившиеся участки в интенсивно измененных метаморфогенно-метасоматическими процессами породах.

Породы «пластины» смяты в сложные изоклинальные складки с субвертикальными осевыми плоскостями. Простираие следов ОП невыдержанно и меняется от СЗ-го до субширотного. Минеральная линейность полого погружается на С-СЗ ( $330-0^\circ \angle 10-20^\circ$ ). В субмеридиональных направлениях крылья складок сорваны сдвиговыми деформациями, к которым приурочены пегматитовые жилы. Вмещающие породы

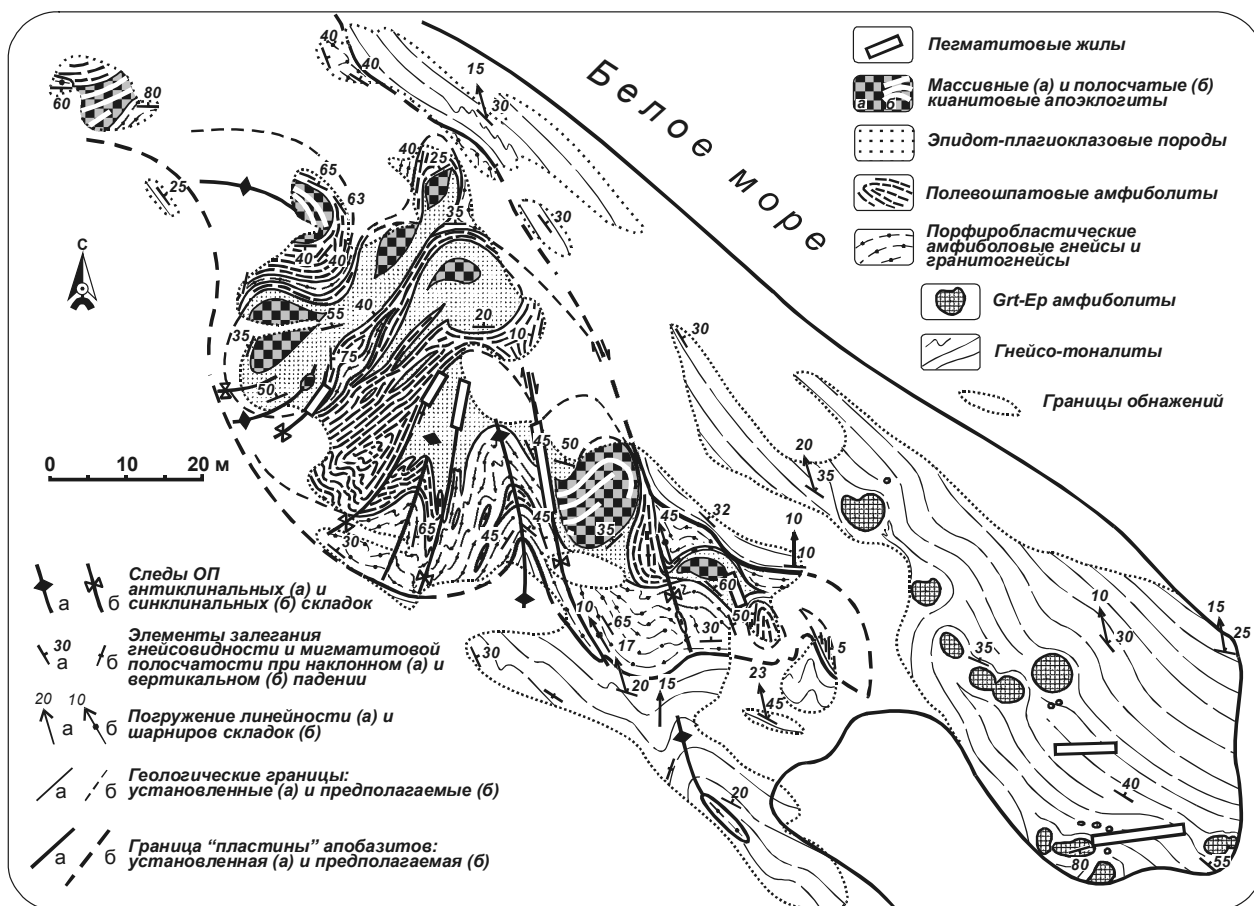


Рис. 2. Схема геологического строения детального участка на о. Овечий

подобным деформациям не подвержены, а пегматитовые жилы в них жестко секущие и имеют субширотное простирание.

Учитывая протерозойский возраст протолита, характер деформаций, пространственную и генетическую связь метаморфитов с пегматитовыми жилами и наличие таких типоморфных минералов, как ставролит, время формирования высокотемпературных минеральных ассоциаций в кианитовых апоэклогитах можно оценить как свекофенское.

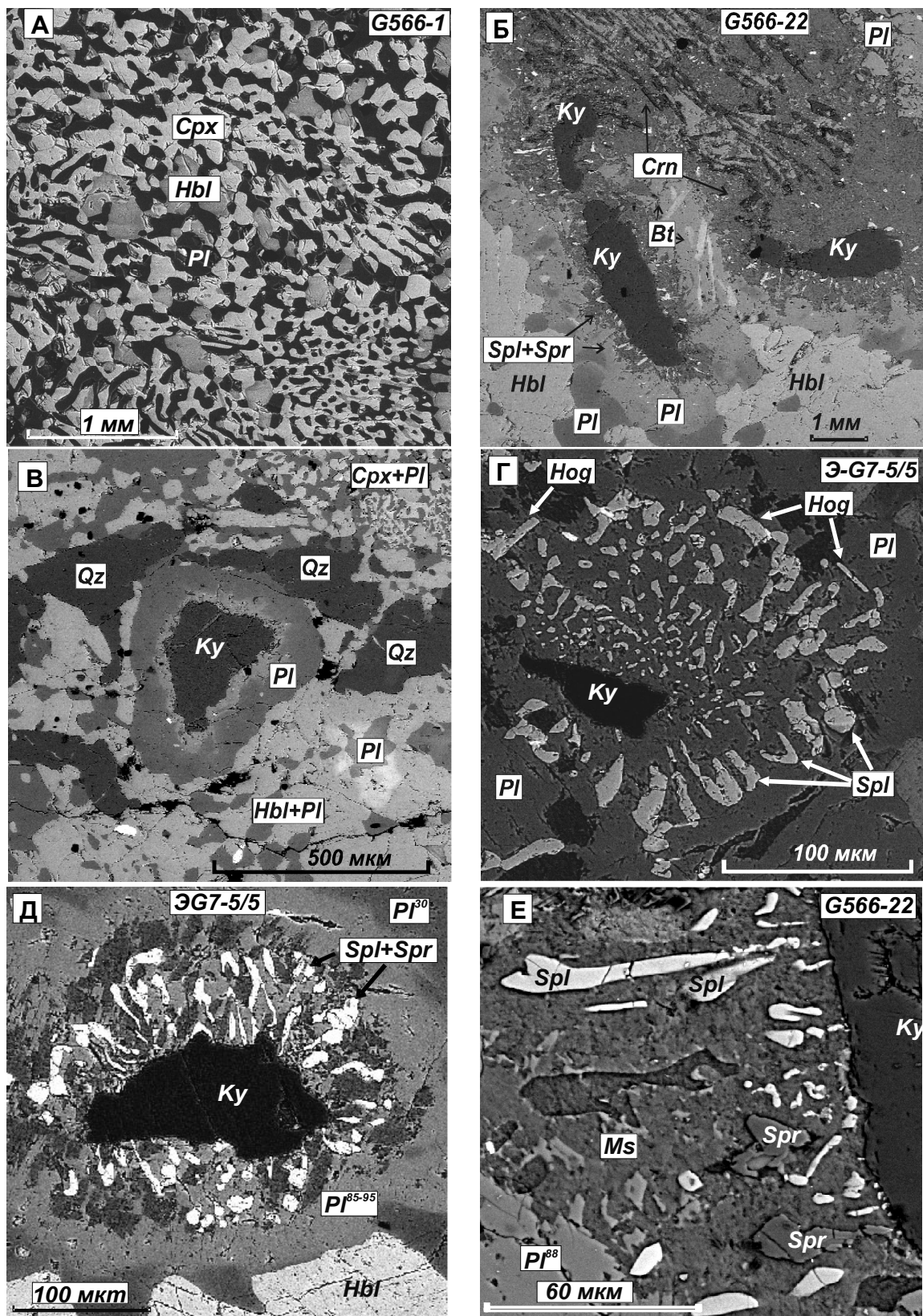
Макроскопически сапфиринсодержащие кианитовые апоэклогиты представляют собой мезократовые к/з массивные или слабо огнейсованные породы голубовато-серого цвета. Микроструктуры их очень вариативны: в пределах шлифа можно наблюдать гетерогранобластовые, симплектитовые и коронарные структуры (рис. 3, 4). Текстуры очковые, слабogneйсовидные или линзовидно-полосчатые. Породы сильно дифференцированы. Преобладающая по объему мезократовая часть породы представлена симплектитовым агрегатом  $Srx-Pl-(Hbl, \pm Ku, \pm Vt)$  с крупным (до 5 мм) гранатом и иногда с отдельными линзовидными обособлениями кварца. Лейкократовые участки овальной или округлой формы сложены плагиоклазом с крупными, корродированными зернами кианита и (или) корунд-плагиоклазового симплектита в центре. На границе

кианита и основного плагиоклаза формируются коронарные структуры шпинелевого и шпинель-сапфиринового состава.

### Главные особенности состава минералов

*Гранат* в кианитовых апоэклогитах принадлежит альмандин-пироп-гроссуляровому ряду ( $Pgr = 24-42\%$ ,  $Grs = 18-24\%$ , табл. 1) и, как правило, обладает слабо контрастной, но отчетливой прогрессивной зональностью (увеличение содержаний Mg и  $X_{Mg}$ , падение – Fe, Ca и Mn от центра к краю кристаллов). На периферии зерен формируется регрессивная кайма, с обратными изменениями содержаний этих компонентов (рис. 5, А, Б; 6, А, Б). Относительно граната из других пород Гридинской зоны меланжа наибольшая магнезиальность характерна для граната из сапфиринсодержащих ассоциаций, выше которой лишь магнезиальность граната из эклогитизированных габброидов комплекса лерцолитов – габброноритов (рис. 5, В).

*Клинопироксен* в сапфиринсодержащих ассоциациях кианитовых апоэклогитов участвует в формировании симплектитовых структур совместно с плагиоклазом (24–35% An) (рис. 3, А) и нередко замещается амфиболом. Зерна гомогенные, зональность для них не характерна или проявлена очень слабо и не



**Рис. 3. Микрофотографии кванитовых апоэклогитов (в отраженных электронах), иллюстрирующие:**

А – симплектитовые структуры Сrx-Hbl-Pl состава (мезократовая часть породы); Б – коронарные и реакционные структуры (лейкократовая часть породы) вокруг кванита, с участием Spl, Spr и Pl, отчетливо видны разложение Bt и Hbl, в верхней части снимка – Ctn-Pl ( $\pm$ Ms) симплектитоподобные агрегаты; В – формирование зональных Pl кайм вокруг Ky; Г – обширные Spl короны вокруг Ky, на периферии корон кристаллизуются призматические зерна регрессивного Hgb; Д – Spl-Spr ( $\pm$ Ms) короны; Е – морфология зерен Spl и Spr, характеризующихся отсутствием реакционных соотношений друг с другом

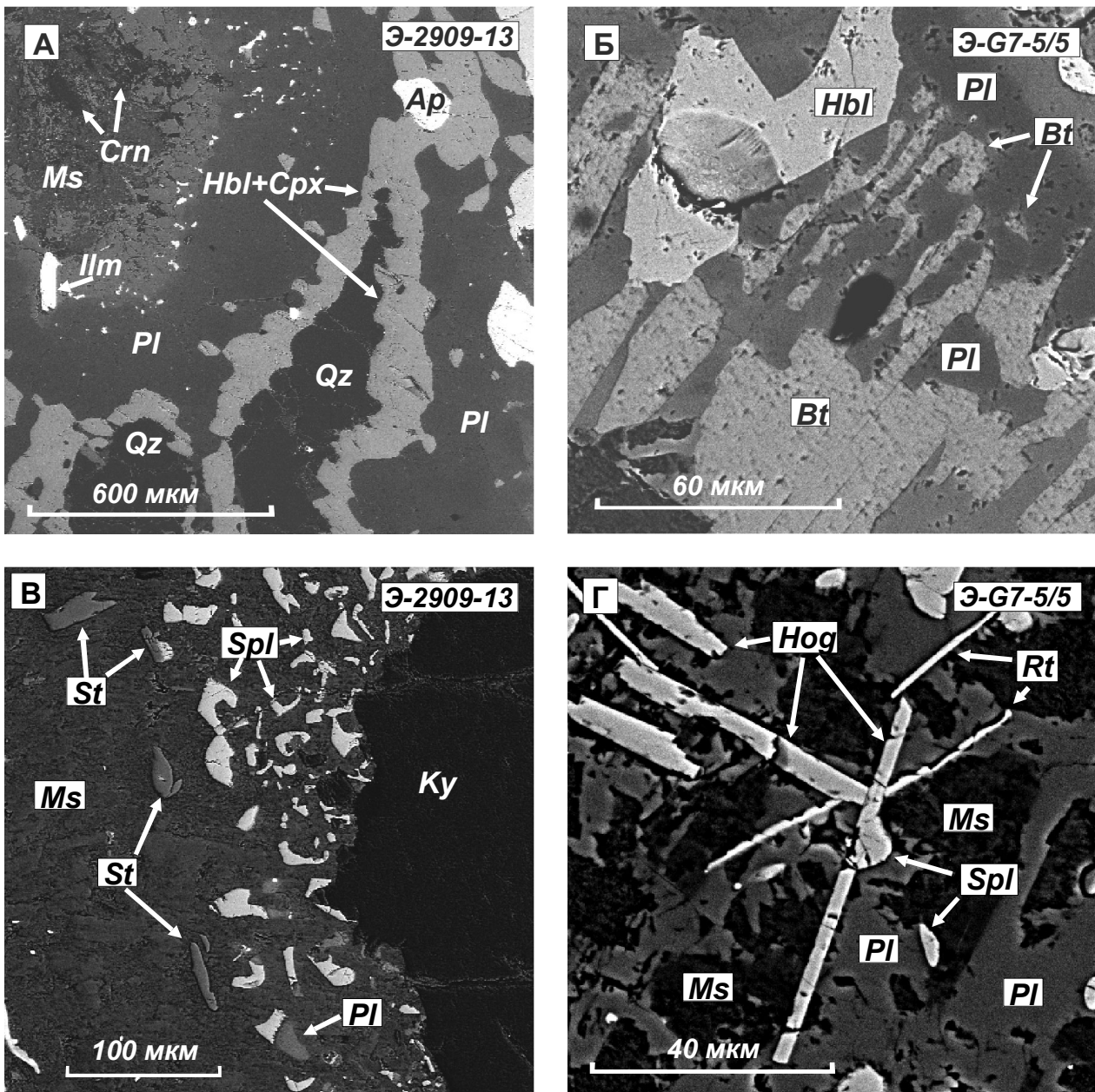


Рис. 4. Микрофотографии кянитовых апоэклогитов (в отраженных электронах), иллюстрирующие:

А – «бронирование» кварца сплошной каймой Hbl и (или) Cpx; Б – разложение Bt на периферии лейкократовых участков; В – кристаллизация ставролита по краю шпинелевых корон; Г – развитие хёгбомита

закономерно. По составу (табл. 2) клинопироксен отвечает диопсиду (по: Deer et al, 1978) с незначительным содержанием жадеитового минала (3–13%) и относится к магнезиального типа ( $X_{Mg} = 0,81–0,89$ ). Клинопироксен из габброноритов (обр. В16 в табл. 2) обладает более высокими содержаниями жадеита, глинозема, повышенной магнезиальностью и за счет резкой зональности отличается большими вариациями этих показателей.

Магнезиальность гранатов и клинопироксенов закономерно падает от сапфиринсодержащих ассоциаций к ассоциациям со ставролитом.

Амфибол имеет грязно- или буровато-зеленые до светло-зеленого цвета, развивается в виде изометричных зерен, замещая клинопироксен в Cpx-Pl симплек-

тите. К периферии симплектитовых агрегатов количество его заметно возрастает, растут размеры зерен, вплоть до образования сплошных кайм, отделяющих клинопироксен от лейкократовых участков породы и граната. Амфибол характеризуется повышенной магнезиальностью (рис. 7) и значительными вариациями содержания глинозема и кремнезема (от высокоглиноземистых Prg и Tsh до Act;  $X_{Mg} = 0,63–0,89$ ; см. табл. 3).

Плагиоклаз развивается в диаблостовых и симплектитовых сростаниях с клинопироксеном и амфиболом, где имеет основность 24–35% An. Кроме того, в виде контрастно зональных кайм (от 95% An на границе с кянитом до 35% An на периферии) он выполняет значительный объем лейкократовых участков породы (рис. 3, В).



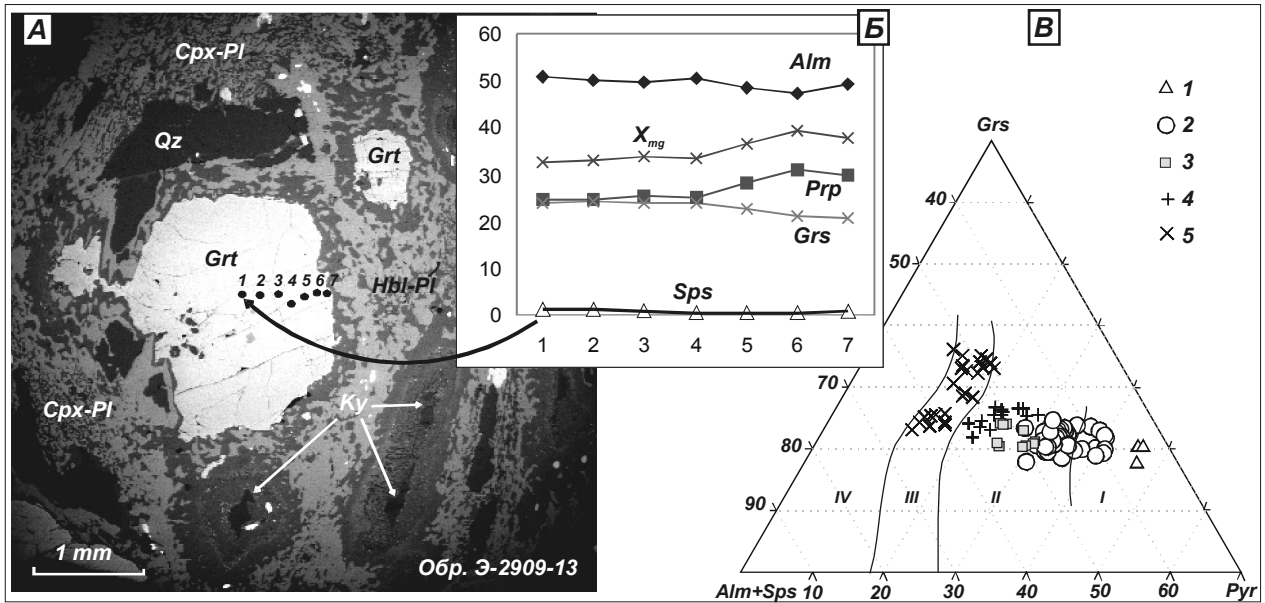


Рис. 5. Особенности состава и зональности гранатов:

на микрофото (в отраженных электронах) (А) крупный порфиробласт граната в ставролитсодержащих кианитовых апоэклогитах, характеризующийся проградной зональностью (Б) с регрессивной каймой и согласно диаграмме О. И. Володичева (1990) (В), отвечающий кианит-ортоклазовой субфации метаморфизма. Фигуративные точки гранатов из эклогитизированных базитов комплекса лерцолитов – габброноритов (1); кианитовых апоэклогитов с сапфирином (2) и ставролитом (3); эпидотизированных диопсидовых амфиболитов (4); гранатовых и гранат-диопсидовых амфиболитов (5). Римскими цифрами отмечены поля: I – субфации эклогитоподобных пород; II – кианит-ортоклазовой субфации; III – кианит-микроклиновой субфации; IV – кианит-мусковитовой фации;  $X_{Mg}$  (здесь и далее) =  $Mg/(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mg)$

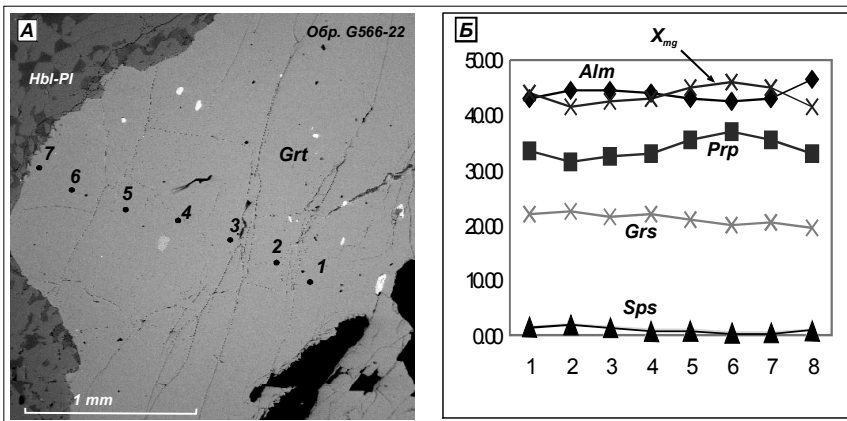


Рис. 6 Крупный порфиробласт граната (А) из сапфириносодержащих кианитовых апоэклогитов с проградной зональностью и относительно более широкой регрессивной каймой (Б)

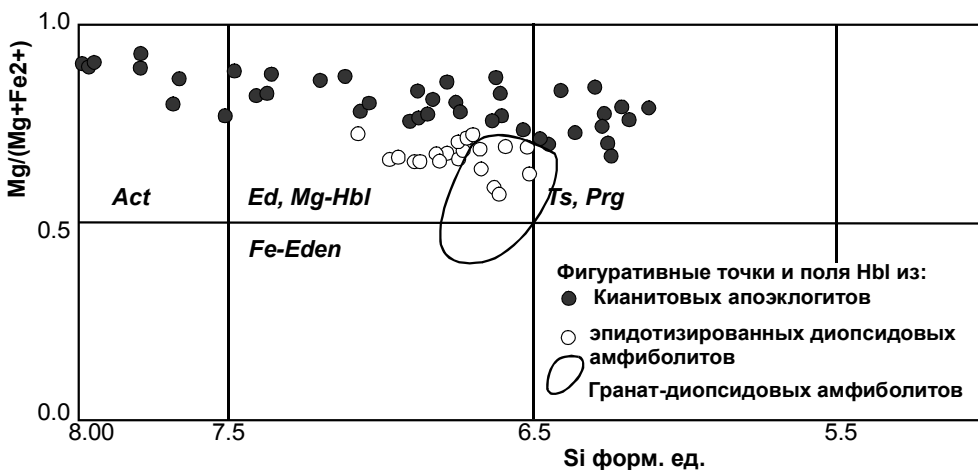


Рис. 7. Вариации состава амфибола из кианитовых апоэклогитов на классификационной диаграмме (Номенклатура..., 1997), в сравнении с амфиболами из амфиболитов







Таблица 4

**Микрозондовые анализы, кристаллохимические формулы и магниальность биотита из кианитовых апоэклогитов (в пересчете на 12 атомов кислорода)**

№ обр.	1	1	1	22	22	22	14	14	5	5	5	5	5	5	
Уч. ан.	2	2	2	9	9	9	8	12	10	23	6а	7а	7а	7а	
№ т.	4	5	9	1	2	3	2	2	5	1	1	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	40,65	40,52	40,18	40,32	39,88	40,14	41,66	42,11	41,20	40,45	40,18	40,45	39,67	40,31	40,23
TiO <sub>2</sub>	5,49	4,85	5,29	2,58	3,42	2,65	2,45	1,77	2,05	2,29	1,91	0,00	0,40	2,48	1,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,83	16,98	17,10	18,92	19,11	18,70	17,87	17,37	18,13	18,06	18,79	22,04	22,72	19,14	19,39
FeO	9,61	9,71	9,80	9,19	9,26	9,28	11,09	11,67	9,16	9,12	9,54	7,21	6,70	8,91	9,15
MgO	17,41	17,52	17,43	18,95	18,42	18,63	16,75	16,81	18,86	19,55	19,22	19,97	20,84	18,93	18,77
K <sub>2</sub> O	10,02	10,41	10,20	10,04	9,91	10,59	10,18	10,28	10,59	10,52	10,37	10,33	9,67	10,24	10,49
K	0,91	0,94	0,92	0,89	0,88	0,95	0,92	0,93	0,95	0,94	0,92	0,9	0,83	0,91	0,93
Mg <sup>2+</sup>	1,84	1,86	1,85	1,97	1,92	1,95	1,77	1,78	1,97	2,03	2	2,04	2,1	1,97	1,95
Fe <sup>2+</sup>	0,57	0,58	0,58	0,53	0,54	0,54	0,66	0,69	0,54	0,53	0,56	0,41	0,38	0,52	0,53
Ti	0,29	0,26	0,28	0,14	0,18	0,14	0,13	0,09	0,11	0,12	0,1	0	0,02	0,13	0,1
Al <sup>VI</sup>	0,3	0,31	0,29	0,36	0,36	0,37	0,45	0,44	0,39	0,31	0,35	0,55	0,5	0,38	0,41
Сумма	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0
Si	2,89	2,88	2,86	2,81	2,79	2,82	2,95	2,99	2,89	2,83	2,8	2,77	2,69	2,81	2,81
Al <sup>IV</sup>	1,11	1,12	1,14	1,19	1,21	1,18	1,05	1,01	1,11	1,17	1,2	1,23	1,31	1,19	1,19
O	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
ОН	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
X <sub>Mg</sub> <sup>Fetot</sup>	0,76	0,76	0,76	0,79	0,78	0,78	0,73	0,72	0,79	0,79	0,78	0,83	0,85	0,79	0,79

Таблица 5

**Микрозондовые анализы, кристаллохимические параметры состава и магниальность шпинели и хёгбомита из кианитовых апоэклогитов (в пересчете на 4 атома кислорода)**

№ обр.	22	13	13	22	22	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Уч. ан.	8	11	12	6	9	4	6	9	2а	3а	3а	3а	7а	7а
№ т.	4	4	3	5	6	6	3	1	2	1	2	4	1	2
Min	Spl	Spl	Spl	Hog	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Hog	Spl	Hog	Spl	Hog
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	5,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,28	0,00	5,05	0,00	6,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	63,17	61,78	62,51	63,15	63,97	64,36	65,69	65,04	64,89	64,16	64,08	63,37	63,75	63,62
FeO	23,53	28,21	26,27	19,49	21,44	23,15	21,32	21,94	22,91	19,45	23,91	20,81	23,83	18,93
MgO	11,37	9,09	9,34	10,66	11,99	12,49	12,99	13,02	12,20	10,11	12,01	10,78	12,42	10,70
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,79	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	98,86	99,08	98,12	98,66	97,40	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,01
Ti <sup>4+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,10	0,00	0,14
Al <sup>3+</sup>	2,00	1,99	2,02	2,02	2,03	2,00	2,03	2,01	2,02	2,03	2,00	2,00	1,98	2,01
Fe <sup>3+</sup>		0,01				0,00					0,00		0,02	
Fe <sup>2+</sup>	0,53	0,63	0,60	0,44	0,48	0,51	0,47	0,48	0,50	0,44	0,53	0,47	0,51	0,42
Mg <sup>2+</sup>	0,46	0,37	0,38	0,43	0,48	0,49	0,51	0,51	0,48	0,40	0,47	0,43	0,49	0,43
Cr <sup>3+</sup>	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X <sub>Mg</sub> <sup>Fetot</sup>	0,46	0,36	0,39	0,49	0,50	0,49	0,52	0,51	0,49	0,48	0,47	0,48	0,48	0,50

*Шпинель* ( $X_{Mg} = 0,39-0,57$ ) пространственно тяготеет к кианиту, вокруг которого формирует симплектитоподобные короны (рис. 3, Г), иногда совместно с сапфирином (рис. 3, Д). Для шпинели характерны значительная доля герцининового минала ( $Fe^{2+} = 0,4-0,65$  ф. ед.) и присутствие ганита ( $Zn = 0,02-0,05$  ф. ед., табл. 5).

*Сапфирин* ( $X_{Mg} = 0,83-0,87$ ), как и шпинель, образует удлинённые зерна неправильной формы, кристаллизующиеся в плагиоклазе вокруг кианита (рис. 3, Е). Реакционных соотношений шпинели и сапфирина не наблюдается, их зерна имеют одинаковую форму, размеры и, вероятно, находятся в равновесии. По составу сапфирин высокоглиноземистый (табл. 6) и занимает промежуточное положение между конечными членами 7-9-3 и 3-5-1. Эти отношения характеризуют ряд непрерывных твердых растворов между  $Mg_{3,5}Al_9Si_{1,5}O_{20}(=7MgO,9Al_2O_3,3SiO_2)$  и  $Mg_3Al_{10}SiO_{20}(=3MgO,5Al_2O_3,1SiO_2)$ . Сапфирин из кианитовых апоэклогитов наиболее близок к составу сапфирина проявления Дядина гора, конечный член которого характеризуется отношением 13 : 19 : 5 (Серебряков, 2006).

*Ставролит* ассоциирует с мусковитом (серицитом) и развивается в виде идиоморфных длиннопризматических или неправильных зерен в лейкокатовых участках породы вокруг шпинелевых корон (рис. 4, В), формируя подобие еще одной внешней реакционной каймы вокруг кианита. Нередко его зерна «рассекают», а возможно, и замещают зерна шпинели. Магниальность ставролита ( $X_{Mg} = 0,28-0,35$ ) равна или даже меньше магниальности граната.

*Хёгбомит* (гексагональная шпинель) фиксируется в виде немногочисленных длиннопризматических или призматических зерен, занимающих ту же пространственную позицию вокруг шпинелевых корон, что и ставролит (рис. 3, Г). Иногда хёгбомит обрастает рутил, нередко сечет зерна шпинели (рис. 4, Г) и по химическому составу близок к ней (табл. 5), но содержит титан (0,09-0,13 ф. ед.) и меньшее количество  $Fe^{2+}$  (0,4-0,46 ф. ед.), за счет чего обладает более высокой магниальностью ( $X_{Mg} = 0,48-0,50$ ).

Таблица 6

Микрозондовые анализы, кристаллохимические параметры состава и магнезиальность сапфирина (в пересчете на 20 атомов кислорода) и ставролита (в пересчете на 48 атомов кислорода) из кианитовых апоэклогитов

Сапфирин										
№ обр.	22	22	22	22	22	22	22	22	22	5
Уч. ан.	9	3	3	7	7	8	9	12	12	9
№ т.	8	3	4	2	3	1	5	1	1	3
SiO <sub>2</sub>	10,61	11,03	11,02	10,86	11,06	10,57	11,72	10,80	10,80	10,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	68,56	68,91	68,39	68,10	67,35	68,19	67,02	68,72	68,72	68,09
FeO	4,84	4,39	4,70	5,08	5,64	5,75	5,17	4,35	4,35	5,95
MgO	15,63	15,68	15,89	15,96	15,95	15,50	16,09	16,13	16,13	15,40
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si <sup>4+</sup>	1,25	1,29	1,29	1,28	1,30	1,25	1,38	1,27	1,27	1,25
Al <sup>3+</sup>	9,50	9,53	9,46	9,43	9,34	9,47	9,29	9,49	9,49	9,46
Fe <sup>3+</sup>				0,02	0,05	0,04				0,05
Fe <sup>2+</sup>	0,48	0,43	0,46	0,48	0,50	0,52	0,51	0,43	0,43	0,54
Mg <sup>2+</sup>	2,74	2,74	2,78	2,80	2,80	2,72	2,82	2,82	2,82	2,71
Cr <sup>3+</sup>	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X <sub>Mg</sub> <sup>Fe,tot</sup>	0,85	0,86	0,86	0,85	0,83	0,83	0,85	0,87	0,87	0,82

Ставролит											
№ обр.	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13
Уч. ан.	7	8	11	11	11	12	12	12	12	13	13
№ т.	1	1	3	5	6	1	2	8	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	26,55	26,63	26,29	26,76	26,56	27,42	27,63	27,32	27,23	27,17	27,35
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,47	0,36		0,72	0,37	0,42	0,45		0,54	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	58,18	58,32	57,90	58,02	57,36	57,44	57,62	58,09	57,91	57,91	58,79
FeO	12,19	11,86	12,44	12,38	12,19	11,55	11,18	10,83	11,82	11,60	10,56
MgO	2,65	2,72	3,01	2,83	3,17	3,23	3,14	3,30	3,04	2,78	2,84
Si <sup>4+</sup>	3,63	3,64	3,60	3,66	3,63	3,74	3,77	3,72	3,72	3,72	3,73
Ti <sup>4+</sup>	0,04	0,05	0,04		0,07	0,04	0,04	0,05		0,06	0,05
Al <sup>3+</sup>	9,39	9,40	9,33	9,35	9,25	9,24	9,27	9,33	9,32	9,33	9,44
Fe <sup>3+</sup>	0,26	0,22	0,40	0,33	0,33	0,19	0,10	0,14	0,25	0,12	0,00
Fe <sup>2+</sup>	1,14	1,14	1,02	1,08	1,06	1,12	1,18	1,10	1,10	1,20	1,20
Mg <sup>2+</sup>	0,54	0,55	0,61	0,58	0,65	0,66	0,64	0,67	0,62	0,57	0,58
X <sub>Mg</sub> <sup>Fetot</sup>	0,28	0,29	0,3	0,29	0,32	0,33	0,33	0,35	0,31	0,3	0,32

Мусковит (серицит) в виде тонкочешуйчатых агрегатов замещает основной плагиоклаз, в первую очередь вокруг кианита и корунда. Он содержит значительное количество глинозема (2,7–2,9 ф. ед.), а в отдельных участках – небольшую долю парагонитового минала (X<sub>Na</sub> до 0,14).

#### Парагенезисы сапфиринсодержащих кианитовых апоэклогитов

Многими исследователями, изучавшими сапфиринсодержащие породы в различных регионах мира (например: Серебряков, 2006; Sabau et al., 2002; Cuderon et al., 2005 и др.), отмечалось большое количество минеральных фаз, реакционных соотношений между ними и, как правило, неравновесность пространственно сосуществующих минералов и их ассоциаций. Зачастую эта проблема объясняется привнесением-выносом соответствующих компонентов либо решается благодаря игнорированию не «вписавшихся» в построение фаз. В данной работе предпринята попытка рассмотреть смену парагенезисов во временной последовательности от тех, что формируются при эклогитизации габбро, до относительно низкотемпературных ассоциаций, появляющихся на регрессивной стадии. Для анализа и иллюстрации парагенетических соотношений минералов использована диаграмма A'CF (Eskola, 1920) (A' = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> –

(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O); C = CaO; F = FeO + MgO + MnO; мол. %). Эта диаграмма не является строгой диаграммой состав – парагенезис и имеет ряд недостатков и допущений. Тем не менее она обладает несомненным преимуществом в том, что на нее могут быть нанесены поля составов и фигуративные точки различных метаморфических пород, как метапелитов, так и метабазитов. При построении диаграмм использованы реальные составы минералов.

Процесс эклогитизации габбро комплекса лерцолитов – габброноритов (протолита кианитовых апоэклогитов), по мнению автора, протекает в условиях присутствия остаточного расплава, за счет которого порода сохраняет подвижность и внедряется на уровень современного эрозионного среза уже будучи эклогитизированной (Сибелев, 2007). Реакции формирования эклогитового парагенезиса происходят между фенокристаллами (±Ol-Orx-Crx) и расплавом, который служит источником водного флюида. Наличие флюида подтверждается формированием амфиболовых ламелл и трехфазными (Orx-Hbl-Crx) структурами расплава. Дозэклогитовый парагенезис отображен на рисунке 9, А.

Характерной особенностью эклогитизированных габброидов является наличие коронарных структур, формирующихся по схеме ±Ol, Orx → Crx → Omp → Grt. Межкумулусное пространство выполняют тонкозернистые агрегаты Grt-Crn±Omp±Pl состава. Отчасти

эти реакции находят свое отражение на диаграмме (рис. 9, Б). Так, фигуративные точки омфациита и граната находятся точно на коннодах Сrx-Pl и Орх-Pl соответственно. Состав остаточного расплава в этих координатах располагается на конноде Pl-Hbl. С увеличением доли жадеитового минала в клинопироксене становится неустойчивой роговая обманка: в омфацитовых каймах ламелли исчезают. Собственно эклогитовые парагенезисы представлены на рис. 9, В. В них присутствует корунд и относительно более основной плагиоклаз. Количество его в породе очень незначительно. Альбитовый компонент участвует в кристаллизации омфациита. Кроме того, плагиоклаз может участвовать в перитектических реакциях, разлагаясь на гранат и омфациит.

После внедрения и окончательной кристаллизации эклогиты гранулируются с образованием мелкозернистых мозаичных структур. При этом исчезают оливин и ортопироксен, появляются кварц, кианит и уже в значительном количестве – роговая обманка. На рис. 10, А представлены парагенезисы, «законсервированные» в виде включений в зерне граната. Эта ступень отражает начало декомпрессии. Меняется состав минералов: падает содержание омфацитового минала в клинопироксене и пиропового минала в гранате. Начинает расти глиноземистость роговой обманки, что приводит к неустойчивости и, в конеч-

ном итоге, – к исчезновению парагенезиса Grt-Crx (рис. 10, Б). Формируются Сrx-Pl и несколько позднее – Hbl-Pl симплектиты. При этом роговая обманка ассоциирует с более кислым плагиоклазом, нежели клинопироксен. На завершающих стадиях декомпрессии кристаллизуется биотит (рис. 10, В). Он устойчив в парагенезисах с гранатом и роговой обманкой и может сосуществовать только с относительно кислым плагиоклазом. Устойчивость парагенезиса Ky-Pl-Bt приводит к тому, что ни гранат, ни роговая обманка и тем более клинопироксен не могут быть парагенетичны с кианитом и корундом. Вероятно, на этом этапе и начинают формироваться «рубашки» плагиоклаза вокруг кианита, в которых часто кристаллизуется биотит.

Завершающий этап метаморфической эволюции кианитовых апоэклогитов петрографически проявлен в резкой дифференциации породы на лейкократовую (глиноземистую) и мезократовую (метабазитовую) метастабильные части. Минеральные преобразования, в том числе кристаллизация сапфиринасодержащих ассоциаций, протекают в глиноземистой области составов. Метабазитовая, мезократовая часть породы сохраняется как реликтовая (на рис. 11 ее парагенезисы показаны пунктиром), однако под влиянием изменения внешних условий здесь происходят изменения состава минералов.

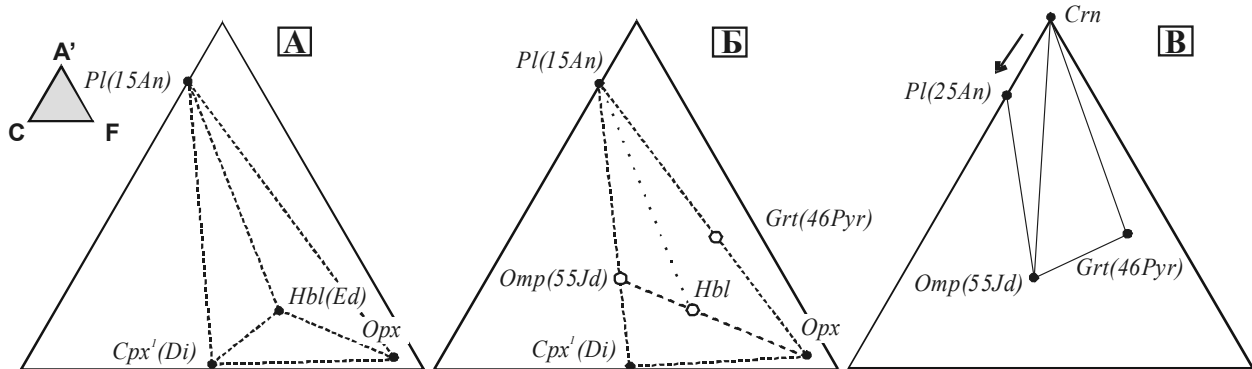


Рис. 9. Доэклогитовые парагенезисы с амфиболовыми ламеллями (А), формирование коронарных структур (Б) и эклогитового парагенезиса (В) в координатах А'CF. Полыми кружками показаны метастабильные фазы

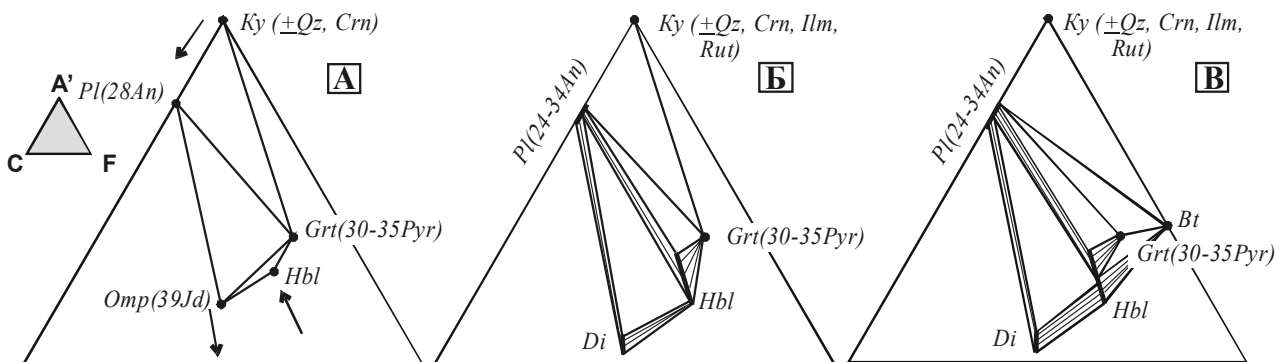


Рис. 10. Изменение минерального состава и химизма минералов в начальную стадию декомпрессии (А), образование Сrx-Pl и Hbl-Pl симплектитов (Б), кристаллизация биотита и формирование парагенезиса Grt-Bt-Pl (В). Здесь и далее: слюды (Bt и Ms) на диаграммы нанесены условно

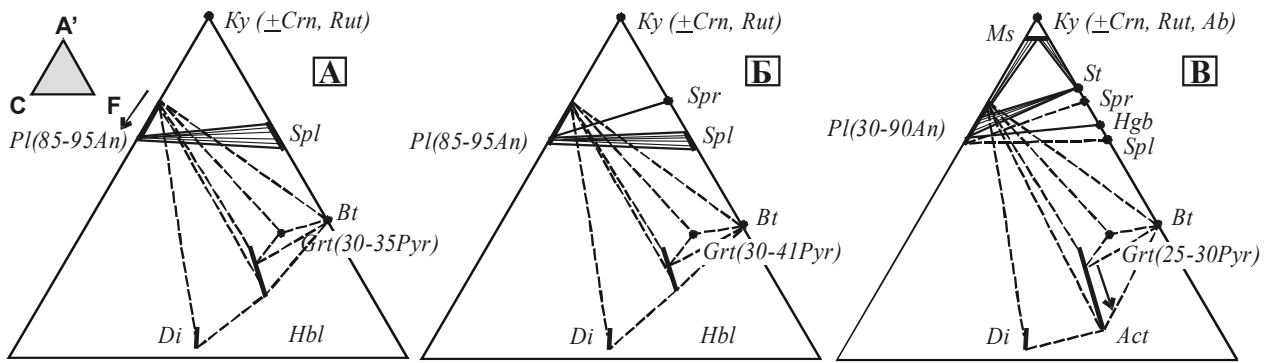


Рис. 11. Образование Pl-Spl корон вокруг кианита (А) и кристаллизация сапфирин-шпинелевого парагенезиса (Б), маркирующего «пик» метаморфизма; В – регрессивная стадия с развитием ставролита, хёгбомита, мусковита, актинолита и др.

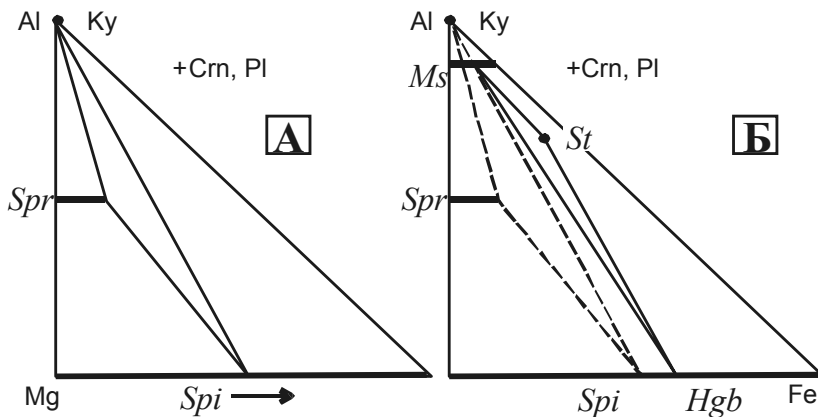


Рис. 12. Минеральные ассоциации «пика» метаморфизма (А) и регрессивной стадии (Б) в координатах Al – Mg – Fe

Кристаллизация новообразованных минералов происходит последовательно. В шлифах можно наблюдать относительно неширокие, чисто плагиоклазовые каймы вокруг кианита (см. рис. 3, В). Уже на этой стадии отчетливо проявляется неравновесность минеральных ассоциаций. При разрастании плагиоклазовых кайм появляется шпинель (рис. 3, Г; 11, А) и затем – сапфирин (рис. 3, Д, Е; 11, Б). Парагенезис Spr-Spl-Pl отражает температурный пик метаморфизма этого этапа. В метабазитовой области происходит рост магнезиальности граната и глиноземистости роговой обманки.

С падением температуры начинается серицитизация основного плагиоклаза и кристаллизация ставролита (рис. 11, В), возрастает железистость шпинели (рис. 12, А). В некоторых случаях появляются хёгбомит (рис. 12, Б) и альбит. В амфиболах падает глиноземистость, появляется актинолит. В гранатах формируются регрессивные каймы.

### Метаморфическая эволюция

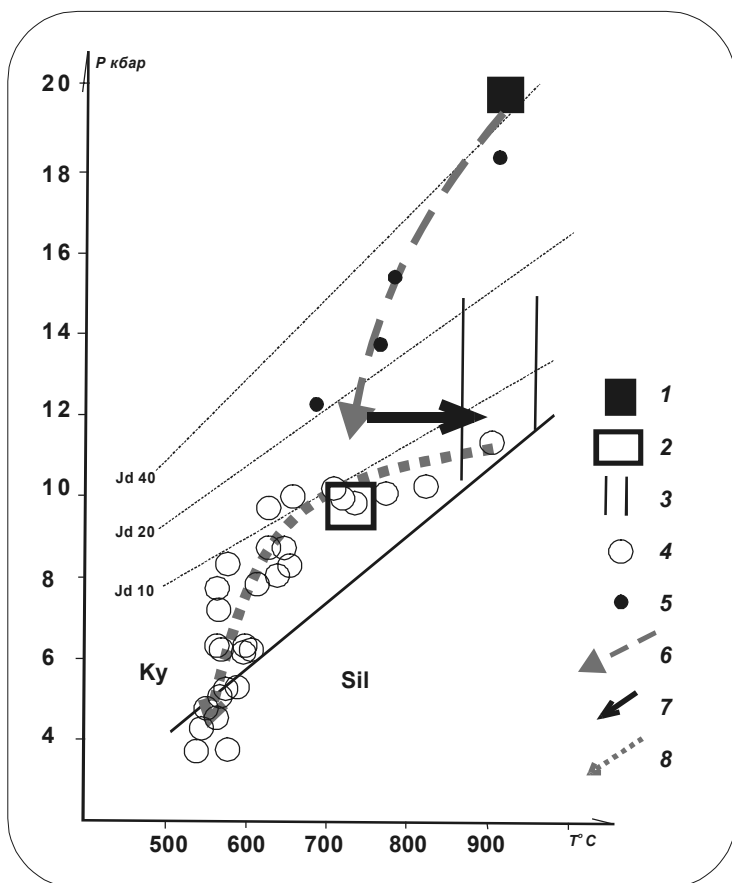
Определение РТ-условий метаморфизма производилось на основе принципов мозаичного равновесия с помощью Spl-Spr, Hbl-Pl, Grt-Cpx геотермометров (Powell, 1985; Owen, Greenough, 1991; Schmidt, 1991; Holland, Blandy, 1994), Hbl геобарометра (Perkins, Newton, 1981; Blandy, Holland, 1990) и изо-

плет Jd (Holland, 1980) в максимально сближенных точках и выделенных равновесных парагенезисах.

Максимальные РТ-параметры эклогитизации габброидов получены в дайке в восточной части с. Гридино и составляют  $P = 18\text{--}20$  кбар, при  $T = 900\text{--}940$  °С (рис. 13). Полученные значения практически совпадают с результатами термобарометрических исследований О. И. Володичева (2007).

В последующем эклогиты испытали бластез в условиях субизотермической декомпрессии. На этом уровне происходило симплектиитообразование, кристаллизовался кианит, в породах появился кварц. РТ-параметры завершающей стадии кристаллизации симплектитовых гранат-клинопироксен±амфибол-плагиоклазовых минеральных ассоциаций достигают температур 720–740 °С, при давлении 9,5–10 кбар (Слабунов и др., 2003).

При наложенных свекофенских преобразованиях апоэклогиты испытали прогрев и пластические сдвиговые деформации, играющие роль контролирующего фактора. Температуры порядка 700–750 °С, фиксируемые соответствующим составом минералов симплектитовых парагенезисов, служили «отправной точкой» для последующих метаморфических изменений, выраженных в кристаллизации высокотемпературных сапфирин-шпинелевых ассоциаций. Количественная оценка РТ-условий этого этапа сопряжена с трудностями, связанными с недостаточной расчетной базой.



**Рис. 13. Общий P-T тренд раннепротерозойской метаморфической эволюции сапфиринсодержащих кианитовых апоэклогитов:**

1 – область P-T-параметров эклогитизации пород комплекса лерцолитов – габброноритов; 2 – P-T-параметры формирования симплектитовых ассоциаций кианитовых апоэклогитов (по: Слабунов и др., 2003); 3 – область температур формирования шпинель-сапфиринового парагенезиса (Spl-Spr термометр, Owen, Greenoough, 1991); 4 – определения палеотемператур и давлений (по роговообманковому геобарометру (Blandy, Holland, 1990; Schmidt, 1991) и плагиоклаз-роговообманковому геотермометру (Holland, Blandy, 1994)); 5 – определения палеотемператур и давлений эклогитизированных габбро по содержанию жадеита в клинопирксене (Holland, 1980), Grt-Cpx термометру (Fonarev et al., 1991); 6–8 – предполагаемые тренды: 6 – декомпрессии, 7 – наложенного прогрессивного субизобарического нагревания, 8 – регрессивного метаморфизма

Один из немногих Spl-Spr термометров (Owen, Greenoough, 1991), применимых к данным парагенезисам, в литературе вызывает противоречивые оценки. Тем не менее в случае с сапфиринсодержащими кианитовыми апоэклогитами Гридинской зоны меланжа полученные значения ( $T = 860\text{--}950\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) вполне могут отражать реальные параметры метаморфизма. Это подтверждается тем, что после формирования симплектитовых парагенезисов наблюдается отчетливая прогрессивная тенденция, выраженная в неустойчивости и разложении водосодержащих минералов, таких как биотит и роговая обманка (см. рис. 3, Б; 4, Б). Повышение температуры отражается и в проградной зональности гранатов. Кроме того, в эту область температур попадают единичные определения, полученные с помощью плагиоклаз-роговообманкового геотермометра (Holland, Blandy, 1994).

Отсутствие парагенезиса кордиерита с корундом и наличие ассоциаций сапфирина с корундом и шпинелью является признаком высоких давлений (Кориковский, 1979), что согласуется с фактом протекания метаморфических реакций в области устойчивости кианита. Таким образом, по имеющимся данным, параметры метаморфизма соответствуют  $T = 860\text{--}950\text{ }^{\circ}\text{C}$ , при давлении не ниже 11 кбар.

Формирование поздних ассоциаций со ставролитом, серицитом, альбитом и актинолитом связано с регрессивными и относительно низкотемпературными преобразованиями, которые на диаграмме хорошо «трассируются» значениями  $T$  и  $P$ , полученными с помощью плагиоклаз-роговообманкового геотермо-

метра (Holland, Blandy, 1994) и роговообманкового геобарометра (Blandy, Holland, 1990; Schmidt, 1991).

## Выводы

Хорошая сохранность реликтовых (относительно пика метаморфических условий) минералов, ассоциаций и даже химического состава минералов и структурных особенностей породы, наличие зональности гранатов и т. д. свидетельствуют о незавершенности метаморфических реакций и их высокой скорости, превышающей скорость диффузии компонентов. Хотя это затрудняет выделение равновесных ассоциаций в многофазных системах, но позволяет проследить динамику метаморфических преобразований и изменения внешних условий минералообразования.

Формирование сапфиринсодержащих минеральных ассоциаций в кианитовых апоэклогитах является самостоятельным метаморфическим процессом с отчетливой прогрессивной и регрессивной стадией. Этот процесс оторван во времени от эклогитизации базитов, поэтому протолитом для сапфиринсодержащих метаморфитов могут быть не только протерозойские габброиды, но и архейские образования. Общий тренд P-T эволюции кианитовых апоэклогитов приобретает конфигурацию «знака молнии», который характерен для многих высокобарных и гранулитовых комплексов (Перчук, 2006).

Таким образом, в Гридинской зоне меланжа сапфиринсодержащие минеральные ассоциации кианитовых

апоэклогитов маркируют позднее, вероятно, свеко-фенское метаморфическое событие, протекавшее в условиях гранулитовой фации. Эти процессы пока не зафиксированы в породах другого состава. Одновозрастными изофациальными образованиями могут являться поздние жильные эндробитоподобные породы, требующие более внимательного рассмотрения.

*Благодарности.* Автор выражает искреннюю благодарность О. И. Володичеву за обсуждение многих аспектов исследований, высказанные замечания и пожелания, а также А. И. Слабунову за помощь и предоставленную возможность работать на столь замечательных объектах.

## ЛИТЕРАТУРА

- Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л., 1990. 248 с.
- Володичев О. И. Эклогиты Беломорского подвижного пояса // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии: Материалы юбилейной науч. сессии, посвящ. 45-летию Ин-та геологии Карельского НЦ РАН и 35-летию Карельского отд. РМО. Петрозаводск, 2007. С. 14–17.
- 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 // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путе-водитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 133–135.
- Гродницкий Л. Л., Ручьев А. М., Крохин А. И. Лоушское пегматитовое поле (структурное развитие, полиметаморфизм, гранито- и пегматитообразование). Петрозаводск, 1985. 176 с.
- Доливо-Добровольский Д. В. Происхождение и условия образования сапфиринсодержащих пород Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 2002. 24 с.
- Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М., 1979. 264 с.
- Номенклатура амфиболов: доклад подкомитета по амфиболом комиссии по новым минералам и названиям минералов международной минералогической ассоциации (КНМНМ) // ЗВМО. 1997. № 6. С. 82–102.
- Перчук Л. Л. Локальные равновесия и Р-Т эволюция глубинных метаморфических комплексов. М., 2006. 70 с.
- Ручьев А. М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс, Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2002. С. 47–58.
- Серебряков Н. С. Генезис высокоглиноземистого сапфирина из корундсодержащих метасоматитов в метабази-тах чупинской толщи Беломорского подвижного пояса // Геология, полезные ископаемые и геоэкология Северо-Запада России: Материалы XVII молодежной конф. Петро-заводск, 2006. С. 109–111.
- Сибелев О. С. Гипотеза магматического транспорта экло-гитовых парагенезисов в палеопротерозойских дайках базитов Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии... Петрозаводск, 2007. С. 104–108.
- Слабунов А. И., Володичев О. И., Бибикина Е. В. U-Pb гео-хронология, Nd систематика и петрология раннепротерозой-ских эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодина-мики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной гео-хронологии. СПб., 2003. С. 465–467.
- Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикина Е. В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодина-мические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32.
- Baldwin J. A., Powell R., Brown M. et al. Modelling of mineral equilibria in ultrahigh-temperature metamorphic rocks from Anapolis-Itacu complex, Central Brazil // J. metamorphic geol. 2005. N 23. P. 511–531.
- Blandy J. D., Holland T. J. B. Calcic amphibole equilibria and new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1990. Vol. 104, N 2. P. 208–224.
- Caderon S., Trzcinski W. E., Bedard J. H., Goulet N. An occurrence of sapphirine in the archean Superior province, Northern Quebec // The Canadian Mineralogist. 2005. Vol. 43. P. 463–478.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. Rock-forming minerals. Vol 2A, Second Edition. Longman Group Limited, London. 1978. 668 p.
- Fonarev V. I., Graphchikov A. A., Konilov A. N. A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes // Int. Geol. Rev. 1991. N 33. P. 743–783.
- Holland T. J. B. The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range 600–1200 grad. C // Amer. Mineral. 1980. Vol. 65. P. 433–447.
- Holland T. J. B., Blandy J. D. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1994. Vol. 104, N 2. P. 208–224.
- Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Am. Mineral. 1983. 68. P. 277–279.
- Morales R., Brown M., Fuck A. et al. Characterization and PT-evolution of Melt-bearing ultrahigh-temperature granulites: an example from the Anapolis-Itacu complex of the Brasilia fold belt, Brazil // Journal of Petrology. 2002. Vol. 43, N 9. P. 1673–1705.
- Owen J. V., Greenough J. D. An empirical sapphirin-spinel Mg-Fe exchange thermometer and its application to high grade xenoliths in the Popes Harbor dyke, Nova Scotia, Canada // Lithos. 1991. 26. P. 317–332.
- Perkins D., Newton R.C. Charnockite geobarometers based on coexisting garnet-pyroxene-plagioclase-quartz // Nature. 1981. Vol. 292, N 9. P. 144–146.
- Podlesskii K. K. Sapphirin-bearing assemblages as indicators of metamorphic conditions // Geophysical Research Abstracts. 2007. Vol. 9. 049443.
- Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised // J. Metamorph. Geol. 1985. Vol. 3, N 3. P. 231–243.
- Schmidt M. W. Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 °C 3.5–13 kbar // Terra abstracts. 1991. Vol. 3, N 1. P. 30.

Н. Е. Король

## ЭНДЕРБИТЫ ПЕРИОДА РЕГИОНАЛЬНОЙ МИГМАТИЗАЦИИ И ГРАНИТИЗАЦИИ В ГРАНУЛИТ-ЭНДЕРБИТ-ЧАРНОКИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ КАРЕЛИИ\*

### Общее представление

Термин «эндербит» впервые был введен С. Тилли (Tilley, 1936) при описании чарнокитовых пород Земли Эндерби в Антарктиде. Этим словом были названы кислые составляющие чарнокитовой серии с ромбическим пироксеном и плагиоклазом (олигоклазом или андезином), который являлся существенным полевым шпатом в породах по сравнению с чарнокитами, где присутствуют как P1\*\*, так и ортоклаз. Причем последний минерал в составе чарнокитоидов часто превалирует над первым. Согласно классификации В. М. Шемякина и К. А. Шуркина (1971), к эндербитам относятся тоналиты – плагиограниты, содержащие ромбический пироксен ряда гиперстен – феррогиперстен, к мангероэндербитам – Нур кварцевые диориты. Автором статьи при описании гиперстенсодержащих магматических образований применяется сочетание классификаций – «Магматические горные породы...» (1983), В. М. Шемякин, К. А. Шуркин (1971), В. М. Шемякин (1976). Под эндербитами понимаются гиперстенсодержащие кварцевые диориты – тоналиты – плагиограниты, с долей условности – Нур диориты. Чарнокиты рассматриваются как гиперстеновые гранитоиды калиевого ряда, чарноэндербиты – Нур гранодиориты. Формирование всех этих пород, независимо от их генезиса (магматического, ультраметагенного, метасоматического), обычно связано с проявлением метаморфизма гранулитовой фации.

Ранее автором статьи (Король, 2003, 2005а, б) была изучена полиэтапная метаморфическая эволюция архейских гранулит-эндербит-чарнокитовых (ГЭЧ)

комплексов [1–9 и F]\* Карелии (рис. 1) и Центральной Финляндии. Первый (I) гранулитовый 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, F]. В ГЭЧ комплексе [7] выделяется второй гранулитовый этап, или гранулитовый метаморфизм II (Володичев, 1997; Володичев и др., 1994) с повышением верхнего предела температур от 800 до 850 °С и увеличением давления от 5 до 6–7 кб по отношению к РТ-условиям предыдущего.

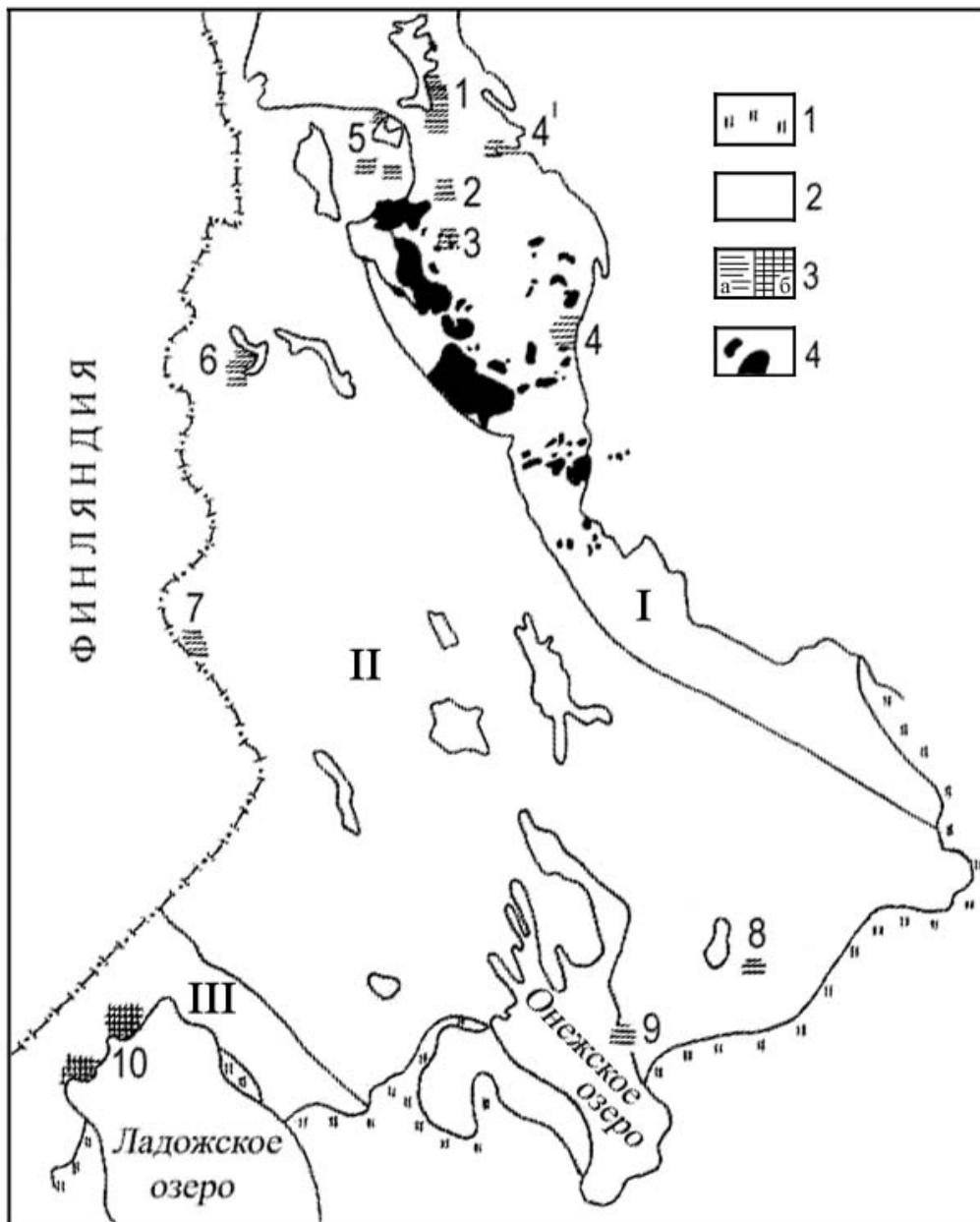
Для ГЭЧ комплексов [1–6, 8–9, F] – второй (II), а для [7] – третий (III) и четвертый (IV) этапы метаморфической эволюции являются диафторическими. Они осуществляются при ретроградном снижении температур в условиях от амфиболитовой [1–9, F] до ± эпидот-афиболитовой [1–9, F], иногда до зеленосланцевой [5, 6, 9] фаций. В Беломорской структуре [1–4] диафторические процессы отражают коллизионный этап ее развития и соответствуют высокобарическому (вторая генерация) кианитовому метаморфизму (Володичев, 1990). Давление при диафторезе, по сравнению с таковым гранулитовым, значительно возрастает в беломорских ГЭЧ комплексах [1–4] и немного повышается в [8]; понижается в – [6], очень незначительно в – [7] на III и более интенсивно при переходе от III к IV этапу (Король, 2003).

Беломорские [1–4] и тикшеозерско-пяозерский [5] ГЭЧ комплексы представлены супракrustальными гранулитами основного [1–5], среднего [1–4], кислого [1, 3, 4] составов с проявлением признаков их первично-эффузивной природы [3] и породами магматического ряда – ультрабазиты – основные ультрабазиты –

\* Настоящая работа была проведена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 06-05-64876 и № 08-05-00322).

\*\* Символы минералов: Ab – альбит, An – анортит, Adr – андрадит, Anz – андезин, Alm – альмандин, Bt – биотит, Crx – моноклинный пироксен, Crd – кордиерит, Di – диопсид, Ep – энстатит, FNур – феррогиперстен, Fs – ферросилит, Grs – гроссуляр, Grt – гранат, Hbl – обыкновенная роговая обманка, Нур – гиперстен, Olg – олигоклаз, Орх – ромбический пироксен, Or – ортоклаз, Pl – плагиоклаз, Prp – пирроп, Sps – спессартин, Ts – чермакит, Qtz – кварц, Wo – волластонит.

\* В статье в квадратных скобках приводятся номера районов развития ГЭЧ комплексов: 1 – оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро, 2 – оз. Керчуг, 3 – полуострова Вичаны и Мундиннаволоок оз. Кереть, 4 – губа Поньгома и п-ов Поньгомнаволоок Белого моря, 5 – оз. Тикшеозеро – оз. Пяозеро, 6 – пос. Вокнаволоок, 7 – оз. Тулос, 8 – среднее течение реки Водлы, 9 – восточное побережье Онежского озера, F – оз. Варпайсьярви Центральной Финляндии.



**Рис. 1. Схема распространения пород гранулит-эндербит-чарнокитовых (ГЭЧ) комплексов в докембрии Карелии.** Составлена О. И. Володичевым, Н. Е. Король (1997) с добавлениями автора статьи на основе «Схемы метаморфических...» (Володичев, 1987)

1 – неметаморфизованные породы верхнего протерозоя и палеозоя; 2 – докембрий Карелии (I – Беломорская структура, II – Карельская гранит-зеленокаменная область, III – Свекофеннская складчатая структура); 3 – породы ГЭЧ комплексов архея (а) и нижнего протерозоя (б); 4 – интрузии чарнокитоидов и апочарнокитоидов топорского и вичанского типов и гнейсов по ним. Районы развития ГЭЧ комплексов: 1 – оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро, 2 – оз. Керчуг, 3 – п-ова Вичаны и Мундиннаволоок оз. Кереть, 4 – губа Поньгома, п-ов Поньгомнаволоок Белого моря, 4' – пос. Чупа, 5 – оз. Тикшеозеро – оз. Пяозеро, 6 – оз. Верхнее Куйто (пос. Вокнаволоок), 7 – оз. Тулос, 8 – р. Водла, 9 – восточное побережье Онежского озера, 10 – Северо-Западное Приладожье

меланократовые габброиды [1–4]; габброанортозиты – анортозиты [1]; интрузивными образованиями серии: габброиды – габбродиориты – гиперстеновые (диориты – кварцевые диориты – тоналиты ± плагиограниты) [1–2, 4, 5] – и связанными с ними порфириовидными чарнокитоидами [1, 3, 4]; ультраметагенными и интрузивными эндербитами – чарнокитоидами [1–5] периода региональной мигматизации и гранитизации. В

ГЭЧ комплексах Карельской структуры [6, 7, 9] и Варпайсьярвинского блока [F] состав преимущественно «двухкомпонентный» – супракрустальные основные, реже средние гранулиты и эндербиты ± чарнокитоиды. Непременными составляющими всех комплексов являются супракрустальные основные гранулиты и эндербиты, образующиеся при процессах региональной мигматизации и гранитизации.



В метаморфической эволюции ГЭЧ комплексов эндербиты могут проявляться неоднократно. О. И. Володичев (1990) выделил раннюю эндербитовую мигматизацию в Беломорском подвижном поясе [1, 2, 4]. Она была зафиксирована в виде жилков, инъецирующих супракрустальные основные и, вероятно, средние гранулиты, в субстрате губы Поньгомы Белого моря [4] и в ксенолитах кристаллических сланцев среди эндербитов Керчугского массива [2]. В районе губы Миронова оз. Нотозеро [1] в массиве габброидов – гиперстеновых (диоритов – тоналитов), среди его габбро-диоритовой разновидности, были обнаружены ксенолиты основных двупироксеновых кристаллических сланцев, инъецированных жилками эндербитов – двупироксеновых кварцевых диоритов (табл. 1–3). Породы ксенолита имеют автономную кристаллизационную сланцеватость, несогласную с таковой в габбро-диоритах (Володичев, 1990). Размеры проявлений процессов ранней эндербитовой мигматизации очень невелики.

Кроме того, в ГЭЧ комплексах [1, 4, 5] Нур диориты – тоналиты являются составной частью относительно небольших интрузивных тел дифференцированного состава в районах губы Миронова оз. Нотозеро и губы Тупой оз. Ковдозеро, п-ова Поньгомнаволоков Белого моря, оз. Пяозеро – оз. Тикшеозеро. Породы, слагающие их, объединены в магматическую серию интрузивных образований: габброиды – габбро-диориты – гиперстеновые диориты – тоналиты ± плагиограниты (Володичев, 1990; Король, 1990, 2003).

Наиболее масштабным и значимым явлением являются процессы региональной мигматизации и гранитизации, охватывающие значительную часть территорий развития всех ГЭЧ комплексов (рис. 1–7). Суть данного геологического события заключается в образовании ультраметагенных и интрузивных эндербитов и чарнокитоидов во втором [4, 6, 7, 9, F] или третьем [1, 2, 5] периоде I гранулитового этапа метаморфической эволюции комплексов (Король, 2003, 2005).

Возрастное геологическое положение эндербитов ± чарнокитоидов определяется как более позднее по отношению к супракрустальным гранулитовым образованиям [1–7, 9, F] и магматическим породам группы ультрабазиты – меланократовые габброиды [1, 4, 6, 9], и к проявлениям ранних мигматитовых жилков [1, 2, 4], и к интрузивным породам серии габброиды – гиперстеновые диориты – тоналиты ± плагиограниты [1, 5]. На п-ове Поньгомнаволоков Белого моря [4] интрузивные и жильные эндербиты – чарнокиты предшествуют образованию пород магматической серии от габброидов до гиперстеновых кварцевых диоритов – пироксеновых гранодиоритов. Вероятнее всего, что жильные эндербиты п-ова Мундиннаволоков [3] сформировались также до порфиридных чарнокитоидов топозерского и вичанского типов.

По геологическим (рис. 2–7) и петрологическим (табл. 1, 2) данным (Король, 2003, 2005) в пределах ГЭЧ комплексов, в период развития региональной мигматизации и гранитизации, можно выделить эндербиты (EZI) мигматитовых субкомплексов и (или)

жильные; кроме того, эндербиты (E), образующие поля и интрузивные массивы. Чарнокитоиды (Ч) либо входят в состав этих магматических тел, либо формируют собственные. Часто в ГЭЧ комплексах [1, 2, 4, 5, 7] фиксируется геологическое сосуществование перечисленных выше компонентных составляющих.

Первыми при процессах региональной мигматизации и гранитизации образуются эндербиты во всех формах их проявлений. В этот период формируются как отдельные или целые системы жил на площадях максимального развития супракрустальных и интрузивных гранулитовых образований, так и иногда гигантские поля мигматитов, в которых количество субстрата варьирует и, в основном, находится в подчиненном отношении к эндербитовому материалу. К этому времени приурочено и формирование интрузивных массивов эндербитов. На завершающих стадиях, при внедрении магмы, обогащенной калием, немного позже активного поступления первых ее богатых натрием порций, происходит образование интрузивных чарнокитоидов. Если объем калиевых составляющих магматических расплавов был не столь значителен, сформировались небольшие жильные тела и отдельные жилы чарнокитов [5]. Остаточный материал этого же состава способствовал образованию самых поздних жил чарнокитов [4, 9]. А калиевые флюиды стимулировали развитие метасоматических чарнокитов в «полях» эндербитов [1], что могло произойти синхронно с формированием Пажминского массива (Король, 1983).

### Геологические особенности эндербитов

Эндербиты (EZI) мигматитовых субкомплексов и (или) жильные образуют прожилковые [1–7, F], полосчатые [1, 8, F], сетчатые [1, 2, 4, 5, 7], ветвистые [1, 2, 4], реже агматитовые [1, 2, 4, 7] и небулитовые [1, 2, 4, 7] типы мигматитов среди гранулитов основного [1–8, F], среднего [1, 3, 4, 7, 8] и кислого [3] составов, ультрабазитов – базитов [1, 4–6] и пород магматической серии габброиды – габбро-диориты – гиперстеновые диориты – кварцевые диориты – тоналиты [1, 5].

При эндербитовой (EZI) мигматизации жильный материал может в процентном отношении превалировать над субстратом, что широко развито в ГЭЧ комплексах [1, 4], в меньшей степени – [2, 5, 7, 78, F], незначительно – [3, 6]. Мигматизация района [8] причислена к группе EZI условно. Так как трондьемитовый жильный плагиогранитный материал, мигматизирующий амфибол-биотитовые гнейсы и амфиболиты гранулитовой фации, не содержит гиперстена, можно только предполагать его первично эндербитовую природу. В районе [3] эндербиты вместе с габброноритами (табл. 1, 3) наблюдаются только на п-ове Мундиннаволоков, где они образуют жилы и очень небольшие тела с многочисленными ксенолитами (до 30%) и являются более ранними по отношению к жильным чарнокитоидам. Габбро-диориты, ассоциирующие с эндербитами из мигматитов, встречаются (Paavola, 1984) и на Варпайсьярвинском блоке [F].

Таблица 1

## Средние химические составы эндрбитов

№ п.п.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	ппп	Сумма	f	F	n
1	62,19	0,32	18,14	1,50	3,59	0,07	2,39	5,78	4,46	0,53	0,20	0,83	100,00	60,03	68,05	2
2	56,37	0,28	21,54	1,17	3,63	0,08	2,77	7,00	5,29	0,89	0,13	0,62	99,77	56,72	63,41	7
3	58,78	0,11	22,20	0,84	2,30	0,07	2,11	5,80	5,57	1,03	0,16	0,59	99,56	52,15	59,81	1
4	62,62	0,41	18,03	1,17	3,05	0,07	2,59	5,72	4,67	0,95	0,12	0,59	99,99	54,08	61,97	5
5	65,78	0,45	15,97	1,14	3,06	0,06	2,40	5,20	4,36	0,82	0,08	0,60	99,92	56,04	63,64	2
6	71,21	0,26	14,97	1,00	1,86	0,05	1,15	4,74	3,79	0,46	0,07	0,46	100,02	61,79	71,32	3
7	49,67	1,40	19,41	3,04	8,56	0,15	5,15	8,14	3,11	0,25	0,16	0,75	99,79	62,44	69,25	2
8	55,80	0,87	18,51	1,47	7,09	0,12	5,37	6,02	3,94	0,38	0,12	0,39	100,08	56,90	61,45	4
9	62,18	0,58	15,64	1,02	5,93	0,09	5,04	6,39	2,37	0,18	0,12	0,44	99,98	54,06	57,96	2
10	66,34	0,24	17,60	1,18	1,87	0,03	1,28	4,78	5,57	0,53	0,18	0,13	99,73	59,37	70,44	1
11	74,56	0,14	13,32	–	1,65 <sup>T</sup>	0,03	0,60	3,78	4,14	0,53	0,14	0,97	99,86	–	77,44	2
12	72,26	0,25	14,38	0,63	1,83	0,03	0,91	3,67	3,98	1,22	0,13	0,48	99,77	66,79	73,00	5
13	72,12	0,14	15,10	0,62	1,15	0,03	1,26	3,58	4,72	0,78	0,13	0,39	100,02	47,72	58,42	1
14	54,96	0,84	16,48	2,74	7,90	0,15	6,34	4,98	3,47	0,69	0,16	1,06	99,77	55,48	62,66	1
15	56,40	0,83	14,75	1,76	8,26	0,17	5,39	7,32	3,39	0,81	0,17	0,77	100,02	60,51	65,02	2
16	61,61	0,68	14,01	1,30	8,19	0,10	4,64	4,07	3,25	0,83	0,21	0,96	99,85	63,83	67,16	1
17	70,66	0,34	13,69	0,91	2,30	0,03	1,67	3,88	4,03	1,15	0,13	0,86	99,65	57,93	65,78	1
18	59,89	0,62	14,19	1,01	6,82	0,12	5,61	6,59	3,03	0,97	0,11	0,75	99,71	54,87	58,26	3
19	61,69	0,69	16,36	0,96	7,07	0,10	3,42	3,52	3,00	1,75	0,18	1,11	99,85	67,40	70,13	5
20	53,08	0,98	18,43	2,75	6,71	0,14	4,00	8,50	4,18	0,85	0,16	0,70	100,48	62,65	70,28	1
21	63,63	0,54	16,46	1,35	4,45	0,11	2,52	4,77	4,19	0,75	0,19	0,81	99,77	63,85	69,71	1
22	65,35	0,50	16,05	1,61	3,78	0,10	1,97	4,42	4,32	0,75	0,15	0,71	99,71	65,74	73,23	2
23	52,64	0,88	19,84	–	8,41 <sup>T</sup>	0,12	4,10	7,10	5,29	0,79	–	–	–	–	67,23	2
24	55,67	0,79	17,73	–	8,08 <sup>T</sup>	0,12	4,76	6,95	5,13	0,73	–	–	–	–	62,93	3
25	57,79	0,68	18,13	–	6,86 <sup>T</sup>	0,11	3,55	6,01	4,91	0,80	–	–	–	–	65,90	5
26	65,78	0,44	16,83	–	4,38 <sup>T</sup>	0,07	2,32	4,48	4,72	0,96	–	–	–	–	65,37	2
27	57,73	0,70	18,10	–	7,01 <sup>T</sup>	0,11	3,74	6,17	5,00	0,81	–	–	–	–	65,21	12
28	68,07	0,49	17,10	0,93	1,91	0,04	0,77	4,35	4,76	1,04	0,12	0,47	100,05	71,27	78,67	4
29	71,23	0,17	15,32	1,05	1,47	0,04	0,82	3,26	4,72	1,38	0,11	0,35	99,92	64,19	75,45	4
30	66,03	0,53	16,85	1,41	2,37	0,04	2,09	4,36	4,83	1,21	0,13	0,25	100,10	53,14	64,40	8
31	67,84	0,43	16,53	1,20	2,03	0,04	1,44	4,08	4,78	1,21	0,12	0,33	100,03	58,50	69,16	16
32	67,26	0,37	15,57	–	3,86 <sup>T</sup>	0,05	1,69	3,60	4,89	1,88	0,14	0,32	99,63	–	69,55	16
33	69,02	0,45	14,39	1,16	2,96	0,06	1,46	3,51	3,91	1,98	0,10	0,68	99,68	66,97	73,84	10
34	64,10	0,46	16,01	1,80	3,60	0,09	2,83	4,87	4,07	1,24	0,17	0,75	99,99	55,99	65,61	24
35	63,97	0,57	13,99	1,72	4,88	0,08	3,59	3,77	3,86	1,99	0,15	1,09	99,66	57,62	64,77	3
36	67,51	0,42	14,01	1,08	3,87	0,07	2,15	3,71	3,89	2,16	0,13	0,79	99,79	64,29	69,72	7
37	68,51	0,39	15,63	1,09	2,14	0,04	1,10	3,50	4,73	1,53	0,15	0,99	99,80	66,05	74,60	36

Примечание. 1 – двупироксеновые кварцевые диориты, жильные эндрбиты ранней мигматизации, губа Миронова оз. Нотозеро; 2–27 – эндрбиты (EZI) мигматитовых субкомплексов и жильные: 2 – двупироксеновые лейкодиориты субщелочного – нормального ряда, оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро, 3 – пегматоидные двупироксеновые кварцевые лейкодиориты субщелочного ряда, оз. В. Пажма, 4 – двупироксеновые кварцевые диориты нормального ряда, оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро и оз. Керчуг, 5 – двупироксеновые тоналиты, оз. Нотозеро и оз. Керчуг, 6 – гиперстеновые ( $\pm$  Сrx) плагииграниты, оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро; 7 – жильные лейко-габбронориты, ассоциирующие с эндрбитами, п-ов Мундиннаволоок оз. Кереть, 8–9 – жильные ( $\pm$  двупироксеновые – диориты (8) и кварцевые диориты (9), тот же район; 10 – жильный апоэндрбит – амфиболовый тоналит, п-ов Поньгомнаволоок Белого моря, 11 – жильные двупироксеновые плагииграниты – плагийолейкограниты, тот же район; 12 – гиперстеновые ( $\pm$  Сrx) плагииграниты и апоэндрбиты – биотитовые плагииграниты, оз. Тикшеозеро – оз. Пяозеро; 13 – апоэндрбит-биотитовый плагиигранит, пос. Вокнаволоок; 14–15 – гиперстеновые ( $\pm$ ) двупироксеновые диориты, гранулитовый метаморфизм I, оз. Широтное, 16 – гиперстеновый кварцевый диорит, гр. мет. I, оз. Широтное, 17 – апоэндрбит-биотитовый плагиигранит, оз. Широтное, 18 – биотит-двупироксеновые гнейсы по эндрбитам (EZI), гранулитовый метаморфизм II, оз. Широтное, 19 – гранат-биотитовые гнейсы по EZI, гр. мет. II, оз. Широтное, 20–22 – двупироксеновые: диориты (20), кварцевые диориты (21), тоналиты (22), ЮЗ берег оз. Тулос; 23–27 – жильный материал мигматитов ГЭЧ комплекса [F] оз. Варпайсьярви – габбро-диориты – гиперстеновые диориты повышенной щелочности (23), гиперстеновые субщелочные диориты (24), гиперстеновые кварцевые диориты нормального – субщелочного ряда (25), двупироксеновые тоналиты (26), средний (кварцеводиоритовый) состав эндрбитов мигматитового субкомплекса (27). 28–37 – эндрбиты (E), образующие поля и интрузивные массивы: 28 – гиперстеновые ( $\pm$  двупироксеновые) тоналиты – плагииграниты, оз. Нерпозеро – оз. Лариново, 29 – гиперстеновые ( $\pm$  двупироксеновые) плагииграниты, оз. Лопское – оз. Пажма, 30 – двупироксеновые тоналиты – средний состав эндрбитов Керчугского массива; 31 – средний (тоналитовый) состав эндрбитов оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро и оз. Керчуг; 32 – двупироксеновые тоналиты – средний состав эндрбитовой части Поньгомнаволоокского массива эндрбитов – чарнокитов; 33 – средний плагиигранитный состав эндрбитов, апоэндрбитов, биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов по ним района оз. Тикшеозеро – оз. Пяозеро; 34 – средний тоналитовый состав эндрбитов, пос. Вокнаволоок; 35 – гиперстен-биотитовые и биотит-гиперстеновые гнейсы по эндрбитам кварцеводиоритового – тоналитового составов, формирующим поля, оз. Широтное – оз. Шуарьярви, гранулитовый метаморфизм II; 36 – диафторированные эндрбиты, оз. Короппи – оз. Перюкк; 37 – средний (плагиигранитный) состав эндрбитовой части Карицкого массива эндрбитов – чарнокитоидов, восточное побережье Онежского озера.

При составлении таблицы и подсчете средних анализов пород автором использованы, кроме собственного, фактический материал О. И. Володичева, В. А. Коншина, Л. С. Головановой, А. С. Семенова, Е. И. Лобанов, а также следующие печатные и рукописные источники: Король, 1990 – [1–2], Володичев, 1990 – [1–3], 1997 – [7]; Володичев, Коншин, Король, 1985 – [6], Коншин, 1987 – [6], 1990, 1994 – [5], Кожевников, 1987 – [7]; Свириденко, 1974 [7]; Костин, 1989 – [9]; Paavola, 1984 – [F].

Принятые аббревиатуры: n – количество используемых химических анализов; F –  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) \times 100\%$  – общая железистость пород; f –  $(\text{FeO}/\text{FeO} + \text{MgO})$  – коэффициент железистости пород, окислы в весовых процентах.

Таблица 2

## Геолого-петрографические особенности эндрбитов

№ п.п.	Зернистость, окраска	Структуры	Парагенезисы	Геологические особенности
1	Мелкозернистые, серые	Аллотриоморфнозернистые	Hyp + Cpx + Pl <sub>26-32</sub> + Qtz	Ранние мигматитовые жилы
2	Мелко- [1, 3, 4, 7, ?F], средне- [1, 2, 4, 5, 7, F], крупнозернистые [1, 2, 4, 5, 7, F] и пегматоидные [1, 7], светлые, чаще серые [1, 4, 5], темно-серые [1, 2, 4-6] и темные [7]	Аллотриоморфнозернистые [1-4, 6, 7, F], иногда гипидиоморфнозернистые [5], переходные от вторых к первым [3], бластогипидиоморфнозернистые [7] с субидиоморфными кристаллами плагиоклаза	Hyp <sub>39-49</sub> , FHyp <sub>53-54</sub> ± Cpx <sub>33</sub> + Pl <sub>22-42</sub> ± Qtz, ± Or ± Bt <sub>47-49</sub> <sup>3,50-3,76</sup>	Эндрбиты мигматитовых субкомплексов и (или) жильные
3	Мелко- [5], среднезернистые [1, 6, 7], темно-серые [1, 5-7], реже серые [5]	Аллотриоморфнозернистые [1, 5-7], гипидиоморфнозернистые [5], переходные от вторых к первым [6]	Hyp <sub>39-50</sub> ± FHyp <sub>51-57</sub> ± Cpx <sub>27-28</sub> ± Bt <sub>47-48</sub> <sup>4,45-4,97</sup> + Pl <sub>24-40</sub> + Qtz	Эндрбиты, образующие поля
4	Мелко- [4, 9], средне- [2, 4, 9], крупнозернистые [9], темно-серые [2, 4, 9], реже серые [4, 9]	Аллотриоморфнозернистые [2, 4, 9], с участками гипидиоморфнозернистых [9], переходные от последних к первым [4, 9]	Hyp <sub>30-43</sub> ± Cpx + Pl <sub>23-35</sub> + Qtz, ± Or	Керчугский, Поньгомнаволоцкий, Карицкий массивы

Примечание. 1 – жильные эндрбиты ранней мигматизации; 2-4 – эндрбиты ультраметабазитов и интрузивные: 2 – мигматитовых субкомплексов и (или) жильные [1-7, F], 3 – образующие поля в районах – водоразделов оз. Нерпозеро – оз. Лариново и оз. Лопского – оз. Пажма [1], СЗ берега оз. Тикшеозеро [5], пос. Вокнаволок [6], оз. Корoppi – оз. Перюкс – оз. Широного [7], 4 – Керчугского [2], Поньгомнаволоцкого [4] и Карицкого [9] массивов.

Для составления парагенезисов, кроме собственных, автором использованы фактический шлифовый материал: О. И. Володичева, В. А. Коншина, Л. С. Головановой, Е. И. Лобанок, Л. П. Свириденко, В. Н. Кожевникова, В. А. Костина, а также следующие печатные и рукописные источники: Король, 1990, 2003; Володичев, 1990, 1997; Володичев, Коншин, Король, 1985; Крылова, Климов, 1978; Коншин, 1987, 1990, 1994; Свириденко, 1974; Котова, 1993; Костин, 1989; Raavola, 1984.

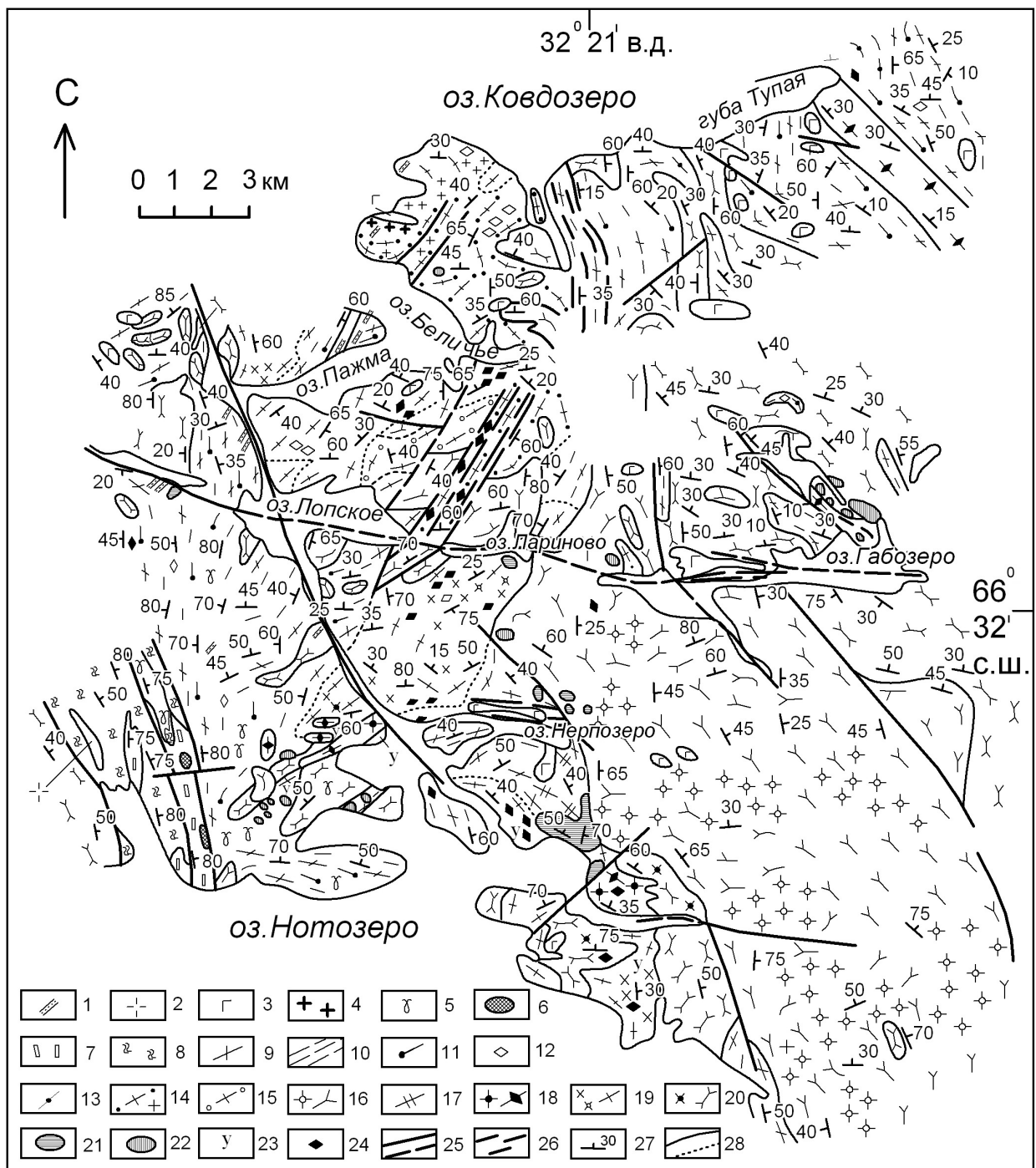
В статье цифры внизу символов железно-магнезиальных минералов обозначают общую железистость F – (Fe<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup> + Mg) × 100%, у плагиоклазов – содержание анортита; сверху: у биотитов и амфиболов – TiO<sub>2</sub> в весовых процентах, у гранатов – содержание пирропа.

Таблица 3

## Парагенезисы эндрбитов ранней мигматизации, мигматитовых субкомплексов и жильных в ГЭЧ комплексах Карелии [1-7] и Центральной Финляндии [F]

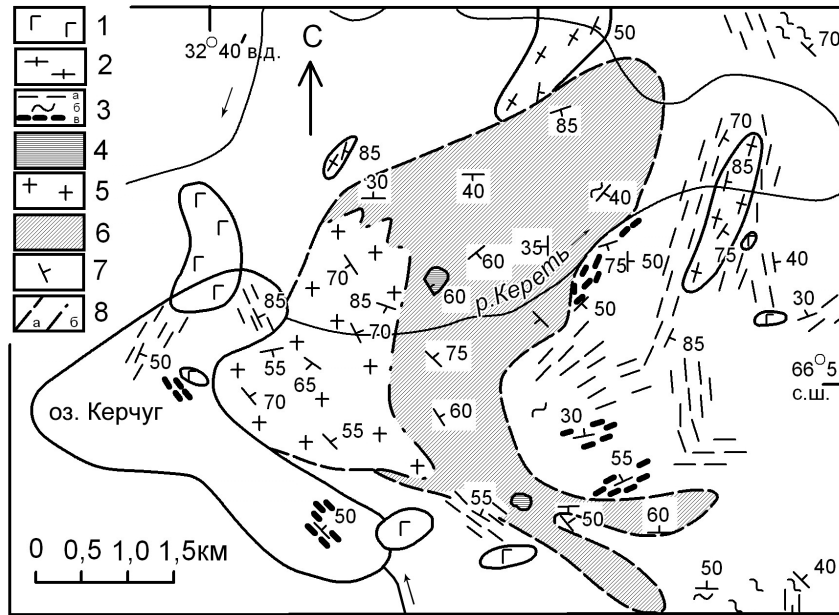
№ п.п.	Районы	Парагенезисы	Породы
1	[1]	Hyp + Cpx + Pl <sub>26-32</sub> + Qtz	Двупироксеновые кварцевые диориты – жильные эндрбиты ранней мигматизации
2	[1]	± Hbl	Незначительная амфиболитизация пород
3	[1]	Hyp <sub>43-45</sub> + Cpx + Pl <sub>29-33</sub> + Qtz	Двупироксеновые (лейкодиориты н.-с/щ ряда, пегматоидные с/щ кварцевые лейкодиориты, кварцевые диориты-тоналиты-плагиограниты) – эндрбиты (жильная часть мигматитов)
4	[2]	Hyp <sub>39-40</sub> + Cpx + Pl <sub>29-30</sub> + Qtz	Гиперстеновые (± двупироксеновые) кварцевые диориты-тоналиты-плагиограниты – эндрбиты (жильная часть мигматитов)
5	[1-2]	Hyp <sub>39-45</sub> + Cpx + Pl <sub>29-33</sub> + Qtz	Двупироксеновые (лейкодиориты н.-с/щ ряда, пегматоидные с/щ кварцевые лейкодиориты, кварцевые диориты-тоналиты-плагиограниты) – эндрбиты (жильная часть мигматитов)
6	[3]	Hyp + Cpx + Pl <sub>57-58</sub>	Жильные лейкоаббро-нориты
7	[3]	Hyp ± Cpx + Pl <sub>40-42</sub> ± Qtz	Гиперстеновые ± двупироксеновые (диориты-кварцевые диориты) – жильные эндрбиты
8	[4]	Hyp <sub>44-49</sub> – FHyp <sub>33</sub> ± Cpx + Pl + Qtz	Эндрбиты – жильный материал мигматитов
9	[4]	Hyp ± Cpx <sup>1</sup> + Pl <sub>22-32</sub> ± Or ± Qtz	Двупироксеновые (диориты-кварцевые диориты-кварцевые монодиориты-тоналиты-плагиограниты) – жильные эндрбиты
10	[4]	± Cpx <sup>2</sup>	Незначительная амфиболитизация пород
11	[4]	± Hbl	Незначительная амфиболитизация пород
12	[5]	Hyp ± Cpx + Bt + Pl <sub>28-30</sub> + Qtz	Двупироксеновые плагиограниты – гиперстеновые лейкоплагиограниты – эндрбиты из жил и жильный материал мигматитов
13	[6]	Hyp + Cpx + Pl <sub>25</sub> + Qtz	Двупироксеновые плагиограниты – жильные эндрбиты
14	[7]	Hyp <sub>46-48</sub> ± Cpx <sub>33</sub> + Bt <sub>47-49</sub> <sup>3,50-3,76</sup> + Pl <sub>38-42</sub> ± Qtz	Гиперстеновые – двупироксеновые (диориты-кварцевые диориты – иногда до плагиогранитов) – эндрбиты мигматитового субкомплекса. Гранулитовый метаморфизм I
15	[7]	± Hbl	Незначительная амфиболитизация пород. Гранулитовый метаморфизм II
16	[7]	± Grt <sub>69</sub> <sup>28</sup>	Гранатизация пород. Гранулитовый метаморфизм II
17	[7]	Hyp <sub>45-46</sub> ± Cpx <sub>30</sub> + Bt <sub>40-44</sub> <sup>3,19-4,41</sup> + Pl <sub>28</sub> + Qtz, ± Hbl	Биотит-гиперстеновые ± двупироксеновые гнейсы по эндрбитам мигматитового субкомплекса. Гранулитовый метаморфизм II
18	[7]	Bt <sub>45-46</sub> <sup>3,30-4,30</sup> + Pl <sub>28</sub> + Qtz	Биотитовые гнейсы по эндрбитам мигматитового субкомплекса (и по средним гранулитам). Гранулитовый метаморфизм II
19	[7]	Hyp <sub>41</sub>	Реликты гиперстена в гранат-биотитовых гнейсах по эндрбитам мигматитового субкомплекса
20	[7]	Grt <sub>69</sub> <sup>30-32</sup> + Bt <sub>39-41</sub> <sup>5,83-3,95</sup> + Pl <sub>30-35</sub> + Qtz ± Or	Гранат-биотитовые гнейсы по эндрбитам мигматитового субкомплекса. Гранулитовый метаморфизм II
21	[7]	Grt <sub>64-65</sub> <sup>34-36</sup> + Bt <sub>34-37</sub> <sup>3,35-5,25</sup> + Crd <sub>20-27</sub> + Pl <sub>28-30</sub> + Qtz	Кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы. Гранулитовый метаморфизм II
22	[7]	Hyp – FHyp <sub>34</sub> + Cpx <sup>1</sup> + Pl <sub>24-37</sub> ± Qtz, ± Or, ± Bt	Двупироксеновые (диориты-кварцевые диориты-тоналиты-плагиограниты) – эндрбиты мигматитового субкомплекса. Гранулитовый метаморфизм I (?)
23	[7]	± Cpx <sup>2</sup> , ± Hbl, ± Bt	Стадия перекристаллизации минералов в гранулитовой фации или (?). Гранулитовый метаморфизм II
24	[7]	Hyp – FHyp <sub>34</sub> + Cpx ± Hbl ± Bt + Pl <sub>24-37</sub> ± Qtz	Эндрбиты мигматитового субкомплекса. Неразделенный парагенезис
25	[F]	Hyp <sub>39-46</sub> ± Cpx + Hbl <sub>38-49</sub> <sup>7,90-7,40</sup> + Bt + Pl <sub>30</sub> ± Qtz	Гиперстеновые (± двупироксеновые (диориты-кварцевые диориты) нормального-субщелочного ряда – гиперстеновые тоналиты – эндрбиты мигматитового субкомплекса

Примечание. 1-2 – губа Миронова оз. Нотозеро, 3 – оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро, 4 – оз. Керчуг, 5 – оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро, оз. Керчуг, 6-7 – п-ов Мундиннаволок, 8 – губа Поньгома Белого моря, 9-11 – п-ов Поньгомнаволок Белого моря, 12 – оз. Тикшеозеро – оз. Пяозеро, 13 – пос. Вокнаволок, 14-21 – оз. Корoppi – оз. Перюкс – оз. Широного, 22-24 – юго-западный берег оз. Тулос, 25 – оз. Варпайсярви, Центральная Финляндия.



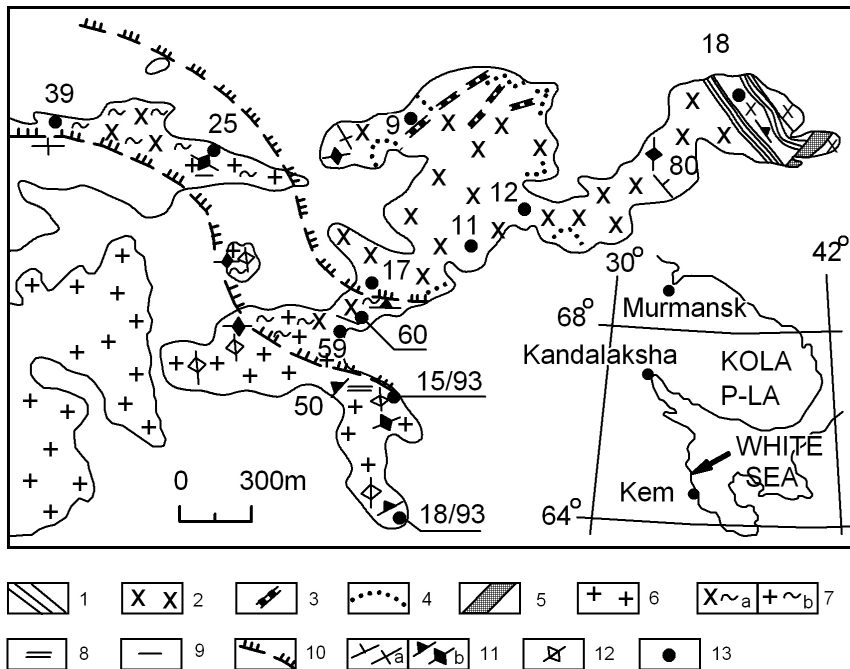
**Рис. 2. Схематическая геологическая карта района оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро.** Составили: О. И. Володичев, В. А. Коншин, Н. Е. Король (1985)

1 – щелочные порфириты; 2 – пегматоидные граниты с турмалином; 3 – ультрабазиты и базиты комплекса лерцолитов – габбро-норитов; 4 – гранофировые граниты; 5 – микроклин-плагиоклазовые граниты; 6 – метапериотиты; 7–8 – супракустальные породы Мошинской структуры: 7 – амфиболиты, амфиболовые сланцы, 8 – биотитовые, амфиболсодержащие и гранат-биотитовые (с кианитом и ставролитом) гнейсы; 9–13 – гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты беломорского комплекса – диафторированные эндрбиты периода региональной магматизации и гранитизации с ксенолитами субстрата: 9 – микроклиновые биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы, 10 – биотитовые гнейсы, 11 – амфиболовые гнейсы, 12 – амфиболиты, 13 – гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы; 14 – плагимикроклиновые гнейсо-граниты и гнейсы; 15 – «очковые» катаклазиты; 16 – чарнокитоиды Пажминского массива, порфирированные гнейсо-граниты пажминского типа; 17 – аплитовидные гнейсо-граниты; 18 – порфирированные чарнокитоиды гранодиоритового состава, гнейсо-граниты и гнейсы по ним; 19 – эндрбиты, чарнокитоиды, ультраметагенные, гнейсо-граниты по ним; 20 – гиперстеновые (диориты-плагииграниты), гнейсы по ним; 21 – габброиды, габбро-диориты, гиперстеновые диориты, амфиболиты по ним; 22 – габброиды – габбро-анортозиты; 23 – ультрабазиты – основные ультрабазиты: перидотиты, пироксениты, шпинелевые пироксениты, амфиболиты; 24 – двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы; 25 – зоны разломов; 26 – зоны милонитизации, интенсивного разгнейсования, рассланцевания; 27 – гнейсовидность; 28 – границы развития пород, резкие и постепенные



**Рис. 3. Схема геологического строения района оз. Керчуг.** Составлена Н. Е. Король (1979) с использованием материалов О. И. Володичева и Ю. Й. Сыстры

1 – габбро-нориты; 2 – микроклин-биотитовые гнейсо-граниты; 3 – биотитовые гнейсы (а), амфибол-биотитовые гнейсы (б), амфиболиты (в); 4 – диопсид-плагноклазовые породы; 5 – эндрбиты Керчугского массива; 6 – мигматиты по двупироксеновым и двупироксен-амфиболовым кристаллическим сланцам; 7 – гнейсовидность и полосчатость; 8 – границы между: а – полем преимущественного развития гранулитовых образований и породами амфиболитовой фации, б – массивом эндрбитов и полем мигматитов



**Рис. 4. Геологическая карта массива гиперстеновых диоритов. П-ов Поньгомнаволоок Белого моря.** Составили: Т. Ф. Зингер, С. В. Клепенин, В. С. Байкова, И. К. Шулежко, по данным К. А. Шуркина (Zinger et al., 1996)

1 – мафические гиперстен-диопсид-плагноклазовые породы; 2 – гиперстеновые диориты; 3 – мафические дайки; 4 – пегматиты с гиперстеном и аплиты; 5 – мафические дайки 2; 6 – амфиболовые гранодиориты; 7 – дайки габбро-диабазов 3; 8 – дайки плагноклазовых амфиболитов 4; 9 – тектонические контакты (shear-zone); 10 – сланцеватость S<sub>2</sub>, 11 – сланцеватость S<sub>4</sub>; 12 – первично магматические плоскостные структуры; 13 – точки отбора проб

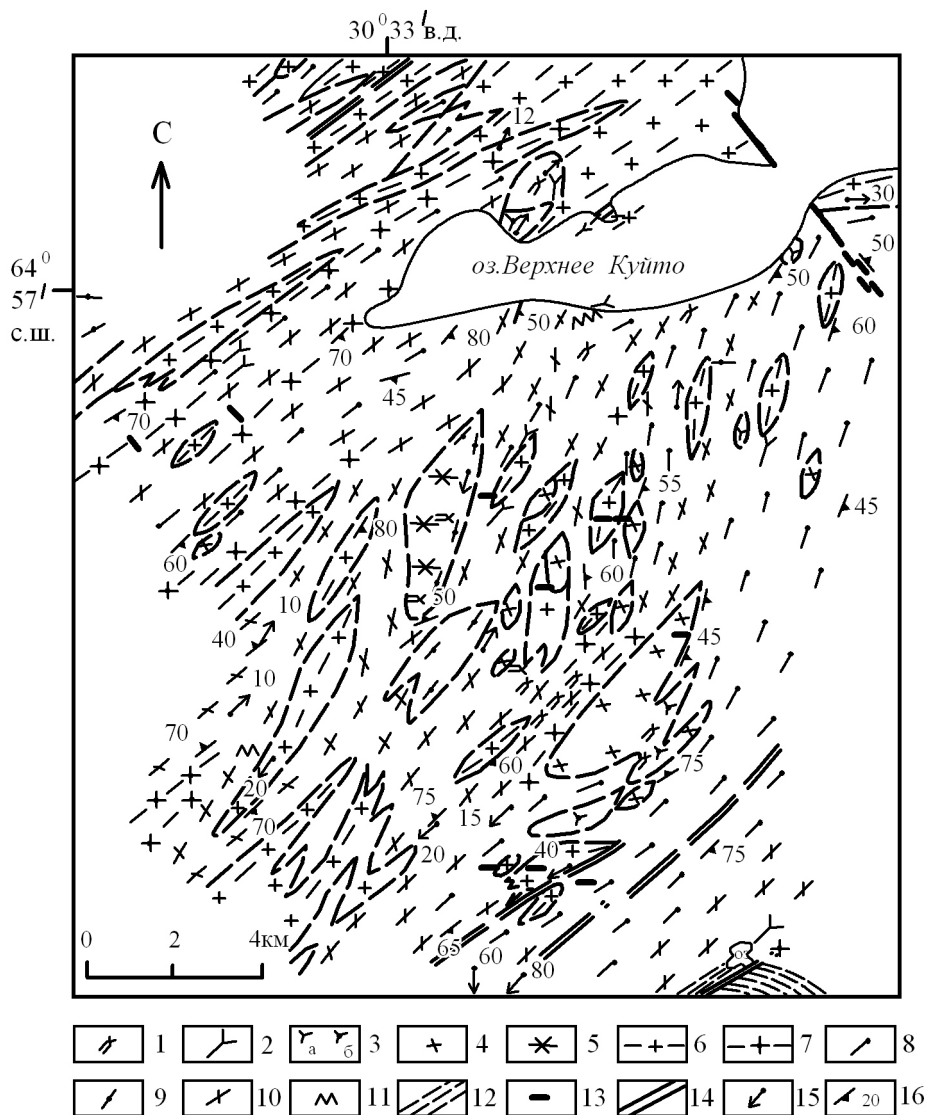
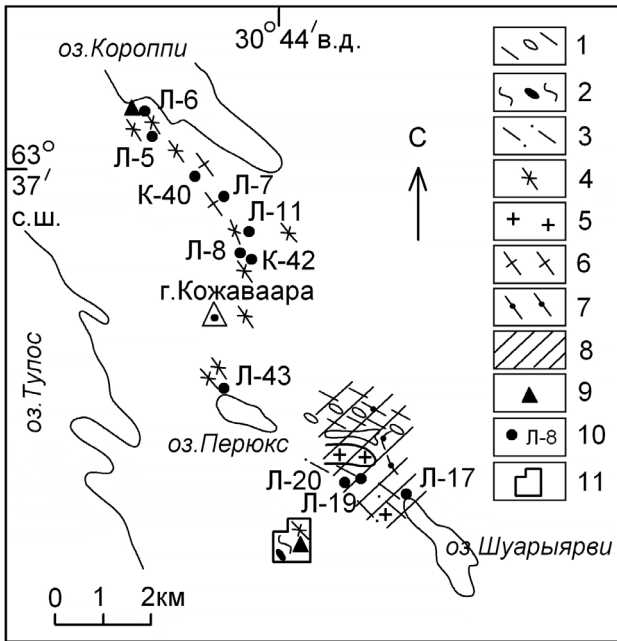


Рис. 5. Схема геологического строения района оз. Верхнее Куйто – оз. Тоухтуриньяр-ви (Коншин, 1987):

1 – двупироксенсодержащие амфиболиты; 2 – амфиболиты; 3 – эндрбиты кварцеводиоритового (а) и диоритового (б) составов; 4 – эндрбиты тоналитового состава; 5 – эндрбиты плагиогранитного состава; 6 – микроклин-плагноклазовые граниты; 7 – плагиомикроклиновые граниты; 8 – амфибол-биотитовые гнейсы; 9 – гранат-биотитовые гнейсы; 10 – биотитовые гнейсы; 11 – гнейсо-сланцы; 12 – выходы пород гимольской серии; 13 – дайки основных пород; 14 – тектонические нарушения; 15 – направление погружения осей мелких складок; 16 – элементы залегания пород

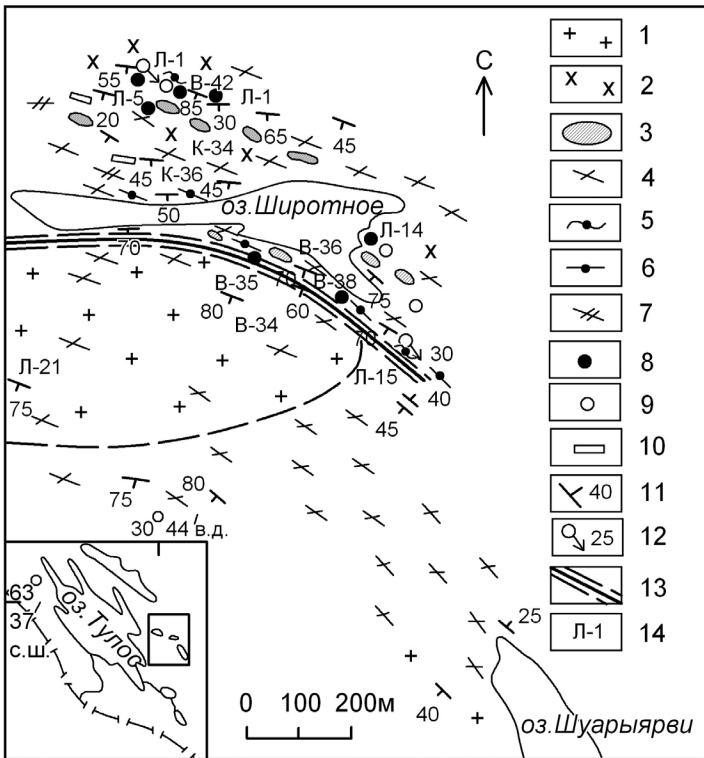
Кроме того, для ГЭЧ комплексов [1, 2, 4, 7, 8, F] характерны площади мигматизации, где наряду с развитыми жильными типами процессов на участках с большим процентом сохранности субстрата распространены поля мигматитов с варьирующим его содержанием. Эндрбитовый материал насыщает гранулитовые супракрустальные и магматические образования и формирует участки различных размеров [1, 7, F] в зависимости от степени интенсивности процесса. На промежуточных его стадиях содержание субстрата достигает 50–40%. При усилении процесса формируются поля эндрбитов (Е), напоминающие интрузивные тела, с содержанием субстрата до 10% [1, 5, 6, 7].

В ГЭЧ комплексах распространены эндрбитовые массивы – Керчугский [2] и поля – район Вокнаволока [6] и чарнокитовые интрузии – Пажминская [1]. Поньгомнаволоцкий [4], Широкий [7], Карицкий [9] интрузивные массивы сложены эндрбитами – чарнокитами. В эндрбитовых полях чарнокиты могут встречаться либо как равноправный компонент – юго-западный берег оз. Тулос [7], либо как наложенные метасоматические образования – оз. Нерпозеро – оз. Лариново [1]. Жильные разновидности чарнокитоидов развиты только в районе [5]. В виде незначительных поздних проявлений они зафиксированы в Поньгомнаволоцком [4] и Карицком [9] эндрбит-чарнокитовых массивах.



**Рис. 6. Схема геологического строения района оз. Короппи – оз. Перюкс – оз. Шуарыярви, восточная часть оз. Тулос (Володичев, 1997):**

1 – эндрбиты с включениями супракrustальных пород гранулитовой фации метаморфизма; 2 – гнейсы с включениями амфиболитов; 3 – биотит-гиперстеновые гнейсы – реметаморфизованные в условиях гранулитовой фации эндрбиты; 4 – биотит-амфиболовые гнейсы – эндрбиты, диафторированные в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций; 5 – чарнокиты; 6 – биотитовые гнейсы по гранитам, возможно, чарнокитам; 7 – гранат-биотитовые (± кордиерит, силлиманит) гнейсы; 8 – участки развития гранулитового метаморфизма; 9 – реликты гранулитового метаморфизма в гнейсах – диафторированных породах гранулитового комплекса; 10 – номера обнажений, в которых анализировался химический состав пород; 11 – участок «Придорожный»



**Рис. 7. Схема геологического строения района оз. Широтное – оз. Шуарыярви (Володичев, 1997):**

1 – чарнокиты; 2 – эндрбиты; 3 – включения средних и основных гранулитов; 4 – разгнейсованные в условиях гранулитовой фации чарнокиты и эндрбиты; 5 – кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы; 6 – гранат-биотитовые гнейсы; 7 – биотит-амфиболовые гнейсы – диафторированные биотит-гиперстеновые гнейсы и эндрбиты; 8 – гранатизация; 9 – силлиманитизация; 10 – основные метасоматиты; 11 – элементы залегания гнейсовидности; 12 – погружение линейности и шарниров складок; 13 – разломы; 14 – номера обнажений, где изучались составы породообразующих минералов

В ГЭЧ комплексе [1] эндрбиты (Е) образуют поля на территории водоразделов озер Нерпозеро – Лариново и Лопское – Пажма, включая северный берег последнего (рис. 2). Состав эндрбитов первого района тоналит-плагиогранитный, второго – преимущественно плагиогранитный. На северном берегу оз. Пажма наблюдается крупный участок (150×150 м), напоминающий интрузивное тело эндрбитов (Е) с переходом в зоны (ЕZ1) мигматитового облика. Подобные образования, очевидно, можно связывать с инъекционно-магматическим характером мигматизации. В полях развития эндрби-

тов водораздела озер Нерпозеро – Лариново наблюдаются постепенные переходы их в чарнокиты (Ч). Последние образуют пятнистые участки с неясными очертаниями и различных размеров среди эндрбитов (Е). Подобные явления наблюдались и в эндрбитовых полях северного берега оз. Пажма и юго-западнее пролива Тюлле. Чарнокитизация, очевидно, имеет метасоматическую природу. При этом образуются гиперстеновые граниты, массивные разности которых подобны по внешнему облику чарнокитам Пажминского массива, имеющим признаки интрузивного происхождения.

В районе [2] формирование Керчугского массива (Король, 1979) эндербитов (рис. 3), сложенного преимущественно Нур тоналитами, но с вариациями от диорит-кварцеводиоритового до плагиогранитного состава, содержащими ксенолиты основных и, реже, средних гранулитов, представляющих вмещающие породы, сопровождалось интенсивной мигматизацией последних. По сути, и восточная контактовая часть массива, и площади распространения пород гранулитовой фации представляют собой зону насыщения мигматитовым материалом (рис. 3). При этом наблюдается различная степень мигматизации и большие вариации жильного материала от ветвистых и сетчатых мигматитов до агматитов и небулитов. Жильный материал представлен эндербитами (EZI), аналогичными таковым (E) в массиве. В зонах мигматизации преобладает субстрат, сложенный преимущественно двупироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами гранулитовой фации. Образование Керчугского массива связано с периодом региональной мигматизации и гранитизации района оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро (Король, 1979).

В ГЭЧ комплексе [4] фиксируется как мигматизация (губа Поньгома Белого моря) жильным эндербитовым (EZI) материалом субстрата (основные и средние гранулиты, основные ультрабазиты), так и формирование на п-ове Поньгомнаволоков одноименного интрузивного массива эндербитов-чарнокитоидов (E-Ч) с ксенолитами и полосами супракрystalльных гранулитов основного состава. Впоследствии вмещающие породы сильно диафторированы одновременно с гиперстеновыми гранитоидами массива. В последних наблюдаются и жильные разновидности (EZI), аналогичные по составу породам (E) массива. Ранее Поньгомнаволоковская интрузия рассматривалась Т. Ф. Зингер (Zinger et al., 1996) как массив гиперстеновых диоритов, что отобрано на рис. 4.

На северо-западном берегу оз. Тикшеозеро [5] эндербиты кварцеводиорит-тоналит-плагиогранитного состава встречаются в виде линзовидных сохранившихся реликтовых участков среди однородного поля «серых гнейсов» (Коншин, 1994). Последние представляют собой биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые, биотитовые гнейсы по эндербитам. И в этом районе [5] мы наблюдаем как однородное поле эндербитов (E) с ксенолитами основных двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев, так и проявление сконцентрированных их участков в виде отдельных и сетки жил (EZI), мигматизирующих, пронизывающих основные гранулиты. Поздние жилы чарнокитов (Ч) пересекают эндербиты и гранулиты. Эндербиты (EZI) мигматизируют и породы Таваярвинского массива габброидов гиперстеновых диоритов-кварцевых диоритов-тоналитов. В. А. Коншин (1994) предполагает существование на западном берегу оз. Пяозеро полностью диафторированных интрузивных тел эндербитов.

В ГЭЧ комплексе [6] пос. Вокнаволоков (рис. 5) эндербиты (E) сохраняются в виде реликтовых линзовидных обособлений, размерами от километра до не-

скольких сантиметров в длину, среди образованных по ним амфибол-биотитовых, биотит-амфиболовых, реже гранат-амфибол-биотитовых, биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов. Все эти породы формируют большое поле (массив?) с ксенолитами и участками основных гранулитов, реже, основных ультрабазитов, также частично или полностью диафторированных. Эндербиты (E) подразделяются на две группы. Первая – диорит-кварцеводиорит-тоналит-плагиогранитного, вторая (юпенгиваарский тип) – кварцеводиорит – преимущественно тоналит-плагиогранитного составов. Они отличаются по химизму и характеру диафторических преобразований (Король, 2003). В. А. Коншин (1987) отмечает, что иногда гиперстеновые плагиограниты второй группы обнаруживают секущее положение относительно эндербитов первой – кварцеводиорит-тоналитового ряда. Возможно, существовали две последовательные стадии формирования эндербитов (E). Жильные их разновидности (EZI) преимущественно плагиогранитного ряда, развитые в этом районе несколько менее интенсивно, мигматизируют, пересекают, пронизывают основные гранулиты и ультрабазиты, и даже массивные разновидности поля эндербитов.

Эндербиты (EZI) мигматизируют, насыщают вмещающие супракрystalльные гранулиты основного и среднего состава севернее, частично восточнее оз. Широного [7] (рис. 7) и представлены разновидностями диоритового-кварцеводиоритового, реже до плагиогранитного составов. Породы подвергаются перекристаллизации при гранулитовом метаморфизме II (Володичев, 1997). На территории [7] оз. Корoppi – оз. Перюкс – к юго-востоку от оз. Широного – до северо-западного окончания оз. Шуарыярви (рис. 6, 7) эндербиты (E) преимущественно тоналит-плагиогранитного, очень редко кварцеводиоритового состава, образуют однородные поля с очень редкими небольшими ксенолитами основных и средних гранулитов. К юго-востоку от оз. Широного (южнее интрузии чарнокитоидов) и в направлении северо-западного окончания оз. Шуарыярви эндербиты реметаморфизованы в условиях гранулитового метаморфизма II и превращены в гиперстен-биотитовые и биотит-гиперстеновые гнейсы (Володичев, 1997). Однако преимущественно распространены диафторированные их (E) разновидности – апоэндербиты и превращенные в амфибол-биотитовые биотитовые, эпидот-биотитовые гнейсы.

На восточном побережье Онежского озера [9] эндербиты (E) кварцеводиорит-тоналит-плагиогранитного состава – чарнокитоиды (Ч): чарноэндербиты (Нур гранодиориты) – чарнокиты (Нур ± Сrx низкощелочные граниты – граниты – лейкограниты) – щелочнополевошпатовые чарнокиты (Нур ± Сrx субщелочные двуполевошпатовые граниты–лейкограниты) слагают интрузивный Карицкий массив. В последнем содержатся ксенолиты вмещающих пород, различных размеров и с четкими контактами, представленные основными гранулитами, основными ультра-

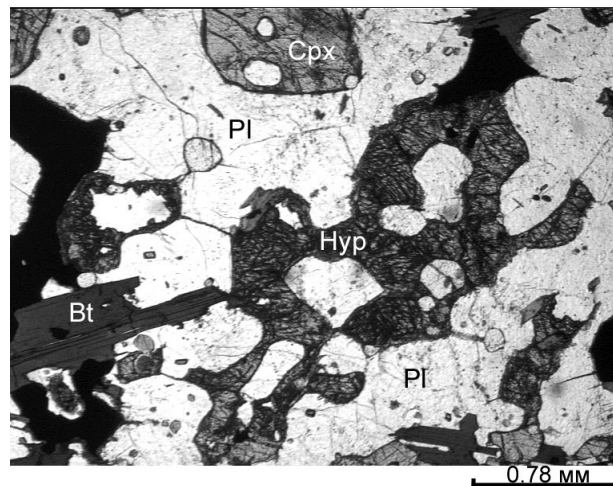


базитами – базитами, гиперстеновыми диоритами. В массиве отсутствуют проявления эндробитовой (EZI) мигматизации. Из жильных разновидностей наблюдались лишь поздние чарнокитоиды – аплитовидные-лейкокраповые и пегматоидные (Костин, 1989). Все породы интрузии после ее формирования в РТ-условиях гранулитовой фации претерпели наложенную перекристаллизацию в изофациальных условиях и далее диафорез при понижении степени метаморфизма.

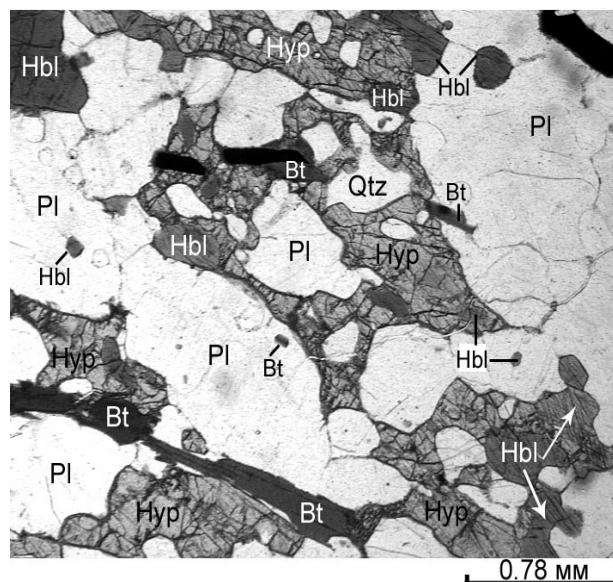
### Петрографические особенности и химизм эндробитов

**Эндробиты (EZI)** представляют собой (табл. 2) редко светлые, чаще серые [1, 4, 5], преимущественно темно-серые [1, 2, 4–6] и темные [7 – I гранулитовый метаморфизм], мелко- [1, 3, 4, 7–I, F?] – средне- [1, 2, 4, 5, 7–I, F] – крупнозернистые [1, 2, 4, 5, 7–I, F] и пегматоидные [1, 7–I] разновидности пород. Данные образования соответствуют (табл. 3) гиперстеновым – дупироксеновым: диоритам [3, 4, 7, F] – лейкодиоритам [1] – кварцевым диоритам [1–4, 7, F] – тоналитам [1, 2, 4, 7, F] – плагиогранитам [1, 2, 4–7], реже – лейкоплагиогранитам [5], а также субщелочным (диоритам [F] – лейкодиоритам [1] – кварцевым диоритам [F] – пегматоидным кварцевым лейкодиоритам [1]) – кварцевым монцодиоритам [4]. Большинство эндробитов имеют (табл. 2) аллотриоморфнозернистые [1–4, 6, 7, F], иногда гипидиоморфнозернистые [5] и переходные от вторых к первым [3] структуры, а также бластогипидиоморфнозернистые [7] – с субидиоморфными кристаллами плагиоклаза; текстуры – обычно массивные, реже гнейсовидные. В типичные Нур + Срх + Pl + Qtz парагенезисы этих пород (табл. 3) иногда входит красновато-коричневый [5] и ярко-коричневый [7] биотит. В эндробитах (жильная часть мигматитов) губы Поньгомы Белого моря [4] и юго-западного берега оз. Тулос [7], наряду с гиперстеном, встречается феррогиперстен. В EZI района [7] также может присутствовать ортоклаз.

О. И. Володичевым (1997) в районе оз. Широного [7] выделен и детально описан реметаморфизм (гранулитовый метаморфизм II) эндробитов (EZI) диоритового-кварцеводиоритового, реже до плагиогранитного составов. С наложенным процессом реметаморфизма О. И. Володичев связывает перекристаллизацию первичных минералов, особенно пироксенов с укрупнением размеров зерен и формированием пойкилопорфиобластических их форм (рис. 8). При гранулитовом метаморфизме II образуются новые – роговая обманка, биотит, гранат. В EZI, прежде всего, наблюдаются незначительные – амфиболизация, гранатизация пород (табл. 3, № 15, 16). Преобразованные эндробиты представлены достаточно широко биотит-гиперстеновыми ± дупироксеновыми гнейсами с парагенезисом, соответствующим табл. 3 (№ 17). В породах, по сравнению



**Рис. 8. Фрагмент формирования (средняя стадия) пойкилопорфиобластического зерна ромбического пироксена в эндробите (EZI) при гранулитовом метаморфизме II**  
Шлиф К-36, без анализатора. Участок оз. Широного [7]

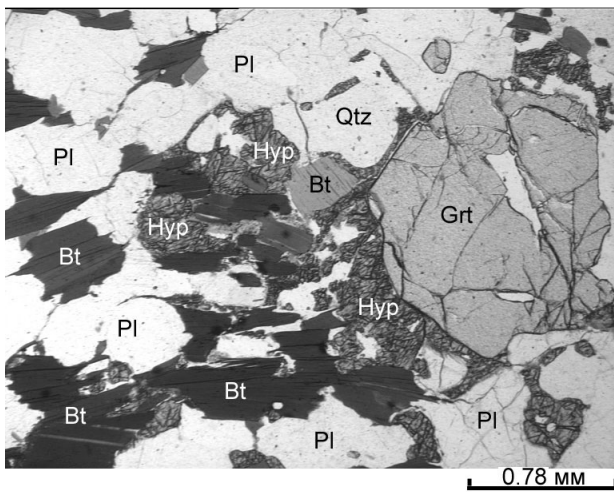


**Рис. 9. Биотит-дупироксеновые гнейсы, сформировавшиеся по эндробитам (EZI) при гранулитовом метаморфизме II**

Наряду с пойкилопорфиобластическими зернами ромбического пироксена в реметаморфизованных породах фиксируются по две формы выделения Hbl<sub>1</sub> и Bt<sub>1</sub>. Hbl<sub>1</sub> и Bt<sub>1</sub> – мелкие, идиоморфные и близкие к ним включения в Нур и Pl. Hbl<sub>2</sub> и Bt<sub>2</sub> – зерна неправильной формы и (или) вытянутые, развивающиеся по пироксену или одновременно с ним. Шлиф L-1-3, без анализатора. Район оз. Широного [7]

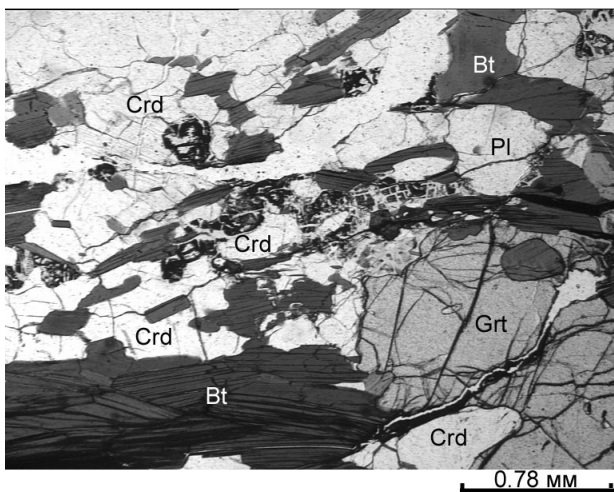
с EZI, появляется буровато-зеленая роговая обманка, новообразованный более титанистый биотит; пироксены образуют скелетную пойкилопорфиобластическую форму зерен (рис. 9). Еще одной разновидностью реметаморфизованных эндробитов являются биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы (табл. 3, № 18 и 20). В последних иногда сохраняются аналогичные описанным выше зерна гиперстена (рис. 10, табл. 3, № 19), плагиоклаз часто имеет

антипертитовое строение, могут присутствовать единичные зерна ортоклаза. Гранат образует как чистые округлые выделения, так и пойкилобласты с включениями кварца. Ярко-коричневый биотит, подчеркивающий гнейсовую текстуру, может быть либо равновесен с гранатом (Grt-Bt гнейсы), либо более ранним по отношению к нему (Bt гнейсы). Среднезернистые кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы (рис. 11, табл. 3, № 21) имеют полосатый облик, в виде чередования тонких Grt-Bt-Crd и более широких Qtz-Pl полосок. В парагенезисах этих пород, в отличие от предыдущих, содержится кордиерит и несколько более магнизиальный и менее железистый гранат, ярко-коричневый биотит с широкими вариациями титанности и более кислый плагиоклаз (табл. 3, № 21).



**Рис. 10.** Реликты ромбического пироксена в гранат-биотитовых гнейсах – реметаморфизованных при гранулитовом метаморфизме II эндербитах (EZI)

Шлиф К-33-1, без анализатора. Район оз. Широтного [7]



**Рис. 11.** Кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы (по EZI) – гранулитовый метаморфизм II

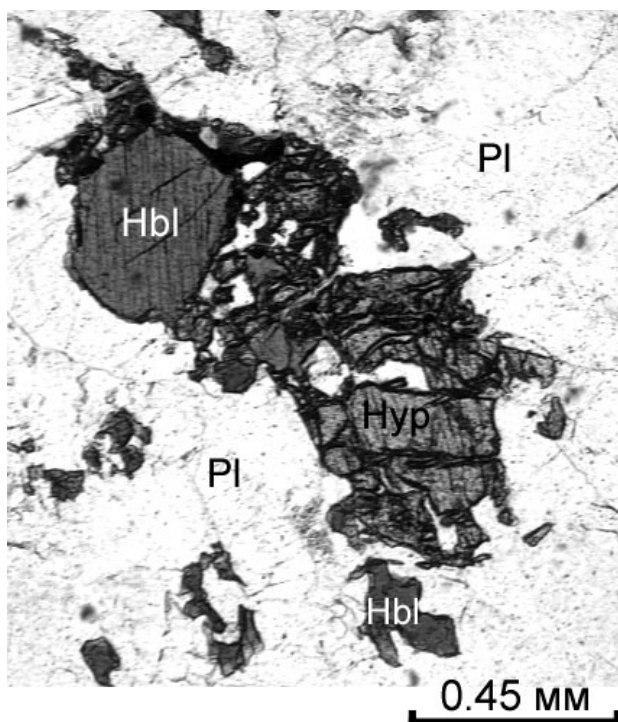
Шлиф L-15, без анализатора. Район оз. Широтного [7]

В районе юго-западного берега оз. Тулос [7] автором статьи (по шлифам Л. П. Свириденко и В. Н. Кожевникова) выделяются ранний эндербитовый парагенезис и последующая перекристаллизация (табл. 3, № 22 и 23) в изофациальных условиях с новообразованными –  $\text{Cpx}^2$ , ярко-коричневым биотитом, а также развитой по пироксенам (Нур – FНур,  $\text{Cpx}^1$ ) буровато-зеленой роговой обманки. Неразделенный парагенезис (табл. 3, № 24) может включать как две стадии гранулитового метаморфизма, так и фиксировать заключительную равновесную ассоциацию.

Последняя устанавливается и по шлифам эндербитов Варпайсьярвинского блока [F], любезно предоставленных О. И. Володичевым. В породах наблюдаются соотношения – Нур,  $\text{Cpx} \leftrightarrow \text{Bt}$ , Нур,  $\text{Cpx} \leftrightarrow \text{Hbl}$ ,  $\text{Bt} \leftrightarrow \text{Hbl}$ , представляющие собой взаимные прорастания, пересечения, развитие кайм, а также реликтов одного минерала в другом и, наоборот, названные автором статьи «балансирующим равновесием». Такие явления обычно фиксируют приближающиеся к равновесным соотношения и собственно парагенетические ассоциации. В работе J. Paavola (1984) приводятся безамфиболовые разновидности основных гранулитов. Скорее всего, что ранние парагенезисы эндербитов также не содержали Hbl и, возможно, в дальнейшем испытали перекристаллизацию (рис. 12) в изофациальных условиях с формированием заключительной парагенетической ассоциации Нур +  $\text{Cpx} + \text{Hbl} + \text{Bt} + \text{Pl} \pm \text{Qtz}$  (табл. 3, № 25). Следует отметить, что в жильных эндербитах Поньгомнаволоцкого массива [4] не столь интенсивно, как в [7], также наблюдается наложенная перекристаллизация (рис. 13) в изофациальных условиях ( $\text{Cpx}^1 \rightarrow \text{Cpx}^2$ , Нур  $\rightarrow \text{Cpx}^2$ ) с незначительной последующей амфибололизацией (Hbl) пород (табл. 3, № 10, 11).

Таким образом, как было описано выше, эндербиты (EZI) мигматитовых субкомплексов и (или) жильные часто имеют не только схожие или отличающиеся: состав, внешний облик, зернистость, структуры и текстуры, ранние парагенезисы; но и в некоторых ГЭЧ комплексах [4, 7, F] могут быть подвержены процессам поздней перекристаллизации. Они осуществляются в изофациальных условиях с формированием: либо новых минералов ( $\text{Cpx}^2$ , Hbl, Bt, Grt) [4, 7], либо преобразованных эндербитов с равновесными Нур +  $\text{Cpx} + \text{Hbl} + \text{Bt} + \text{Pl} + \text{Qtz}$  парагенезисами [7, F], либо Bt–Нур– $\text{Cpx}$ , Grt–Bt, Crd–Grt–Bt гнейсов при гранулитовом метаморфизме II. Процессы перекристаллизации EZI, возможно, имеют место и в других районах развития эндербитов, но это требует дальнейшего изучения.

**Эндербиты (E)**, образующие поля [1, 5, 6, 7] и интрузивные массивы – Керчугский [2], Поньгомнаволоцкий [4], Карицкий [9] представлены (табл. 2) чаще всего темно-серыми [1, 2, 4–7, 9], реже серыми [4, 5, 9]; мелко [4, 5, реже 9] – среднезернистыми [1, 2, 6, 7, 9, реже 4], иногда до крупнозернистых [9] породами. Они соответствуют (табл. 4) гиперстеновым  $\pm$  двупироксеновым: диоритам [4, 6] – кварцевым диоритам



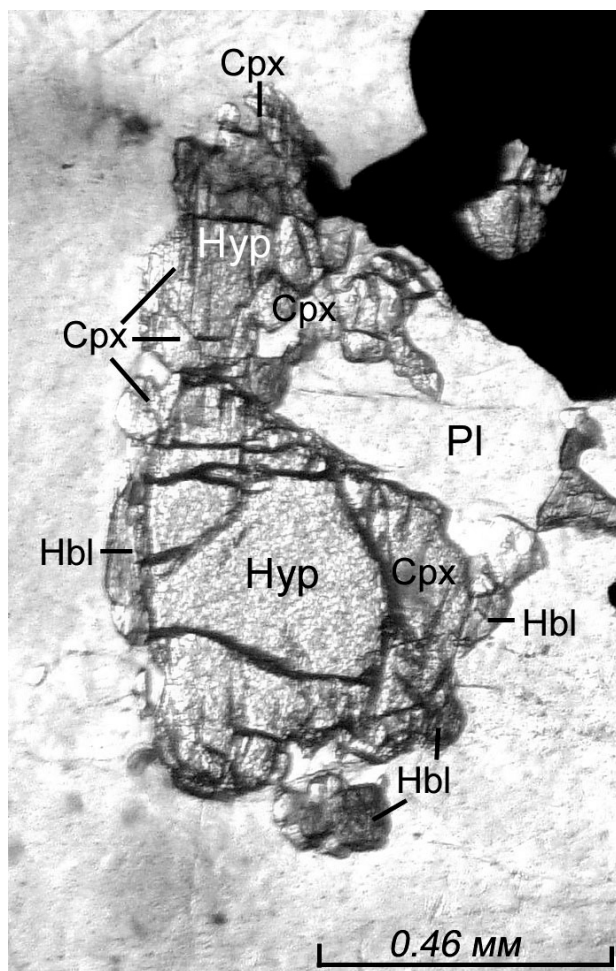
**Рис. 12.** Формирование коричневатозеленого амфибола по ромбическому пироксену при поздней изофациальной перекристаллизации в эндербитах (EZI)

Шлиф КР-11, без анализатора, оз. Варпайсьярви [F]

[4–6, 7–I гранулитовый метаморфизм, 9] – тоналитам [1, 2, 4–6, 7–I, 9] – плагиогранитам [1, 2, 4–6, 7–I, 9]; встречаются и Нур ± Срх субщелочные: диориты [2] – лейкодиориты [2] – кварцевые (диориты [2, 4] – лейкодиориты [2]). Структуры эндербитов чаще всего (табл. 2) аллотриоморфнозернистые [1, 2, 4–7, 9], однако в них иногда встречаются участки гипидиоморфнозернистых и наблюдаются переходы от последних к первым [4, 6, 9]. Гипидиоморфнозернистые структуры характерны и для эндербитов оз. Тикшеозеро [5]. Текстуры всех пород (Е) преимущественно массивные, редко – переходящие к гнейсовидным.

Для эндербитов Керчугского [2], Поньгомнаволоцкого [4] и Карицкого [9] массивов характерны Нур + Срх + Pl + Qtz ранние парагенезисы (табл. 4, № 2, 5, 13). Ортоклаз, который встречается в Е тоналит-плагиогранитного состава [4], возможно, образуется немного позже гиперстена и плагиоклаза, также на магматической стадии, но при формировании чарнокитоидов массива. Ярко-коричневый [1], красновато-коричневый [5] и темно-красновато-коричневый [6] биотит входит в состав Нур + Срх + Pl + Qtz парагенезисов (табл. 4, № 1, 8, 9) эндербитов, образующих поля [1, 5, 6]. В районе оз. Нерпозеро – оз. Лариново [1] в парагенетических ассоциациях может присутствовать феррогиперстен (табл. 4, № 1).

Редкая и очень незначительная гранулитовая амфиболитизация в виде тонких кайм или участков буровато-зеленой роговой обманки, развивающейся по ромбическому и моноклинному пироксенам, фикси-



**Рис. 13.** Минеральные преобразования: Нур → Срх<sup>2</sup> → Hbl, Нур → Hbl, наблюдающиеся при поздней изофациальной перекристаллизации в жильных эндербитах (EZI) Поньгомнаволоцкого массива

Шлиф Ts-2-2, без анализатора. Полуостров Поньгомнаволоки Белого моря [4]

руется в полях эндербитов [1, 6]. В районе Вокнаволока [6] возможно частичное развитие биотита и на этой стадии (рис. 14, табл. 4).

В Поньгомнаволоцком массиве [4], наряду с ранними равновесными соотношениями Нур + Срх<sup>1</sup>, наблюдаются каймы Срх<sup>2</sup> по гиперстену и более крупные зерна моноклинного пироксена с реликтами ромбического. Таким образом, осуществляется незначительная поздняя изофациальная перекристаллизация эндербитов, в ходе которой в дальнейшем фиксируется развитие буровато-зеленой роговой обманки по гиперстену и обеим генерациям моноклинного пироксена (табл. 4, № 5 → 6 → 7). Петрографические наблюдения показали, что с аналогичным процессом связано и формирование нового парагенезиса (табл. 4, № 13 → 14) ярко-коричневого биотита с ромбическим и моноклинным пироксенами в эндербитах Карицкого массива [9]. В парагенетических ассоциациях двухпироксеновых диоритов из ксенолитов этой интрузии при поздней перекристаллизации образуется

Таблица 4

## Парагенезисы эндербитов (Е), образующих поля и интрузивные массивы, ГЭЧ комплексов Карелии [1–2, 4–7, 9]

№ п.п.	Районы	Парагенезисы	Породы
1	[1]	Hyp <sub>45-50</sub> -FHyp <sub>51-57</sub> ± Cpx ± Bt <sub>47-48</sub> <sup>4.45-4.97</sup> + Pl <sub>24-33</sub> + Qtz	Гиперстеновые ± двупироксеновые (тоналиты – плагиограниты) – эндербиты, образующие «поля»
2	[2]	Hyp <sub>30,37-41</sub> ± Cpx + Pl <sub>24-30</sub> + Qtz	Гиперстеновые ± двупироксеновые (преимущественно – тоналиты-плагиограниты, в меньшей степени субщелочные – лейкодиориты-кварцевые диориты-кварцевые лейкодиориты) – эндербиты Керчугского массива
3	[1–2]	Hyp <sub>30,37-50</sub> ± FHyp <sub>51-57</sub> ± Cpx ± Bt <sub>47-48</sub> <sup>4.45-4.97</sup> + Pl <sub>24-33</sub> + Qtz	Гиперстеновые ± двупироксеновые (преимущественно – тоналиты-плагиограниты, в меньшей степени субщелочные – лейкодиориты-кварцевые диориты-кварцевые лейкодиориты) – эндербиты, образующие поля [1] и массив [2]
4	[1–2]	± Hbl	Редкая и очень незначительная амфиболизация пород
5	[4]	Hyp <sub>43</sub> ± Cpx <sup>1</sup> + Pl <sub>23-35</sub> + Qtz, ± Or	Гиперстеновые ± двупироксеновые (диориты-кварцевые диориты-субщелочные кварцевые диориты-тоналиты-плагиограниты) – эндербиты интрузивного массива
6	[4]	Cpx <sup>2</sup>	Незначительная амфиболизация пород
7	[4]	± Hbl	Незначительная амфиболизация пород
8	[5]	Hyp + Cpx + Bt + Pl <sub>25-35</sub> + Qtz	Двупироксеновые (кварцевые диориты-тоналиты-плагиограниты) – эндербиты, образующие поля
9	[6]	Hyp <sub>39-40</sub> ± Cpx <sub>27-28</sub> + Pl <sub>32-40</sub> + Qtz, (+ Bt <sub>40</sub> <sup>3.82</sup> )*	Гиперстеновые ± двупироксеновые (диориты-кварцевые диориты-тоналиты-плагиограниты) – эндербиты, образующие поля
10	[6]	± Hbl	Незначительная амфиболизация пород
11	[7]	Hyp ± Cpx + Pl <sub>32-34</sub> + Qtz, ± Bt	Гиперстеновые ± двупироксеновые (тоналиты-плагиограниты, редко кварцевые диориты) – эндербиты, образующие поля (массивы). Гранулитовый метаморфизм I
12	[7]	Hyp ± Cpx + Bt + Pl <sub>32-33</sub> + Qtz ± Or, ± Hbl	Гиперстен-биотитовые и биотит-гиперстеновые гнейсы тоналитового, реже кварцеводиоритового состава по эндербитам, формирующим массивы. Гранулитовый метаморфизм II
13	[9]	Hyp ± Cpx + Pl <sub>24-35</sub> + Qtz	Гиперстеновые ± двупироксеновые (кварцевые диориты-тоналиты-плагиограниты) – эндербиты Карицкого массива. Реликтовый ранний парагенезис
14	[9]	Hyp ± Cpx + Bt <sub>44-50</sub> <sup>3.92-5.04</sup> + Pl <sub>20-35</sub> + Qtz	Перекристаллизация в гранулитовой фации эндербитов Карицкого массива. Наиболее распространенный парагенезис
15	[9]	Hyp ± Cpx + Pl <sub>28-47</sub> + Qtz	Гиперстеновые ± двупироксеновые (диориты-субщелочные диориты) из ксенолитов в эндербитах – чарнокитоидах Карицкого массива. Ранний парагенезис
16	[9]	Hyp ± Cpx ± Hbl + Bt + Pl <sub>28-47</sub> + Qtz	Перекристаллизация в гранулитовой фации предыдущих образований, иногда с укрупнением зерен минералов

Примечание. 1 – оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро («поля» Е в районе оз. Нерпозеро – оз. Лариново и оз. Лопское – оз. Пажма), 2 – оз. Керчуг, одноименный массив, 3–4 – оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро и оз. Керчуг, 5–7 – п-ов Поньгомнаволок – одноименный массив, 8 – оз. Тикшеозеро – оз. Пяозеро, 9–10 – пос. Вокнаволок, \* – развитие биотита возможно и на стадии амфиболизации пород в гранулитовой фации, 11–12 – оз. Короппи – оз. Перюкс – оз. Широтное, 13–16 – восточное побережье Онежского озера, Карицкий массив.

не только Bt, но и Hbl (табл. 4, № 15 → 16). При этом возможно укрупнение зерен минералов. В новообразованных парагенезисах Карицкого массива между Hyp, Cpx и Bt, Hyp, Cpx и Hbl фиксируются соотношения «балансирующего равновесия», описанного ранее для EZI Варпайсьярвинского блока.

Ранний парагенезис апоэндербитов и гнейсов (табл. 4, № 11) оз. Короппи – оз. Перюкс – оз. Широтное [7] составлен по гранулитовым минералам, сохранившимся среди последующих наложенных процессов реметаморфизма и диафтореза. Вероятно, от первых гипидиоморфных структур, иногда даже в измененных эндербитах (Е), остаются реликты крупных зерен частично идиоморфного плагиоклаза. Текстуры пород, очевидно, первично были массивными, для апоэндербитов характерны гломеробласты по пироксенам и буровато-зеленой роговой обманке, сложенные диафторическими амфиболами, биотитом, эпидотом. Наиболее сохранившиеся (оз. Широтное) реметаморфизованные эндербиты (гранулитовый метаморфизм II) представлены достаточно однообразными гиперстен-биотитовыми и биотит-гиперстеновыми гнейсами с лепидогранобластовыми и гранобластовыми структурами и с элементами пойкилопорфириблестической – для зерен гиперстенов. Парагенезисы по-

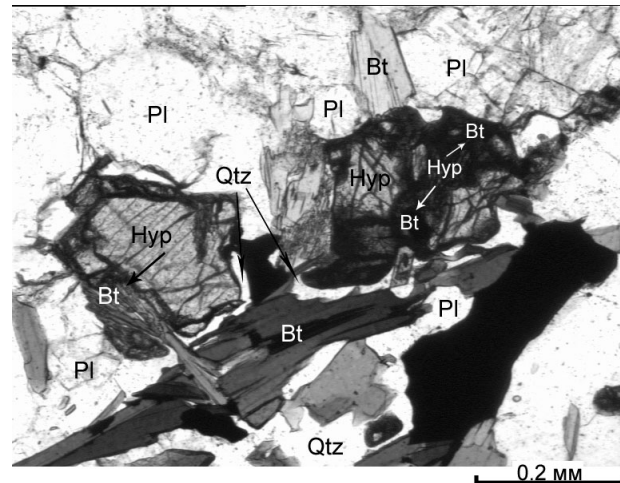


Рис. 14. Развитие темно-красновато-коричневого биотита по гиперстену в эндербитах (Е)

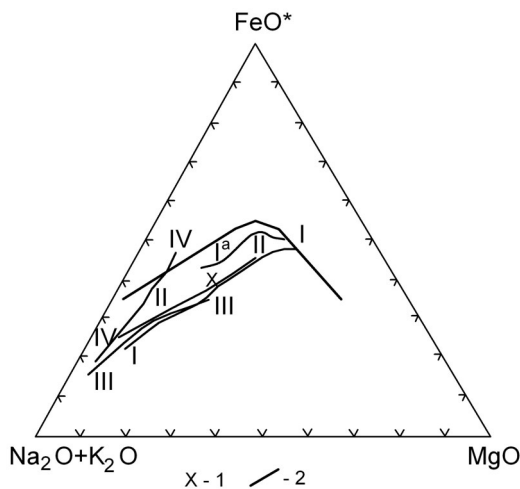
Процесс биотитизации возможен на стадии одновременной незначительной гранулитовой амфиболизации пород. Шлиф К-2326, без анализатора, пос. Вокнаволок [6]

род отражены в табл. 4 (№ 12). В них появляется равновесная с пироксеном и биотитом буровато-зеленая роговая обманка. Среди плагиоклазов обнаруживаются

реликты крупных кристаллов субидiomорфного магматического облика с простыми двойниками, наблюдаются единичные зерна ортоклаза.

В целом характерными петрографическими особенностями эндрбитов (Е) являются более схожие, чем различные – облик, структуры и текстуры, минеральный состав;  $\text{Hyr} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Qtz}$  (интрузивные массивы) – [2, 4, 9] и  $\text{Hyr} + \text{Cpx} + \text{Bt} + \text{Pl} + \text{Qtz}$  (поля) – [1, 5, 6] ранние парагенезисы и незначительная гранулитовая амфиболизация [1, 6]. Кроме того, в рассматриваемой группе пород (Е) фиксируется поздняя изофациальная перекристаллизация, проявленная в различной степени интенсивности, от образования отдельных минералов –  $\text{Crx}^2$ ,  $\text{Hbl}$ ,  $\text{Bt}$  [4, 9] до формирования новых парагенезисов [9] и широкого развития реметаморфизма – гранулитового метаморфизма II [7].

Средние химические составы эндрбитов (Е и EZI) представлены в табл. 1. Общей закономерностью эндрбитов обеих групп является известково-щелочная специфика (Король, 2003) их составов и трендов (табл. 1, рис. 15), что характерно и для чарнокитоидов (Ч). Из всех разновидностей эндрбитов группы EZI наиболее железистыми являются жильные двупироксеновые плагиограниты – плагиолейкограниты п-ова Поньгомнаволоок Белого моря [4], а наименее – гиперстеновые кварцевые диориты п-ова Мундиннаволоок [3] оз. Кереть (табл. 1, № 11 и 9). Максимальную железистость, согласно средним химическим составам пород всей группы (Е), имеют гиперстеновые тоналиты – плагиограниты ( $F = 78,67\%$ ), образующие поля в районе оз. Нерпозеро – оз. Лариново [1], минимальную – эндрбиты ( $F = 64,40\%$ ) Керчугского [2] массива (табл. 1, № 28 и 30). Отмечается возрастание железистости в интрузивных эндрбитах [2, 4, 9] от Кер-



**Рис. 15.** Сводная диаграмма AFM – ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}^* - \text{MgO}$ ) трендов химических составов эндрбитов и чарнокитоидов гранулит-эндрбит-чарнокитовых комплексов Карелии и Центральной Финляндии:

1 – средний состав эндрбитов ранней мигматизации [1]; 2 – тренды средних составов: эндрбитов мигматитовых субкомплексов – I-I [1–7, F] и Ia [7], эндрбитов, образующих поля и массивы, – II-II [1–2, 4–7, 9], чарнокитоидов, сопряженных с эндрбитами, – III-III [1, 4, 5, 7, 9, F], порфиридных чарнокитоидов вичанского типа – IV-IV [1, 3]

чугского к Поньгомнаволоокскому и далее – Карицкому массивам (табл. 1, № 30, 32, 37). В эндрбитах, образующих поля, значения  $F$  убывают (табл. 1, № 28, 29, 33, 34) от ГЭЧ комплекса [1] к [5] и [6]. Гиперстенбиотитовые гнейсы (табл. 1, № 35) – реметаморфизованные эндрбиты оз. Широтного [7] имеют близкое к минимальному значение  $F$  (64,77%).

### Минералы эндрбитов

Изучение роли эндрбитов (Е, EZI) в метаморфической эволюции ГЭЧ комплексов Карелии и Центральной Финляндии во многом опирается на исследование особенностей их минерального состава. Главными породообразующими минералами данных пород являются ромбический и моноклинный пироксены, плагиоклаз, кварц, реже буровато-зеленый амфибол, биотит, калиевый полевой шпат. Все они являются индикаторами петрологических процессов магматизма и метаморфизма гранулитовой фации. В этом аспекте рассматриваются и пироксены, биотиты, гранаты и кордиериты, связанные с перекристаллизацией пород в условиях гранулитового метаморфизма II [7].

**Ромбические пироксены** являются главными определяющими типоморфными минералами эндрбитов как на ранних периодах развития пород, так и при перекристаллизации в изофациальных условиях и (или) реметаморфизме. Минералы, парагенетичные с ромбическими пироксенами, представлены в таблицах 2–4, химические составы ромбических пироксенов и их кристаллохимические формулы – в табл. 5–7. Большинство ромбических пироксенов соответствуют (Минералы, 1981) гиперстенам, в меньшей степени феррогиперстенам (табл. 5–7), согласно международной классификации I.M.A. (Morimoto, 1988) – энстатитам, реже ферросилитам. Зерна ромбических пироксенов обычно имеют неправильную форму, иногда с сохранением частей вытянутых идиоморфных граней. При перекристаллизации в изофациальных условиях они могут формировать и пойкилопорфировластовые формы выделения (рис. 8). Для  $\text{Hyr}$ ,  $\text{FHyr}$  в шлифах характерны преимущественно розоватые и реже бесцветные окраски (по  $\text{Nr}$ ).

Пределы колебаний железистости ( $F$ ) в гиперстенах (табл. 6, 7) из эндрбитов ГЭЧ комплексов составляют 29,5–50,0%, с преимущественными значениями от 39 до 49%. Наименее железисты  $\text{Hyr}$  ( $F = 29,5\text{--}41,1\%$ ) из эндрбитов Керчугского массива [2]. Значения  $F$ , близкие к максимальным, в рассматриваемых минералах встречаются и в EZI губы Поньгомы Белого моря [4], на оз. Широтном [7] и в Е [1] оз. Нерпозеро – оз. Лариново (табл. 6, 7).

Содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в гиперстенах из эндрбитов изменяются в пределах 0,70–2,88% с некоторыми отклонениями: минимальным – 0,63% в Е [6] и максимальным – 4,00% в EZI [7].

Пределы колебания  $\text{MnO}$  в гиперстенах из EZI и Е достаточно близки и составляют 0,35–0,84%, кроме минимального (0,21%) и максимального (1,02%) значений этого окисла в ГЭЧ комплексе [6].

Таблица 5

## Химические анализы минералов из эндрбитов периода региональной мигматизации и гранитизации

№	Минерал	Оксиды Образцы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	ппп	Сумма
1	Нур	V-2068-7	50,20	0,21	1,70	0,24	26,60	0,55	18,31	0,42	0,07	0,02	–	1,45	99,77
2	Нур	V-2068-8a	50,41	0,21	1,60	0,31	25,82	0,52	19,10	0,50	0,09	0,01	–	1,27	99,84
3	Нур	V-2006	48,92	0,20	2,88	1,69	24,40	–	18,81	1,24	0,07	0,01	–	1,91	100,13
4	Нур	V-1417-2	50,32	0,20	1,96	2,36	22,63	0,76	21,00	0,55	0,02	0,02	–	–	99,82
5	Нур	2381	51,78	0,04	1,50	0,90	23,40	0,45	21,60	0,46	–	–	–	–	100,13
6	Нур	176v	50,22	0,08	2,35	0,50	28,75	0,40	17,34	0,34	–	–	–	–	99,98
7	FNур	218b	49,86	0,06	1,22	0,76	31,18	0,21	16,18	0,11	–	–	–	–	99,58
8	Нур	138zh	50,20	0,07	2,45	1,90	24,21	0,40	19,13	0,46	–	–	0,95	–	99,77
9	Нур	89k	50,16	0,07	1,81	0,68	28,91	0,35	17,44	0,11	–	–	0,45	–	99,98
10	Нур	K-36	49,98	0,15	0,97	2,52	23,95	0,83	17,10	0,80	0,08	0,07	–	3,11	96,56
11	Срх	K-36	52,04	0,22	0,83	2,39	9,10	0,30	12,70	20,70	0,49	0,04	–	1,01	99,82
12	Bt	K-36	36,48	3,76	15,94	4,08	15,33	0,09	11,25	0,86	0,11	9,22	–	2,27	99,39
13	Нур	L-3-6	48,28	0,05	4,00	1,66	25,50	0,37	16,55	0,86	0,06	0,07	–	2,28	99,68
14	Bt	L-3-6	34,75	3,50	18,71	1,54	16,16	0,04	11,34	0,35	0,10	9,12	–	4,10	99,71
15	Grt	L-3-6	37,80	0,03	20,96	1,56	26,94	1,23	7,28	3,50	0,07	0,04	–	–	99,41
16	Нур	L-1-3	50,78	0,14	1,95	0,06	25,66	0,60	17,35	1,08	0,05	0,13	–	1,62	99,42
17	Срх	L-1-3	51,52	0,22	1,43	0,69	9,82	0,26	13,33	20,63	0,42	0,05	–	1,09	99,46
18	Bt	L-1-3	36,86	4,25	14,40	1,63	15,45	0,06	13,86	0,36	0,06	9,97	–	2,32	99,22
19	Bt	L-1-8	34,90	4,40	18,18	2,72	14,90	0,03	11,25	0,28	0,56	9,57	–	2,70	99,49
20	Нур	L-14-4	47,92	0,19	3,29	1,77	23,13	0,81	19,60	0,56	0,05	0,09	–	2,07	99,48
21	Bt	L-14-4	35,15	3,83	16,50	1,71	14,37	0,04	14,08	1,62	0,11	9,26	–	2,71	99,38
22	Grt	L-14-4	40,10	0,10	20,08	4,00	23,94	1,11	6,90	2,80	0,22	0,43	–	–	99,68
23	Bt	V-36-3	36,16	3,95	17,26	4,50	11,97	0,06	13,11	0,49	0,06	9,03	–	3,07	99,66
24	Grt	V-36-3	39,68	0,10	20,34	4,06	25,14	0,66	7,30	1,96	0,18	0,22	–	–	99,64
25	Bt	L-1-10	35,00	3,35	19,60	2,75	11,49	0,02	13,61	0,35	0,10	9,12	–	4,53	99,92
26	Grt	L-1-10	37,95	0,02	20,90	1,56	26,98	0,82	8,70	1,78	0,06	0,05	–	0,61	99,43
27	Bt	L-15	35,96	4,40	18,32	1,23	12,57	0,02	13,10	0,56	0,06	10,00	–	3,44	99,66
28	Grt	L-15	37,58	0,04	21,20	1,07	26,94	0,51	9,00	1,43	0,06	0,03	–	1,52	99,38
29	Crd	L-15	48,67	0,02	31,05	0,15	7,00	0,05	10,86	0,31	0,13	0,01	–	1,39	99,64
30	FNур	SV-2409	49,13	0,50	0,91	0,77	30,20	1,60	14,71	0,70	0,05	–	–	1,56	100,13
31	Нур	VK-156	50,70	0,37	2,10	4,16	22,65	0,76	18,20	0,70	0,03	0,03	–	–	99,70
32	Bt	VAK-156	35,86	4,45	16,00	4,17	15,68	0,10	11,84	0,28	0,09	8,77	–	2,56	99,80
33	FNур	V-2152-5	49,02	0,12	1,73	1,27	28,91	0,58	16,03	0,91	–	0,01	–	1,25	99,83
34	Нур	V-2197	51,00	0,25	2,00	1,35	22,63	0,53	20,20	0,35	0,03	0,03	–	1,27	99,64
35	Нур	K-3	51,44	0,18	2,50	0,43	23,18	0,67	20,17	1,24	0,02	0,02	–	0,05	99,90
36	Нур	K-4	51,14	0,08	1,04	1,56	23,59	0,64	20,32	0,18	0,04	0,03	–	1,64	100,26
37	Нур	V-2198	50,16	0,22	2,00	1,32	22,45	0,50	20,50	0,12	0,03	0,03	–	2,43	99,76
38	Нур	55zh	50,76	0,05	2,41	1,44	24,44	0,50	19,18	0,35	–	–	–	–	99,13
39	Нур	VK-927	51,21	0,24	1,45	1,26	22,91	0,21	21,20	0,84	0,02	0,02	–	–	99,36
40	Срх	VK-927	51,59	0,24	1,95	1,45	8,23	0,23	13,98	20,99	0,53	0,02	–	0,92	100,13
41	Bt	VK-927	37,08	3,82	15,71	3,85	13,13	0,09	14,15	0,28	0,06	9,18	–	2,52	99,87
42	Нур	VK-765	51,58	0,07	0,63	2,00	22,27	1,02	20,20	0,14	0,06	0,04	0,06	1,73	99,74
43	Срх	VK-765	51,83	0,05	2,55	2,80	6,46	0,44	13,52	20,56	0,38	0,06	0,10	1,41	100,06
44	Bt	Kt-18	36,00	3,92	16,13	2,18	17,11	0,13	11,25	0,06	0,14	9,05	3,70	–	99,67
45	Bt	Kt-20	38,12	4,09	15,20	1,48	16,26	0,07	11,60	0,28	0,26	8,99	3,35	–	99,70
46	Bt	Kt-18A	35,40	4,23	16,25	2,14	17,51	0,14	10,93	0,22	0,11	8,74	3,85	–	99,52
47	Bt	Kt-20B	36,18	4,23	16,05	1,65	17,04	0,13	11,49	–	0,10	9,61	3,35	–	99,83
48	Bt	Kt-99	37,02	5,04	13,88	2,58	16,43	0,13	11,34	–	0,12	9,50	3,30	–	99,34
49	Bt	Kt-105	36,90	5,00	13,82	1,93	15,93	0,12	12,38	0,06	0,09	9,42	3,20	–	98,85

Примечание. 1–30 – эндрбиты (EZI) мигматитовых субкомплексов и жильные: двупироксеновые или гиперстеновые – диориты (30) – кварцевые диориты (4) – тоналиты (5), субщелочные: лейкодиориты (1) – пегматоидные кварцевые лейкодиориты (2); эндрбиты без химических анализов пород (3, 6–9); гранулитовый метаморфизм: I – двупироксеновые диориты (10–12) и гиперстеновые кварцевые диориты (13–14), II – гранатизация последних (15), биотит-двупироксеновые (16–18) и биотитовые (19) гнейсы по EZI, гранат-биотитовые гнейсы (21–24) и реликты гиперстена (20) в них, кордиерит-гранат-биотитовые (25–29) гнейсы. 31–49 – эндрбиты (E), образующие поля и массивы: двупироксеновые кварцевые диориты (42–43), Нур ± Срх – тоналиты (31–32, 34, 44–45) – плагиограниты (33, 35–37), (46–49 – трондьемиты по Л. Н. Котовой, 1993); эндрбиты без химических анализов пород (38); двупироксеновые диориты (39–41) из пегматоидных выделений среди эндрбитов.

Районы. [1] – 1–3, 31–33 – оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро; 1–2 – оз. В. Пажма, 3 – оз. Мал. Нигрозеро, 31–33 – оз. Нерпозеро – оз. Лариново (поля эндрбитов). [2] – 4–5 и 34–37 – оз. Керчуг, одноименный массив эндрбитов (EZI и E). [4] – 6–9 – губа Поньгома Белого моря; остров Белужья луда (6, 9), о. Гольшный (8), 38 – п-ов Поньгомнаволоок Белого моря, Поньгомнаволоокский массив эндрбитов – чарнокитоидов. [6] – 39–43 – пос. Вокнаволоок. [7] – 10–29 – оз. Широтное (восточнее – юго-восточнее оз. Перюкс), 30 – юго-западный берег оз. Тулос. [9] – 44–49 – юго-восточное побережье Онежского озера – Каричский массив эндрбитов – чарнокитоидов.

При составлении таблицы автором были использованы следующие рукописные и печатные материалы: Король, 1990 – [1–2]; Володичев, 1990 – [1–2], 1997 – [7]; Крылова, Климов, 1978 – [2, 4]; Володичев, Коншин, Король, 1985 – [6]; Свириденко, 1974 – [7]; Котова, 1993 – [9].



Окончание табл. 7

Компоненты	К-II-3					58A-JPK-77	84-JVP-76	90-JVP-80	129-JVP-79
	т. 1	т. 2	т. 7	т. 10	т. 12				
Mg	1,04	1,07	1,04	1,03	1,03	1,20	1,18	1,18	1,04
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03
Na	–	–	–	0,01	–	0,02	–	–	–
K	–	–	–	–	–	–	–	–	–
f (%)	–	–	–	–	–	35,83	37,57	–	–
F (%)	45,26	43,09	44,39	44,02	44,62	39,70	41,58	39,18	46,39
Тип Опх	Нуп	Нуп	Нуп	Нуп	Нуп	Нуп	Нуп	Нуп	Нуп
I.M.A.clas	En	En	En	En	En	En	En	En	En

Компоненты	V-2152-2						V-2152-5		
	т. 1	т. 2	т. 7	т. 9	т. 10	т. 11	т. 19	т. 1	т. 2
SiO <sub>2</sub>	52,12	53,32	50,59	52,89	53,16	49,51	53,28	51,84	53,41
TiO <sub>2</sub>	–	–	–	–	–	–	–	0,17	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	0,96	0,78	0,99	1,07	0,94	1,26	0,70	0,91
FeO	29,39	27,94	32,70	28,41	28,38	33,83	27,30	27,54	27,31
MnO	0,70	0,74	1,05	0,68	0,71	0,91	0,73	0,70	0,78
MgO	16,44	16,61	14,48	16,41	16,23	14,21	17,04	16,68	17,22
CaO	0,46	0,43	0,40	0,62	0,45	0,59	0,39	0,45	0,37
Na <sub>2</sub> O	–	–	–	–	–	–	–	–	–
K <sub>2</sub> O	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	98,08	100,00
Si	2,02	2,06	1,99	2,04	2,06	1,95	2,05	2,04	2,05
Al <sup>IV</sup>	–	–	0,01	–	–	0,04	–	–	–
Al <sup>VI</sup>	0,04	0,04	0,03	0,05	0,05	–	0,06	0,03	0,04
Ti	–	–	–	–	–	–	–	0,01	–
Fe <sup>3+</sup>	–	–	–	–	–	0,05	–	–	–
Fe <sup>2+</sup>	0,95	0,90	1,07	0,92	0,92	1,06	0,88	0,90	0,88
Mn	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03
Mg	0,95	0,96	0,85	0,95	0,94	0,83	0,98	0,98	0,99
Ca	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na	–	–	–	–	–	–	–	–	–
K	–	–	–	–	–	–	–	–	–
f (%)	–	–	–	–	–	56,08	–	–	–
F (%)	50,00	48,39	55,73	49,20	49,96	57,22	47,31	47,87	47,06
Тип Опх	Нуп-FНуп	Нуп	FНуп	Нуп	Нуп-FНуп	FНуп	Нуп	Нуп	Нуп
I.M.A.clas	En-Fs	En	Fs	En	Fs	Fs	En	En	En

Компоненты	V-2198								L-1-5
	т. 7	т. 8	т. 9	т. 10	т. 11	т. 12	т. 15	т. 16	т. 1
SiO <sub>2</sub>	54,72	54,64	54,47	56,65	54,84	56,42	54,84	54,56	51,28
TiO <sub>2</sub>	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,37	0,98	1,33	1,33	1,02	1,15	0,92	1,08	0,48
FeO	22,29	22,97	22,67	17,63	22,38	17,91	22,65	21,98	28,27
MnO	0,79	0,62	0,48	0,51	0,68	0,70	0,63	0,84	0,71
MgO	20,84	20,79	21,06	23,64	20,80	23,50	20,66	21,08	18,62
CaO	–	–	–	0,24	0,29	0,33	0,30	0,46	0,48
Na <sub>2</sub> O	–	–	–	–	–	–	–	–	–
K <sub>2</sub> O	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	100,01	100,00	100,01	100,00	100,01	100,01	100,00	100,00	99,84
Si	2,05	2,05	2,04	2,08	2,06	2,08	2,06	2,04	1,97
Al <sup>IV</sup>	–	–	–	–	–	–	–	–	0,02
Al <sup>VI</sup>	0,06	0,04	0,06	0,06	0,05	0,05	0,04	0,05	–
Ti	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Fe <sup>3+</sup>	–	–	–	–	–	–	–	–	0,04
Fe <sup>2+</sup>	0,70	0,72	0,71	0,54	0,70	0,55	0,71	0,69	0,86
Mn	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
Mg	1,16	1,16	1,18	1,29	1,16	1,29	1,16	1,18	1,06
Ca	–	–	–	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Na	–	–	–	–	–	–	–	–	–
K	–	–	–	–	–	–	–	–	–
f (%)	–	–	–	–	–	–	–	–	44,79
F (%)	37,63	38,30	37,57	29,51	37,63	29,89	37,97	36,90	45,92
Тип Опх	Нуп	Нуп	Нуп	Нуп	Нуп	Нуп	Нуп	Нуп	Нуп
I.M.A.clas	En	En	En	En	En	En	En	En	En

Пр и м е ч а н и е . Эндербиты (EZI): К-II-3 – двупироксеновый кварцевый диорит, оз. Нотозеро [1]; 84-JVP-76 – гиперстеновый диорит субщелочного ряда, 58A-JPK-77 и 90-JVP-80 – гиперстеновые кварцевые диориты нормального и субщелочного ряда, 129-JVP-79 – гиперстеновый тоналит, оз. Варпайсьярви, Центральная Финляндия [F]; L-1-5 – биотит-гиперстеновые гнейсы (гранулитовый метаморфизм II) по EZI, оз. Широное [7]. Эндербиты (E): V-2152-2 и V-2152-5 – двупироксеновые тоналиты и плагиограниты, образующие поля в водоразделе озер Нерпозеро – Лариново [1]; V-2198 – гиперстеновые плагиограниты Керчугского массива эндербитов [2].

Микрозондовые анализы (табл. 7–9) минералов – К-II-3, V-2152-2, V-2152-5, V-2198 выполнены в ИГ КарНЦ РАН на микроанализаторе INCA Energy-350 на базе сканирующего микроскопа VEGA II LSH. Кроме того, в статье автором использованы микрозондовые анализы по районам оз. Широного (Володичев, 1997) и оз. Варпайсьярви (Raavola, 1984).

Пироксены рассчитывались по (Sawthorn, Collerson, 1974) и с использованием компьютерной программы PX (Сebria, 1990). Наряду с используемыми в статье типами ромбических пироксенов названия данных минералов приводятся по I.M.A. classification (Morimoto, 1988).



Содержание CaO в гиперстенах из эндрбитов колеблется от 0,11 до 0,86%, с максимальным отклонением (1,24%) как в EZI района оз. Нигрозера [1], так и аналогичным по значению отдельным максимумом в Керчугском массиве [2].

В районе оз. Широного ГЭЧ комплекса [7] фиксируются некоторые закономерности изменения составов гиперстенов, связанные с перекристаллизацией пород при гранулитовом метаморфизме II. О. И. Володичевым (1997) на конкретных примерах в гиперстенах были зафиксированы уменьшение величин F, MnO и увеличение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO при перекристаллизации средних гранулитов и чарнокитоидов Широного массива в реметаморфизованные их разновидности. Изменение параметров (F, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, CaO) в гиперстенах и соответствующее снижение F и увеличение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Na<sub>2</sub>O в моноклинных пироксенах, парагенетичных с ними, может свидетельствовать, по мнению О. И. Володичева (1997), прежде всего о повышении давления при наложенном гранулитовом метаморфизме II в ГЭЧ комплексе [7]. Отсутствие анализов конкретных пар ромбических пироксенов из эндрбитов и их реметаморфизованных разновидностей не позволяет выявить эти особенности по аналогии с предыдущими. Однако даже в обобщенном варианте отмечается некоторое понижение железистости Нур от эндрбитов (46,3–47,9%) к биотит-двупироксеновым гнейсам (гр. мет. II) по ним (45,1–45,9%) (табл. 5, 6, К-36, L-3-6 и L-1-3, табл. 7, L-1-5, т. 1).

Феррогиперстены из эндрбитов – мигматитов (EZI) губы Поньгомы Белого моря [4] и ЮЗ берега оз. Тулос имеют железистость 52,5 и 54,2%, при содержаниях: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1,22 и 0,91%, MnO – 0,21 и 1,60%, CaO – 0,11 и 0,70% (табл. 5–6, № 7 и 30). FNур из двупироксеновых тоналитов (E) оз. Нерпозера – оз. Лариново [1] являются (табл. 7, V-2152-2, т. 7, 11) наиболее железистыми (F = 55,7–57,2%). Минимальные значения F (51,3%) имеют эндрбиты плагиогранитного ряда этого же района (табл. 5–6, № 33). От тоналитов к плагиогранитам в этих феррогиперстенах увеличивается содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,78–0,94 и 1,73%), CaO (0,40–0,59 и 0,91%) и уменьшается MnO (0,91–1,05% и 0,58%).

**Моноклинные пироксены** являются типичными минералами эндрбитов, как и всех пород ГЭЧ комплексов, и присутствуют на всех этапах их метаморфической эволюции. Парагенетические минеральные ассоциации эндрбитов, включающие Cpx, представлены в табл. 2–4. Составы всех Cpx по ранее принятым классификациям (Трёгер, 1980; Минералы, 1981) и оптическим данным (Король, 1990, 2003) соответствуют салитам, согласно международной классификации I.M.A. (Morimoto, 1988) – Ca-Mg-Fe пироксенам группы Quad – диопсидам и диопсид-авгитам. В шлифах эти минералы обычно бесцветны.

Исследованы химические составы моноклинных пироксенов из EZI [7] оз. Широного и из биотит-двупироксеновых гнейсов (гран. метам. II) по поро-

дам данной группы, кроме того – из E [6] пос. Вокнаволоков (табл. 5, 6, № 11 и 17, 40 и 43).

В ГЭЧ комплексе [6] Cpx из эндрбитов (E) имеют железистость 26,9–27,8%, содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> колеблется от 1,95 до 2,55%, CaO – от 20,56 до 20,99%, Na<sub>2</sub>O – от 0,38 до 0,53%. Пироксены состоят из 44% Wo, 41% En, 15% Fs. Моноклинные пироксены из EZI [7] имеют более высокую железистость (F = 33,3%) и пониженное содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,83%) по сравнению с предыдущими [6], при допустимо близких величинах CaO (20,70%) и Na<sub>2</sub>O (0,49%). В состав Cpx [7] входит 44% Wo, 37% En, 19% Fs. Анализы конкретных пар Cpx, характеризующие превращения эндрбитов (EZI) в биотит-двупироксеновые гнейсы при наложенном гранулитовом метаморфизме II, отсутствуют. Однако в обобщенном виде в последних относительно первых (табл. 5, 6, № 17 и 11) отмечается пониженная железистость (F = 30,3%) и повышенное содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1,43%), значение CaO (20,63%) и Na<sub>2</sub>O (0,42%) в минералах практически остается прежним или даже немного уменьшается. Номинальный состав Cpx из биотит-двупироксеновых гнейсов отличается от такового в EZI незначительными – понижением ферросилитовой (17%) и повышением энстатитовой (39%) составляющих, при аналогичных значениях (44%) волластонита.

**Плагиоклазы** из эндрбитов в большом объеме изучались преимущественно оптическим методом (Федоровский столик). Также Pl из EZI и E в ГЭЧ комплексах [1, 2] исследовались с помощью микронзондового анализа (табл. 8).

Для эндрбитов ранней мигматизации, мигматитовых субкомплексов и жильных – EZI [1–2, 4–6, F] характерны (табл. 3) олигоклазы – андезины (22–33% An). Жильные эндрбиты оз. Кереть [3] содержат (табл. 3, № 7) андезины (40–42% An). В ГЭЧ комплексе [7] оз. Широного для эндрбитов характерны плагиоклазы – 28–42% An (гр. метам. I), а в реметаморфизованных (гр. метам. II) разновидностях этих пород – 28–35% An (табл. 3, № 14 и 17, 18, 20, 21). Неразделенный (на I и II) парагенезис EZI юго-западного берега оз. Тулос включает олигоклазы – андезины с 24–37% An (табл. 3, № 24).

Эндрбиты (E), образующие поля и интрузивные массивы [1–2, 4–7, 9], характеризуются (табл. 4) олигоклазами – андезинами (23–40% An). Причем в Керчугском [2] массиве плагиоклазы из эндрбитов содержат 24–30% An, в Поньгомнаволоковском [4] – 23–35% An, в Карицком [9] – 24–35% An. Плагиоклазы с анортитовой составляющей 32–40% зафиксированы в эндрбитах района Вокнаволоков [6]. В E оз. Широного [7] и в реметаморфизованных их разновидностях содержатся (табл. 4, № 11 и 12) андезины (32–34 и 32–33% An).

**Калиевые полевые шпаты** в ГЭЧ комплексах Карелии представлены ортоклазами и обычно являются типоморфными минералами чарнокитоидов. Однако Og входит в состав и некоторых парагенезисов эндрбитов – EZI [4, 7] и E [4] (табл. 3, № 9, 22 и табл. 4, № 5).

Таблица 8

## Микрозондовые анализы плагиоклазов из эндербитов

Компоненты	К-II-3			V-2152-2					V-2152-5	V-2198
	т. 5	т. 6	т. 14	т. 4	т. 8	т. 15	т. 16	т. 21	т. 4	т. 13
SiO <sub>2</sub>	60,17	61,54	60,76	61,49	61,64	62,05	61,33	61,54	61,41	63,82
TiO <sub>2</sub>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,69	24,43	23,62	24,40	24,36	23,92	24,34	24,26	24,34	22,73
FeO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
MnO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
MgO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
CaO	6,33	6,68	6,23	6,51	6,58	6,47	6,62	6,42	6,81	4,87
Na <sub>2</sub> O	7,39	7,35	7,32	7,17	7,04	7,19	7,39	7,49	7,12	8,15
K <sub>2</sub> O	0,21	–	–	0,42	0,38	0,38	0,33	0,28	0,32	0,43
Сумма	97,79	100,0	97,93	99,99	100,0	100,01	100,01	99,99	100,0	100,0
Si	2,75	2,75	2,78	2,75	2,76	2,78	2,74	2,75	2,75	2,85
Al <sup>IV</sup>	1,28	1,29	1,27	1,29	1,29	1,26	1,28	1,28	1,29	1,19
Ti	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Fe <sup>2+</sup>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mg	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ca	0,31	0,32	0,30	0,31	0,32	0,31	0,32	0,31	0,33	0,23
Na	0,65	0,64	0,65	0,62	0,61	0,62	0,64	0,65	0,62	0,70
K	0,01	–	–	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
X <sub>Ca</sub> -An	0,32	0,33	0,32	0,33	0,34	0,33	0,32	0,32	0,34	0,24
X <sub>Na</sub> -Ab	0,67	0,67	0,68	0,65	0,64	0,65	0,66	0,66	0,64	0,73
X <sub>K</sub> -Or	0,01	–	–	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
An, %	32	33	32	33	34	33	32	32	34	24
Тип Pl	Anz	Anz	Anz	Anz	Anz	Anz	Anz	Anz	Anz	Olg

П р и м е ч а н и е . Номера образцов эндербитов соответствуют табл. 7.

Данные минералы являются составной частью парагенетических ассоциаций гиперстен-биотитовых и биотит-гиперстеновых гнейсов и гранат-биотитовых гнейсов – реметаморфизованных Е и EZI района оз. Широтное [7] (табл. 4, № 12 и табл. 3, № 20).

Комплексное исследование структурного состояния калиевых полевых шпатов проводилось в чарнокитоидах [1] и некоторых эндербитах (EZI и E) как оптическими (Федоровский столик) с использованием известной диаграммы А. С. Марфунина (1962), так и рентгено-структурными (Др) методами, с частичным определением химических составов (Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O) минералов (Король, 1983, 1990). Как правило, калиевые полевые шпаты из парагенезисов чарнокитоидов и – редкие – в эндербитах представлены высокими и промежуточными моноклинными ортоклазами.

**Биотиты** гранулитовой фации (табл. 5–6, 9) входят в состав парагенезисов (табл. 2–4) эндербитов – EZI [5, 7], E [1, 5–7], обнаруживаются в преобразованных разновидностях пород при поздней изофациальной перекристаллизации [F, 9] и при гранулитовом метаморфизме II [7]. Вт в шлифах чаще всего имеют ярко-коричневую [1, 7, 9, F], реже красновато-коричневую [5], темно-красновато-коричневую [6] окраски.

В проанализированных (табл. 5–6, 9) биотитах содержание истонит-сидерофиллитовой молекулы изменяется от 23,0 до 71,0%, с преобладающими колебаниями 26,0–43,0%. Значения железистости (F) составляют в минералах 34,2–50,0%, преимущественно 40,1–48,8%; TiO<sub>2</sub> – от 3,35 до 5,25%, с преобладающими – 3,76–4,45%; K<sub>2</sub>O – от 8,77 до 10,34%.

Биотиты из эндербитов (E), образующих поля в районе [1] оз. Нерпозеро (табл. 5, 6, № 32, табл. 9,

V-2152-5), имеют более высокие – F (47,0–47,8%) и содержание TiO<sub>2</sub> (4,45–4,97%), чем таковые (39,6 и 3,82%) в районе [6] пос. Вокнаволоок (табл. 5, 6, № 41). Содержание ист.-сид. молекулы и K<sub>2</sub>O составляет в Bt [1] – 26,0–40,0% и 8,77–10,34%, а в Bt [6] – 36,0% и 9,18%. Биотиты, образующиеся при поздней изофациальной перекристаллизации в эндербитах (E) Карицкого массива [9], характеризуются большими пределами колебаний: железистости (44,4–50,0%), TiO<sub>2</sub> (3,92–5,04%), ист.-сид. молекулы (23,0–45,0%) и значениями K<sub>2</sub>O от 8,74 до 9,61% (табл. 5, 6, № 44–49).

При отсутствии анализов конкретных пар Bt, в обобщенном виде, отмечается следующая тенденция изменения их составов при реметаморфических преобразованиях эндербитов (EZI) ГЭЧ комплекса [7] в биотит-двупироксеновые гнейсы (табл. 3, № 14 и 17). В биотитах (табл. 5, 6, № 12, 14 и 18, табл. 9, L-1-5-1, L-1-5-2) фиксируется уменьшение железистости (46,6–48,6 и 40,1–44,2%), истонит-сидерофиллитовой молекулы (40,0–66,0 и 27,0–32,0%), некоторое увеличение TiO<sub>2</sub> (3,50–3,76% и 4,19–4,41%), K<sub>2</sub>O (9,12–9,22 и 9,47–9,97%). Вт из гранат-биотитовых гнейсов по EZI менее железисты (F = 38,8–40,7%), чем таковые в эндербитах, при сопоставимых значениях других рассматриваемых параметров (табл. 5, 6, № 12, 14 и 21, 23). Биотиты (табл. 5, 6, № 25, 27, табл. 9, L-15-1, L-15-2) из кордиерит-гранат-биотитовых гнейсов (табл. 3, № 21) характеризуются минимальной из перечисленных выше железистостью (F = 34,2–36,8%). Содержания TiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O в них имеют широкие пределы колебаний (3,35–5,25% и 9,12–10,00%), перекрывающие эти величины (3,83–3,95% и 9,03–9,26%) в Bt из гранат-биотитовых гнейсов (табл. 5, 6, № 21, 23). Содержание истонит-сидерофиллитовой

молекулы в рассматриваемых минералах из кордиерит-гранат-биотитовых гнейсов достигает максимальных значений (50,0–71,0%) не только для данного района, но и для всех ГЭЧ комплексов.

Таблица 9

Микрозондовые анализы биотитов из эндрбитов

Компоненты	V-2152-5	L-1-5-1	L-1-5-2	L-15-1	L-15-2
	т. 3	т. 1	т. 2	т. 1	т. 2
SiO <sub>2</sub>	39,49	39,41	39,22	38,81	38,96
TiO <sub>2</sub>	4,97	4,19	4,41	5,14	5,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,36	14,99	15,01	17,37	17,39
FeO	18,65	17,29	18,43	13,92	13,69
MnO	–	–	–	–	–
MgO	11,82	14,53	13,12	14,42	14,86
CaO	0,12	–	–	–	–
Na <sub>2</sub> O	0,25	–	–	–	–
K <sub>2</sub> O	10,34	9,47	9,67	9,92	9,74
Сумма	100,00	99,88	99,86	99,58	99,89
Si	2,95	2,91	2,92	2,85	2,85
Al <sup>IV</sup>	1,05	1,09	1,08	1,15	1,15
Al <sup>VI</sup>	0,21	0,21	0,24	0,35	0,35
Ti	0,28	0,23	0,25	0,28	0,29
Fe <sup>3+</sup>	–	–	–	–	–
Fe <sup>2+</sup>	1,16	1,07	1,15	0,85	0,84
Mn	–	–	–	–	–
Mg	1,31	1,60	1,45	1,58	1,62
Ca	0,01	–	–	–	–
Na	0,04	–	–	–	–
K	0,98	0,89	0,92	0,93	0,91
Ист.-сид. мол. (%)	26,00	30,00	32,00	50,00	50,00
F (%)	46,96	40,08	44,23	34,98	34,15

Примечание. L-15-1, L-15-2 – кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы, оз. Широтное [7]. Номера остальных образцов пород соответствуют табл. 7.

**Амфиболы** не входят в состав ранних парагенезисов эндрбитов. Незначительная гранулитовая амфиболитизация EZI и E (каймы по пироксенам) наблюдается (табл. 3 и 4) в ГЭЧ комплексах [1 и 1, 6]. Кроме того, Hbl формируются и на разных стадиях поздней изофациальной перекристаллизации [4, F] эндрбитов и при гранулитовом метаморфизме II [7] и являются составной частью поздних парагенетических ассоциаций пород (табл. 3 и 4). В новообразованных парагенезисах [7, F] амфиболы обычно равновесны с ромбическим и моноклинным пироксенами, биотитом, плагиоклазом, кварцем, редко [7] с ортоклазом. В шлифах окраска амфиболов преимущественно буровато-зеленая [1, 4, 6, 7] или коричневатозеленая [F].

Исследованы химические составы Hbl (табл. 10) из эндрбитов (EZI) оз. Варпайсьярви Центральной Финляндии (Paavola, 1984). Пересчет данных минералов по (Schumacher, 1997) указывает на их принадлежность (Leake et al., 1997) к кальциевым амфиболам – чермакитам. Железистости (F) Hbl изменяются от 37,7 до 48,8%, содержания TiO<sub>2</sub> колеблются от 1,90 до 2,40%.

**Кордиериты** входят в состав парагенезисов (табл. 3, № 21) кордиерит-гранат-биотитовых гнейсов, образованных по EZI при гранулитовом метаморфизме II [7]. Химические составы данных минералов (Володичев, 1997) были проанализированы из единого образца (L-15) в одном случае (табл. 5, 6, № 29) химическим методом из монофракции, в другом – микро-

зондовым: SiO<sub>2</sub> (50,25%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (33,80), FeO (4,84), MgO (10,96) и Si (5,00), Al<sup>IV</sup> (1,00), Al<sup>VI</sup> (2,97), Fe<sup>2+</sup> (0,40), Mg (1,63). В первом анализе относительно второго определено большее содержание суммарного FeO (7,15%), при практически аналогичных величинах MgO (10,86%) и меньшем значении SiO<sub>2</sub> (48,67), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (31,05%). Соответственно, кордиериты характеризуются железистостями (F) – 26,8 и 19,7% и отношениями MgO/FeO – 1,55 и 2,27%, X<sub>Mg</sub> – 0,73 и 0,80.

Таблица 10

Микрозондовые анализы амфиболов из эндрбитов

Компоненты	58A-JPK-77	84-JVP-76	90-JVP-80	129-JVP-79
	т. 2	т. 2	т. 2	т. 2
SiO <sub>2</sub>	41,70	41,80	44,00	43,10
TiO <sub>2</sub>	2,40	1,90	2,00	2,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,90	11,70	10,90	12,10
FeO	15,20	15,60	14,70	17,00
MnO	–	–	–	–
MgO	11,30	11,90	13,60	10,00
CaO	11,00	11,20	10,80	10,50
Na <sub>2</sub> O	0,70	0,80	2,20	1,60
K <sub>2</sub> O	–	–	–	–
Сумма	94,20	94,90	98,20	96,60
Si	6,35	6,34	6,39	6,41
Al <sup>IV</sup>	1,65	1,66	1,61	1,59
Al <sup>VI</sup>	0,49	0,42	0,26	0,53
Ti	0,27	0,22	0,22	0,26
Fe <sup>3+</sup>	0,54	0,68	0,61	0,53
Fe <sup>2+</sup>	1,40	1,29	1,17	1,58
Mn	–	–	–	–
Mg	2,56	2,69	2,94	2,21
Ca	1,79	1,82	1,68	1,67
Na	0,21	0,23	0,62	0,46
K	–	–	–	–
f (%)	35,35	32,41	28,47	41,69
F (%)	43,11	42,27	37,71	48,84
(Na+K) <sub>A</sub>	0,11	0,12	0,45	0,26
Na <sub>B</sub>	0,10	0,11	0,17	0,20
Тип амфибола	Ts	Ts	Ts	Ts

Примечание. Номера образцов эндрбитов соответствуют табл. 7. Номенклатура амфиболов (тип амфибола) определялась по: Leake et al., 1997; расчет данных минералов проводился по: Schumacher, 1997.

**Гранаты** образуются в районе оз. Широтного [7] при реметаморфизме EZI – гранулитовом метаморфизме II. Исследовались химические анализы Grt (Володичев, 1997) из гранатизированных эндрбитов (табл. 5, 6, № 15 и табл. 11, № 1), гранат-биотитовых (№ 22, 24 и 2, 3) и кордиерит-гранат-биотитовых (№ 26, 28 и 4, 5) гнейсов по ним. Кроме того, изучен микрозондовый анализ (L-15) рассматриваемого минерала: SiO<sub>2</sub> (38,87%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (22,02), FeO (28,43), MnO (0,59), MgO (8,84) CaO (1,01) и Si (3,01), Al<sup>VI</sup> (2,01), Fe<sup>2+</sup> (1,84), Mn (0,04), Mg (1,02) из Crd-Grт-Bt гнейсов.

На фациальной диаграмме Alm+Spс – Grs+Adr – Prp (Другова, Глебовицкий, 1965) все перечисленные выше Grт располагаются в поле гранулитовой фации (Король, 2003). Гранаты (табл. 11) содержат: 28,4–35,5% Prp и 58,5–61,7% Alm, при колебаниях железистости (F) – 63,5–69,2%. Значение спессартина в минералах изменяется от 1,0 до 2,7%. Са-составляющая (Grs) варьирует в пределах 2,8–9,3%, а содержание Adr невелико (0,0–1,0%).

Таблица 11

**Нормативные составы гранатов из  
реметаморфизованных эндрбитов мигматитовых  
субкомплексов района оз. Широтного [7]**

№	Образец	Пироп Prp	Альман- дин Alm	Спес- сартин Sps	Грос- суляр Grs	Андр- дит Adr
1	L-3-6	28,40	59,20	2,70	9,30	0,40
2	L-14-4	30,00	58,50	2,60	7,90	1,00
3	V-36-3	31,50	60,80	1,50	5,50	0,70
4	L-1-10	34,10	59,20	1,70	4,80	0,20
5	L-15	35,50	59,50	1,00	3,90	0,10
6	L-15	34,20	61,70	1,30	2,80	–

Примечание. 1 – гранатизированный двупироксеновый кварцевый диорит, 2–3 – гранат-биотитовые гнейсы по EZI, 4–6 – кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы. Химические анализы гранатов (1–5) и их кристаллохимические формулы представлены в табл. 5, 6. L-15 – микрозондовый анализ.

В Grt из гранатизированных эндрбитов фиксируется минимальное содержание Prp (28,4%) при максимальных значениях спессартина (2,70%) и гроссуляра (9,30%) (табл. 11, № 1). По сравнению с ними гранаты (табл. 11, № 2, 3) из гранат-биотитовых гнейсов по EZI отличаются повышенной пироповой (30,0–31,5%) и пониженной гроссуляровой (5,5–7,9%) составляющими. Максимальным значением пироба (34,1–35,5%) при минимальных величинах железистости (63,5–64,6%) и содержания Са-компонента – Grs и Adr (2,8–4,8 и 0,0–0,2%) харак-

теризуются гранаты (табл. 6, № 26, 28 и табл. 11, № 4–6) из кордиерит-гранат-биотитовых гнейсов. Таким образом, в обобщенном виде в гранулитовых гранатах в ряду преобразований – гранатизированные EZI – Grt-Bt гнейсы – Crd-Grt-Bt гнейсы отмечается тенденция увеличения Prp и уменьшения Sps и Grs.

**PT-параметры образования эндрбитов**

По имеющимся химическим и микрозондовым анализам минеральных пар ромбических и моноклинных пироксенов, биотитов и ортопироксенов определены температуры и давления образования эндрбитовых парагенезисов в одной системе компьютерной программы TPF ИЭМ РАН (табл. 12). Нур ± Срх + Bt + Pl + Qtz парагенетические ассоциации (E) из полей водораздела оз. Нерпозеро – оз. Лариново [1] сформировались при температурах 759–870 °С (Bt–Орх геотермометры) при возможном давлении 6–8 кб (табл. 12, № 1–3). Эндрбиты (E) пос. Вокнаволоок [6] образовались при температурах 785–848 °С (Срх–Орх и Bt–Орх геотермометры) при соответствующих давлениях 5,5–7,5 кб (табл. 12, № 3–4). Формирование парагенезисов EZI (табл. 3, № 14) в районе оз. Широтного [7] происходит при температурах 766–831 °С (Срх–Орх и Bt–Орх геотермометры) при давлении 5 кб (табл. 12, № 6–7).

Таблица 12

**PT-параметры формирования эндрбитов мигматитовых субкомплексов (EZI) и формирующих поля (E)  
в ГЭЧ комплексах [1, 6, 7]**

№	Образцы и точки микрозондовых анализов	Геотермометры T °C					
		Bt + Орх		Срх + Орх			
		Аранович и др., 1988	Sengupta et al., 1990	Henry, Medaris, 1976 <A>	Kretz, 1982 <A>	Kretz, 1982 <B>	Bertrand, Mercier, 1985
1	V-2152-5 т.т. 3-1	–	832–842 6–8 кб				
2	V-2152-5 т.т. 3-2	759–771 6–8 кб	863–868 6–7 кб				
3	VK-156	870 6 кб	–				
4	VK-765			839	–	–	846–847 6–7 кб
5	VK-927	831–842 5,5–7,5 кб	–	–	788 – 848	803	785–786 5,5–7,5 кб
6	K-36	831 – 5 кб	–	–	767 – 827	–	766–5 кб
7	L-3-6	–	791–5 кб				
8	L-1-3	–	796–801 6–7 кб	–	805 – 865	–	792 6–7 кб
9	L-1-5 т.т. 1-1	–	750–752 6,5–7 кб				
10	L-1-5 т.т. 2-1	–	833–838 6–7 кб				

Примечание. 1–5 – эндрбиты (E), образующие поля: 1–2 – гиперстеновый плагиогранит, 3 – двупироксеновый тоналит, оз. Нерпозеро – Лариново [1]; 4–5 – двупироксеновые – кварцевый диорит (4) и диорит (5), пос. Вокнаволоок [6]; 6–10 – эндрбиты мигматитовых субкомплексов (EZI): 6–7 – двупироксеновый диорит (6) и гиперстеновый кварцевый диорит (7) – гранулитовый метаморфизм I, оз. Широтное [7]; 8–10 – биотит-гиперстеновые гнейсы по эндрбитам мигматитовых субкомплексов – гранулитовый метаморфизм II, оз. Широтное [7].

Для подсчета PT-параметров в единой системе компьютерной программы TPF ИЭМ РАН (В. И. Фонарев, А. А. Графчиков, А. Н. Конилов, 7 версия) автором статьи, кроме собственных, использовались химические и микрозондовые анализы О. И. Володичева, В. А. Коншина, Е. И. Лобанок.

Под влиянием остаточных  $Na \pm K$  – водных флюидов, после завершения процессов региональной мигматизации и гранитизации, в эндробитах [4, 7, 9, F] фиксируется поздняя изофациальная перекристаллизация. Новообразованные  $Nur + Crx + Hbl + Bt + Pl \pm Qtz$  парагенезисы (табл. 3, № 25) в EZI Варпайсьярвинского блока [F] могли сформироваться при давлениях 5,6–7,9 кб (Hbl геобарометры), причем  $P = 5,8–7,2$  кб (Blundy, Holland, 1990) соответствует температурам 750 °C (табл. 13).

Таблица 13

**Некоторые значения параметров давления (P) при поздней изофациальной перекристаллизации эндробитов мигматитового субкомплекса (EZI) оз. Варпайсьярви Центральной Финляндии**

№	Образец	Hbl геобарометр (P кб)			
		Hammarstrom, Zen E-An, 1986	Hollister et al., 1987	Blundy, Holland, 1990	Schmidt, 1991
1	58A-JPK-77	6,9	6,2–7,2	7,1 – 750 °C	6,6–7,6
2	84-JVP-76	6,7	5,9–7,9	6,8 – 750 °C	6,4–7,4
3	90-JVP-80	5,6	5,8–6,8	5,8 – 750 °C	5,8–6,3
4	129-JVP-79	6,9	6,4–7,4	7,2 – 750 °C	6,6–7,6

Примечание. 1–4 – эндробиты мигматитового субкомплекса: гиперстеновые ( $\pm Crx$ ) – кварцевые диориты нормального (1) и субщелочного (3) ряда, диориты субщелочного ряда (2), тоналиты (4).

Для определения давлений в единой системе компьютерной программы TPF ИЭМ РАН (7 версия) автором статьи использованы микронзондовые анализы гранулитовых амфиболов J. Paavola (1984).

В ГЭЧ комплексе [7] выделяется II гранулитовый этап, или гранулитовый метаморфизм II (Володичев и др., 1994; Володичев, Король, 1997), представляющий собой, вероятнее всего, завершённый процесс поздней изофациальной перекристаллизации. Исследования показали, что парагенезисы биотит-гиперстеновых (двупироксеновых) гнейсов по эндробитам (EZI) оз. Широтного [7] образуются при температурах 750–865 °C ( $Crx-Opx$  и  $Bt-Opx$  геотермометры) при возможных давлениях 6–7 кб (табл. 12, № 8–10). Гранат-биотитовые гнейсы по EZI формируются в условиях:  $T = 750–860$  °C ( $Grt-Bt$  геотермометры), соответствующих значениям  $P = 6–7$  кб (табл. 14, L-14-4, V-36-3). Становление парагенезисов кордиерит-гранат-биотитовых гнейсов, по данным  $Grt-Bt$ ,  $Grt-Crd$ ,  $Bt-Crd-Grt$  геотермометров, происходит в диапазоне температур от 752 до 858 °C при аналогичных предыдущим породам давлениям (табл. 14, L-15).

**Влияние эндробитов на метаморфическую эволюцию ГЭЧ комплексов**

Эндробитам принадлежит значительная роль в метаморфической эволюции ГЭЧ комплексов. Установлено, что независимо от принадлежности к периодам I гранулитового этапа и конкретным ГЭЧ комплексам привнос натрия и воды при эндробитовой мигматизации и повышение потенциала щелочей в гранулитовой фации способствуют частичной, а при увеличении интенсивности полной амфиболизации пироксенов в ранних гранулитовых парагенезисах пород (Король, 2003, 2005, 2007). В ходе процесса

Таблица 14

**PT-параметры образования гранат-биотитовых и кордиерит-гранат-биотитовых гнейсов по эндробитам мигматитового субкомплекса [7]**

№	L-14-4	V-36-3	L-1-10	L-15	L-15, т.т. 1-1-1	L-15, т.т.2-1-1	Геотермометры
	T °C						
1	750–756	781–790	787–796	814–823	769–778	752–760	Thompson, 1976
2	–	–	–	761–765	–	–	Holdway, Lee, 1977
3	–	–	–	824–829	–	–	Holdway, Lee, 1977
4	–	–	772	780	–	–	Goldman, Albee, 1977
5	764–768	807–812	815–820	851–856	792–796	769–774	Ferry, Spear, 1977
6	759	806	–	–	–	–	Ferry, Spear, 1978 <A>
7	777–782	825–830	–	–	–	–	Ferry, Spear, 1978 <B>
8	–	–	804	808	783	776	Глебовицкий, Другова, 1979
9	810–815	849–854	854–859	–	820–825	795–800	Hodges, Spear, 1982
10	856–860	–	–	–	839–844	813–818	Pigage, Greenwood, 1982
11	–	–	–	–	853–858	826–831	Hoinkes, 1986
12	–	–	–	769	763	763	Курепин, 1991 <A>
13	–	–	–	–	809	809	Курепин, 1991 <B>
14	–	–	–	–	758	766	Курепин, 1991 <C>
15	–	–	–	820–814	–	–	Wells, 1979
16	–	–	–	813–841	–	–	Лаврентьева, Перчук, 1981
17	–	–	–	808	–	–	He Shaoyuan, Fang Qinghao, 1984
18	–	–	–	855	–	–	Ellis, 1986
19	–	–	–	756–827	–	–	Bhattachaya et al., 1988
20	–	–	–	845–850	–	–	Fonarev, Graphchikov, 1991

Примечание. 1, 2, 4–11 –  $Grt+Bt$ ; 12–14 –  $Bt+Crd+Grt$ ; 3, 15–20 –  $Grt+Crd$  геотермометры. Пределы колебаний температур в геотермометрах: № 1–3, 5, 7, 9–11, 15–16, 19–20 соответствуют давлениям 6–7 кб.

Образцы: L-14-4, V-36-3 – гранат-биотитовые, L-1-10, L-15 – кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы, сформировавшиеся по эндробитам (EZI), при гранулитовом метаморфизме II.

Для пересчета PT-параметров в единой системе компьютерной программы TPF ИЭМ РАН (7 версия) автором статьи использованы химические и микронзондовые анализы О. И. Володичева (1997).

образуется обогащенный титаном амфибол. Расчеты показывают, что для гранулитовой амфиболитизации основных гранулитов с плагиоклазом, содержащим более 50% An, необходим привнос Na и H<sub>2</sub>O, для средних и кислых (Pl < 50% An) – достаточно участия только водного флюида. Таким образом, под воздействием эндрбитов осуществляется преобразование Nur + Crx + Pl парагенезисов основных гранулитов и метагбброидов в Nur + Crx + Hbl + Pl и далее, при усилении мигматизации, в Hbl + Pl. В условиях от двупироксен-роговообманковой до роговообманковой субфаций гранулитовой фации осуществляется переход от двупироксеновых к двупироксен-амфиболовым кристаллическим сланцам и амфиболитам.

После формирования парагенетических ассоциаций в эндрбитах под воздействием остаточных водных флюидов происходит гранулитовая амфиболитизация в средних и кислых породах ГЭЧ комплексов с минимальным проявлением в самих эндрбитах. Ранние парагенезисы чарнокитоидов, завершающих процессы региональной мигматизации и гранитизации, как правило, не содержат амфибола.

### Заключение

Эндрбиты региональной мигматизации и гранитизации образуются на заключительных периодах первого гранулитового этапа метаморфической эволюции ГЭЧ комплексов Карелии и Центральной Финляндии. Масштабы их развития в региональном плане и влияние на гранулитовые образования достаточно велики. Своим генезисом эндрбиты инициируют гранулитовую амфиболитизацию более ранних пород в ГЭЧ комплексах и сами становятся частью метаморфических преобразований. После формирования эндрбиты вместе со всеми породами могут быть подвержены поздней изофациальной перекристаллизации или гранулитовому метаморфизму II.

Данные термобарометрии эндрбитов, приведенные в этой статье, практически совпадают с таковыми, установленными в различных гранулитовых образованиях каждого из районов исследований (Король, 2003). Это может свидетельствовать о том, что в течение первого гранулитового этапа развития ГЭЧ

комплексов РТ-параметры оставались постоянными, с определенными различиями в каждом из районов, но в пределах колебаний 750–870 °С и в режиме умеренных и (или) пониженных давлений (Король, 2003). Соблюдается закономерность увеличения давления при переходе – гранулитовый метаморфизм I–II [7].

На II [1–6, 8–9, F] или на III и IV [7] этапах метаморфической эволюции в ГЭЧ комплексах происходит диафторез эндрбитов, как и всех гранулитовых образований, в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой, иногда до зеленосланцевой, фаций. При этом осуществляются процессы амфиболитизации (формирование куммингтонита и умеренно титанистых амфиболов), биотитизации, гранатизации и их сопряженные проявления. Эндрбиты преобразуются в амфиболовые, биотитовые, амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые, гранат-биотитовые, гранат-биотит-амфиболовые апоэндрбиты и гнейсы, теряя свой прежний облик и приобретая новый, типичный для большинства пород докембрийских структур Карелии. При геологических наблюдениях в любом районе исследований поисковым признаком обнаружения гранулитовых образований среди площадей распространения диафторитов могут служить реликтовые зерна гиперстена, сохраняющиеся среди наложенных кайм, скоплений минеральных агрегатов – куммингтонита, амфибола, граната в жильных измененных эндрбитах. Эти находки обычно позволяют восстановить первичную гранулитовую природу пород и их исходный состав. Диафторез в ГЭЧ комплексах осуществляется под воздействием глубинных флюидов (Король, 2003). Основными типами диафторических процессов, изменяющих облик эндрбитов, являются – сочетание метаморфической перекристаллизации с метасоматическим привносом ( $\pm K$ ) или выносом ( $\pm Na, Mg, Ca$ ) ряда компонентов (Король, 2003). Изохимическая и близкая к ней перекристаллизации проявлены реже. Процессы диафтореза эндрбитов достаточно разносторонни и сложны и требуют изложения в отдельной статье.

*Благодарности.* Автор выражает большую благодарность д. г.-м. наук О. И. Володичеву (ИГ КарНЦ РАН) за предоставленный фактический материал, консультации и критические замечания.

### ЛИТЕРАТУРА

Аранович Л. Я., Лаврентьева И. В., Косякова Н. А. Биотит-гранатовый и биотит-ортопироксеновый геотермометры: калибровка с учетом переменности содержания Al в биотите // Геохимия. 1988. № 5. С. 668–676.

Володичев О. И. Метаморфизм // Геология Карелии. Л., 1987. С. 152–162, 171–175.

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

Володичев О. И. Тулосозерская структура // Метаморфизм архейских гранит-зеленокаменных систем докембрия Карелии. Отчет по теме 131. Фонды КарНЦ РАН. Петрозаводск, 1997. С. 21–106.

Володичев О. И., Король Н. Е. Геология и метаморфизм пород гранулитовой фации беломорского комплекса // Петрология глубокометаморфизованных комплексов Карелии. Петрозаводск, 1983. С. 5–26.

Володичев О. И., Король Н. Е. Гранулит-эндрбит-чарнокитовые комплексы Карелии // Тез. докл. междунар. совещ. «Докембрий Северной Евразии». СПб., 1997. С. 22–23.

Володичев О. И., Кошкин В. А., Король Н. Е. Геология и петрология гранулитовых и интрузивных эндрбит-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.

*Володичев О. И., Король Н. Е., Лобанок Е. И.* К метаморфизму пород района оз. Корoppi – оз. Перюкс – оз. Шуарыярви // Вопросы геологии, магматизма и метаморфизма докембрия Карелии. Операт.-информ. материалы ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск, 1994. С. 50–55.

*Глебовицкий В. А., Другова Г. М.* Границы фаций и субфаций пород, бедных СаО, по данным гранат-биотитовой термо- и барометрии // Проблемы физико-химической петрологии (метаморфизм, магматизм). М., 1979. Т. 1. С. 34–46.

*Другова Г. М., Глебовицкий В. А.* Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме // Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.; Л., 1965. С. 33–46.

*Кожеевников В. Н.* Геологическая эволюция Тулосского блока // Гранитоиды архея юго-восточной части Балтийского щита. Л., 1987. С. 11–65.

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

*Кониин В. А.* Гранитоиды Пяозерско-Тикшеозерского поднятия // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск, 1990. С. 116–141.

*Кониин В. А.* О таварвинском комплексе // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 77–115.

*Король Н. Е.* Гранулиты и эндрбиты района оз. Керчуг // Вопросы геологии и петрологии докембрийских комплексов Карелии. Операт.-информ. материалы ИГ КФ АН СССР. Петрозаводск, 1979. С. 17–26.

*Король Н. Е.* Чарнокитоиды Пажминской интрузии и их метаморфические преобразования // Петрология глубоководных комплексов Карелии. Петрозаводск, 1983. С. 84–92.

*Король Н. Е.* Метаморфическая эволюция гранулитового комплекса Северной Карелии // Тез. докл. IV Регионального петрографического совещания по Европейской части СССР «Магматизм, метаморфизм и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы в связи с крупномасштабным картированием». Петрозаводск, 1987. С. 138–139.

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

*Король Н. Е.* Метаморфическая эволюция архейских гранулит-эндрбит-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.

*Король Н. Е.* Метаморфическая эволюция гранулит-эндрбит-чарнокитовых комплексов Карелии и Центральной Финляндии // Материалы Междунар. (X Всерос.) петрографического совещания «Петрография XXI века». Апатиты, 2005а. Т. 3. С. 143–145.

*Король Н. Е.* Метаморфическая эволюция гранулит-эндрбит-чарнокитовых комплексов Беломорского подвижного пояса (Северная Карелия) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005б. С. 191–195.

*Король Н. Е.* Особенности гранулитовой амфиболитизации в гранулит-эндрбит-чарнокитовых комплексах Карелии // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии: Материалы юбилейной науч. сессии, посвящ. 45-летию Института геологии Карельского

НЦ РАН и 35-летию Карельского отделения РМО. Петрозаводск, 2007а. С. 41–46.

*Король Н. Е.* Гранулитовая амфиболитизация в гранулит-эндрбит-чарнокитовых комплексах Карелии // Материалы II Рос. конф. «Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя» по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб., 2007б. С. 151–155.

*Костин В. А.* Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока. Петрозаводск, 1989. 164 с.

*Котова Л. Н.* Условия метаморфизма гнейсо-гранитных ареалов Карелии: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 1993. 270 с.

*Крылова М. Д., Климов Л. В.* Ромбические пироксены Беломорского комплекса // Геохимия. 1978. № 9. С. 1395–1402.

*Курепин В. А.* Термодинамические условия образования гранат-кордиерит-биотитовой ассоциации в бердичевских гранитах (Украинский щит) // Минералогический журнал. 1991. Т. 13, № 1. С. 76–97.

*Лаврентьева И. В., Перчук Л. Л.* Кордиерит-гранатовый термометр // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, № 3. С. 697–700.

*Магматические горные породы.* Классификация, номенклатура, петрография. М., 1983. Ч. 2. С. 371–768.

*Марфуниин А. С.* Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение // Труды ИГЕМ АН СССР. Вып. 78. М., 1962. 275 с.

*Минералы.* Справочник. Т. III, вып. 2. М., 1981. 614 с.

*Свириденко Л. П.* Метаморфизм докембрия и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л., 1974. 155 с.

*Трегер В. Е.* Таблицы для оптического определения породобразующих минералов. М., 1980. 185 с.

*Шемакин В. М.* Чарнокитоиды раннего докембрия. Л., 1976. 179 с.

*Шемакин В. М., Шуркин К. А.* Чарнокитовые комплексы Восточной части Балтийского щита // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971. С. 225–231.

*Bertrand P., Mercier J.-C. C.* The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? // Earth and Planet. Sci. Letters. 1985. Vol. 76, N 1/2. P. 109–122.

*Bhattacharya A., Mazumdar A. C., Sen S. K.* Fe-Mg mixing in cordierite: constraints from natural data and implications for cordierite-garnet geothermometry in granulites // Amer. Mineral. 1988. Vol. 73, N 3/4. P. 338–344.

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

*Cawthorn R. G., Collerson K. D.* The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses // Amer. Mineral. 1974. V. 59, N 11–12. P. 1203–1208.

*Cebria J. M.* PX: A program for pyroxene classification and calculation of end-members // Amer. Mineral. 1990. Vol. 75. P. 1426–1427.

*Ellis D. J.* Garnet-liquid Fe<sup>2+</sup> – Mg equilibria and implication for the beginning of melting in the crust and subduction zones // Amer. J. of Science. 1986. Vol. 286, N 10. P. 765–791.

*Ferry J. M., Spear F. S.* Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet // Carnegie inst. Year Book. 1977. Vol. 76. P. 579–581.

*Ferry J. M., Spear F. S.* Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1978. Vol. 66. P. 113–117.

- Fonarev V. I., Graphchikov A. A.* Two-pyroxene thermometry: a critical evolution // Progress in metamorphic and magmatic petrology. A memorial volume in honor of D. S. Korzhinskiy. Edt. L. L. Perchuk. Cambridge University Press. Cambridge, 1991. P. 65–92.
- Goldman D. S., Albee A. L.* Corellation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with  $O_{18}/O_{16}$  partitioning between quartz and magnetite // Amer. J. Science. 1977. Vol. 277. P. 750–787.
- Hammarstrom J. M., Zen E-An.* Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer // Amer. Mineral. 1986. Vol. 71, N 11/12. P. 1297–1313.
- He Shaoyuan, Fang Qinghao.* Discussion on the Cd-Ga geothermo-barometer // Journal of the Guilin College of Geology. 1984. Vol. 2. P. 19–29.
- Henry D. J., Medaris L. G.* Application of pyroxene and olivine-spinel geothermometers to the alpine peridotites in Southwestern Oregon // Geol. Soc. Amer. Abstr. with Programs. 1976. Vol. 8. P. 913–914.
- Hodges K. V., Spear F. S.* Geothermometry, geobarometry and the  $Al_2SiO_5$  triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire // Amer. Mineral. 1982. Vol. 67, N 11/12. P. 1118–1134.
- Hoinkes G.* Effect of grossular-content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. An empirical investigation on staurolite-zone from the Austroalpine Schneeberg Complex // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1986. Vol. 92, N 3. P. 393–399.
- Holdway M. J., Lee S. M.* Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1977. Vol. 63. P. 175–198.
- Hollister L. S., Grissom G. C., Peters E. K. et al.* Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // Amer. Mineral. 1987. Vol. 72, N 3–4. P. 231–239.
- Irvine T. N., Baragar W. R. A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Cen. J. Bartn Sci. 1971. Vol. 8. P. 523–548.
- Kretz R.* Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. Vol. 46, N 3. P. 411–421.
- Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S. et al.* Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // Eur. J. Mineral. 1997. Vol. 9, N 3. P. 623–651.
- Morimoto N.* Nomenclature of pyroxenes // Mineral. Mag. 1988. Vol. 52. Part 4. P. 535–550.
- Paavola J.* On the Archean high-grade metamorphic rock in the Varpaisjarvi area, Central Finland // Geol. Survey of Finland. 1984. Bull. 327. 33 p.
- Pigage L. C., Greenwood H. J.* Internally consistent estimates of pressure and temperature: the staurolite problem // Amer. J. Sci. 1982. Vol. 282, N 7. P. 943–969.
- Schmidt M. W.* Amphibole composition as a function of buffer assemblage and pressure: an experimental approach // EOS, Transactions, American Geophysical Union. AGU Fall Meeting. 1991. Vol. 72, N 44. P. 547.
- Schumacher J. C.* The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles / Nomenclature of amphiboles. Report... // Eur. J. Mineral. 1997. Vol. 9, N 3. P. 643–651.
- Sengupta P., Dasgupta S., Bhattacharya P. K., Mukherjee M.* An orthopyroxene – biotite geothermometer and its application in crustal granulites and mantle-derived rocks // J. Metamorphic Geol. 1990. Vol. 8, N 2. P. 191–197.
- Thompson A. B.* Mineral reactions in pelitic rock. II calculations of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations // Amer. J. Science. 1976. Vol. 276. P. 425–454.
- Tilley C.* Enderbite, a new member on the charnockite series // Geol. Mag. 1936. Vol. 73, N 7. P. 312–316.
- Wells P. R. A.* P-T conditions in the Moines of the Central Highlands, Scotland // J. Geol. Soc. London. 1979. Vol. 136. P. 663–671.
- Zinger T. F., Götze J., Levchenkov O. A. et al.* Zircon in polydeformed and metamorphosed precambrian granitoids from the White sea tectonic zone, Russia: morfology, cathodoluminescence, and U-Pb chronology // International Geology Reviev. 1996. Vol. 38. P. 57–73.



---

---

*В. В. Куликова, В. С. Куликов*

## **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА ТЕРРИТОРИИ ЗАПОВЕДНИКА «КИВАЧ»**

Заповедник, созданный в 1931 г. на территории Центральной Карелии между крупными озерами Сундозеро, Мунозеро, Пертозеро и долиной р. Суны и получивший название «Кивач» (рис. 1), в геологическом плане с тех пор детально не изучался из-за ограничений соответствующего законодательства по охране природы. Специальные публикации по геологии территории заповедника отсутствуют, хотя в 1948 г. в его восточной части была проведена геологическая съемка м-ба 1 : 200 000 (В. А. Перевозчикова), а в 1950 г. в западной части – м-ба 1 : 25 000 (С. И. Зак). В 1958 г. А. М. Савиной составлена государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000 (лист Р-36-ХVI) и объяснительная записка к ней (авторы В. В. Яковлева и А. М. Савина). Спустя 30 лет в 1988 г. Е. М. Михайлюк составила Структурно-тектоническую карту Онежской структуры м-ба 1 : 200 000, на которой была максимально учтена имевшаяся к тому времени геологическая информация, в том числе и по территории заповедника. Однако в перечисленных работах полностью отсутствует описание конкретных геологических объектов.

За последние 10 лет авторам удалось при содействии руководства заповедника, соблюдая соответствующие правила, собрать эксклюзивные геологические материалы и составить новый вариант геологической схемы. Вулканогенные и осадочные породы, развитые в заповеднике, ранее объединялись в три свиты среднего, а ныне палеопротерозоя (от древних к молодым): туломозерскую, заонежскую и суйсарскую (Яковлева, Савина, 1962). Туломозерская свита, сложенная в основном карбонатными породами, обнажается в северной части заповедника. За его пределами детальные описания разрезов этой свиты выполнены рядом исследователей, в том числе В. А. Соколовым, Р. М. Бутиным, В. В. Макарихиным, Г. М. Кононовой и др. В опубликованных работах по вулканизму Онежской структуры (Голубев, Светов, 1983; Суйсарский..., 1999 и др.) нет сведений о строении других свит, развитых на рассматриваемой территории. Четвертичная геология и геоморфология заповедника были освещены в специальном отчете А. Д. Лукашова и В. А. Ильина, а также в работе И. Н. Демидова с

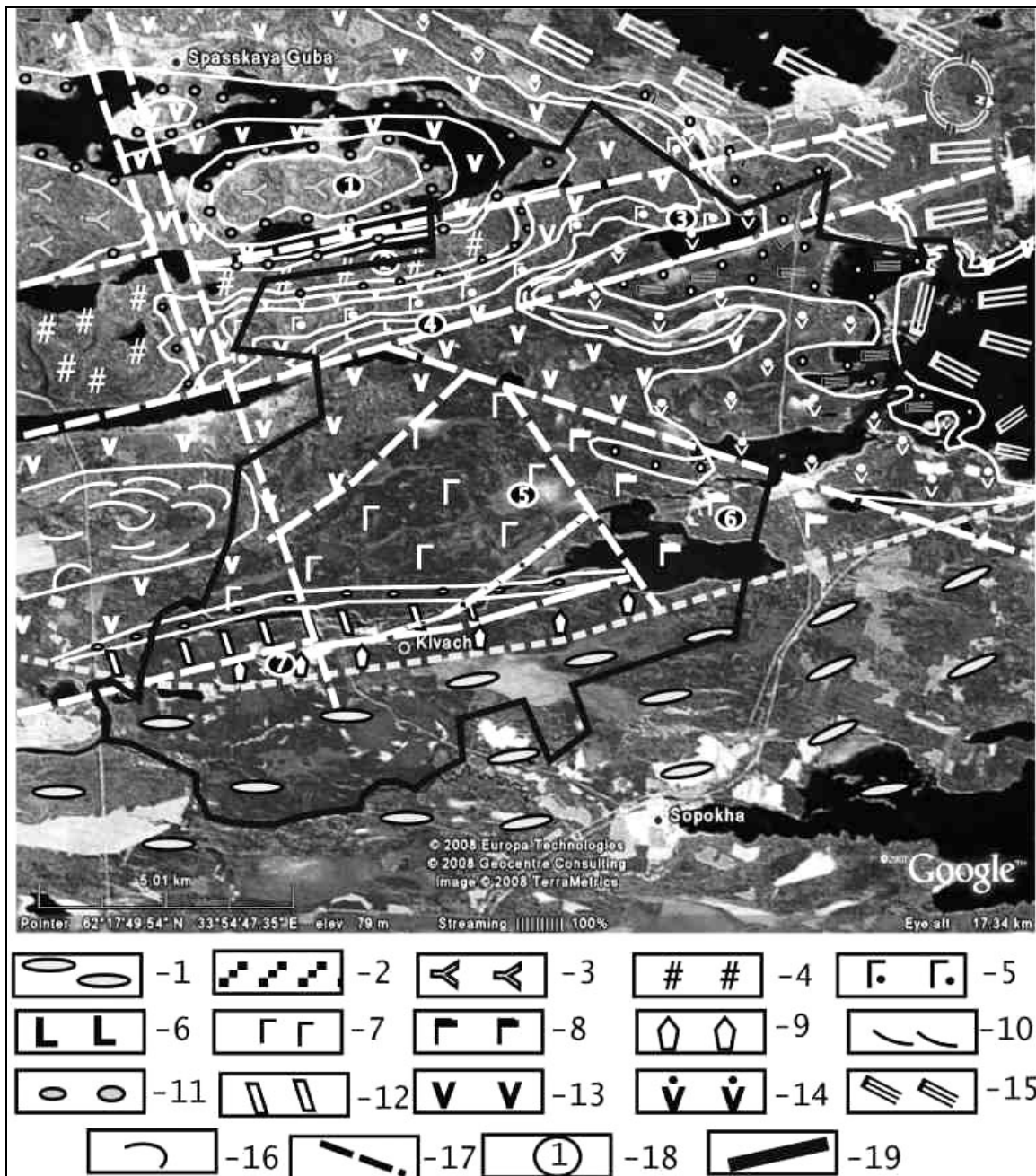
соавторами (2006). В настоящей статье на основе проведенных авторами картировочных работ в 90-е гг. XX в. с использованием материалов современных геофизических исследований, дешифрирования космических съемок (Google Earth, 2007–2008) дается новая интерпретация геологического строения территории с выделением тектонических структур, а также характеристика вещественного состава магматитов, являющихся в районе доминирующими.

### **Тектоника**

Территория заповедника «Кивач» (см. рис. 1) приурочена к западной части крупной палеопротерозойской Онежской структуры на Карельском кратоне (Geological map..., 2001) и до последнего времени оставалась слабо изученной. В то же время она отличается хорошей сохранностью осадочных и вулканогенных пород с предпологаемым палеопротерозойским возрастом от 2,2 до 1,7 млрд лет.

В структуре заповедника на фоне мощной дизъюнктивной тектоники авторами впервые выделено более 7 чередующихся синклиналильных и антиклиналильных структур преимущественно ССЗ простирания, для которых характерна ундуляция шарниров (рис. 2).

Основная антиклиналильная структура Гимойлампи протягивается в СЗ направлении от оз. Пертозеро к оз. Гимойлампи и далее вдоль СВ побережья оз. Гебозеро в Руокогубу оз. Сундозеро, а в западной части территории осложнена СЗ, меридиональными и СВ разломами. ЮЗ ее крыло прослеживается вдоль СВ берега оз. Мунозеро и падает на ЮЗ под углами 10–40°, переходя к западу в Мунозерскую синклиналиль. Кивачская антиклиналиль установлена на правом берегу р. Суны, где ее СВ крыло прослеживается на участке от оз. Пандозеро до устья р. Сандалки с падением на ВСВ под углами от 10° (на С) до 60° (на Ю). Далее к востоку оно переходит в Сандальскую синклиналиль. Менее отчетливо из-за слабой обнаженности проявлена Чуургубская антиклиналиль в центре заповедника. Синклиналильная структура с ядром из терригенных пород намечается на СВ побережье оз. Пертозеро.

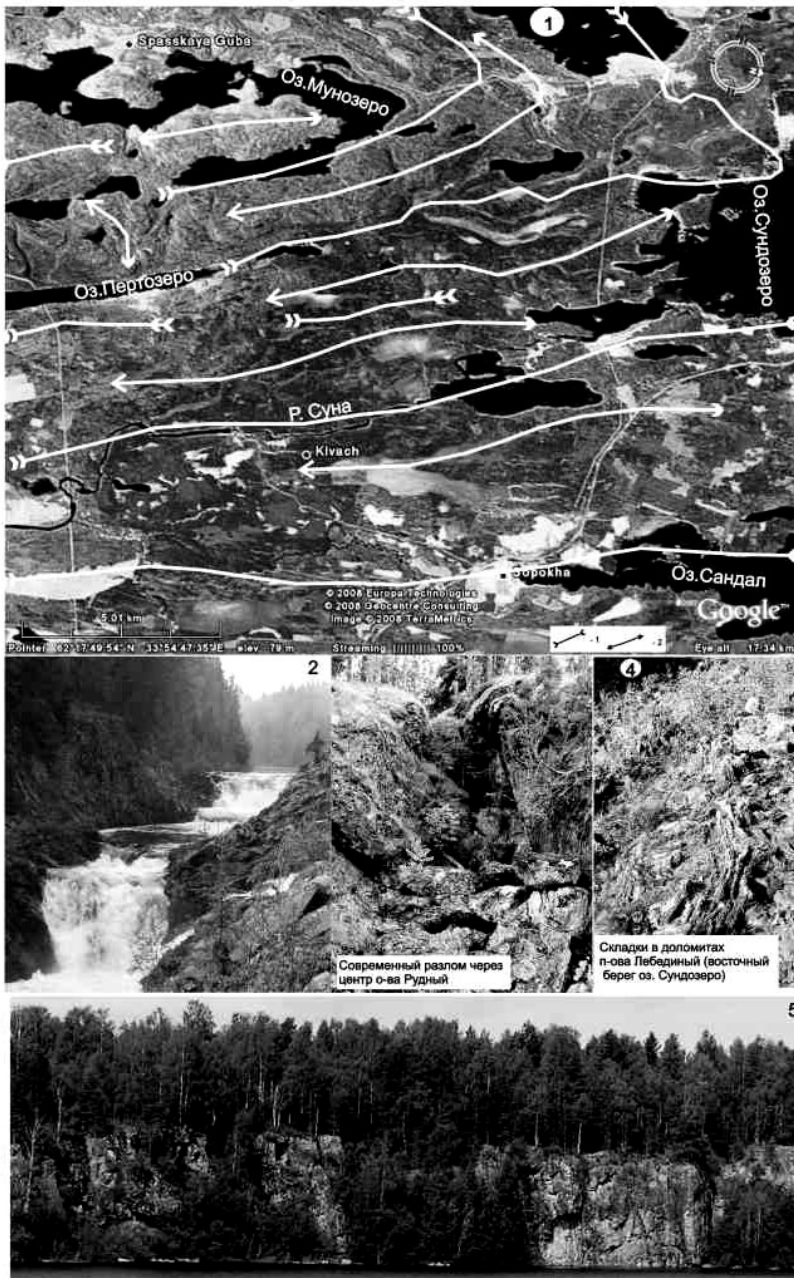


**Рис. 1.** Схема геологического строения территории заповедника «Кивач» (составили В. С. Куликов и В. В. Куликова, 2007 г.):

1 – четвертичные образования. Палеопротерозой. 2 – «приреченские брекчии» (вне масштаба); 3–9 – мафитовые и ультрамафит-мафитовые интрузивы: 3 – Улькаевский (1), 4 – Лаголампи (2), 5 – Гебозерский (3), 6 – Рагуйлампи (4), 7 – Правобережный (5), 8 – Шушки (6), 9 – Левобережный (7). 10 – песчаники и сланцы; 11 – аргиллиты, алевролиты, кривозериты, туффзиты, сланцы, в том числе шунгитовые, кремнистые и др.; 12 – лавовый покров Водопадный; 13 – нерасчлененные базальты и долериты; 14 – базальты и долериты с повышенной глиноземистостью; 15 – карбонаты, в том числе доломиты (магнезиты) со строматолитами. 16 – границы пород; 17 – основные разломы; 18 – номера интрузивов здесь и рис. 6 (в кружках); 19 – границы заповедника

Последниковая дизъюнктивная тектоника находит свое отражение в характере расчлененного рельефа в виде многочисленных ущелий, резких перепадов высот, а также на отдельных обнаженных участках присутствием тектонических брекчий, глинок трения, зеркал скольжения. Разломы разных направлений и возраста обусловили рисунок гидрографической сети и расположение ряда озер на разных гип-

сометрических уровнях. Это обстоятельство весьма осложняет выделение и прослеживание на местности отдельных геологических тел. Существенное влияние на ландшафты и общую геологическую картину оказывает сеть разломов – «клавишей» СВ направления. Однако генеральное СЗ направление больших форм: р. Суна и ее притоки, оз. Сундозеро и др. – отчетливо прослеживается и поддается дешифрирова-



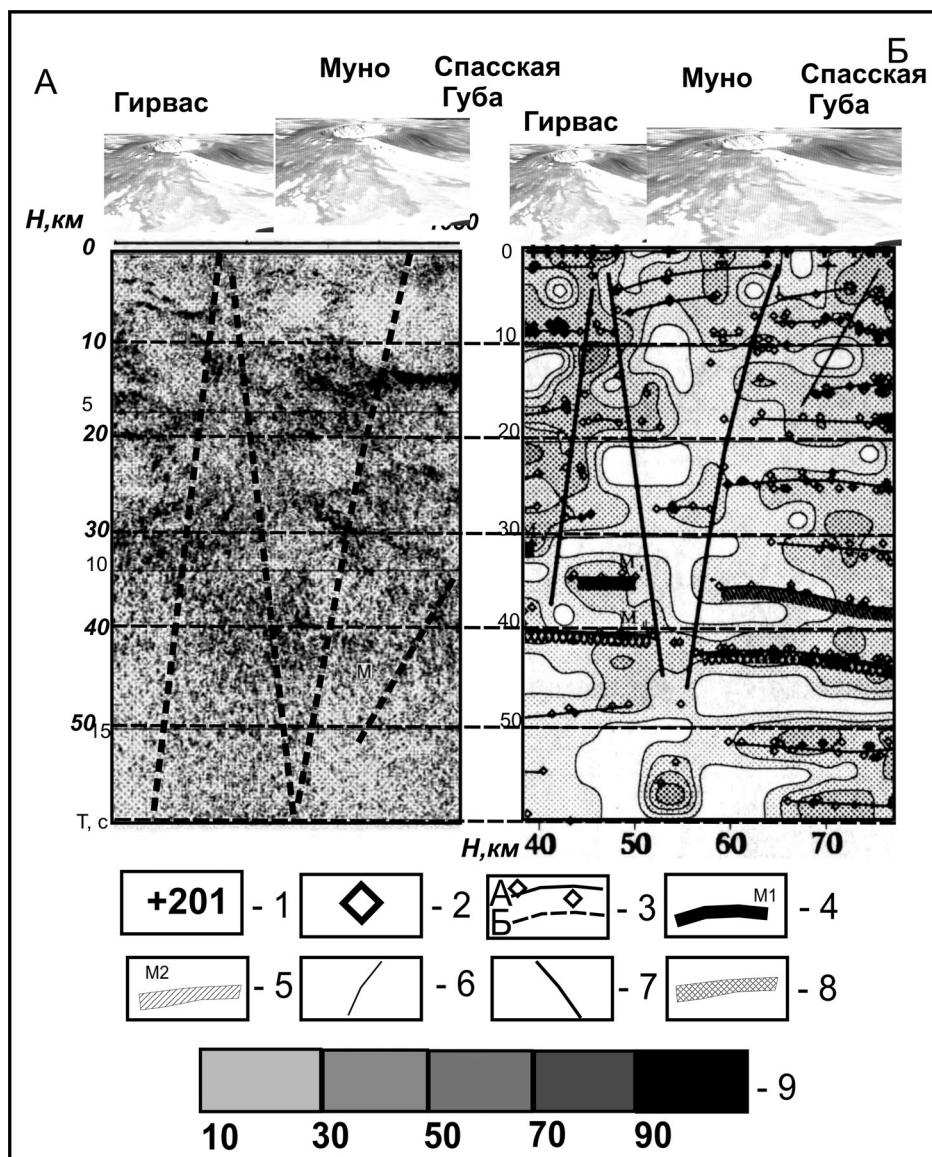
**Рис. 2. Схема осей синклиальных (1) и антиклинальных (2) складок – 1.**

Элементы современной тектоники: 2 – субмеридиональный разлом р. Суны (водопад Кивач); 3 – Центральный разлом на о. Рудном; 4 – складки в доломитах на п-ове Лебедином; 5 – субмеридиональный вертикальный разлом по западному берегу оз. Сундал

нию в системе «Google». Признаки влияния на докембрийские породы деятельности ледника, возможно, уже начиная с венда и с обновлением в квартере широко проявлены на территории заповедника. На левом берегу р. Суны на тропе у водопада прекрасно сохранилась ледниковая штриховка, а в русле (участки «Мостик» и «Водопад») – «исполиновые котлы»: наиболее крупный глубиной более 1 м и диаметром несколько десятков см установлен у левого берега на втором каскаде водопада Кивач.

Территория заповедника, несмотря на небольшую площадь, характеризуется почти всеми генетическими типами рельефа, свойственными ЮВ Фенноскандии, где фундамент, сложенный докембрийскими горными породами, перекрывается рыхлыми четвертичными отложениями. В современном строении территории преобладают сложные геоло-

гические комплексы денудационно-тектонического холмисто-грядового генезиса (преимущественно западная часть заповедника), а также проявлен водно-ледниковый рельеф с грядовыми и дельтовыми формами (северо-восточная и северная части) (Попова и др., 2006). Существенное значение в разнообразии ландшафтов имеют сейсмодислокации: тектонические (водопад Кивач), гравитационно-тектонические встряхивания, гидродинамические. Палеосейсмодислокации хотя и «погребены» под четвертичными комплексами, но вместе с современными разломами хорошо проявляются в рельефе в виде структуры «битой тарелки». Это наблюдается в «теле» Водопадного покрова на верхней ступени водопада, а также на о. Рудном (см. рис. 2). В четвертичное время ледник и талые ледниковые воды несколько сгладили рельеф, размыли и



**Рис. 3. А. Фрагмент профиля III-VIII (интервал 1000–1050 км). Б. Глубинный разрез и обменоспособность среды по МОВЗ (по Б. Н. Клабукову) (по: Глубинное строение..., 2004):**

1 – пункты наблюдений и их номера; 2 – точки проявленных обменных волн, 3 – границы обменных: а) уверенные, б) менее уверенные; 4 – кровля зоны перехода кора – мантия; 5 – подошва зоны перехода кора – мантия; 6 – внутрикоровые разломы; 7 – мантийные разломы, разрывающие M1 и M2; 8 – зоны, потенциально перспективные на поиски урана; 9 – обменоспособность среды (%)

перераспределили осадочные породы, создав заболоченные участки, а также мелкие водотоки в тектонических расщелинах.

Современная поверхностная структура заповедника в какой-то степени отражает строение верхней части коры, информация о которой заимствована авторами из материалов сейсмического эксперимента по геотраверсу 1-ЕВ в интервале 1000–1050 км (Глубинное строение..., 2004). Как следует из фрагмента профиля, пройденного вдоль западной границы заповедника (рис. 3, А), граница Мохо предполагается на глубине около 45 км, как и проинтерпретировано Б. Н. Клабуковым (там же).

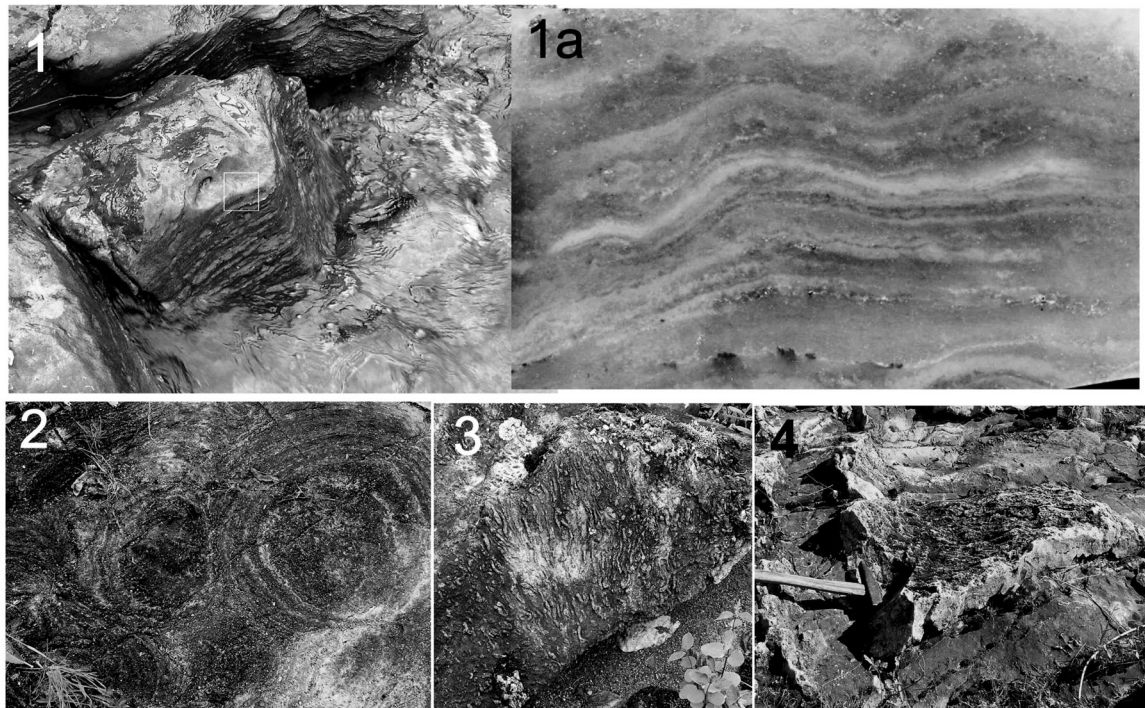
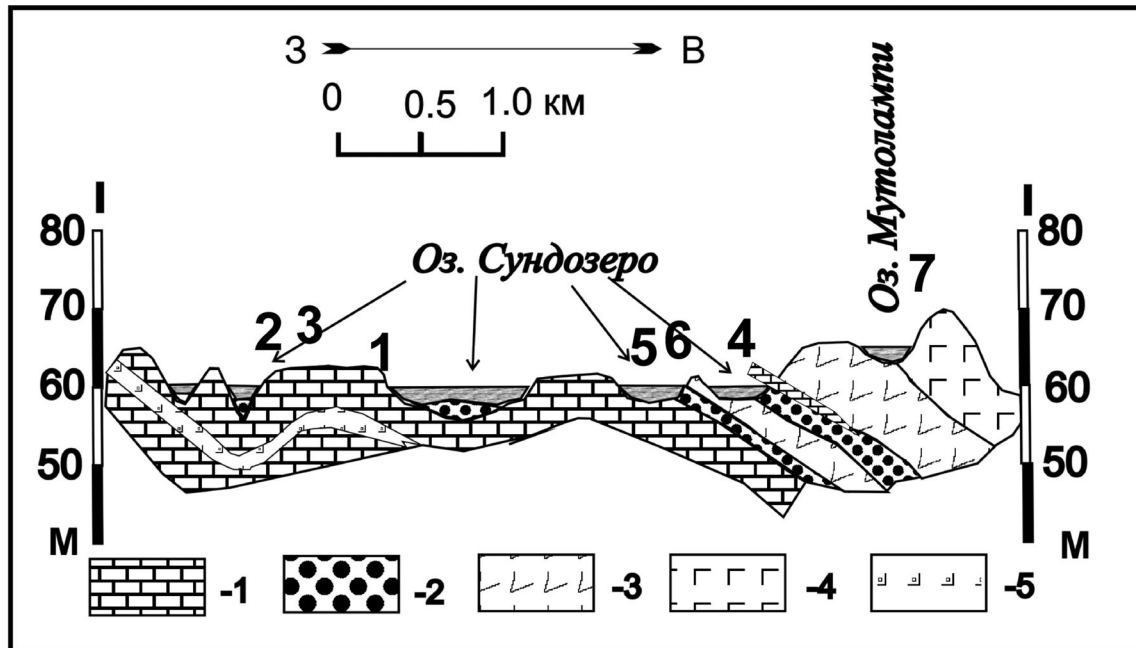
Нижнекоровый слой в интервале глубин 10–35 км имеет крайне неоднородное строение: скучивание, разрывы, надвиги, закручивание вещества. Пластиннообразные фрагменты корового вещества неизвестного состава и возраста характеризуются разрывами и изгибами и погружаются до глубины около 40 км (см. рис. 3, Б). Приповерхностная часть (до 10 км) по профилю имеет структурный рисунок, где прослеживаются субвертикальные зоны с повышенными показателями обменоспособности среды, которые, возможно, отражают положение подводящих каналов предполагаемых людииковских вулканов Гирвас, Муно и Укша.

### Стратифицированные осадочные и вулканогенные образования

Стратифицированные образования представлены терригенно-хемогенными, терригенно-осадочными породами, а также вулканитами. Авторами исследованы две толщи: существенно карбонатная и вулканогенно-осадочная. Их взаимоотношения

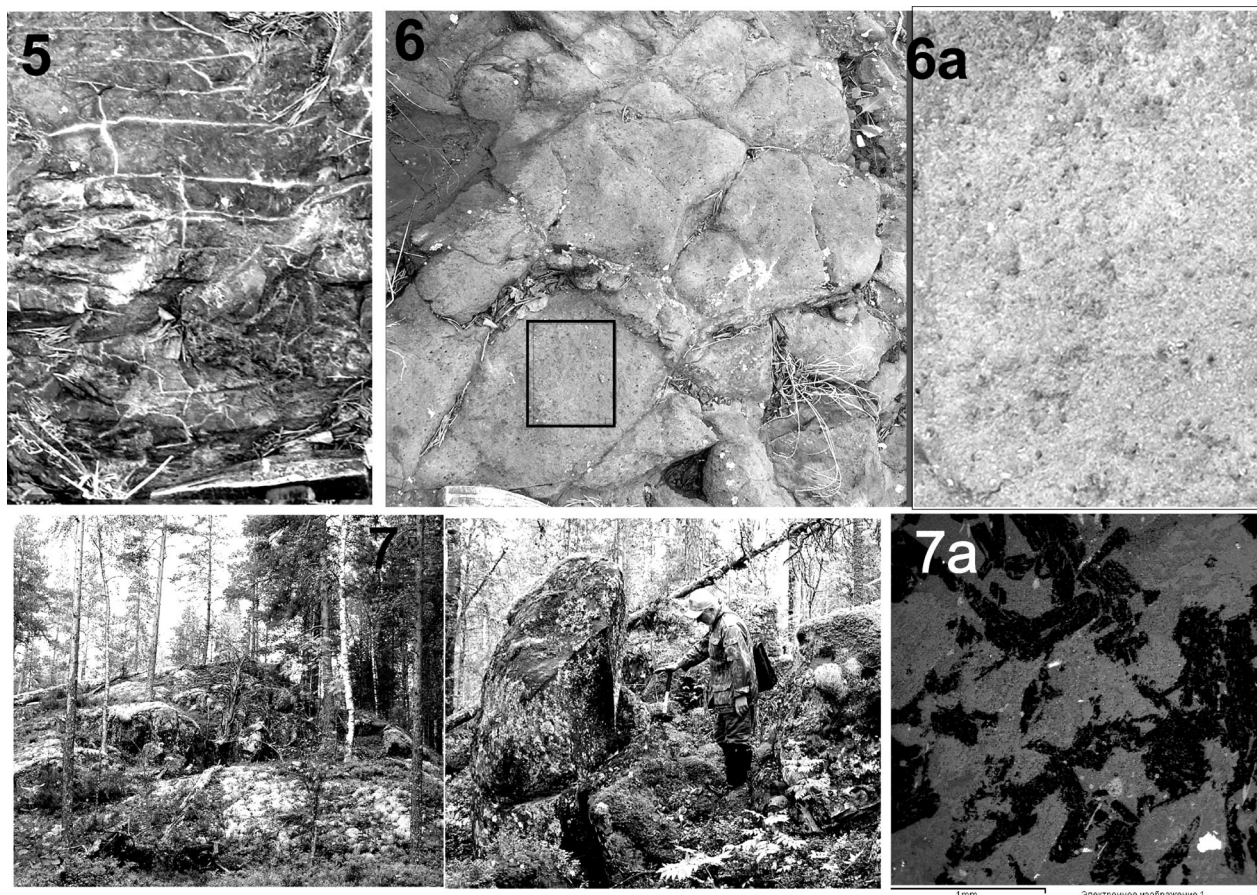
до настоящего времени дискуссионны, хотя, в общем, могут быть сопоставимы со свитами, описанными В. В. Яковлевой. Достоверные геохронологические данные о возрасте пород отсутствуют.

Первая (северная) толща представлена в основном доломитами разного состава и обнажена на СЗ и С заповедника по берегам и островам оз. Сундозеро (см. рис. 1 и рис. 4, 5). На участке «Рудный» выделе-



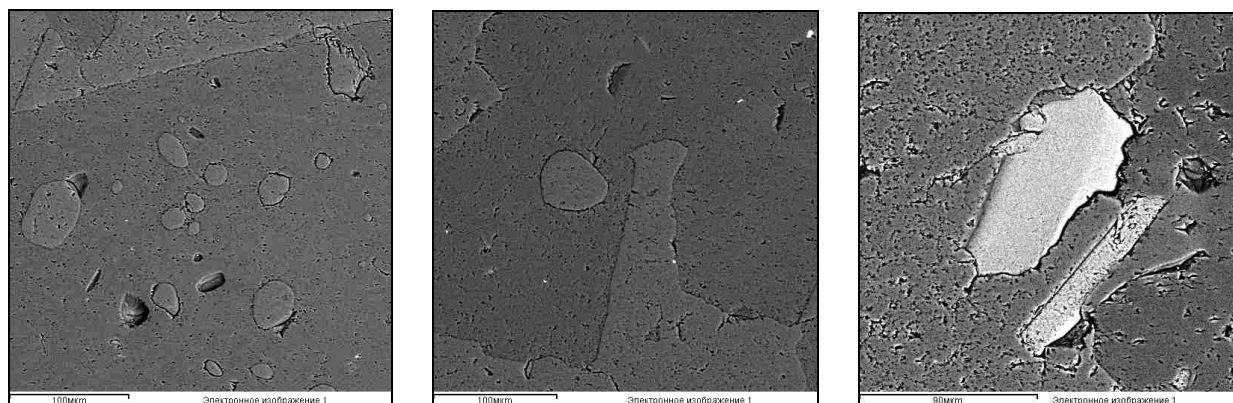
**Рис. 4. Геологический разрез южного побережья оз. Сундозеро:**

1 – доломиты и известняки (красные, кремовые, белые) со строматолитами, прослой глинистых сланцев; 2 – алевролитоглинистые породы, черные доломитизированные известняки, шунгитовые сланцы и шунгиты; 3 – базальты, в том числе о. Черного; 4 – долериты, в том числе участка Шушки; 5 – нерасчлененные долериты и базальты. Фото: 1 – слоистые доломиты (магнезиты) о. Предрудного и деталь; 2–3 – доломиты о. Рудного; 4 – складка в доломитах п-ова Лебедино



**Рис. 4 (продолжение):**

о. Черный: 5 – шунгиты; 6 – долериты (мандельштейны); 6а – дайки; участок Шушки; 7 – долериты и современные тектонические проявления в них; 7а – структура долеритов: светлое – амфибол по пироксену, черное – плагиоклаз



**Рис. 5. Структура слоистых доломитов:** в магнетите окатанные частицы кварца, который также в виде отдельных слоев имеет резкий контакт с основной породой. В доломит вырастают столбики кварца. Белые точки: апатит и неизвестный минерал состава (%):  $\text{SiO}_2 - 46,10$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 9,35$ ,  $\text{MgO} - 27,24$ ,  $\text{K}_2\text{O} - 9,43$

но несколько хорошо различимых по цвету, составу и текстуре пачек карбонатных пород (с севера на юг): желтые грубослоистые; розовые тонкослоистые с многочисленными постройками строматолитов, образующих кольцевые поднятия диаметром до 3–5 м; розовые со строматолитами – >3 м; белые массивные и слоистые – с кавернами за счет длительного выветривания мощностью несколько десятков м; тонкослоистые розовые мощностью >3 м. Общая мощ-

ность толщи ~300 м. На микрозонде (микроанализатор «INCA Energy 350» на базе сканирующего электронного микроскопа «VEGA II LSH» в ИГ Карельского НЦ РАН) были исследованы доломиты о. Предрудного. Особенностью их структуры является слоистость, обусловленная тонкими прослойками коллоидного – ? кварца (рис. 5). В породе присутствуют медистое олово и цинк (?), в том числе с примесью германия и мышьяка, самородные медь и

никель, минералы группы железа (состава  $Fe_2Si$  – ?, пирит, самородное железо), барит, апатит иногда с сопутствующим вольфрамом, аргентит и самородное серебро с ураном, редко – пиролюзит состава  $MnO$  – 67,36 и  $FeO$  – 32,64 %. Этот набор минералов и элементов требует дополнительного изучения петрографии доломитов.

Существуют разные представления (Петров, 1999; Заварзин, 2004 и др.) о генезисе строматолитов. Применительно к вышеназванным заслуживают внимания следующие: а) строматолиты светло-розового, серого, иногда красного цвета с четкими «столбиками» разного размера, возможно, термофильные (железо-восстанавливающие бактерии, образованные вблизи термальных источников – гейзеров в вулканических долинах или на склонах вулканов в присутствии и при избытке углекислого газа  $CO_2$ ), из которых в дальнейшем могли формироваться высокоуглеродистые соединения – шунгиты, а также гематит и магнетит; б) строматолиты пестрого облика с красными прослоями (галофильные (?) красноцветные цианофильные бактерии, которые образуются в засоленных лагунах); в) желтые доломиты с остатками, возможно, алкалофильных бактерий, создающих маты в содовых озерах (предполагается, что они были развиты в районе оз. Мунозеро).

Вторая толща является доминирующей (см. рис. 1) и представлена глинистыми, шунгитовыми, кремнистыми, карбонатными, также туфогенно-осадочными породами и базальтами. Приведенные в таблице химические анализы туфогенно-осадочных пород второй толщи соответствуют туффитам среднего состава. Однако из-за слабой обнаженности полный

разрез толщи не установлен (рис. 6). Отдельные выходы осадочных пород, в том числе шунгитовых сланцев (рис. 7), авторы наблюдали на южном побережье и островах оз. Сундозеро, на северном побережье оз. Мунозеро (рис. 7), на южном берегу оз. Лаголампи. Прослой шунгитов (или несколько – ?) с предполагаемой мощностью не менее 200 м с перерывами прослеживается от перекастов в 3 км ниже водопада Кивач, на правом берегу р. Суны в 1 км севернее пос. Кивач (участок «Мостик») до о. Черного, где установлен непосредственный контакт с долеритами (см. рис. 4). Породы слоистые и неоднородные, трещиноватые, а вдоль трещин отмечается желтая побелка (рис. 8). В них установлены акритархи (?), которые представляют собой один из важнейших компонентов биот органогенных микрофоссилий, размеры которых варьируют от первых микрон до 1 мм, реже 3–5 мм.

Микрозондовыми исследованиями шунгитов впервые были обнаружены иридийсодержащие цирконы (рис. 9) среднего состава из 10 зерен (%):  $ZrO_2$  – 43,55–50,48;  $SiO_2$  – 25,33–35,15;  $OsO_2$  – 8,34–8,82;  $IrO_2$  – 5,75–6,67;  $FeO$  – 2,77–3,50;  $TiO_2$  – 0,70–2,5;  $UO_3$  – 1,4 – 2,57;  $Sc_2O_3$  – 0,32–0,41, а также  $Nd_2O_3$  – 0,42;  $As_2O_3$  – 0,78;  $Yb_2O_3$  – 0,80;  $HfO_2$  – 0,75. Следует отметить, что цирконы с расплавленными включениями аналогичных составов с возрастом около 440 млн лет установлены нами впервые в дайках участка Чертов стул (вулкан Лой), рвущих «соломенские брекчии». Полученные результаты позволяют поставить вопрос о присутствии в осадочном горизонте признаков, характерных для событий, связанных с возможным метеоритным ударом (История Земли., 2005).

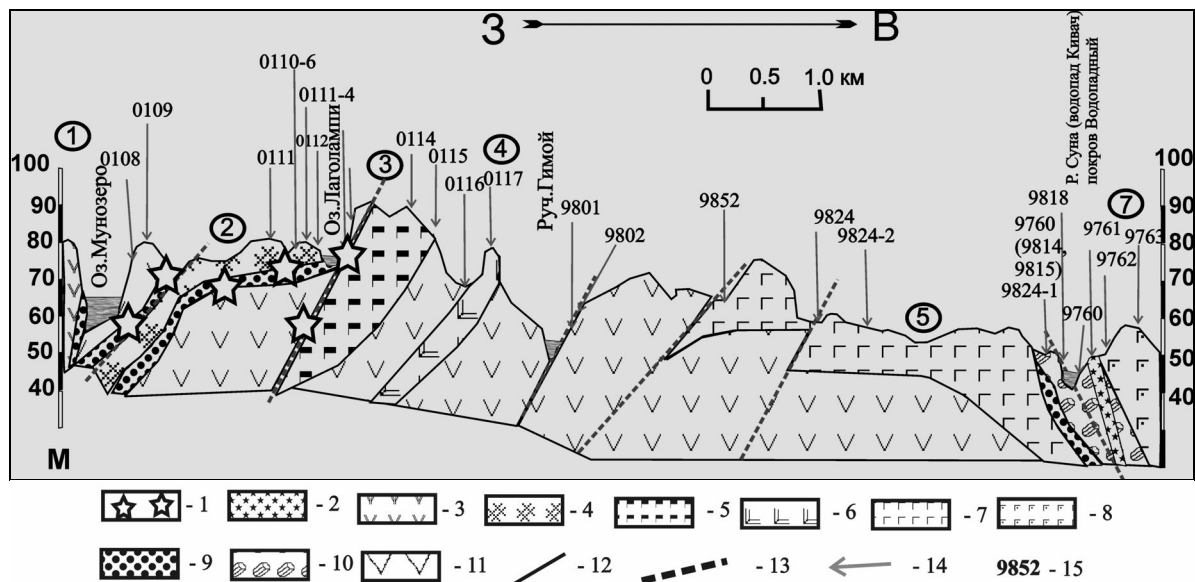


Рис. 6. Схема геологического разреза через центральную часть территории заповедника «Кивач» (составили В. С. Куликов и В. В. Куликова, 1996–2006 гг.):

1 – рудопроявления и минерализация медных колчеданов. 2 – Приреченская дайка (трубка взрыва) неясного возраста (1770 млн лет – ?): вне масштаба. Силлы ультрамафит-мафитовые: 3 – Улькаевский, 4 – Лаголампи, 5 – Рагуйлампи; мафитовые: 6 – Гебозерский, 7 – Правобережный, 8 – Левобережный. 9 – алевриты, аргиллиты, шунгитовые сланцы, шунгиты. 10 – лавовый покров Водопадный. 11 – нерасчлененные базальты и долериты. 12 – границы пород. 13 – разломы. 14 – места отбора проб. 15 – номера обнажений

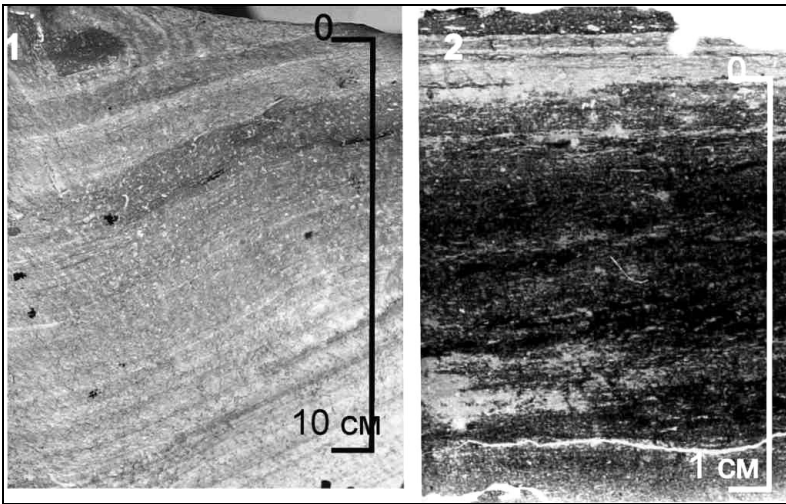


Рис. 7. Осадки на участке Гебозеро (1) и шунгиты восточного берега оз. Мунозеро (2)

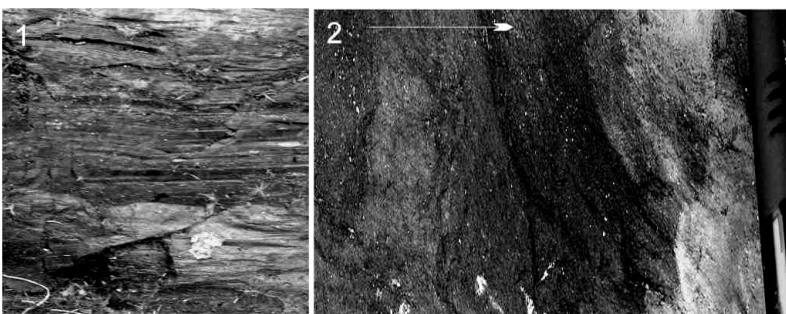


Рис. 8. Шунгитовые сланцы на участке «Мостик»:

1 – вид обнажения «9760» на правом берегу р. Суны, 2 – косая (?) слоистость (образец)

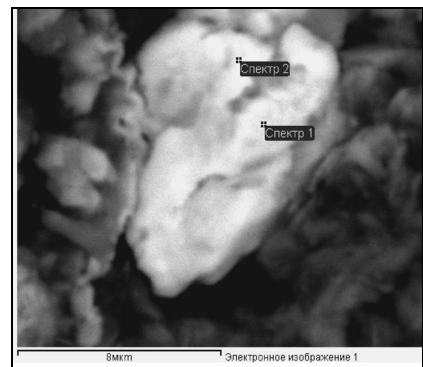
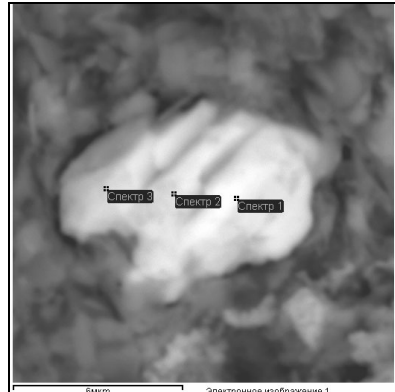
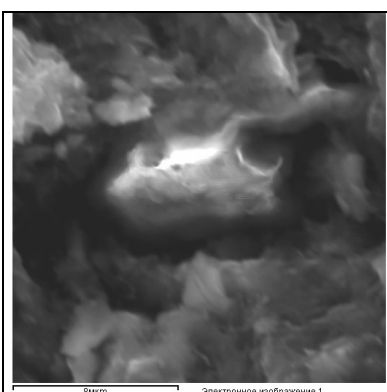
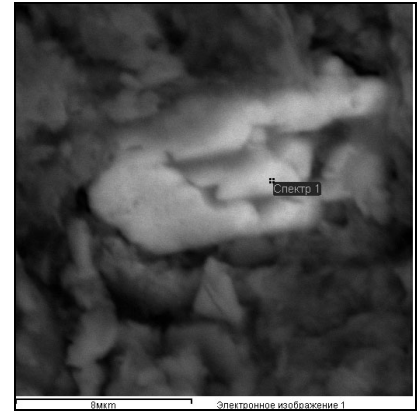
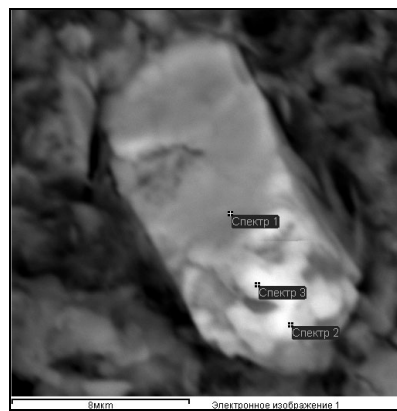
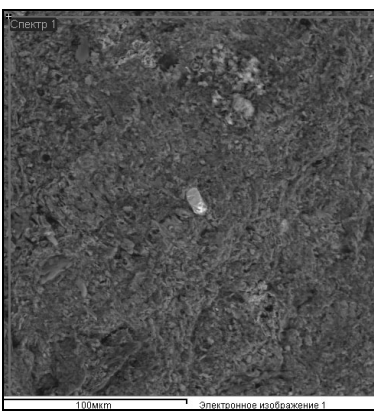


Рис. 9. Иридийсодержащие цирконы в шунгитах на участке «Мостик»



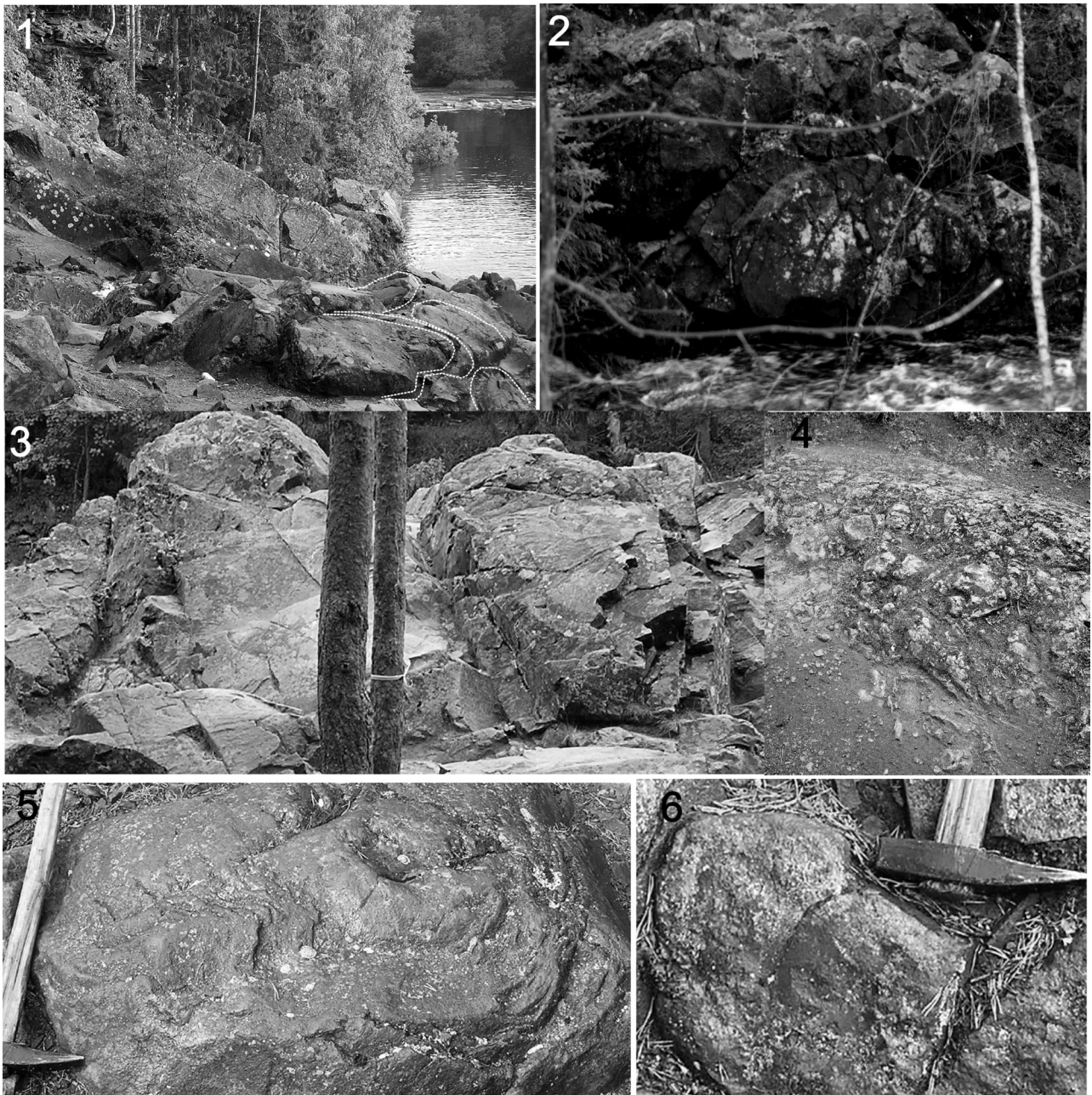


Рис. 10. Подушечные текстуры покрова Водопадный (1–3, 5, 6) и канатные текстуры на левом берегу р. Суны у слива водопада (4)

Находки в препаратах таких химических элементов, как С, N, Cl, S, в специфических образованиях (до 20 мкм) в виде пленок, а чаще отдельных неправильных зерен требуют дополнительного изучения.

Лавовые покровы базальтов на рассматриваемой территории ранее не отмечались. Широко распространенные основные породы без достаточного обоснования интерпретировались исключительно как силлы, однако на отдельных участках имеются миндалекаменные, шаровые и канатные (рис. 10), вариолитовые текстуры, характерные для лав. Это позволило среди «однородного» поля «интрузив-

ных габбро-диабазов» (см. геологическую карту м-ба 1 : 200 000 А. М. Савиной (1958)) наметить две пачки эффузивов основного состава, несколько различающихся по петрохимическим характеристикам: нижняя – преимущественно глиноземистая, а верхняя – существенно железистая (см. табл.).

*Покров Водопадный* является одним из наиболее примечательных в верхней пачке. Кровельная зона его представлена базальтами с отчетливыми подушечными текстурами (рис. 10). Подушечные лавы прослеживаются на площади не менее 500 м<sup>2</sup>. На ряде участков впервые установлены

канатные лавы, хорошо видимые на смотровой площадке на левом берегу р. Суны непосредственно у водопада (см. рис. 10). Переход от кровли к массивной части покрова находится выше нижнего уреза воды водопада примерно на 4 м. Последняя сложена среднезернистыми долеритами, а подошвенная и кровельная – мелкозернистыми базальтами. Судя по сохранившейся местами пластовой отдельности покров падает на ВЮВ под углами 50–60° и имеет мощность более 50 м. Он разбит серией субмеридиональных разломов на пластины с субвертикальными зонками брекчий, милонитов и зеркалами скольжения, ориентированными параллельно руслу р. Суны. Покров Водопадный залегает непосредственно на горизонте шунгитовых и кремнистых пород видимой мощностью около 5 м. Лавы покрова характеризуются повышенной железистостью с содержанием FeO<sub>общ</sub> – 13,8–17,5% (см. табл.).

## Интрузивные образования

Интрузивы представлены слабо дифференцированными силлами мафитов и дифференцированными телами ультрамафит-мафитов. Они занимают значительную площадь заповедника и прилегающей территории, а вместе с вмещающими вулканогенно-осадочными породами собраны в пологие складки и разбиты разломами. Авторами впервые закартированы и выделены под собственными именами 7 субвулканических силлов (с запада на восток): Улькаевский, Лаголампи; Гебозерский, Рагуйлампи, Правобережный, Шушки и Левобережный, а южнее заповедника – Корбалампи (см. рис. 6). По специфике вещественного состава они разделяются на три группы: лаголампинская (магнезиальная), правобережная (титано-железистая) и левобережная (глиноземистая) (см. табл.).

Химические составы пород района заповедника «Кивач»

№ проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	ппп	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	АТМ
Силл Улькаевский														
2025	49,64	1,03	13,22	2,53	8,76	0,193	7,15	12,63	1,54	0,25	0,14	2,75	0,13	13
2026	47,46	1,00	13,77	1,64	10,70	0,201	7,68	10,25	2,42	0,38	0,07	3,90	0,13	14
2027	49,02	1,02	12,75	2,07	10,13	0,189	7,64	10,03	2,23	0,31	0,13	3,15	0,13	12
2028	48,42	1,16	13,67	2,30	11,06	0,221	7,19	9,73	1,47	0,59	0,24	3,61	0,15	12
2029	49,10	0,99	14,04	2,05	9,76	0,195	7,04	10,25	2,82	0,25	0,16	2,89	0,13	14
Силл Лаголампи														
0110	48,10	1,52	14,38	2,40	10,60	0,213	6,64	8,59	2,45	0,46	0,54	3,52	0,20	10
0110-1	48,80	1,33	14,28	1,96	10,63	0,186	7,05	7,58	3,47	0,37	0,43	3,33	0,19	11
0110-2	49,20	1,80	14,07	1,33	8,98	0,161	7,70	8,59	4,00	0,25	0,16	3,08	0,25	8
0110-3	43,90	1,30	8,23	1,40	10,56	0,213	17,85	10,18	0,18	0,12	0,40	4,85	0,18	6
0110-4	43,33	1,19	7,11	1,46	10,15	0,142	20,02	9,03	0,13	0,03	0,44	5,89	0,17	6
0110-5	44,56	1,54	8,47	0,80	10,92	0,181	17,35	8,59	0,57	0,39	0,67	5,20	0,20	6
0110-6	45,57	1,56	9,50	1,78	10,24	0,171	15,36	8,01	1,52	0,29	0,32	4,92	0,23	6
0110-7	43,70	1,65	10,36	2,92	8,75	0,128	16,50	6,57	1,39	0,09	0,62	6,60	0,23	6
0110-8	42,70	1,60	10,00	4,35	8,30	0,124	16,44	6,57	1,20	0,10	1,30	6,70	0,25	6
0111-2	43,46	1,63	9,55	4,57	10,42	0,17	15,14	6,20	1,28	1,03	0,76	5,66	0,29	6
0111-3	44,24	1,38	7,76	1,00	11,01	0,184	19,79	7,44	0,19	1,80	0,18	4,08	0,17	6
0112	42,86	1,17	6,68	4,22	8,56	0,20	20,65	7,95	0,13	0,08	0,95	6,63	0,22	6
0114	43,65	1,66	9,53	4,85	9,34	0,20	15,85	6,17	1,31	0,81	0,84	5,84	0,26	6
9810	42,37	1,12	6,13	1,07	10,84	0,17	22,86	7,33	0,08	0,07	0,65	7,25	0,13	5
Силл Гебозерский														
9826	47,64	2,08	12,82	7,22	8,62	0,28	6,39	7,14	1,95	1,16	0,50	3,76	0,26	6
9827	46,82	1,92	12,44	2,78	13,17	0,20	7,13	6,12	3,26	0,97	0,30	3,63	0,25	7
9828	49,10	2,74	11,70	10,64	7,72	0,33	3,81	6,16	3,33	0,92	0-	3,31	0,46	4
Интрузив Рагуйлампи														
0117-1	49,92	2,62	14,34	3,02	8,19	0,17	4,74	8,01	4,74	0,16	0,42	2,76	0,45	6
0117-2	44,54	1,46	9,02	1,62	10,05	0,197	17,53	8,58	0,73	0,17	0,38	4,85	0,19	6
Силл Правобережный														
9852	48,12	1,94	12,38	3,90	11,97	0,23	6,40	7,58	2,73	0,62	0,49	3,31	0,25	6
9824-3	47,00	1,96	12,89	5,01	10,42	0,24	6,29	10,06	1,46	0,71	0,40	3,30	0,20	7
Силл Шушки														
Шушки-1	45,50	2,13	12,42	3,17	12,88	0,22	7,13	9,94	2,45	0,21	0,18	3,20	0,23	6
Шушки-2	46,46	1,73	14,14	2,70	12,52	0,23	7,24	6,83	3,47	0,30	0,15	3,80	0,25	8
Шушки-3	47,00	1,91	13,30	2,40	13,12	0,22	6,93	7,09	3,41	0,49	0,18	3,53	0,25	7
Силл Левобережный														
9762-1	47,84	1,17	14,45	2,08	9,12	0,186	8,22	10,15	2,08	0,50	0,46	3,05	0,14	13
9763-1	48,92	1,17	14,45	2,74	9,63	0,197	6,57	10,29	2,20	0,27	0,27	3,07	0,16	13
Силл Корбалампи														
2010	47,23	1,99	11,95	4,89	11,43	0,215	6,69	7,70	2,48	1,60	0,69	3,07	0,30	6
2010-3	46,60	3,29	12,47	3,43	13,79	0,272	5,24	7,43	2,51	0,87	0,98	3,40	0,29	4
2010-4	44,22	3,00	10,92	3,45	15,15	0,272	5,77	10,77	1,33	0,71	0,62	3,59	0,20	4
2010-5	44,38	2,88	10,73	3,58	15,80	0,269	5,88	9,44	1,50	0,64	0,55	3,93	0,21	4
2010-6	44,94	2,52	12,01	4,19	13,35	0,251	6,00	7,80	2,28	0,82	0,81	4,64	0,17	5
2010-7	46,12	2,06	12,04	3,66	12,50	0,228	6,44	9,29	2,42	0,39	0,50	3,71	0,18	6

## Окончание табл.

№ проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	ппп	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	АТМ
Покров Водопадный														
9760-3	47,48	2,32	11,25	10,62	6,75	0,52	5,77	7,43	1,52	0,96	1,16	3,71	0,34	5
9814	48,69	1,87	12,79	5,72	8,97	0,29	6,47	8,15	2,23	0,80	0,76	3,25	0,24	7
9818	48,46	2,69	11,37	8,04	9,44	0,20	5,72	5,35	2,38	1,48	1,11	4,09	0,25	4
9818-1	51,56	2,49	11,68	4,24	12,13	0,25	4,38	3,76	3,38	1,14	1,14	3,85	0,54	5
9815	50,16	1,46	13,73	2,60	11,21	0,20	6,58	5,72	1,81	1,20	0,30	4,42	0,19	9
Нерасчленные силлы и покровы, нижняя пачка														
06-чер-1	48,18	1,49	15,54	2,65	8,90	0,20	6,80	9,04	1,97	1,23	0,27	3,22	0,18	10
06-чер	49,20	1,71	15,91	2,31	9,76	0,20	6,96	3,90	4,27	1,00	0,42	4,07	0,19	9
06-73	46,12	1,75	14,50	2,46	12,36	0,21	7,16	7,36	3,23	0,20	0,30	3,80	0,29	8
06-75	49,33	1,44	14,96	2,37	9,43	0,20	6,82	6,33	4,16	0,36	0,62	3,44	0,16	10
9820	49,26	1,37	15,66	2,30	9,19	0,19	6,83	7,36	1,76	1,13	0,17	4,03	0,17	11
То же – верхняя пачка														
0108	49,78	1,46	13,76	2,47	10,92	0,207	6,75	8,00	1,36	0,38	0,26	4,17	0,22	9
0161	49,88	1,52	13,43	2,14	10,90	0,22	6,78	7,72	1,68	0,71	0,18	3,87	0,20	9
9802	52,75	1,08	13,56	2,42	8,89	0,18	7,04	5,61	4,42	0,46	0,75	3,01	0,15	13
9803	49,00	2,30	13,73	1,22	10,63	0,18	7,25	7,36	2,75	1,80	0,17	3,07	0,32	6
2030	52,00	1,16	13,66	2,93	11,64	0,166	7,01	3,64	0,41	0,24	0,47	6,28	0,17	12
0116	44,69	3,28	12,78	12,42	8,29	0,25	4,96	4,92	2,75	0,31	1,16	4,69	0,33	4
9807	45,48	3,00	11,08	7,51	12,21	0,28	5,08	8,00	1,98	1,13	0,50	3,27	0,25	4
9821	48,22	1,76	13,02	2,33	12,93	0,19	7,19	5,72	3,80	0,14	0,49	3,82	0,25	7
9823-1	47,16	1,94	12,54	6,33	8,99	0,28	5,76	11,76	0,44	0,99	0,88	3,48	0,26	6
9824	46,60	3,01	12,22	4,38	14,25	0,25	5,34	8,89	2,28	0,76	0,13	1,65	0,25	4
0162	44,96	2,80	12,83	2,89	14,25	0,22	6,58	8,29	2,21	1,41	0,21	2,88	0,19	5
0162-1	47,16	1,88	14,25	3,11	12,33	0,22	6,68	6,36	3,33	0,66	0,12	3,43	0,25	8
0163	47,90	2,00	12,34	2,13	13,29	0,25	6,68	8,87	1,63	0,66	0,17	3,19	0,28	7
0168-2	45,38	2,16	13,02	4,62	12,33	0,24	7,10	7,01	1,30	1,01	0,45	4,66	0,30	6
Приреченские брекчи														
0671-1	45,55	1,86	13,12	2,65	12,60	0,25	6,72	9,94	2,03	1,14	0,11	3,26	0,30	7
0671-2	48,55	2,13	12,74	2,70	11,25	0,21	6,14	5,87	2,27	0,78	0,52	5,90	0,33	6
0671	47,20	2,20	13,10	5,50	9,53	0,26	6,40	9,49	0,87	0,44	0,58	3,93	0,34	6
Осадки и туффы нерасчленные														
0109	59,50	1,23	11,55	10,18	3,60	0,247	1,45	3,54	3,48	0,85	0,84	2,80	0,44	9
0115	54,15	2,10	11,89	6,69	6,52	0,184	1,98	4,47	5,58	0,24	0,77	2,96	0,61	6
9808	57,27	1,44	10,75	3,87	2,89	0,24	1,34	4,65	2,11	1,06	0,98	3,29	0,59	8
9811	52,22	2,46	15,29	1,63	7,33	0,17	4,72	5,57	5,67	0,38	0,50	2,86	0,52	6
2010-1	59,81	1,21	11,96	9,08	4,36	0,146	1,26	3,06	4,65	0,87	1,12	2,82	0,36	10
2010-2	58,76	1,08	12,03	8,50	6,16	0,225	1,46	3,35	4,47	0,85	0,85	2,63	0,37	11

Лаголампинская группа включает силл Лаголампи и интрузив Рагуйлампи. Силл *Лаголампи* (см. рис. 6) находится в западной части заповедника и прослеживается от оз. Лаголампи на севере до горы Орел на юго-западе – на расстояние около 10 км вдоль озер Мусталампи, Лаголампи, Рагуйлампи, Хабуслампи и Пертозеро. Наиболее представительные разрезы установлены на южном берегу оз. Лаголампи, северо-восточном оз. Мунозеро и на г. Орел (северное окончание оз. Пертозеро). Верхний контакт тела не обнажен.

Нижний субсогласный контакт с вмещающими породами наблюдался на оз. Лаголампи и к востоку от оз. Мунозеро (обн. 0110-6-9). Общая мощность силла на участке Мунозеро около 110 м. Подстилающие породы видимой мощностью около 30 м в районе оз. Мунозеро представлены шунгитовыми сланцами, чередующимися с кремнистыми сланцами и полого падающими на запад (около 15°).

Закалочная зона мощностью до 0,5 м сложена порфировыми пикритами (см. табл., № 0110-8) с видимой трахитоидностью за счет ориентированных вдоль контакта псевдоморфоз вторичных минералов по оливины. Вкрапленники оливина, полностью замещенного

хлорит-серпентиновым агрегатом с магнетитом, имеют размеры 1–2 мм. Основная масса породы представлена тонкозернистым агрегатом вторичных минералов (цоизит, хлорит и др.). В 1 м выше контакта псевдоморфозы по вкрапленникам оливина достигают размеров до 2–3 мм и вместе с клинопироксеном и частично плагиоклазом образуют плагиоклазовый пикрит (табл., № 0110-7). В 2,5 м от контакта он сменяется пикритом (табл., № 0110-4, 5), где из первичных минералов сохраняется только клинопироксен, а вторичные представлены в основном агрегатом хлорита, тремолита и серпентина по оливины и другим минералам. Мощность пикритовой зоны около 25 м. Вверх по разрезу она постепенно переходит в пироксенитовую (табл., № 0110-3) мощностью около 25 м, где зерна сохранившихся клинопироксенов размером до 5–6 мм составляют более 60% породы. Вышележащая (мощность около 30 м) зона крупнозернистых габброидов (табл., № 0110-2) содержит первичные клинопироксены, плагиоклазы и скелетные зерна титаномagnetита (табл., № 0110-2). Верхняя часть силла (мощность около 30 м) представлена среднезернистыми долеритами (табл., № 0110).

*Интрузив Рагуйлампи* (см. рис. 6), сложенный долеритами и пироксенитами, обнажается вдоль западного берега одноименного озера и к северу от него в виде узкой хорошо выраженной в рельефе гряды субмеридионального простирания длиной до 1 км. Форма тела достоверно не установлена. Непосредственных контактов с вмещающими породами не наблюдалось. Стратиграфически он залегает ниже силла Лаголампи, возможно, это подводящий канал для него. Некоторые дифференциаты его имеют повышенные значения  $\text{Na}_2\text{O}$  (до 5%) (см. табл., № 0117-1), другие (табл., № 0117-2) –  $\text{MgO}$  (17,5%).

Дифференцированные интрузивы рассматриваемой группы по минеральному и химическому составу (см. табл.,  $\text{MgO}$  – 6,6–22,6%) относятся к пикритовой серии (Петрохимические..., 2001) и сопоставимы с известными силлами суйсарского комплекса: Кончезерским (оз. Кончезеро – оз. Гомсельга) и Тернаволокским (Кондопожская губа Онежского озера) с возрастом 1,98 млрд лет (Суйсарский..., 1999).

**Правобережная группа** включает 4 силла (*Гебозерский*, *Шушки*, *Корбалампи* и *Правобережный*) (см. рис. 1 и 6). Правобережный силл обнажается на правом берегу р. Суны. Верхняя его часть прослеживается по отдельным обнажениям на расстояние 3 км в северо-западном направлении. Он залегает в основном полого и разбит на отдельные блоки. Наиболее обнажена центральная часть, где преобладают темно-серые крупно- и среднезернистые габбродолериты, состоящие из кислого плагиоклаза (альбит) и клинопироксена (авгит). Из вторичных минералов обычно присутствуют хлорит, актинолит, цоизит, эпидот, иногда кварц и биотит, а также лейкоксен и др. Мощность более 50 м.

В северной части территории авторами описан силл Шушки (см. рис. 1 и рис. 4 – продолжение), который по минеральному и химическому составу весьма близок к Правобережному (см. табл.).

Силл Гебозерский (см. рис. 1 и 6) отчетливо проявлен на западном берегу одноименного озера и прослежен в юго-восточном направлении на расстояние более 10 км до оз. Пертозеро, но в настоящее время недостаточно изучен. Все интрузивы отличаются повышенным содержанием суммарного железа (14–18%), а также щелочей – около 4% (см. табл.).

**Левобережная группа** (см. рис. 1 и 6) представлена *Левобережным* и *Улькаевским* силлами. Последний расположен в ядре Мунозерской синклинали за пределами заповедника среди мощной толщи шунгитовых пород и слабо изучен. *Левобережный* силл находится на левом берегу р. Суны и обнажен на протяжении 5 км от пос. Кивач до оз. Ландозеро. Поперечный изученный разрез можно наблюдать на широтной просеке в 1 км к северу от пос. Кивач. Силл слабо дифференцирован, непосредственные нижний и верхний контакты не обнажены. В нижней части отмечены среднезернистые меланократовые габбро с повышенным содержанием по отношению к плагиоклазу амфиболизированного клинопироксена. Ха-

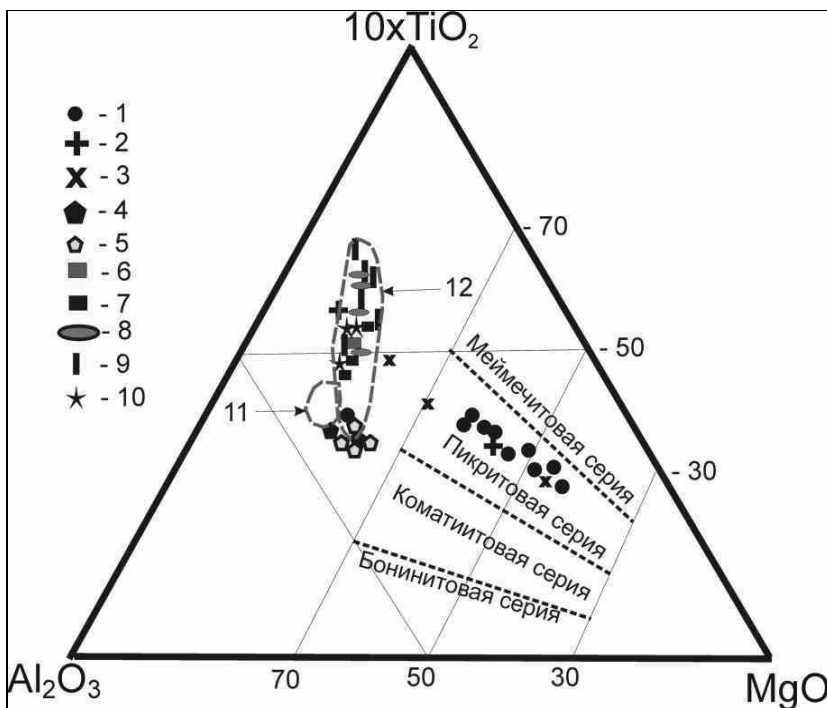
рактерна пластовая отдельность с падением трещиноватости на северо-восток под углами около  $20^\circ$ . Верхняя часть силла обнажается на вершинах горюшек, расположенных вдоль левого берега р. Суны, где развиты средне- и крупнозернистые габброиды с линзами лейкогаббро. Мощность тела более 150 м. По химическому составу (см. табл., № 9762-1, 9763-1) этот силл существенно отличается от магнезиального Лаголампи и титано-железистого Правобережного. В нем отмечено повышенное содержание глинозема, а следовательно, и более высокое отношение АТМ – 12–14 вместо обычных 4–7.

Положение интрузивных магматитов показано на диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 10 \times \text{TiO}_2 - \text{MgO}$  (рис. 11). Представляющие их фигуративные точки образуют три самостоятельных поля (группы): магнезиальное, глиноземистое и титано-железистое. Вытянутое узкое поле магнезиальных пород соответствует корректному тренду и отображает особенности дифференциации в процессе кристаллизации расплава интрузива Лаголампи. Он совпадает с трендами составов Тернаволокского и Кончезерского силлов, относящихся к пикритовой петрохимической серии. Две точки из краев массива располагаются в поле составов глиноземистых долеритов силлов Улькаевского и Левобережного, что, как предполагается, свидетельствует о связи их исходных магм, например, в качестве дифференциата магнезиального материнского расплава. Как отмечалось, в интрузиве Рагуйлампи встречается порода с повышенным содержанием железа и натрия, которая на рассматриваемой диаграмме попадает в титано-железистое поле, что может свидетельствовать о генетической связи этих групп.

Таким образом, различие в химизме рассмотренных трех групп интрузивов и двух – эффузивов, по видимому, обусловлено дифференциацией единой материнской магмы в коровом резервуаре и отражает стадийность развития магматической системы.

### **Брекчии (Приреченская «дайка»)**

*Брекчии* в окрестностях пос. Кивач были отмечены на карте А. М. Савиной (1958) как вулканические и отнесены вместе с другими расположенными вокруг нерасчлененными магматитами к суйсарской свите. Наши рекогносцировочные работы в конце 1990-х гг. при отсутствии непосредственных взаимоотношений между породными комплексами допускали возможность интерпретации их как аналогов суйсарской свиты (Куликов, Куликова, 2000; История Земли..., 2005). Однако тогда требовалось объяснить стратиграфическое положение Левобережного силла, который залегает геоморфологически выше брекчий и должен иметь более молодой возраст. Из-за отсутствия геохронологических данных этот вопрос не решен до настоящего времени. Последующие работы авторов показали, что брекчии (туффзиты – ?) преимущественно основного состава обнажаются на левом берегу р. Суны у пос. Кивач на 3-й террасе и



**Рис. 11. Положение магматических пород заповедника «Кивач» и сопредельных территорий на петрохимической диаграмме В. С. Куликова (Куликов, 1991)**

Дифференцированные ультрамафит-мафитовые (магнезиальные) интрузивы: 1 – Лаголампи, 2 – Рагуйлампи, 3 – Тернаволок. Мафитовые силлы. Глиноземистые: 4 – Левобережный, 5 – Улькаевский; титано-железистые: 6 – Правобережный, 7 – Шушки, 8 – Карболампи. Трахитовые (субщелочные): 9 – покров Водопадный. 10 – Приреченская дайка. Поля составов нерасчлененных базальтов и долеритов: 11 – нижней пачки, 12 – верхней пачки. Пунктиром показаны корректные границы петрохимических серий на треугольной диаграмме

прослеживаются на север с перерывами до висячего мостика на р. Суне. В 250 м вверх по реке они переходят на правый берег и тянутся вдоль него не менее чем на 1 км. Авторы предлагают, учитывая местоположение тела в долине р. Суны, назвать его «Приреченской дайкой». Непосредственные контакты с окружающими породами не обнаружены, но по целому ряду обнажений брекчии прослежены по тектонической зоне СЗ направления, т. е. возможен рвущий характер контакта. Брекчии содержат остроугольные обломки базальтов, слабо окатанные гальки шунгитов и кремнистых пород (рис. 12). Преобладает обломочный материал афанитовых базальтов с цементом близкого состава, в котором установлен флогопит. На ряде участков выделяются зоны брекчии «соломенского типа», происхождение и возраст которых в настоящее время дискуссионны. По химическому составу обломки пород в брекчии значительно различаются (рис. 13), а также (%): 1)  $\text{SiO}_2$  – 49,82;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 15,25;  $\text{FeO}$  – 18,85;  $\text{MgO}$  – 5,48;  $\text{CaO}$  – 3,21;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2,29;  $\text{K}_2\text{O}$  – 3,87, 2)  $\text{SiO}_2$  – 51,16;  $\text{TiO}_2$  – 1,41;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 14,58;  $\text{FeO}$  – 9,68;  $\text{MgO}$  – 2,20;  $\text{CaO}$  – 17,55;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,89;  $\text{K}_2\text{O}$  – 0,85;  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 1,69, 3)  $\text{SiO}_2$  – 56,51;  $\text{TiO}_2$  – 1,68;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 13,90;  $\text{FeO}$  – 6,66;  $\text{MgO}$  – 2,14;  $\text{CaO}$  – 13,50;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 1,29;  $\text{K}_2\text{O}$  – 1,50;  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 2,82, 4)  $\text{SiO}_2$  – 33,98;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 14,66;  $\text{MgO}$  – 8,16;  $\text{MnO}$  – 0,55;  $\text{FeO}$  – 42,34;  $\text{K}_2\text{O}$  – 0,32, 5)  $\text{SiO}_2$  – 65,56;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 17,82;  $\text{FeO}$  – 1,50;  $\text{K}_2\text{O}$  – 15,13, 6)  $\text{SiO}_2$  – 49,37;  $\text{TiO}_2$  – 1,85;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 14,42;  $\text{FeO}$  – 7,45;  $\text{MgO}$  – 3,46;  $\text{CaO}$  – 14,32;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 1,60;  $\text{K}_2\text{O}$  – 2,40;  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 3,70;  $\text{IrO}_2$  – 1,42. В брекчиях впервые установлено углеродистое вещество, предположительно микро- (нано-?) алмаз, исследование которого продолжается. Породы по внешнему виду сходны с некоторыми кимберлитоподобными образованиями Кимозера (Заонежье), а так-

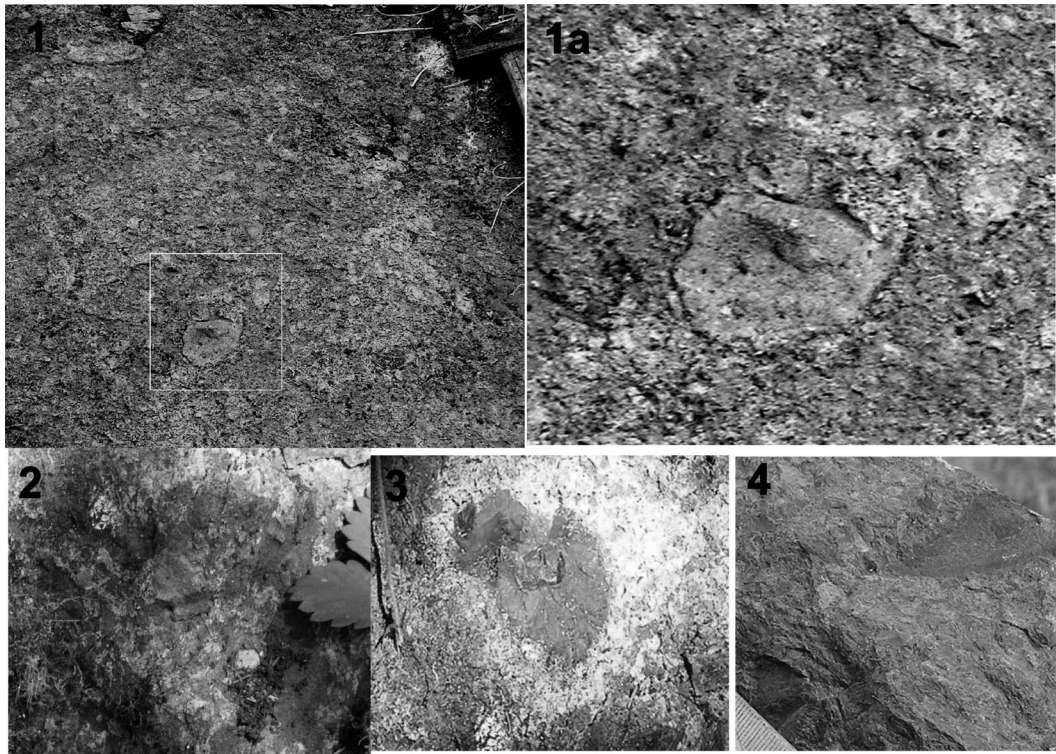
же района Янисъярви. Мощность тела брекчии при условии вертикального (дайкообразного) залегания составляет не менее 100 м.

#### **О полезных ископаемых и современном тепловом поле**

Территория заповедника и прилегающие участки в XVII–XVIII вв. была важным районом для добычи железа и меди в Карелии. Однако небольшие месторождения скоро были выработаны, но следы существования горных выработок сохранились до наших дней. Теперь они представляют интерес для научного туризма: школьников, историков, минералогов и краеведов. Далее приводится список основных рудопроявлений, зафиксированных на карте полезных ископаемых СССР м-ба 1 : 200 000 (лист Р-37, XVI) в пределах заповедника.

**Железные руды:** Сундозерские болотно-озерные с марганцем и Холодный колодец гематитовых руд. **Медные руды:** Рагуйлампи в 800 м от СЗ конца озера; рудники Пялозерский, Мунозерский – Гладкий берег, Нисельский, «Северная оконечность» Пертозера, Надежда Божия; гора Орел; Викшица в 2,5 и 2,7 км к ЮЗ. **Шунгит** южнее оз. Пандозеро.

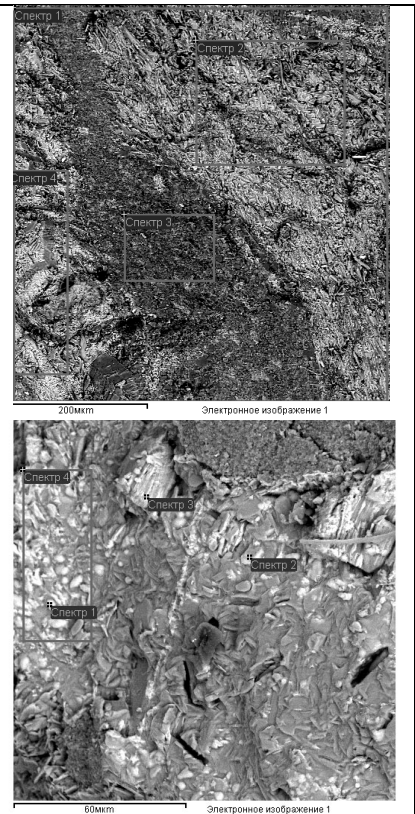
Анализ пространственного расположения названных месторождений и рудопроявлений показывает их приуроченность к полям повышенного конвективного теплового потока (КТП) (рис. 14) по материалам дистанционного зондирования Земли (Горный и др., 1993 и др.). Они получены «дистанционно-геотермическим» методом, основанным на передаче тепла через преобразование тепловой энергии в энергию электромагнитного инфракрасного излучения. Изучение термической геологической структуры



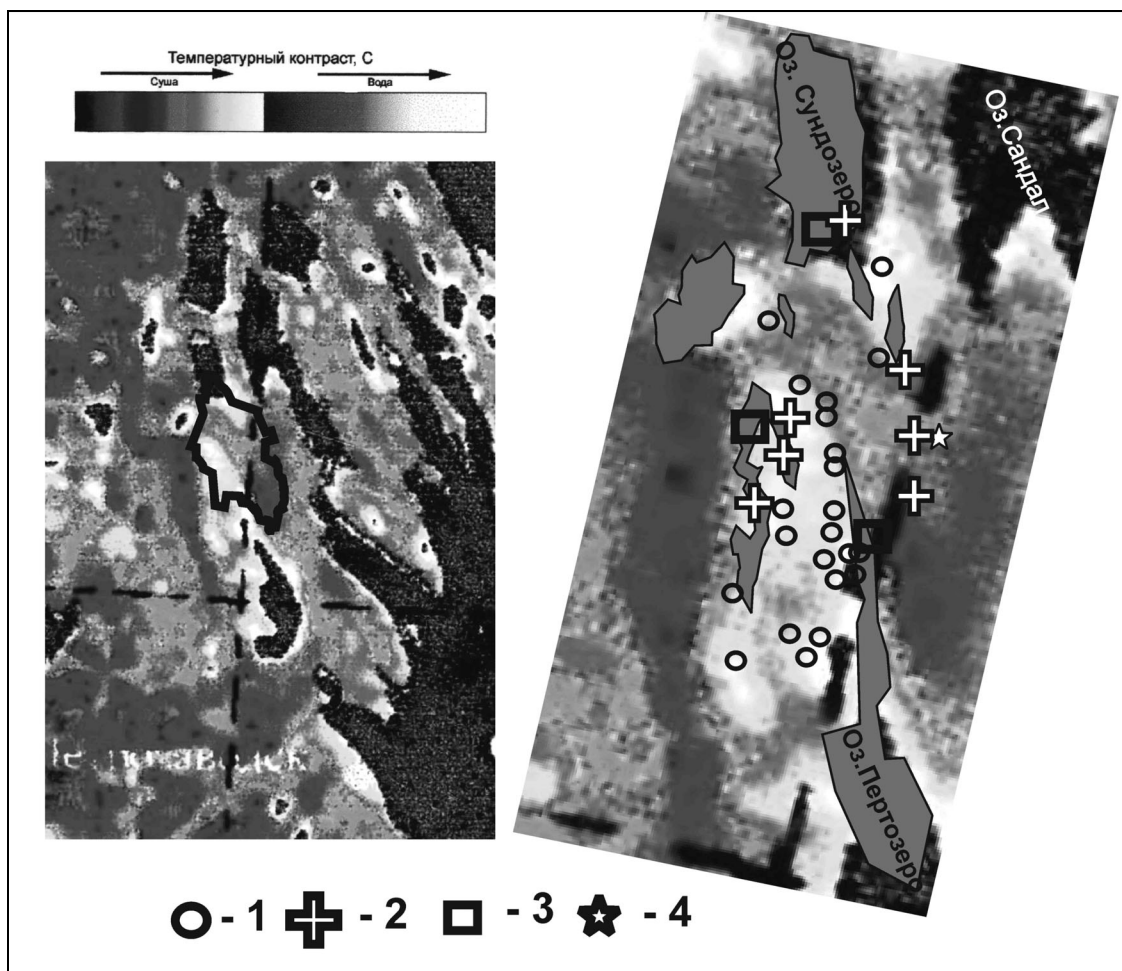
**Рис. 12. Приреченская дайка:**

1 и 1а – обнажение и деталь (участок «Поселок»); участок «Мостик»: 2–3 – обломки шунгитов, 4 – обломки осадочных (светлое) пород и долеритов

Формула	Номера исследованных участков							
	1		2		3		4	
	Атом.	Соед.	Атом.	Соед.	Атом.	Соед.	Атом.	Соед.
CO <sub>2</sub>	10,52	23,73	1,61	3,19	12,53	30,13	8,13	16,85
Na <sub>2</sub> O	1,55	2,46	1,66	2,32	2,38	4,03	0,83	1,22
MgO	2,14	4,43	5,10	9,26			4,04	7,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,78	7,26	4,37	10,03	1,92	5,34	5,98	14,36
SiO <sub>2</sub>	15,39	47,41	17,85	48,25	17,32	56,84	11,21	31,71
K <sub>2</sub> O	0,20	0,49	0,48	1,01			0,63	1,40
CaO	1,06	3,04	2,20	5,54	0,44	1,35	1,05	2,76
TiO <sub>2</sub>	0,29	1,20	0,34	1,23	0,28	1,21	0,59	2,23
FeO	2,71	9,98	5,93	19,18	0,16	0,63	6,45	21,81
Tl <sub>2</sub> O					0,04	0,47		
	63,36		60,46		64,94		61,09	
	1		2		3		4	
CO <sub>2</sub>			15,50	31,34	6,00	9,22		
MgO	1,23	1,48	2,83	5,24	2,40	3,38	2,47	3,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,31	2,00	3,37	7,90	2,32	4,13	2,99	5,00
SiO <sub>2</sub>	4,07	7,28	4,10	11,33	4,49	9,41	6,77	13,33
CaO	0,90	1,49	0,88	2,26	0,37	0,73	0,86	1,58
TiO <sub>2</sub>					0,38	1,05		
FeO	3,64	7,78	4,06	13,40	15,55	38,98	21,67	51,01
MnO	35,24	74,43	8,44	27,52	10,74	26,60	11,11	25,83
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00	5,54						
ZnO			0,05	0,18				
CuO					1,08	2,99		
BaO			0,12	0,84	0,66	3,51		
O	52,61		60,65		56,01		54,13	



**Рис. 13. Спектры составов (%) некоторых обломков из Приреченской брекчии**



**Рис. 14.** Схема теплового поля территории заповедника «Кивач». Общий вид и границы заповедника. Справа расположение рудопроявлений:

1 – медных колчеданов, 2 – шунгитов, 3 – болотных руд, 4 – «наноалмазов» (?) в Приреченских брекчиях

происходит в результате фиксации излучения спутником MOAA. Эти данные спутников NOAA-AVHRR (с радиометром высокого разрешения на борту) используются Комиссией центра объединенных научных исследований Европейского сообщества в Испре с июля 1981 г. Авторами для территории заповедника использован фрагмент карты КТП Земли в масштабе 1 : 1 000 000 с локальными аномалиями на данной территории. Совпадение повышенных КТП и рудоносных территорий не является случайным, поскольку связано с конвективным выделением дополнительного тепла при распаде радиоактивных элементов и разложении колчеданов.

#### Палеореконструкция геологической обстановки

Комплексные геологические исследования авторов в заповеднике и на прилегающих территориях, а также сравнение особенностей структур Гирвас, Кончезеро – Укшезеро и др. с современными вулканическими структурами, формирующимися в зонах сочленения мелких литосферных плит, позволили предположить следующий сюжет магматизма около

2 млрд лет назад на территории Центральной Карелии. По своему положению и масштабам (Google Планета Земля) палеопротерозойские структуры Муно и Гирвас сопоставимы с вулканами Фернандина и Дарвин в тектонической зоне Галапагосских о-вов (Эйбль-Эйбесфельдт, 1971). Последние находятся на разломе, разделяющем океанические плиты Кокос и Наска («Галапагосский клин»), являющемся трансформным относительно Андийской впадины, и цепь палеопротерозойских вулканов Лой, Укша, Конч, Муно, Гирвас и, возможно, другие сформированы на активизированном в палеопротерозое – людиковии палеорифте в южной части эпиархейской континентальной литосферной плиты. По химизму толеитовые и оливиновые базальты Галапагосских о-вов (Апродов, 1982) сопоставимы с преобладающими базальтами нормальной щелочности и оливинсодержащими субвулканическими силлами заповедника «Кивач» и окрестных территорий.

Вулкан Муно, формировавшийся на разломе, имел кратер не менее 6 км (рис. 15), что не противоречит наблюдаемому геологическому строению окрестностей оз. Мунозеро. Как и Галапагосские,

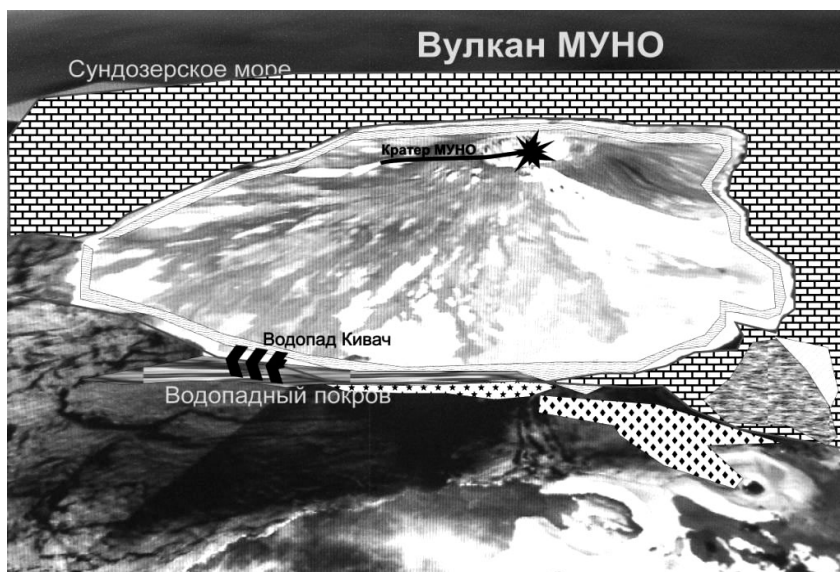


Рис. 15. Модель вулкана Муно

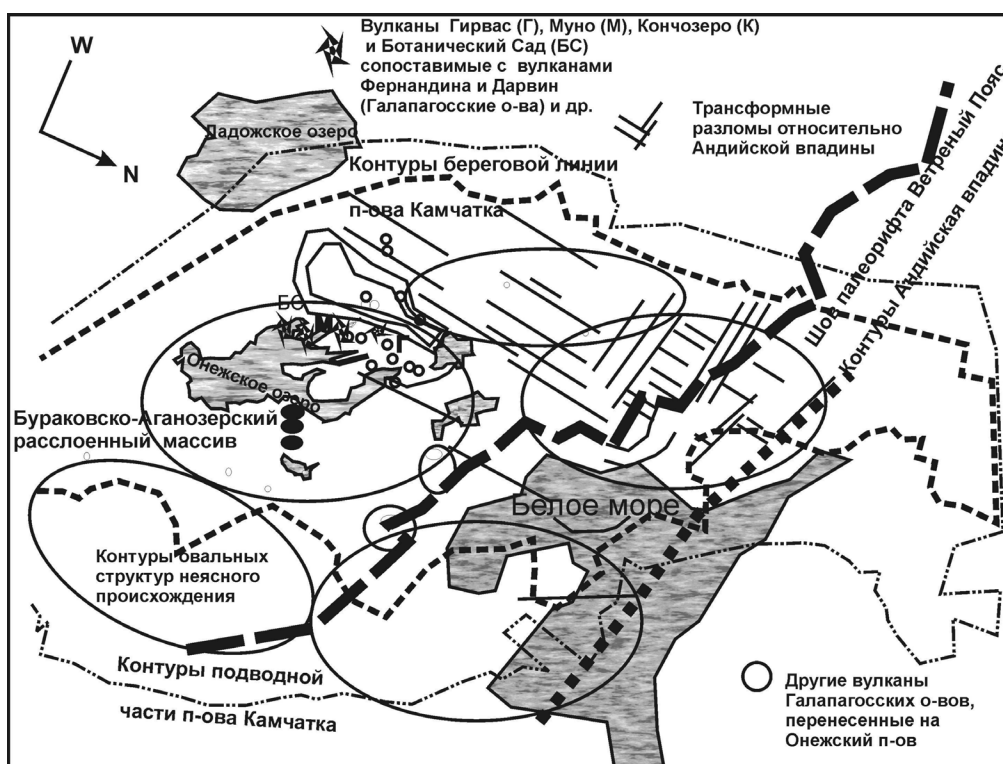


Рис. 16. Местоположение ЮВ Фенноскандии и вулкана Муно относительно современных вулканов на стыке тектонических плит в океанах и островной дуги в пределах п-ова Камчатка

вулканы Муно и Гирвас были окружены мелководным прогреваемым морем (Сундозерским – ?) с широко проявленными синезелеными водорослями по их периферии, которые сохранились в виде построек строматолитов. Пачки шунгитов (газогидратных выбросов – ?) среди потоков лав и многочисленные гидротермальные проявления с соответствующей минерализацией – характерные черты данного вулкана. Авторами предполагается, что водопад Кивач расположен на краю лавового покрова Водопадный, излияние которого обязано активизации подвулканной камеры (силл Правобережный).

Рассматриваемые вулканы связаны с мантийным людикийским плюмом, который проявился в восточной части Фенноскандии около 2 млрд лет (Суйсарский..., 1999 и др.) на площади более 500 тыс. км<sup>2</sup>. Необходимо подчеркнуть, что по своим масштабам и вещественному составу палеовулканы Онежской структуры не сравнимы с современными вулканами Камчатского п-ова, поскольку они формировались в разных геодинамических обстановках: первые – на внутриконтинентальной коре, а вторые – в зонах сочленения континент – океан (рис. 16).



*Благодарности.* Авторы признательны Н. В. Шарову за предоставленные материалы по тепло- полю и консультации при написании рабо-

ты, А. Н. Терновому за активное участие в исследовании минерального состава пород.

## ЛИТЕРАТУРА

- Апродов В. А.* Вулканы. М., 1982. 367 с.
- Голубев А. И., Светов А. П.* Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, 1983. 192 с.
- Глубинное строение и сейсмичность Карельского кратона и его обрамления* / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск, 2004. 353 с.
- Горный В. И., Шилин Б. В., Ясинский Г. И.* Тепловая аэрокосмическая съемка. М., 1993. 128 с.
- Демидов И. Н., Лукашов А. Д., Ильин А. В.* Рельеф заповедника «Кивач» и история развития северо-запада Прионежья в четвертичном периоде // Тр. Карельского НЦ РАН. Вып. 10. Петрозаводск, 2006. С. 22–33.
- Заварзин Г. А.* Лекции по природоведческой микробиологии / Отв. ред. Н. Н. Колотилова. М., 2004. 348 с.
- История Земли* в галактических и солнечных циклах / Куликова В. В., Куликов В. С., Бычкова Я. В., Бычков А. Ю. Петрозаводск, 2005. 250 с.
- Куликов В. С., Куликова В. В.* Объект 5. Водопад Кивач // Путеводитель геологических экскурсий по Карелии. Петрозаводск, 2000. С. 43–47.
- Петров П. Ю.* Модель морфогенеза строения щитов // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 3. С. 258–269.
- Петрохимические серии* магматических пород (анализ состояния и проблемы систематизации, предпочтительные модули химических элементов, новые направления) / Куликова В. В., Куликов В. С., Ефремова С. В. и др. Петрозаводск, 2001. 115 с.
- Попова Э. К., Кутенков А., Сухов А. В. и др.* Государственный природный заповедник «Кивач»: Проспект к 75-летию заповедника. Петрозаводск, 2006. 16 с.
- Суйсарский* пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии / Куликов В. С., Пухтель И. С., Лавров Б. С. и др. Петрозаводск, 1999. 96 с.
- Эйбль-Эйбесфельдт И.* Зачарованные острова Галапагосы / Пер. с нем. М., 1971. 175 с.
- Яковлева В. В., Савина А. М.* Геологическая карта СССР. Серия Карельская. Лист Р-36-ХV1. Объяснительная записка. М., 1962. 94 с.
- Geological map of the Fennoscandian Shield. 1 : 2 000 000* (Koistinen ed.). Helsinki, 2001.

---

---

*С. А. Светов*

## **ЛИКВАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ В БАЗАЛЬТОВЫХ СИСТЕМАХ (НА ПРИМЕРЕ СУЙСАРСКИХ ВАРИОЛИТОВ ЯЛГУБСКОГО КРЯЖА)\***

Ликвационная дифференциация (ликвация) – процесс разделения при кристаллизации гомогенных силикатных расплавов на несколько (два или более) несмешивающихся расплавов – часто встречается в природных магматических системах и комплексах на микро- и макроуровнях.

Физико-химическая теория силикатных расплавов, результаты экспериментального изучения продуктов несмесимости подтвердили возможность существования процесса ликвации в природных расплавах при стандартных температурах магматического процесса (Greig, 1927; Roedder, 1951; Roedder, Weiblen, 1970; Currie, 1972; Nakamura, 1974; Gelinis, 1974; Gelinis et al., 1976).

Одним из самых распространенных проявлений ликвационной дифференциации в природных геологических системах является образование вариолитовых (сферолитовых) текстур. Свое название «вариолиты» получили за характерную бугристую «оспинную» поверхность, образующуюся после их интенсивного выветривания.

Подобные образования привлекали внимание геологов еще с середины XIX в. В России, согласно сведениям Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, впервые исследование вариолитов было начато А. А. Иностранцевым в 1874 г. с изучения петрографии вариолитовых лав Ялгубского кряжа Центральной Карелии (Левинсон-Лессинг, 1949). В зарубежной геологической литературе классические описания вариолитовых лав приводятся для архейских базальтовых коматиитов зеленокаменного пояса Барбертон (ЮАР) (Fergusson et al., 1972) и толеитовых лав района Роюн-Наранда зеленокаменного пояса Абитиби (Gelinis et al., 1976), базальтовых лавовых озер вулканов Килауэ и Макапухи о. Гавайи и высокожелезистых базальтов Гренландии (Anderson, Gottfried, 1971).

Образование вариолитов большинством исследователей трактуется как результат эволюции расплава в ходе ликвационной дифференциации (Левинсон-Лес-

синг, 1949; Хитаров и др., 1973; Хитаров, Пугин, 1978; Маракушев, Безмен, 1980; Пугин, Хитаров, 1980, 1982 и др.), к концу XX в. вариолитовые структуры неоднократно воссоздавались в ходе многочисленных экспериментов по плавлению и кристаллизации природных и близким к ним базальтовых составов (Хитаров, Пугин, 1978; Пугин, Хитаров, 1980, 1982 и др.), что позволило подтвердить сделанные ранее выводы и накопить значительный фактический и экспериментальный материал по условиям существования силикатной несмесимости в природных системах.

Целью данной работы является геохимическая характеристика различных фациальных разновидностей вулканитов (пикробазальтового ряда), подвергшихся ликвационной дифференциации в пределах «эталонного объекта» – Ялгубского кряжа (разрез суйсарского комплекса в районе дер. Ялгуба, Центральная Карелия), ставшего классическим районом описания и изучения глобулярных пород в России благодаря работам Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

Основное внимание в работе уделено описанию морфологических типов вариолитов и детальному микронзондовому исследованию продуктов ликвационной дифференциации с целью выяснения закономерностей распределения петрогенных элементов и оценки условий возникновения силикатной несмесимости в природной системе.

Следует дополнительно уточнить авторское понимание используемых определений. Термин «вариолит» в работе используется для обозначения вулканических пород с характерными признаками ликвационных текстур (наличием микровариолей, вариолей и/или линз контрастного состава). «Вариоль» и «матрикс» – контрастные продукты ликвационного разделения первично гомогенного расплава, диагностируемые как на макро-, так и на микроуровне, при этом термин «вариоль» применяется для описания округлых, овальных образований наиболее кислого состава, часто с радиально-лучистыми микроструктурами, а «матрикс» – более основной части расплава, выступающей в роли «цементирующего» субстрата. Также используется термин «глобула» в качестве аналога термину «вариоль» при геологических описаниях.

---

\* Исследования выполняются при поддержке гранта РФФИ 08-05-98817-р\_север\_а «Ликвационная дифференциация в докембрийских магматических системах. Механизмы, параметры и масштабность процесса».

### Геологическая характеристика структуры, положение в разрезе и морфология вариолитовых лав

В Центральной Карелии в пределах палеопротерозойской Онежской мульды широко развиты пикриты и пикробазальты, которые совместно с базальтами, трахибазальтами и их туфами, а также терригенными осадками образуют суйсарскую свиту, являющуюся стратотипической для людиковийского горизонта карельского комплекса (Куликов и др., 1999).

В разрезе суйсарской свиты, в пределах области развития которой описано несколько вулканических центров, выделяется 4 уровня общей мощностью до 400 м (Куликов и др., 1999). К нижнему уровню приурочен Кончезерский силл перидотитов (Sm-Nd возраст составляет  $1974 \pm 27$  млн лет; Пухтель и др., 1995), который является подводным каналом для вулканитов и слагает вместе с ними единую вулканоплутоническую ассоциацию.

Рассматриваемый в работе разрез Ялгубского кряжа, характеризующий верхнюю часть суйсарского вулканогенно-осадочного комплекса Центральной Карелии, расположен на берегу Онежского озера, напротив дер. Ялгуба (высота с отметкой 123,3 м) в 20 км на северо-восток от г. Петрозаводска.

Разрез кряжа (рис. 1) сложен мощными лавовыми потоками подушечных и массивных базальтов, чередующихся с потоками плагиоклаз-пироксеновых базальтовых порфиритов.

Породы комплекса метаморфизованы в условиях, не превышающих зеленосланцевую фацию метаморфизма, при этом они сохранили большую часть первичной минеральной ассоциации (отмечается лишь наложенная хлоритизация, окварцевание и карбонатизация, которые проявлены незначительно) и структурно-текстурную характеристику литотипов.

Доминирующим развитием пользуются подушечные лавы базальтов, формирующие потоки мощностью от 5–7 до 18–20 м. В лавовых потоках подушки плотно упакованы, имеют размеры от 5–10 см до 2,5 м в диаметре и четкие хвосты провисания. В строении подушек выделяются: зона закалки, мощностью 1–2 см, редко до 3–5 см, представленная афанитовой породой темно-зеленого цвета, по ней в выветрелой поверхности обнажений развивается скорлуповатая отдельность. Краевая зона подушек представлена более раскристаллизованной породой (в отдельных лавовых потоках в ней содержатся единичные микровариолы округлой формы до 1–3 мм). Ядро подушечных лав чаще всего сформировано крупнозернистой породой и содержит газовые пустоты (эпизодически выполненные кварц-карбонатным материалом). В отдельных лавовых потоках центральная часть подушек представлена лейкократовым материалом, что связано с большим содержанием в этой зоне вариолей (до 70% объема), в отдельных подушках проявлены все стадии плавного перехода от разрозненных глобул к их скоплениям и слиянию в линзоподобные образования.

Массивные лавовые потоки имеют мощность от 3–5 до 15–18 м. Для многих из них характерно проявление внутренней дифференциации, выраженной в наличии различных по морфологии зон ликвации или миндалекаменных зон (миндалины до 0,5 см в диаметре), формирующих линзовидные скопления со следами остаточных течений, и четко диагностируемых афанитовых зон закалки. Потоки секутся многочисленными жилами кварц-хлоритового состава малой мощности.

Между лавовыми потоками выявлены маломощные прослои от 0,4 до 3 м основных туфов различной размерности. Доминируют псаммитовые, неслоистые разности, но при этом в единичных выходах обнажены агломератовые туфы с размером литокласт до 17 см.

Субвулканические породы Ялгубского кряжа представлены дайками и силлами. По вещественному составу среди них выделяются пикробазальтовые, базальтовые разности. В единичном случае выявлена маломощная (0,8 м) дайка базальтов, имеющая ликвационную текстуру.

В рамках исследования основное внимание уделялось фаціальным разновидностям пород, имеющим проявление ликвационной дифференциации.

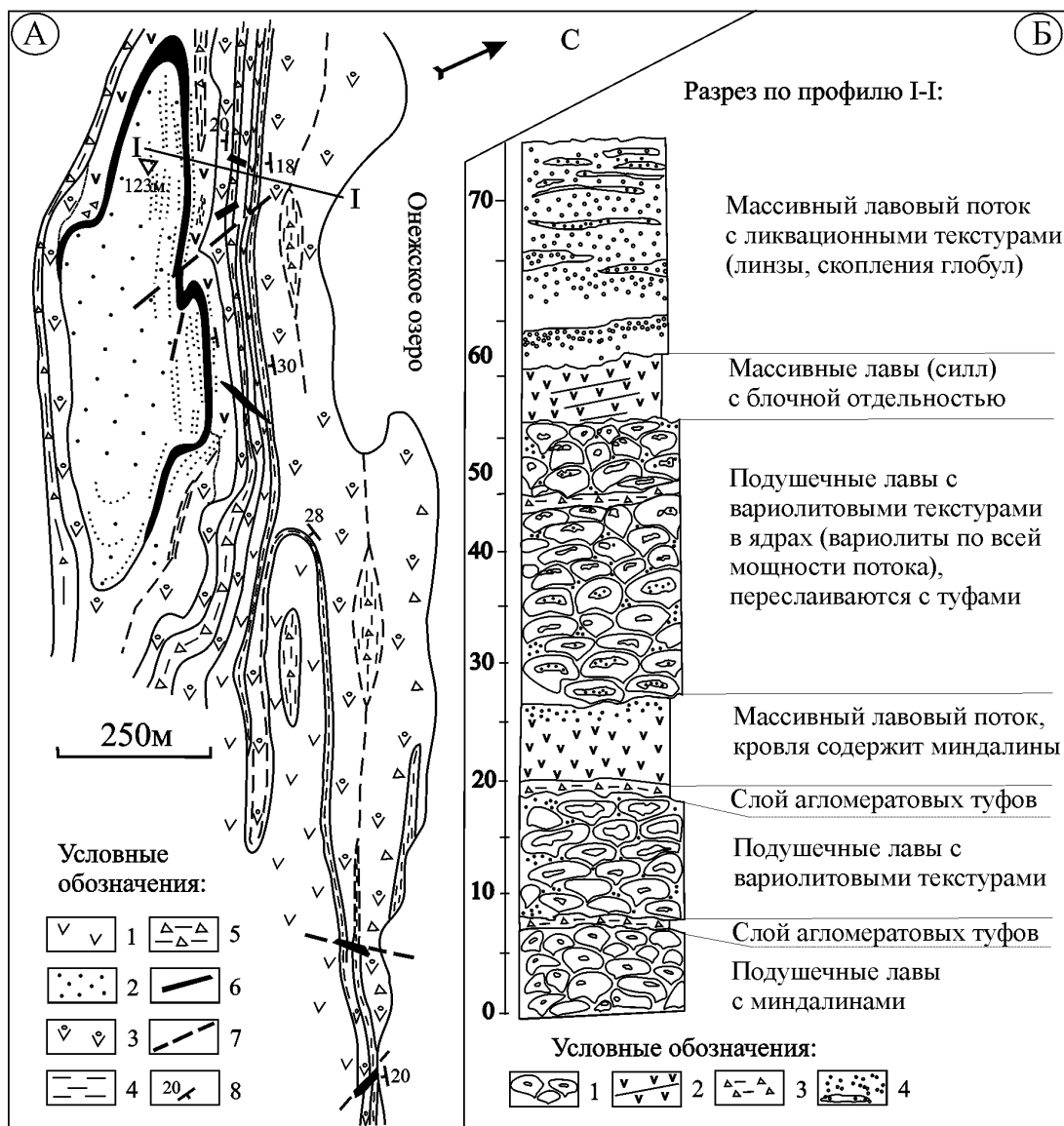
Ликвационные текстуры (вариолиты, скопления вариолей, линзы контрастного состава) отмечаются в массивных и подушечных лавовых потоках и покровах независимо от их мощности (рис. 1, разрез по профилю I-I).

В большинстве лавовых тел концентрация вариолей по направлению к кровле значительно возрастает, хотя в отдельных из них вариолиты устанавливаются по всей мощности потока. Типичным является тот факт, что в центральных и кровельных частях потоков вариолы образуют линзовидные скопления, чередующиеся с участками матрикса, в которых встречаются единичные глобулы. Такое чередование слоев ликвата (напоминающее слоистость) на поверхности обнажений четко проявляется по смене окраски пород с темно-серой на светло-серую, слои имеют непостоянную мощность и трассируются в выходах на десятки метров.

Кроме того, в редких случаях вариолитовую текстуру имеют как зоны закалки массивных лавовых потоков, так и кровельные зоны подушечных лав.

Среди основных фаціальных литотипов вариолитов выделяются:

*Массивные вариолитовые лавы* (рис. 2). Данный морфологический тип является преобладающим в разрезе Ялгубской структуры. Мощность лавовых потоков массивных пикробазальтов с вариолитовыми текстурами изменяется от 5 до 16 м. Распределение вариолей по потоку не равномерно, общей закономерностью является их максимальные концентрации в верхних частях потоков, где их содержание может достигать 85–90%, в этом случае матрикс выглядит как редкие «включения» (рис. 2, а, г).



**Рис. 1. Схема геологического строения (фрагмент А) и разрез по профилю I-I (фрагмент Б) Ялгубского кряжа, Центральная Карелия:**

А: 1 – массивные миндалекаменные лавы базальтов, 2 – массивные вариолитовые лавы с ликвационными линзами и единичными глобулами, 3 – лавобрекчии, подушечные лавы, 4 – пелитовые туфы с вкрапленностью гематита, 5 – агломератовые туфы, 6 – пластовые тела и секущие дайки базальтов, 7 – тектонические нарушения, 8 – элементы залегания;  
 Б: 1 – подушечные лавы базальтов с миндалинами; 2 – массивные лавы базальтов, иногда с блочной отдельностью; 3 – слой агломератовых туфов базальтов; 4 – зоны вариолитов, ликвационных линз в массивных, подушечных лавовых потоках

Структура у вариолой – сферолитовая. Наиболее характерный размер вариолой 0,3–5,2 см, и чаще всего в породе сосуществуют вариоли и микровариоли (размером менее 2 мм) (рис. 2, в, д), форма близкая к идеальной шарообразной.

Встречается несколько подтипов глобул, например, однородные вариоли без зональности и вариоли с четко проявленной внутренней зональностью (рис. 2, в, г), в которых присутствует тонкая стекловатая краевая зона (мениск) мощностью до 1 мм, далее более крупнозернистая зона (чаще имеет мощность 1–10 мм), сформированная сноповидными игольчатыми кристаллами плагиоклаза в авгит-актинолитовом агрегате, и ядро (мощностью

от 1 до 8 мм) контрастного темного цвета, сложенная кварц-полевошпат-хлоритовой стекловатой массой.

На отдельных участках лавовых потоков присутствуют крупные, единичные идеально округлые, вариоли размером 2–5 см с четкими границами фазового раздела (краевая зона 0,5–0,8 мм) и однородным внутренним строением.

В большинстве кровельных зон матрикс содержит примерно до 40% микровариолой размером до 0,2–0,8 мм, его окраска темно-серого цвета. Он представлен стекловатой массой с единичными кристаллами пироксена и амфибола, чаще всего хлоритизированного и эпидотизированного.

Процессы слияния единичных глобул при столкновении (коалесценция) отражены повсеместно, типичными являются плавные переходы от зон разрозненных вариолей к ликвационным линзам (рис. 2, б, е), с исчезновением границ фазового перехода между отдельными вариолями. Линзы прослеживаются по простиранию потоков, их ориентировка совпадает с элементами залегания (простирание СЗ 300°). В отдельных случаях происходит чередование линз и зон разрозненных вариолей (рис. 2, б). Размер линз изменяется от 5–10 см до 3–4 м при мощности зон единичных вариолей от 6–8 см до 5–7 м.

Насыщенность породы вариолями по отношению к матриксу меняется от 1–2% в подошвенных участках лавовых тел до 90% в кровле потоков. В редких случаях видны следы остаточного течения, когда линейная ориентировка вариолей приобретает четкую волновую картину. Для массивных лавовых тел с вариолитовой текстурой характерно наличие зон закалки в кровле, представленных афанитовой породой с единичными микровариолями, мощность не превышает 1 м.

*Вариолиты подушечных лав.* Подушечные лавы образуют потоки мощностью от 5 до 20 м. Размер отдельных подушек колеблется в зависимости от мощности потока и изменяется от 5–10 см в диаметре до 2,5 × 1,8 м. Наиболее распространены мелкие подушки диаметром до 1 м. В общей своей массе они имеют плотную упаковку с четко диагностируемыми хвостами провисания, по которым определяются элементы залегания. Межподушечное пространство заполнено смесью обломков лавового материала (лавобрекчия) и мелкозернистым кварц-кальцитовым агрегатом, по которому развивается хлорит, реже встречается засыпка туфового материала.

В строении отдельных подушек возможно выделить следующие зоны (рис. 3):

*Зона закалки* мощностью от 0,5–1 редко до 3–5 см, представлена афанитовой породой, темно-зеленого цвета. При выветривании в этой зоне наблюдается скорлуповатая отдельность, хорошо подчеркивающая округлую форму подушек.

*Краявая зона* (рис. 3, б, в) присутствует только в наиболее крупных подушках, больше 0,8 м в диаметре, представлена раскристаллизованной породой, более лейкократовой. Иногда в ней встречаются единичные микровариоли округлой формы до 1–3 мм в диаметре и отмечаются полосчатые текстуры, представленные чередованием маломощных (до 1–2 мм) светлых пленок ликвата, следующих, как правило, параллельно контуру подушки, в чередовании с тонкими прослоями матрикса, причем в отдельных подушках отмечается до 18 чередующихся пленочных слоев ликвата и матрикса.

*Центральная зона* (рис. 3, а–б) – наиболее лейкократовая из-за большого содержания вариолей (до 70% от общего объема). Часто они сливаются, формируя линзы контрастного состава. В единичных подушках можно наблюдать все стадии плавного перехода от разрозненных вариолей к их скоплениям и

слипанию в линзоподобные образования, причем максимальный размер линз достигает 1,2–1,3 м. В данной зоне фрагменты реликтового матрикса могут восприниматься за магматические включения, так как они могут формировать темные изометричные пятна небольшого размера в линзах ликвата.

Следует подчеркнуть, что вариолитовая текстура встречается не только в лавовых телах, в единичном случае она описана в маломощной (около 80 см) дайке, имеющей тонкие зоны закалки (1 см), краевую афанитовую зону (5–6 см) с обоих краев и центральную крупнозернистую часть (10–16 см), сложенную микровариолями на 80–85%.

## Методы исследования

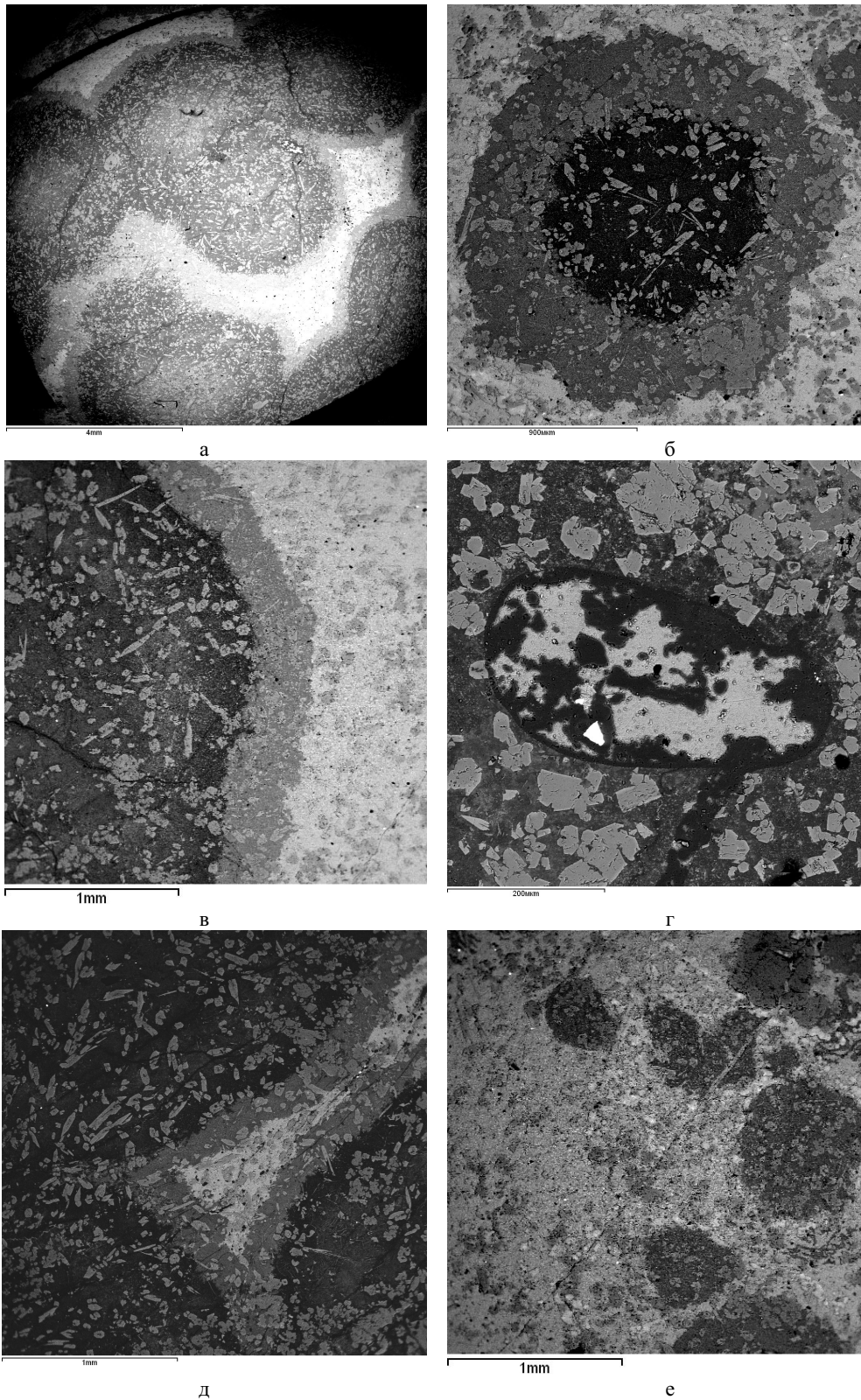
Изучение морфологии вариолитов, их внутреннего строения и структуры, состава минеральных фаз и геохимического состава отдельных зон вариолитов проводилось на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (фирмы Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (фирмы Oxford instruments) в Институте геологии КарНЦ РАН, на нем же проводилось исследование фазовых границ между несмешивающимися компонентами и мультиэлементное картирование отдельных микроглобул.

В связи с тем, что химический анализ вариолитов проводился микрозондовым методом, в ликвационных фазах и матриксе FeO определялся как суммарный, также не измерялось содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, H<sub>2</sub>O и летучих компонентов, которые по данным более ранних исследований (Голубев, Светов, 1983) (результаты силикатного анализа) в данных породах варьируют на уровне: P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (вариоль, матрикс) – 0,27–0,29 мас. %; H<sub>2</sub>O (вариоль) – 0,25–0,27 мас. %; H<sub>2</sub>O (матрикс) – 0,3–0,67 мас. %; ппц (вариоль) – 1,29–1,60 мас. %; ппц (матрикс) – 5,40–6,21 мас. %. Таким образом, отклонение реальных содержаний петрогенных окислов в ликвате (глобулах и линзах) от измеренных может быть завышено не более чем на 2%, для матрикса – на величину около 5–7%, что позволяет использовать метод для геохимической характеристики природной системы.

Компьютерная обработка микрозондовых анализов минералов проводилась с помощью программ TPF 7.0 (Фонарев В. И., Конилов А. Н., Графчиков А. А.) и PX 3.0 (Cebria J. M.).

## Петрографическая характеристика вариолитов

Для микрозондового изучения вариолитовых лав были взяты 15 образцов из верхнего массивного лавового потока на вершине Ялгубского кряжа в районе тригопункта (высота 123 м, рис. 1) и образцы вариолитовых зон из подушечных лав, что позволяет охарактеризовать как все ликвационные зоны в дифференцированном лавовом потоке, так и проявления ликвационного процесса в отдельных подушечных лавах. Фотографии, иллюстрирующие внутреннее строение глобул, приведены на рис. 4.



**Рис. 4. Морфология глобул вариолитов в пикробазальтах Ялгубского кряжа (микроскоп VEGA II LSH Tescan):**

а – слияние (коалесценция) глобул; б – зональное строение одиночной глобулы (темное – ядро, серое – краевая зона, светлая – зона матрикса); в – краевая часть крупной глобулы с зональным строением (темная, крупнопорфировая зона – ядро глобулы, серая, тонкокристаллическая – краевая зона и светлая крупнокристаллическая – матрикс; г – минералы в центральной части глобулы; д – остаточные фрагменты матрикса (светлое) в области коалесценции глобул; е – микровариоли (размером от 0,2–0,5 мм до 1 мм) в матриксе

Изучение внутреннего строения глобул показало, что большая их часть имеет четкие, легко диагностируемые границы фазового перехода ликват – матрикс (рис. 4, а), в том числе и у глобул, подвергшихся процессу коалесценции, в то время как у слившихся вариолей граница раздела вариоль – вариоль после слияния отсутствует.

Для большинства глобул, имеющих размер больше 1,5–2 мм, характерна зональная структура, представленная наличием двух зон: краевой и центральной (рис. 4, б–в), при этом радиально-лучистые структуры редко проявлены, уступая место игольчатым микролейстам клинопироксена – авгита ( $cNg = 38\text{--}42$ ,  $Ng-Np = 0,011\text{--}0,025$ ) в стекловатой однородной массе. Матрикс вариолита выполнен плагиоклаз-пироксен-амфибол-хлоритовым материалом и хлоритизированным, биотитизированным и эпидотизированным стеклом. В некоторых глобулах ядра имеют лучисто-волокнистое строение, сложены волокнами и микролитами плагиоклаза, расположенными радиально вокруг центра, в этой массе встречаются вкрапленники моноклинного пироксена, которые расположены и внутри вариолей и в основной массе. В редких случаях в ядрах крупных глобул, размером около 2,5 см, обнаружены миндалины размером до 0,5 мм (рис. 4, г), выполненные кварц-карбонатным материалом с включениями пирита.

На участках, где слившиеся глобулы формируют линзы, слои мощностью до 30–40 см, реликтно сохраняются фрагменты матрикса, формирующие треугольные (по характеру контакта между тремя ближайшими глобулами) участки (рис. 4, д), имеющие «зональное» строение. Однако данная зональность не имеет отношения к матриксу, а лишь отражает сохранившиеся в непосредственном контакте к матриксу внешние зоны (реликты менисков) вариолитов. При этом матрикс имеет стандартный минеральный состав, за исключением того, что содержит, как и вариоли, отдельные удлиненные кристаллы авгита.

Для микровариолитов (глобулы которых чаще всего имеют размеры около 0,2–0,7 мм) (рис. 4, е) характерно однородное внутреннее строение. Вариоли представлены тонкокристаллической стекловатой массой с игольчатыми или таблитчатыми микролейстами авгита. Микроглобулы формируют небольшие скопления в зонах матрикса, часто образуя небольшие пятна в результате коалесценции, при этом фазовые границы во всех случаях четко проявлены.

Микронзондовое изучение минеральных агрегатов вариолитов (их составы приведены в табл. 1) показало, что клинопироксены в глобулах имеют внутреннюю зональность (рис. 5, а–б; табл. 1, пробы 41 и 42). В кристаллах от центра к краю уменьшаются содержания  $SiO_2$  – от 54,77 мас. % до 48,14 % и  $MgO$  – от 18,38 мас. % до 10,38 %, содержание в краевой зоне  $Al_2O_3$  достигает 8,43 мас. %,  $TiO_2$  – 2,26 мас. %. Концентрация щелочей в них минимальна, лишь отдельные анализы содержат  $Na_2O$  до 1,79–1,82 мас. % и  $K_2O$  до 0,5 мас. % в краевых частях.

Химический состав клинопироксенов в пределах стекловатого матрикса показывает их подобие с ядрами клинопироксенов из центра вариолей. На классификационной диаграмме En-Fs-Wo (Morimoto et al., 1989) точки составов пироксена образуют линейные тренды (отражение вариации состава зональных кристаллов от центра к краю), вытянутые под углом  $30^\circ$  к оси En-Fs, с величиной изменения железистости (F) от 19,70 до 42,40%. При этом все клинопироксены относятся к группе авгитов (рис. 6).

Таким образом, геохимический состав авгитов позволяет говорить о сквозном характере данного минерального индивида, кристаллизующегося до начала и непосредственно во время ликвационного разделения расплава, что отражается в его зональности, реагирующей на постепенную смену основности равновесного расплава.

Изучение стекловатых зон в ядрах глобул показало, что стекло выполнено мелкокристаллическим дендритовидным, игольчатым (рис. 5, в), радиально-лучистым агрегатом калиевого полевого шпата, с размером кристаллов до 50–60 мкм, достаточно однородного по своему химизму (табл. 2), вариации содержания  $SiO_2$  – 62,74–66,29 мас. %,  $Al_2O_3$  – 16,49–17,98 мас. % и  $K_2O$  – от 13,67 до 15,39 мас. %. В стекловатой массе в виде вытянутых кристаллов (рис. 5, г) присутствует плагиоклаз размером до 20 мкм состава  $Ab_{12,21-13,50}$ , плагиоклаз сходного состава присутствует и в матриксе вариолитов.

В качестве аксессуарных минералов как в матриксе, так и в глобулах встречаются: эпидот, сфалерит, халькопирит, галенит, магнетит и единичные зерна самородного серебра (размер зерен до 10 мкм).

### Геохимическая характеристика продуктов ликвации

В рамках данной работы наибольший интерес вызывает химическая характеристика вариолей и ликвационных линз в пределах дифференцированных лавовых потоков. Данный этап проведенных исследований показал более значимую вариативность составов продуктов ликвационного разделения базальтового (пикробазальтового расплава). В результате детального площадного сканирования отдельных зон в системе «глобула – матрикс» были установлены пределы концентраций петрогенных элементов (табл. 3). Содержания  $SiO_2$  в глобулах варьируют от 56,62 до 84,66 мас. %,  $TiO_2$  – 1,25–1,82,  $Al_2O_3$  – 5,36–16,78,  $FeO$  – 2,84–7,40,  $MgO$  – 0,36–9,95,  $CaO$  – 1,53–11,77,  $Na_2O$  – 0,29–8,03,  $K_2O$  – 0,35–10,39 мас. %. Ликват по своему составу соответствует породам ряда андезитов – риолитов (доминируют в ликвате дацитовые, риодацитовые составы с кремнекислотностью на уровне 61–75 мас. %), большая часть их относится к породам известково-щелочной, реже субщелочной серии ( $3\text{--}5 < Na_2O + K_2O < 7\text{--}10$  мас. %), и лишь часть может быть классифицирована как щелочные составы. Причем повышенной щелочностью обладают чаще всего краевые зоны крупных глобул и микровариоли.

Таблица 1

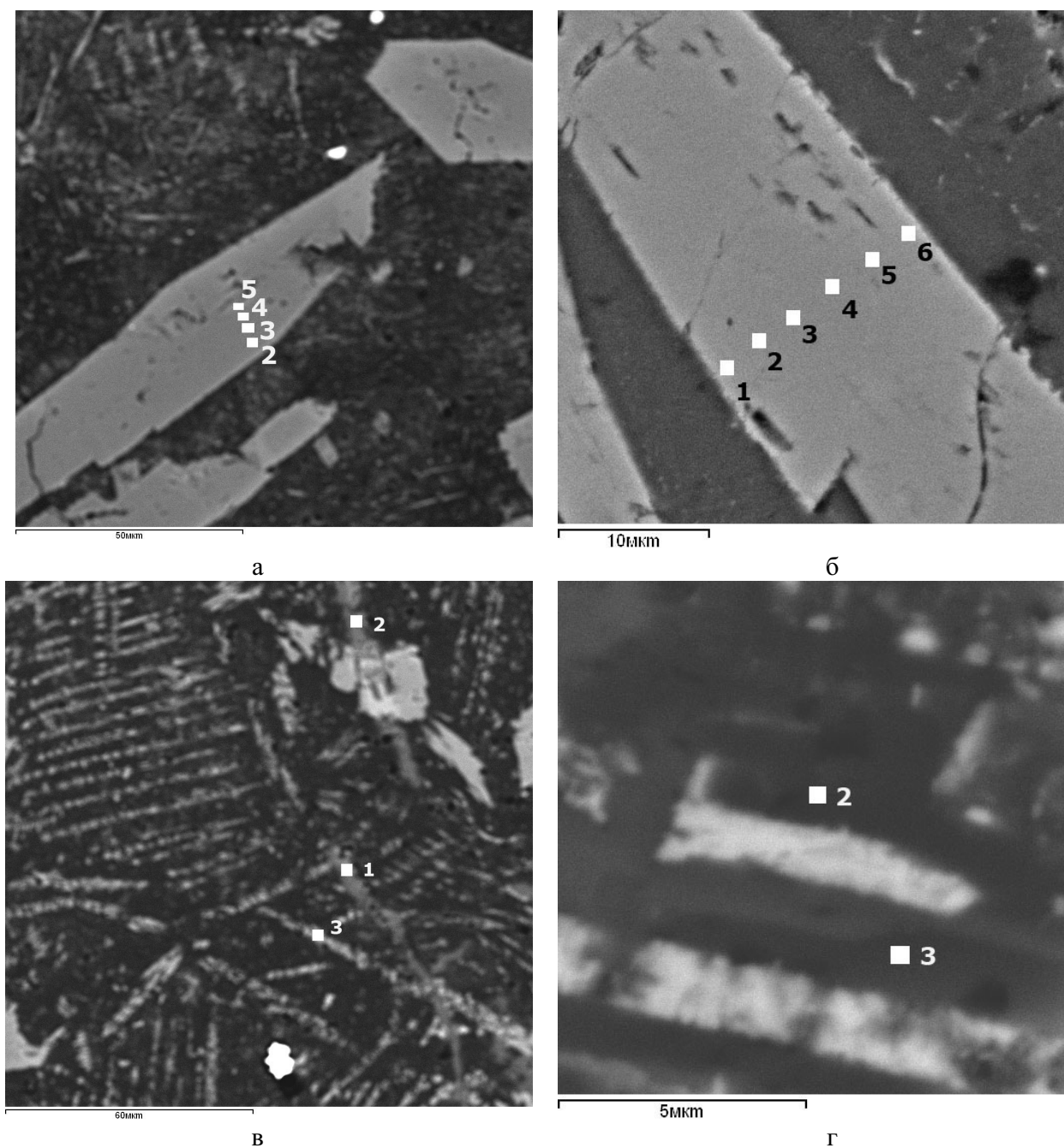
**Состав клинопироксенов (авгитов) и их кристаллохимические формулы (расчет на 6 O)  
из вариолитовых базальтов Ялгубского кряжа**

Проба	41				42						43		44		45
	2 кр	3 сч	4 сч	5 ц	1 кр	2 сч	3 ц	4 ц	5 сч	6 кр	2 см	3 ц	4	5	1
SiO <sub>2</sub>	50,83	53,21	54,18	54,77	48,14	49,81	51,78	50,39	49,91	48,21	53,75	49,17	48,69	51,28	54,6
TiO <sub>2</sub>	1,81	1,01	–	0,58	2,26	1,59	1,27	1,53	1,92	2,15	0,75	1,88	2,11	1,25	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,45	3,1	3,00	2,79	7,63	5,50	4,74	4,98	6,25	8,43	2,08	6,38	7,02	3,64	1,78
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
FeO	11,42	9,5	9,16	9,43	13,13	12,77	12,01	12,14	12,79	13,37	8,51	12,48	12,19	13,3	10,47
MnO	–	–	–	–	0,47	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
MgO	10,38	15,71	16,29	18,38	11,39	13,65	13,87	14,28	12,25	10,18	17,5	12,97	12,04	14,85	17,59
CaO	16,29	17,02	17,37	14,06	16,98	16,69	16,33	16,68	16,87	17,76	17,42	17,11	17,95	15,67	14,91
Na <sub>2</sub> O	1,82	0,46	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
K <sub>2</sub> O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,50	–	–	–	–	–
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	100,00	100,01	100,00	100,01	100,00	100,01	100,00	100,00	99,99	100,00	100,01	99,99	100,00	99,99	100,00
Si	1,90	1,97	2,00	2,01	1,83	1,87	1,94	1,89	1,89	1,84	1,98	1,85	1,84	1,93	2,02
Al (4)	0,10	0,03	–	–	0,17	0,13	0,006	0,11	0,11	0,16	0,02	0,14	0,16	0,07	–
Al (6)	0,23	0,11	0,13	0,12	0,17	0,11	0,15	0,11	0,17	0,22	0,07	0,14	0,15	0,09	0,08
Fe <sup>2+</sup>	0,36	0,29	0,28	0,29	0,42	0,40	0,38	0,38	0,41	0,43	0,26	0,39	0,39	0,42	0,32
Ti	0,05	0,03	–	0,02	0,07	0,05	0,04	0,04	0,06	0,06	0,02	0,05	0,06	0,04	0,02
Mg	0,58	0,87	0,90	1,01	0,64	0,77	0,78	0,80	0,69	0,58	0,96	0,73	0,68	0,83	0,97
Ca	0,65	0,68	0,69	0,55	0,69	0,67	0,66	0,67	0,68	0,7	0,69	0,69	0,73	0,63	0,59
Cr	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mn	–	–	–	–	0,02	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Na	0,13	0,03	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
K	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,01	–	–	–	–	–
F, %	38,20	25,30	24,00	22,40	39,30	34,40	32,70	32,30	37,00	42,40	21,40	35,10	36,20	33,50	25,00
Wo, %	41,09	36,77	36,82	29,93	39,09	36,57	36,29	36,25	38,44	41,1	35,99	38,12	40,6	33,55	31,36
En, %	36,42	47,21	48,03	54,41	36,47	41,6	42,87	43,16	38,82	33,91	50,29	40,19	37,88	44,23	51,46
Fs, %	22,49	16,02	15,16	15,67	24,45	21,84	20,83	20,59	22,75	24,99	13,72	21,7	21,52	22,23	17,19

Проба	45	46				47	48		49		50		51		
	2	6	8	9	10	2	1	2	1	2	1	2	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	53,01	51,36	54,58	54,26	53,83	52,24	55,27	54,72	52,47	49,50	50,19	52,56	50,76	51,65	51,79
TiO <sub>2</sub>	1,06	1,26	0,77	–	0,61	1,15	0,44	0,53	0,97	0,63	1,54	1,00	1,77	1,42	1,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,14	3,89	2,10	1,80	2,51	3,59	1,8	1,68	3,20	4,20	5,04	3,36	4,40	3,68	4,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	–	0,29	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
FeO	10,38	10,14	7,56	7,92	7,58	9,17	7,15	8,00	11,95	19,99	12,40	10,59	11,63	10,08	9,59
MnO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,30	0,28	0,31	–	–
MgO	16,60	14,08	17,26	17,29	17,12	14,68	17,59	18,12	16,19	12,07	13,04	15,95	13,57	13,60	13,30
CaO	15,81	19,27	17,74	18,25	18,36	19,16	17,75	16,94	15,22	11,83	17,49	15,95	17,15	19,26	19,59
Na <sub>2</sub> O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1,79	–	0,31	0,41	0,32	0,54
K <sub>2</sub> O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	–	–	0,19	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	100,00	100,00	100,01	100,00	100,01	99,99	100,00	99,99	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	100,01	100,05
Si	1,97	1,92	2,01	2,00	1,97	1,95	2,03	2,01	1,95	1,87	1,89	1,95	1,90	1,93	1,93
Al (4)	0,03	0,08	–	–	0,03	0,05	–	–	0,05	0,13	0,11	0,05	0,10	0,07	0,07
Al (6)	0,11	0,09	0,09	0,08	0,08	0,11	0,08	0,07	0,09	0,06	0,11	0,09	0,09	0,09	0,10
Fe <sup>2+</sup>	0,32	0,32	0,23	0,24	0,23	0,29	0,22	0,25	0,37	0,46	0,39	0,33	0,37	0,32	0,30
Ti	0,03	0,04	0,02	–	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,05	0,04	0,03
Mg	0,92	0,78	0,95	0,95	0,94	0,82	0,96	0,99	0,90	0,68	0,73	0,88	0,76	0,76	0,74
Ca	0,63	0,77	0,70	0,72	0,73	0,77	0,70	0,67	0,61	0,48	0,71	0,63	0,69	0,77	0,78
Cr	–	–	–	0,01	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,01	0,01	0,01	–	–
Na	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,13	–	0,02	0,03	0,02	0,04
K	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
F, %	26,00	28,80	19,70	20,50	19,90	26,00	18,60	19,90	29,13	40,35	34,82	27,27	32,74	29,63	28,84
Wo, %	33,64	41,20	37,23	37,64	38,56	41	37,14	35,01	32,34	26,75	38,40	34,37	37,82	41,83	42,98
En, %	49,12	41,87	50,38	49,6	49,21	43,69	51,19	52,09	47,85	37,96	39,82	47,81	41,62	41,08	40,59
Fs, %	17,24	16,92	12,38	12,75	12,23	15,32	11,68	12,91	19,82	35,28	21,77	17,82	20,56	17,08	16,43

Примечание. Т.н. – точка наблюдения; ц – центр кристалла, сч – средняя часть кристалла, кр – краевая зона кристалла, см – стекловатая масса. Содержания петрогенных элементов определены на сканирующем микроскопе VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным анализатором INCA Energy 350 в Институте геологии КарНЦ РАН, обработка анализов проведена в пакете «Microanalysis Suite. INCA 4.07», расчет кристаллографических параметров – в пакете TPF 7.0 (Фонарев В. И., Конилов А. Н., Графчиков А. А.) и PX 3.0 (Cebria J. M.).





**Рис. 5. Морфология минеральных агрегатов в вариолитах пикробазальтов Ялгубского края (микроскоп VEGA II LSH Tescan):**

а – кристаллы авгита в стекловатом матриксе, проба 41, точки 2–5; б – кристалл авгита, проба 42, точки 1–6; в – игольчатые кристаллы калиевого полевого шпата в стекловатом матриксе, проба 44, точки 1, 2, 3; г – тонкокристаллический агрегат плагиоклаза, проба 49-2, точки 2, 3

Для микровариолей, не имеющих дифференцированного строения, вариации химического состава минимальны и ближе всего могут сопоставляться с краевыми зонами крупных глобул. Для них концентрации петрогенных элементов находятся в следующих пределах (табл. 3):  $\text{SiO}_2$  – 58,52–60,42 мас. %,  $\text{TiO}_2$  – 1,08–1,47,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 11,43–14,34,  $\text{FeO}$  – 4,75–5,60,  $\text{MgO}$  – 2,96–6,49,  $\text{CaO}$  – 6,13–8,53,  $\text{Na}_2\text{O}$  < 0,39,  $\text{K}_2\text{O}$  – 7,97–10,63 мас. %.

По ранним исследованиям, в пределах вариолитовых лав Ялгубского края доминировали ликваты с кремнекислотностью, не превышающей 59–60 мас. % (Пугин, Хитаров, 1980; Голубев, Светов, 1983), в то время как проведенный нами анализ зональных глобул и крупных линз ликвата показал существование, наряду с составами с кремнекислотностью около 59–73 мас. %, более кислых фракций ( $\text{SiO}_2$  до 84 мас. %), например, в стекловатых центральных частях глобул.

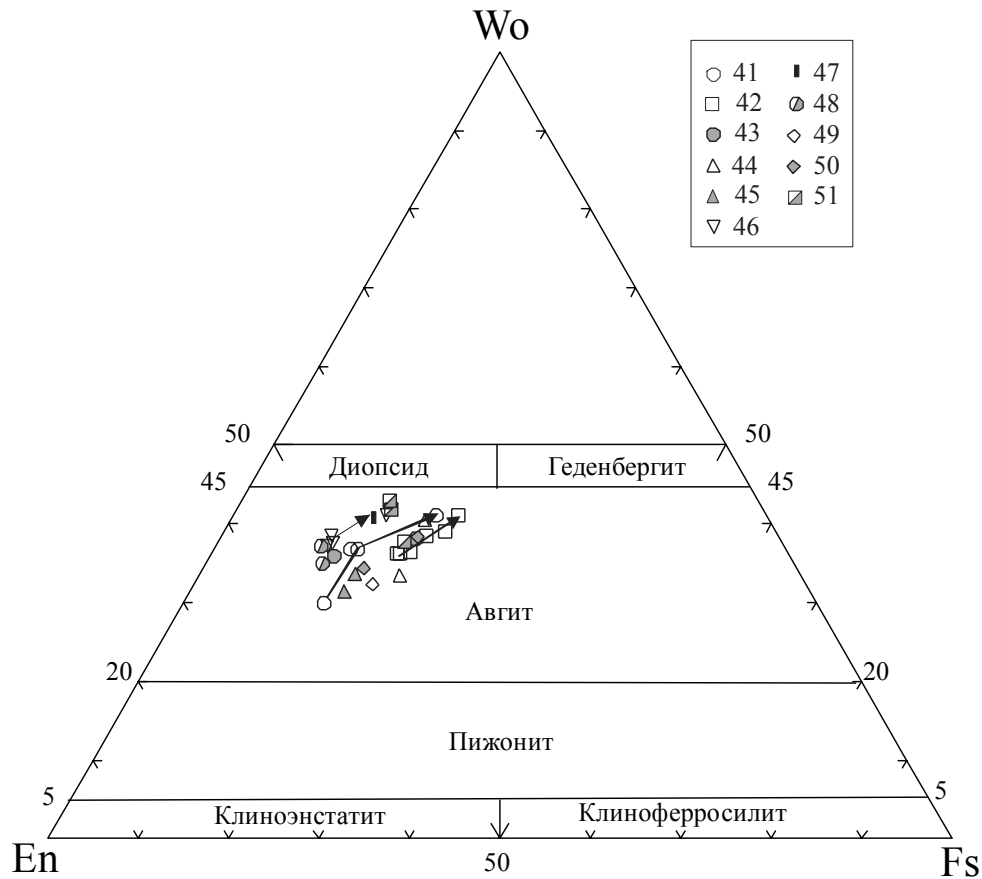


Рис. 6. Составы авгитов из глобул вариолитовых базальтов Ялгубского кряжа на классификационной диаграмме (Morimoto et al., 1989)

Стрелками показано изменение составов зональных авгитов от центра к краю. Номера проб соответствуют данным табл. 1

Таблица 2

Состав плагиоклазов и калиевого полевого шпата и их кристаллохимические формулы (расчет на 8 O) из центральных частей глобул вариолитовых базальтов Ялгубского кряжа

Минерал Проба	Pl				КПШ										
	49-2				44			48		49					
Т.н.	2	3	4	5	1	2	3	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	65,18	66,46	66,32	65,93	64,77	64,98	65,00	66,29	64,92	62,74	64,99	64,40	65,06	64,35	65,07
TiO <sub>2</sub>	0,99	1,50	1,24	0,87	0,63	0,44	—	0,48	0,99	1,85	1,88	1,43	0,94	1,56	1,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,41	18,67	18,79	19,32	17,98	17,73	18,17	17,85	17,31	15,32	16,49	16,69	17,04	16,96	16,71
FeO	1,16	0,77	1,11	1,17	1,22	1,78	0,66	—	—	3,09	—	—	—	—	0,41
CaO	2,63	2,78	2,56	2,65	—	—	—	—	1,26	3,34	1,85	2,15	1,58	1,61	1,45
Na <sub>2</sub> O	10,22	9,83	9,94	9,74	0,82	0,59	0,98	—	0,38	—	—	—	—	0,29	—
K <sub>2</sub> O	0,41	—	0,04	0,32	14,59	14,47	14,07	15,39	15,15	13,67	14,79	15,33	15,38	15,24	15,20
BaO	—	—	—	—	—	—	1,12	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,00	100,01	100,00	100,00	100,01	99,99	100,00	100,01	100,01	100,01	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00
Si	2,90	2,93	2,93	2,92	2,99	3,00	3,01	3,04	3,00	2,95	2,99	2,98	3,00	2,98	3,00
Al	1,02	0,97	0,98	1,00	0,98	0,97	0,99	0,96	0,94	0,85	0,89	0,91	0,92	0,93	0,91
Ti	0,03	0,05	0,04	0,03	0,02	0,02	—	0,02	0,03	0,07	0,07	0,05	0,03	0,05	0,04
Fe <sup>2+</sup>	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,07	0,03	—	—	0,12	—	—	—	—	0,02
Ca	0,13	0,13	0,12	0,13	—	—	—	—	0,06	0,17	0,09	0,11	0,08	0,08	0,07
Na	0,88	0,84	0,85	0,84	0,07	0,05	0,09	—	0,03	—	—	—	—	0,03	—
K	0,02	—	0,002	0,02	0,86	0,85	0,83	0,90	0,89	0,82	0,87	0,91	0,90	0,90	0,89
An, %	12,21	13,50	12,40	12,80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ba	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Т.н. – точка наблюдения. Содержания петрогенных элементов определены на сканирующем микроскопе VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным анализатором INCA Energy 350 в Институте геологии КарНЦ РАН, обработка анализов проведена в пакете «Microanalysis Suite. INCA 4.07», расчет кристаллографических параметров – в пакете TRF 7.0 (Фонарев В. И., Конилов А. Н., Графчиков А. А.) и PX 3.0 (Cebria J. M.).

Таблица 3

## Валовой состав (петрогенные элементы) вариолитов Ялгубского кряжа

Проба	28 П			29 П			30 П			31 П			32 П			33 П			34 П	
	КВ	КВ	ЦВ	1-ЦВ	2-КВ	4-М	1-М	2-КВ	3-КВ	4-ЦВ	КВ	ЦВ	ЦВ	ЦВ	ЦВ	КВ	ЦВ	ЦВ		
SiO <sub>2</sub>	60,98	60,96	61,71	75,52	61,08	46,88	38,22	58,96	73,75	62,67	56,62	72,17	77,81	82,75	84,05					
TiO <sub>2</sub>	1,29	1,45	1,51	1,66	1,53	0,61	5,84	1,77	1,62	1,52	1,25	1,40	1,57	1,69	1,81					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,5	12,97	16,77	9,91	15,8	7,5	12,89	14,19	11,54	15,95	8,51	6,73	8,73	6,35	5,36					
FeO	5,48	6,18	5,5	4,11	4,58	19,4	23,46	6,02	3,44	5,31	7,12	6,59	3,63	3,32	3,63					
MnO	—	—	—	—	—	0,54	—	—	—	—	—	—	—	—	—					
MgO	2,34	4,82	1,55	1,2	1,15	13,93	9,66	3,61	0,91	1,74	9,95	4,12	0,97	0,78	0,97					
CaO	4,56	7,19	4,48	3,08	3,52	11,13	9,93	5,88	3,08	4,88	11,77	6,56	3,07	2,27	2,37					
Na <sub>2</sub> O	0,47	5,75	8,03	4,51	—	—	—	—	5,68	7,59	—	2,47	3,88	2,86	1,84					
K <sub>2</sub> O	10,39	0,69	0,46	—	12,35	—	—	9,58	—	0,33	4,79	—	0,35	—	—					
Сумма	100,01	100,01	100,01	99,99	100,01	99,99	100,00	100,01	100,02	99,99	100,01	100,04	100,01	100,02	100,03					

Проба	35 П		36 П		37 П		38 П		39 П		40 П		41 П		42 П		43 П			44 П		45 П		46 П		47 П			
	ЦВ	КВ	КВ	МВ	М	КВ	КВ	КВ	КВ	КВ	КВ	КВ	КВ	КВ	КВ	КВ	1-МВ	2-МВ	3-МВ	МВ	МВ	МВ	МВ	МВ	МВ	МВ	МВ	МВ	
SiO <sub>2</sub>	84,66	67,56	59,65	58,56	63,11	60,84	69,15	65,72	60,42	59,09	59,30	59,86	58,52	65,13	66,74														
TiO <sub>2</sub>	1,44	1,76	1,32	1,60	1,21	1,45	1,47	1,72	1,29	1,30	1,46	1,47	1,08	1,61	1,43														
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,67	13,07	12,99	17,66	15,74	15,41	14,11	12,52	13,45	12,50	14,34	13,03	11,43	16,59	16,78														
FeO	2,84	7,16	4,56	7,40	6,45	4,06	3,28	5,31	5,14	4,92	4,75	4,82	5,60	4,59	3,26														
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—														
MgO	0,64	1,60	4,61	2,02	1,48	1,77	0,73	3,19	3,68	4,75	2,96	4,37	6,49	0,62	0,36														
CaO	1,53	3,03	6,80	5,39	5,52	4,45	3,10	5,36	6,13	7,77	6,25	6,76	8,53	3,36	3,87														
Na <sub>2</sub> O	1,96	5,80	0,49	6,56	6,03	0,29	5,36	4,55	—	0,37	0,31	—	0,39	7,86	7,37														
K <sub>2</sub> O	1,27	—	9,59	0,79	0,46	11,72	2,81	1,64	9,88	9,29	10,63	9,71	7,97	0,22	0,20														
Сумма	100,01	99,98	100,01	99,98	100,00	99,99	100,01	100,01	99,99	99,99	100,00	100,02	100,01	99,98	100,01														

Примечание. Т.н. – точка наблюдения. КВ – краевая зона вариоли; ЦВ – центральная часть вариоли; М – матрикс; МВ – микровариоль (полностью). Содержания петрогенных элементов определены методом площадного сканирования (тонкокристаллических зон в системе вариоль – матрикс) на сканирующем микроскопе VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным анализатором INCA Energy 350 в Институте геологии КарНЦ РАН, обработка и расчет анализов проведена в пакете «Microanalysis Suite. INCA 4.07», в анализе не учтены содержания воды в породе и летучих компонентов (в среднем для данного типа вариолитов они составляют от 2,5 до 6,2%).

Информативным явилось изучение зон фазового перехода между несмешивающимися фазами (профиль «матрикс – вариоль») (рис. 7). Площадное сканирование проводилось с целью охарактеризовать изменения содержаний петрогенных окислов в самых однородных (стекловатых) участках, его результаты показали, что ядра глобул химически гомогенны, самые значительные различия состава наблюдаются в области краевого мениска глобулы со стороны как матрикса, так и самой вариоли.

При этом важно подчеркнуть, что смена химического состава на границе вариоль – матрикс происходит скачкообразно, что подтверждает правомерность интерпретации данной области как зоны фазового раздела между расплавом и ликватом.

Нами рассматривались различные варианты подобных границ (рис. 7), характеризующие как обрамление единичной глобулы из кровли мощного (около 20 м) лавового потока (рис. 7, А), так и зоны раздела «матрикс – вариоль» в области линзовидного скопления глобул, в данном случае матрикс в породе выглядит как небольшие «реликтные включения» (рис. 7, Б).

Большинство крупных обособлений ликвата имеют мениск в размере от 70 до 300 микрон, при размере глобулы до 1–2 см, в пределах которого резко увеличивается содержание SiO<sub>2</sub> и щелочей (рис. 8, табл. 4) при значительном снижении концентраций FeO, MgO, по отношению к матриксу.

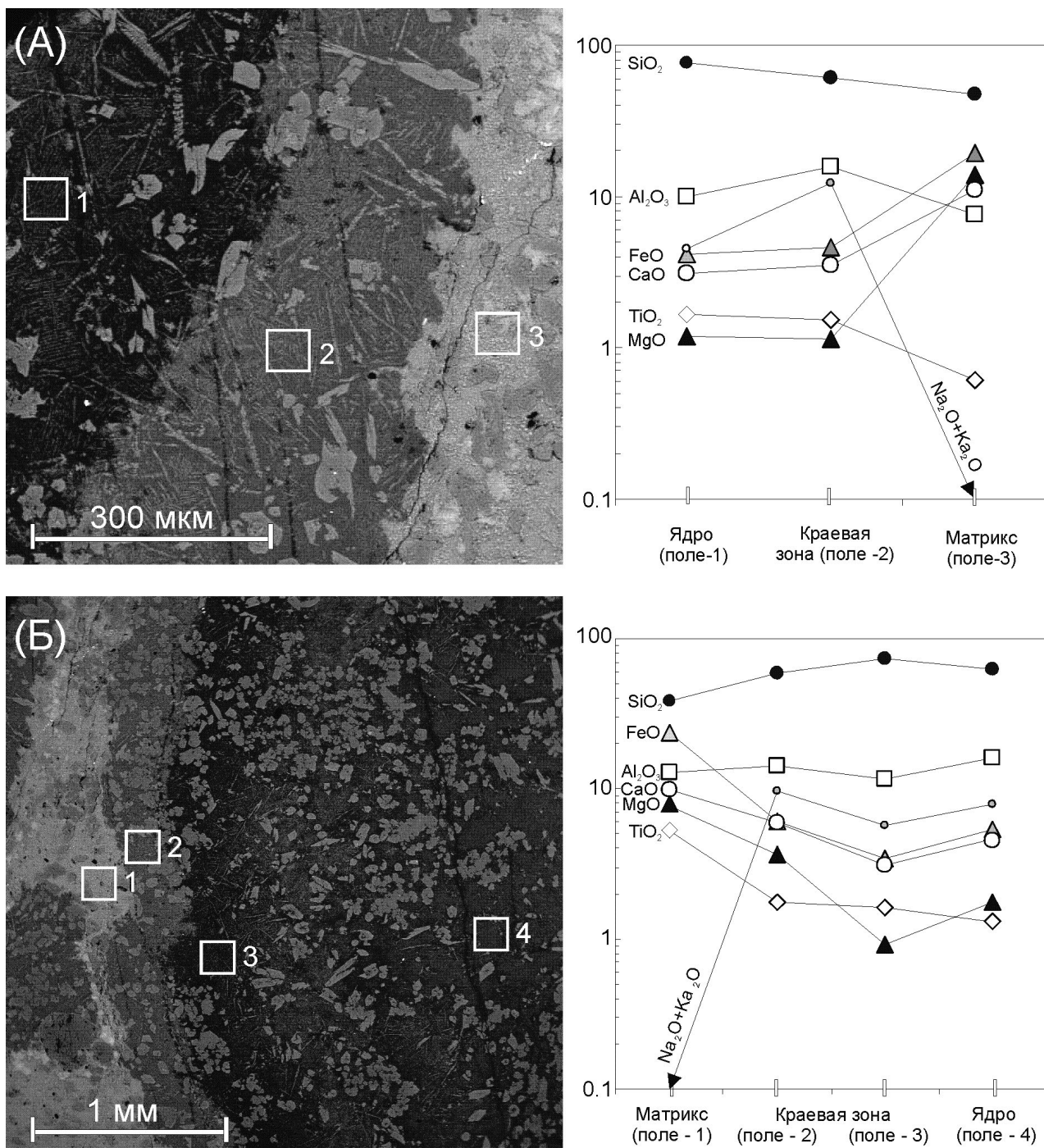
Краевые зоны вариолитов (мениски) сформированы стекловатой породой с преобладанием калиевого полевого шпата, что и подчеркивается высокими

концентрациями в них K<sub>2</sub>O до 12 мас. % при очень низких содержаниях Na<sub>2</sub>O, пониженных FeO и CaO.

Дополнительно было проведено изучение распределения петрогенных элементов в матриксе, по мере удаления от зоны ликвационных линз (рис. 8) и отдельных глобул. Результаты многочисленных анализов показали значительное обогащение материала матрикса FeO на уровне от 10 до 28 мас. %, при этом стандартными величинами являются концентрации 24–29 мас. %, что типично для процессов ликвационной дифференциации. Данный факт уже отмечался ранее для матрикса из вариолитовых образований пикробазальтов Ялгубы (Пугин, Хитаров, 1980) и матрикса архейских вариолитов толеитовых базальтов района Норанда, зеленокаменный пояс Абитиби, Канада (Gelinas et al., 1976), и не был выявлен в архейских вариолитовых лавах коматиитов Койкар, Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, Центральная Карелия (Светов, 2005).

Распределение петрогенных элементов на двухкомпонентных диаграммах окисел – MgO (мас. %) (рис. 9) показывает близкие к линейным (реже полиномиальным) тренды дифференциации для SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, FeO сум., CaO. Значительные вариации состава, контрастирующие с полиномиальными трендами по основным окислам, выявлены для Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и щелочей.

Данная геохимическая особенность пород не может интерпретироваться как результат метаморфической проработки пород (в связи с тем что глинозем является устойчивым к подобным явлениям элементом) и, скорее всего, связана с инструментальными погрешностями аналитического метода.



**Рис. 7. Распределение петрогенных элементов в области фазовой границы «вариоль – матрикс»:**

А – зоны площадного сканирования тонкокристаллических участков в глобуле: 1 – ядро вариоли; 2 – мениск глобулы; 3 – матрикс;

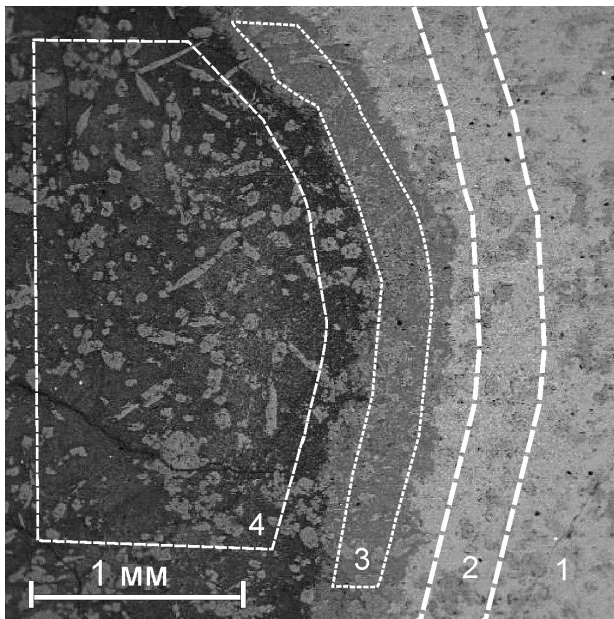
Б – ликвационная линза с сохранившимся фрагментом матрикса, площадное сканирование проведено по зонам: 1 – реликт матрикса; 2 – мениск линзы; 3 – краявая часть линзы; 4 – центральная часть линзы

Таким образом, новый этап геохимических исследований показал большую вариабильность составов ликвата, что отражает более глубокий уровень дифференциации в системе «пикробазальт – риолит». Возникает вопрос: отвечает ли описываемый процесс магматической дифференциации в пикробазальтах условиям стабильной высокотемпературной ликвации? Вероятнее всего, нет, так как стабильная равно-

весная ликвация не может оказывать значительного влияния на формирование структур в магматических расплавах, в связи с тем что область несмесимости в магматической системе исчезнет еще до начала основных кристаллизационных процессов.

Максимальный эффект на эволюцию расплава оказывает метастабильная ликвационная дифференциация, которая происходит в природных силикат-

ных расплавах одновременно с кристаллизационной дифференциацией. Области подобной несмесимости существуют под кривыми ликвидуса в системах альбит – фаялит, лейцит – форстерит – кварц и многих других, причем включение в систему дополнительных компонентов зачастую приводит к образованию куполов стабильной ликвации. Кроме этого, область метастабильной ликвации может существенно расширяться за счет эффектов «неидеальности расплавов» (которые отражают несмесимость жидкостей), что вызывает смещение изотерм ликвидуса и фазовых границ в сторону увеличения области несмесимости (Эволюция..., 1983).



**Рис. 8. Зональное строение системы фазового перехода «вариоль – матрикс», в ее пределах выделяются:**

1 – зона матрикса, 2 – краевой участок матрикса ближе к контакту с глобулой, 3 – мениск глобулы, 4 – ядро вариоли. Геохимический состав (определен методом площадного сканирования) зон 1–4 приведен в табл. 4

Т а б л и ц а 4

**Валовой состав (петрогенные элементы)  
по профилю «ядро вариоли – матрикс»**

Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	36,84	37,49	60,14	64,18
TiO <sub>2</sub>	1,83	2,05	1,45	1,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,79	14,7	13,78	12,84
FeO	28,5	28,36	4,73	5,68
MnO	0,56	0,44		
MgO	10,71	10,31	3,36	3,52
CaO	6,76	6,65	5,76	6,01
Na <sub>2</sub> O			0,4	5,09
K <sub>2</sub> O			10,38	1,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,62			
Сумма	99,99	100,00	100,00	100,01

П р и м е ч а н и е. Точки наблюдения соответствуют зонам на рис. 8.

Так, в системе лейцит – фаялит – SiO<sub>2</sub> область низкотемпературной метастабильной ликвации (при

низких давлениях) находится в поле составов обогащенных щелочами и глиноземом и отделена от поля высокотемпературной ликвации, локализованной по краевому сечению «фаялит – SiO<sub>2</sub>» фазовой диаграммы (Эволюция..., 1983). Температурный интервал метастабильной ликвации находится в интервале 1270–1155 °С, стабильной высокотемпературной ликвации >1690 °С.

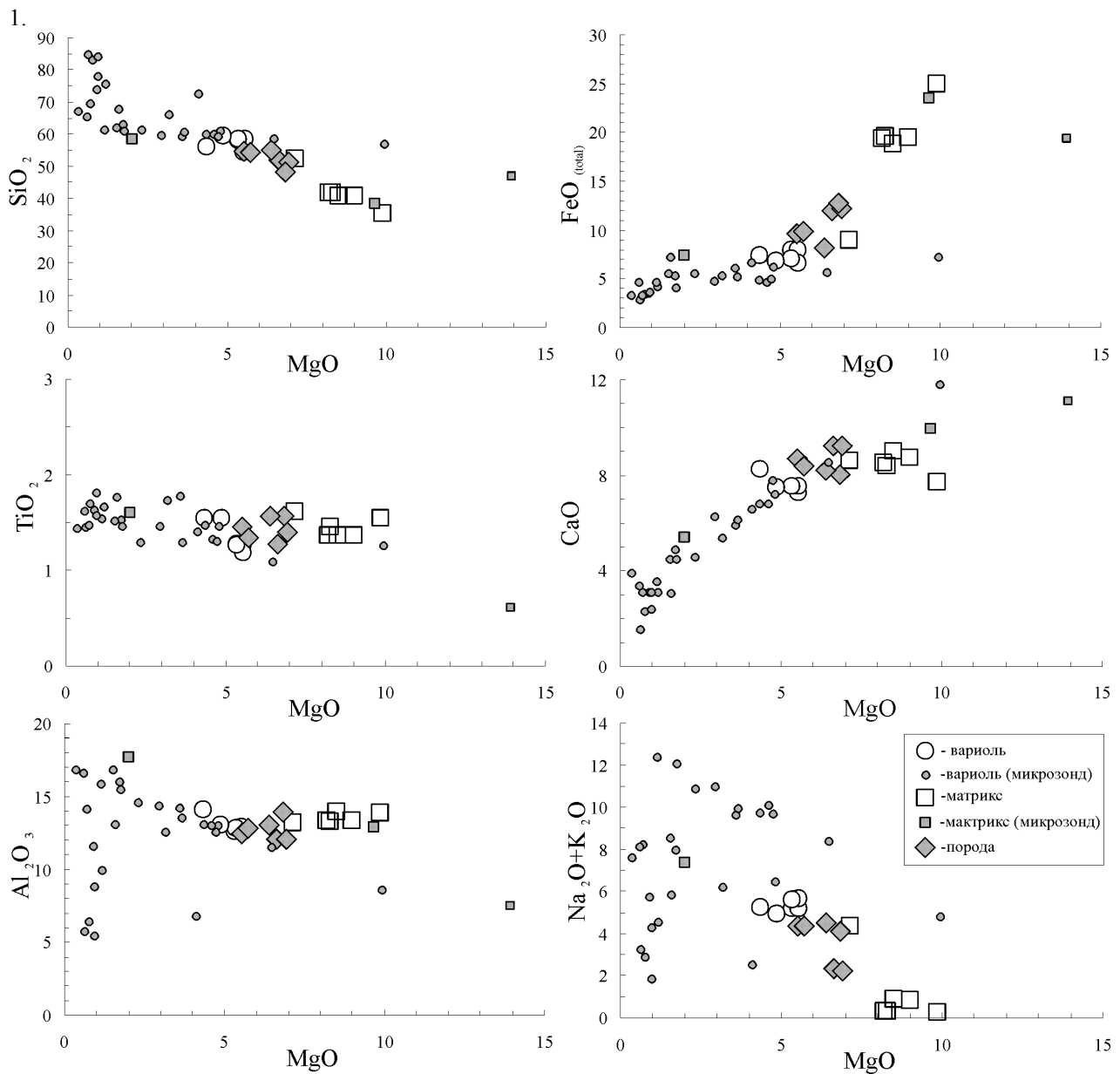
На основе данной тройной фазовой системы построена адаптированная для природных систем «псевдотройная» диаграмма в координатах SiO<sub>2</sub> – Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O+Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – CaO+MgO+FeO+TiO<sub>2</sub>+P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Roedder, Weiblen, 1970), которая позволяет, оперируя содержаниями петрогенных окислов, воспользоваться системой состояния. Фигуративные точки вариолитов Ялгубского кряжа большей частью попадают в область метастабильной низкотемпературной ликвации (рис. 10), что хорошо коррелирует с изученными ранее вариолитами пикритов Печенги (Смолькин, 1992; Смолькин, Светов, 1999), вариолитовыми лавами коматиитов Койкар (Светов, 2005), однако наблюдается увеличение поля сосуществующих ликвационных расплавов в область более кремнистых разностей. Рассчитанные температуры ликвидуса для вариолитов Ялгубского кряжа (оценочные параметры, в программе Pele 6.0) дали следующие результаты: температура ликвидуса матрикса вариолитов варьирует в интервале 1180–1210 °С (средняя расчетная температура – 1212 °С), для глобул – 1020–1139 °С (при средней – 1100 °С), что хорошо укладывается в термальный диапазон поля возможного существования метастабильной ликвации.

Возникает отдельный вопрос о причинах возникновения метастабильной ликвационной дифференциации в силикатных природных (как открытых, так и закрытых) магматических системах. Многие исследователи отводят основную роль насыщенности расплава флюидной фазой, что и является в настоящее время основной гипотезой, объясняющей режим начала ликвационных процессов.

Обобщая имеющийся материал по изучению ликвации в природных силикатных системах пикробазальтового состава, можно выделить следующие типичные признаки существования ликвационного разделения в магматических расплавах:

- Геохимическая контрастность состава вариолей (ликвата) и матрикса (пространственно, в единых магматических телах, сосуществуют контрастные по химизму фазы, при этом разность в содержании SiO<sub>2</sub> может достигать 20–40%, для MgO – 7–12%, по Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – 10 мас. %. Для базальтовых магм наиболее типичными конечными продуктами ликвационной дифференциации являются андезидациты, риолиты).

- Физическая контрастность свойств ликвантов (разница в плотностях между несмешивающимися расплавами (вариоль – матрикс) может достигать 0,4–0,8 г/см (Эволюция..., 1983; для описанных в работе вариолитов эти значения составляют 0,51 г/см, рассчитано в программе «Pele»), что приближается к разнице в плотностях в системе расплав – кристалл.

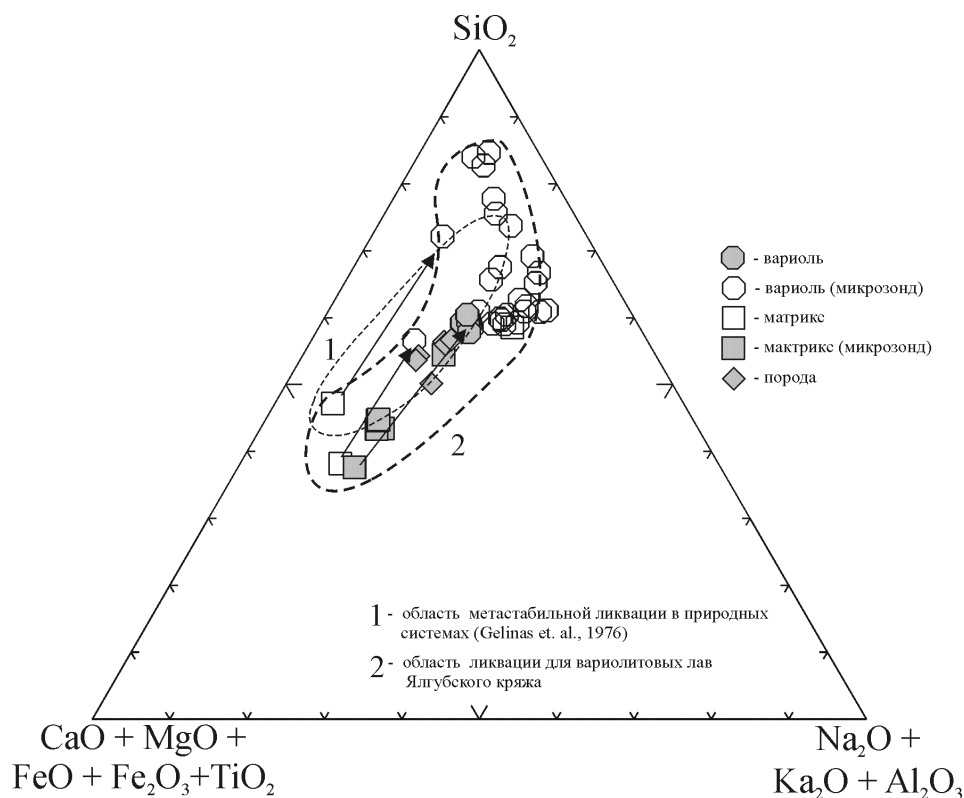


**Рис. 9.** Вариационные диаграммы: петрогенные элементы – MgO для вариолитов, ликвационных линз, матрикса и массивных пород Ялгубского кряжа

• Коалесценция (слияние) вариолей и вариация их размера, а также наличие следов течения в лавовых потоках – следствие того, что температура солидуса вариолей примерно на 80–120 °C ниже, чем температура солидуса матрикса, наиболее интенсивно процесс коалесценции проявлен на участках, которые кристаллизуются последними (центральные части лавовых тел, ядра подушек). Размер вариолей также увеличивается при удалении от зон закалки к центру потока или подушки. Механизм деформации глобул и коалесценции вариолей является одним из признаков их ликвационного происхождения. Дифференциальные движения в лавовом потоке, вызванные внутренними течениями, приводят к столкновению разрозненных вариолей и их деформации, раз-

рыву фазовых границ при столкновениях и последующему слиянию, после чего новообразования приобретают округлую форму из-за разницы действующих сил поверхностного натяжения в относительно кислом и основном расплаве. Часто процесс коалесценции захватывает не отдельные вариолы, а большое их количество, это приводит к образованию ликвационных линз (описанных выше), полос контрастного расплава в лавовом потоке, которые впоследствии могут испытывать остаточные течения и деформации.

• Наличие границы фазового раздела (мениска) – микроскопически диагностируемой резкой границы смены фазовых составов между вариолью и матриксом, что подтверждается микроскопическим, микрозондовым анализом.



**Рис. 10.** Псевдотройная диаграмма в координатах  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{TiO}_2 + \text{P}_2\text{O}_5$  с областью метастабильной ликвации:

1 – в базальтовых расплавах по данным: Gelinas et al., 1976; 2 – область ликвации для пикробазальтов Ялгубского кряжа

### Выводы

В результате нового этапа изучения протерозойских вариолитовых лав пикробазальтового состава в районе Ялгубского кряжа было показано, что их образование связано с процессами «низкотемпературной» метастабильной ликвации, проходящей в режиме «in situ» в пределах лавовых потоков, покровов и отдельных подушек после их излияния. Возможный температурный интервал ликвационного процесса соответствует  $1020 - 1180$  °С, при этом в ходе ликвационной дифференциации первичный

пикробазальтовый расплав разделяется на базальтовую и андезит-дацит-риолитовую составляющую, причем объемы несмешивающихся фракций не зависят от масштаба геологической системы (лавовый покров, поток или отдельная подушка) и могут варьировать от 1–2 до 60–90%. Направление магматической дифференциации смещается в сторону формирования более кремнистых, обедненных мафической составляющей и обладающих большей щелочностью силикатных фракций, в то время как остаточный матрикс значительно обогащается FeO (до 29 мас. %) и MgO (до 14 мас. %).

### ЛИТЕРАТУРА

Голубев А. И., Светов А. П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, 1983. 191 с.

Куликов В. С., Куликова В. В., Лавров В. С. и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск, 1999. 96 с.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Избр. труды. Т. 1. М., 1949. 346 с.

Маракушев А. А., Безмен Н. Н. Специфика ликвации магм под давлением водорода в связи с генезисом хондритов // ДАН СССР. 1980. Т. 251, № 5. С. 1222–1224.

Пугин В. А., Хитаров Н. И. Вариолиты как пример ликвации магм // Геохимия. 1980. № 4. С. 496–512.

Пугин В. А., Хитаров Н. И. Геохимия ряда элементов при ликвации в базальтовых магмах // Геохимия. 1982. № 1. С. 35–46.

Пухтель И. С., Богатиков О. А., Куликов В. С. Роль коровых и мантийных источников в петрогенезе континентального магматизма: изотопные и геохимические данные по раннепротерозойским пикритобазальтам Онежского плато, Балтийский щит // Петрология. 1995. Т. 3, № 4. С. 397–419.

Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2005. 230 с.

Смолькин В. Ф. Коматитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб., 1992. 272 с.

Смолькин В. Ф., Светов С. А. Генезис глобулярных и вариолитовых лав коматиитов, пикритов и ассоциирующих с ними толеитовых базальтов докембрия (Кольский полуостров, Карелия) // Физико-химические проблемы эндогенных геологических процессов. Междунар. симпоз., посвящ. 100-летию академика Д. С. Коржинского. Тез. докл. М., 1999. С. 55.

Хитаров Н. И., Пугин В. А. Ликвация в природных силикатных системах // Геохимия. 1978. № 6. С. 803–819.

Хитаров Н. И., Пугин В. А., Солдатов И. А., Шевалевский И. Д. Ликвация в оливиновом толеите (экспериментальные данные) // Геохимия. 1973. № 12. С. 1763–1771.

Эволюция изверженных пород. М., 1983. 528 с.

Anderson A. T., Gottfried D. Contrasting behavior of P, Ti and Nb in a differentiated high-alumina olivine-tholeiite and calc-andesite suite // Geol. Soc. Am. Bull. 1971. N 82. P. 1929–1942.

Currie K. L. A criterion for predicting liquid immiscibility in silicate melts // Nature Physic. Sci. 1972. N 240 (1). P. 66–68.

Fergusson J. Silicate immiscibility in the ancient basalts of the Barberton Mountain Land, Transvaal // Nat. Phys. Sci. 1972. N 235. P. 86–89.

Gelinas L., Brooks C., Trzcinski W. E. Archean variolites-quenched immiscible liquids // Can. J. Earth Sci. 1976. N 13. P. 210–230.

Gelinas L. Textural and chemical evidence of liquid immiscibility in variolitic lavas. Abstr. Am. Geophys. Union. 1974. 55. 486 p.

Greig J. W. Immiscibility in silicate melts // Am. J. Sci. 1927. N 73. P. 133–154.

Morimoto N., J. Fabries A. K., Ferguson I. V. et al. Nomenclature of pyroxenes // Canadian Mineralogist. 1989. Vol. 27. P. 143–156.

Nakamura Y. The system  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4 - \text{KAlSi}_2\text{O}_6 - \text{SiO}_2$  at 15 kbar // Ann. Rep. Geophys. Lab. 1974. N 73. P. 352–354.

Roedder E. Low temperature liquid immiscibility in the system  $\text{K}_2\text{O} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$  // Am. Min. 1951. 36. P. 282–286.

Roedder E., Weiblen P. W. Silicate liquid immiscibility in lunar magmas, evidenced by melt inclusions in lunar rocks // Science. 1970. Vol. 10, N 167. P. 641–644.



А. И. Светова, С. А. Светов, Т. Н. Назарова

## МЕЗОАРХЕЙСКИЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ АНСАМБЛИ В ПРЕДЕЛАХ ОФИОЛИТОПОДОБНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНО-КАРЕЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА

Мезоархейские мафические ассоциации, представленные коматиит-базальтовыми сериями, в пределах Центрально-Карельского террейна сохранились в ряде локальных структур (Хаутаваарской, Койкарской, Койкарской, Паласельгинской, Совдозерской, Остерской и др.) с реконструированной мощностью разрезов до 2,5–2,8 км. Породный комплекс коматиит-базальтов сформирован стратифицированными толщами подушечных, массивных, вариолитовых, дифференцированных лав с прослоями туфового, осадочного материала и интрузивными телами дунитов-перидотитов, высокомагнезиального габбро, что позволяет говорить о «офиолитоподобной» природе породного ансамбля.

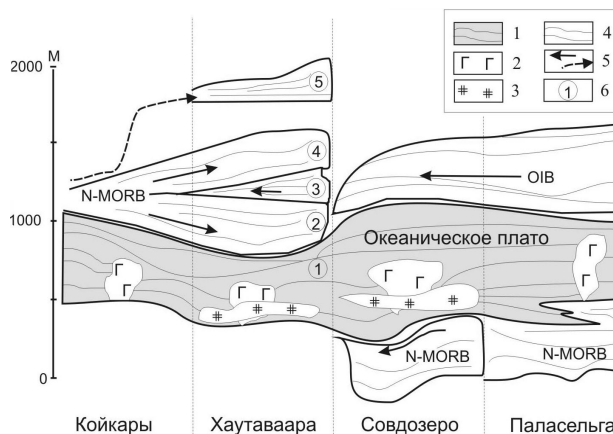
Формирование таких комплексов может происходить в разнообразных геодинамических обстановках – в областях становления глубоководных океанических плато, в спрединговых зонах (DeWitt et al., 1987; DeWitt, 1991, 1998), на океанических островах (Komatiites, 1982; Puchtel et al., 1998) и в супрасубдукционных обстановках (Кожевников, 2000).

Целью данной работы является детальный анализ имеющихся материалов по седиментационным ансамблям (пирокластическим, вулканогенно-осадочным и осадочным), ассоциирующим с коматиит-базальтовыми «офиолитоподобными» комплексами, при этом основной акцент делался на реконструкции геодинамических обстановок формирования элементов мезоархейской океанической коры на основе данных по изменению генетических и вещественных особенностей осадочных последовательностей.

Необходимо подчеркнуть, что внутренняя литостратиграфия рассматриваемых коматиит-базальтовых ассоциаций Центрально-Карельского террейна не является постоянной, в современных реконструированных разрезах в основании комплексов могут находиться фрагменты коматиитовых, базальтовых толщ (пластин) или их чередование, а залегание варьирует от автохтонного (Паласельгинская структура) до аллохтонного (Хаутаваарская

структура) (Светов и др., 2005). При этом Sm-Nd возраст коматиитов и базальтов составляет  $2921 \pm 55$  млн лет (Svetov et al., 2001), что хорошо коррелирует с U-Pb возрастом секущих даек.

В работе анализ осадочных ансамблей проводится в порядке принятого стратиграфического разреза и зависит от сохранившихся в современном денудационном срезе литогенетических отложений. Породы рассматриваемых ансамблей изменены в зеленосланцевой (Койкары), эпидот-амфиболитовой (Хаутаваара, Семчь, Совдозеро и др.) и амфиболитовой (нижняя часть разреза Совдозеро, верхняя часть Семчи) фации андалузит-силлиманитового типа (рис.).



**Схема, иллюстрирующая слайдерный характер современных разрезов «офиолитоподобных» коматиит-базальтовых ассоциаций Центрально-Карельского террейна в пределах Койкарской, Хаутаваарской, Совдозерской и Паласельгинской структур:**

фрагменты «офиолитоподобного» комплекса (1–4): 1 – стратифицированный лавовый комплекс, доминируют коматиитовые лавы, в переслаивании с ними встречаются осадочные ансамбли; 2 – высокомагнезиальное габбро; 3 – тела, линзы оливинитов, дунитов, перидотитов; 4 – стратифицированные толщи базальтов (N-MORB и OIB типов), представленные подушечными и массивными лавами с внутриформационными осадками; 5 – маркируемые и предполагаемые зоны смещения пластин мафитов в разрезе; 6 – номера толщ мафитов

## I. Седиментационные ансамбли, приуроченные к базальтам нижнего уровня

Базальты данного уровня выявлены в двух структурах – Паласельгинской и Совдозерской. Геохимическое исследование толеитовых базальтов (Al-недеплетированные) в этих структурах говорит о их близости к N-MORB (спрединговому) типу (Светов 2005), что позволяет охарактеризовать условия седиментогенеза в данном геодинамическом режиме.

В 600 м разрезе базальтов Паласельгинской структуры вулканогенно-осадочные фации представлены отдельными маломощными горизонтами лапиллиевых и псаммитовых туфов, реже туффитов основного состава. В межподушечном пространстве шаровых лав присутствует литокластика основного состава и не выявлены силициты, глинистые и прочие глубоководные осадки, характерные для офиолитов, при этом общая мощность осадков в разрезе не превышает первых метров, что является следствием высокой скорости излияния лав, почти полностью подавивших формирование осадочных последовательностей. С перекрывающей базальты коматиитовой ассоциацией наблюдается постепенный переход, выраженный в чередовании базальтовых и коматиитовых маломощных потоков.

В Совдозерской структуре отмечается принципиально другой стиль породонакопления. При мощности базальтового разреза около 280–300 м в виде отдельных прослоев зафиксированы горизонты лапиллиевых и псаммитовых туфов (мощностью 0,5–1,5 м), а по данным бурения (Чернов и др., 1970) описаны горизонты осадков, разделяющие пачки базальтов и завершающие разрез, сложенные графитистыми алевролитами, основными туфами, магнетитовыми кварцитами мощностью 5–6 м и песчано-глинистыми осадками мощностью 0,5–2,5 м.

Формирование осадочных пород проходило за счет отложения, переотложения и перемыва тонких туфов основного состава, поступления эксталяционно-гидротермальных растворов, выносящих в водную среду кремнезем и железо, и фоновых песчано-глинистых океанических осадков. Осадочные прослои фиксируют перерывы вулканической деятельности в структуре и соответствуют фациям умеренной глубинности морского бассейна при окислительно-восстановительном характере среды осадконакопления.

## II. Седиментационные ансамбли, приуроченные к коматиитам

Осадочные последовательности данного типа детально изучены в Совдозерской, Паласельгинской, Хаутаваарской и Койкарской структурах. Коматииты в пределах названных структур могут быть классифицированы как Al-недеплетированные, при этом по РЗ и трасс элементам показывают общую геохимическую специфику, исключая существенное влияние контаминационных процессов, и максимально близкую к обстановкам океанических плато (Светов, 2005).

В Совдозерской структуре коматиитовая толща, мощностью 600 м, сформирована потоками лав перидотитовых, пироксенитовых коматиитов. Осадочная составляющая разреза представлена лапиллиевыми, пелитовыми туфами коматиитов (до 2,5 м) и пачкой переслаивания туфов со слоями магнетитовых кварцитов (мощностью около 50 м).

В Паласельгинской структуре в ассоциации с коматиитами, мощность которых равна 450 м, находятся горизонты и линзы псаммитовых и пелитовых туфов коматиитов, реже туффитов (общая мощность осадков – 18 м, мощность слоев – от 0,5 до 6 м). Для парагенеза характерна тонкая зернистость, ненарушенная слоистость, присутствие конкреций, микроразмыв слоев и трассирование горизонтов на большие расстояния, что свидетельствует об осадконакоплении в спокойной водной среде на больших глубинах.

В Хаутаваарской структуре коматиитовая ассоциация (лоухиваарская свита; толща 1) находится в аллохтонном залегании, так как продукты размыва мафитов (седиментогенные брекчии) появляются в разрезе значительно раньше самой толщи. Мощность коматиитового аллохтона составляет 400 м, при этом в его пределах выявлены многочисленные слои осадков, заключенные между лавами. Основные их типы представлены туффитами коматиитов, силицитами (афанитовыми алюмокремнистыми породами), графитистыми алевролитами, с мощностью слоев 0,5–10 м и трассируемыми по латерали на 1–2 км. Отличительной особенностью пород является их почти черная окраска, обусловленная постоянным присутствием графита (до 1–5%), и тонкая рассеянная вкрапленность сульфидов.

Следует дать более полную характеристику основных породных литотипов: Туффиты коматиитов представлены массивными или тонкослоистыми породами, состоящими из актинолита-тремолита и хлорита, с добавлением графитистого, кремнистого или глинистого вещества, мощность слоев от см до первых м (х/а 430-4) (табл. 1).

Следует дать более полную характеристику основных породных литотипов:

Туффиты коматиитов представлены массивными или тонкослоистыми породами, состоящими из актинолита-тремолита и хлорита, с добавлением графитистого, кремнистого или глинистого вещества, мощность слоев от см до первых м (х/а 430-4) (табл. 1).

Таблица 1

Геохимическая характеристика (петрогенные элементы) типовых осадочных породных литотипов, ассоциирующих с коматиитовой толщей, Хаутаваарская структура

Окисел	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	53,26	76,75	71,66	55,02	62,92	37,38
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,45	0,43	0,55	0,52	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,66	8,50	11,26	17,50	16,62	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,19	1,14	0,21	2,61	2,72	21,17
FeO	2,44	2,66	3,23	2,87	1,51	24,50
MnO	0,059	0,221	0,019	0,073	0,072	1,62
MgO	9,07	2,66	2,85	4,65	3,70	6,86
CaO	5,89	1,33	3,93	3,51	3,43	5,47
Na <sub>2</sub> O	2,71	2,17	2,34	4,57	4,00	0,06
K <sub>2</sub> O	0,12	0,97	0,28	1,81	1,76	0,02
H <sub>2</sub> O	0,69	0,14	0,04	0,46	0,17	0,13
ппп	5,80	2,81	3,03	5,98	2,38	2,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,15	0,14	0,21	0,11	
Сумма	99,79	100,10	99,76	100,08	100,11	99,66
S	1,35		5,52			0,32

Примечание. 1 – 430-4 – коматиитовый туффит; 2 – 424-4 – графитистый силицит; 3 – 430-7 – графитистый силицит; 4 – 426-2 – графитистый алевролит с сульфидами; 5 – 425-1 – графитистый алевролит; 6 – х-2 – магнетитовый кварцит.

Афанитовые алюмокремнистые породы – силициты (х/а 430-7, 424-4) имеют тонкозернистое сложение, состоят в основном из кварца и серицита, имеют светло-серый или черный цвет (в присутствии графита).

Графитистые алевролиты – черные, тонкослоистые, тонкозернистые породы, состоят из кварца-серицита-графита с рассеянной вкрапленностью сульфидов.

Эта триада осадков характерна для периода излияния коматиитовых лав и отражает фоновую седиментацию бассейна – алевролиты, силициты, собственные туфы – туффиты, перемытые и образующие смешанные породы (графитистые основные туффиты, графитистые силициты).

В разрезе коматиитовой толщи присутствует несколько осадочных прослоев (Стратиграфия., 1992):

Первый слой осадков (между I и II потоками коматиитов) вскрыт канавами и представлен графитистыми туффитами базальтов с прослоями графитистых силицитов. Мощность 20 м.

Для второго слоя (II и III потоки) характерно переслаивание туффитов коматиитов, графитистых алевролитов и графитистых силицитов. Мощность равна 5–10 м.

Между потоками V и VI вскрыт слой тонкослоистых осадков, представленных чередованием слоев светло-серого силицита, светло-зеленых псаммитовых граувакк, тонкозернистых темно-зеленых туффитов коматиитов мощностью от 1–2 до 5–10 см (обн. 230). Отличает этот горизонт присущая породам первичная окраска и отсутствие графитистого вещества. Мощность слоя от 4 до 15 м.

Этот слой представляет дистальную фацию турбидитового низкоплотностного потока, переместившего осадки на значительное расстояние от места сноса, что согласуется с концепцией Ф. П. Шепарда (1976) и подтверждается минералогическим анализом тяжелой фракции граувакк. В данной фракции из мелкозернистых граувакк преобладает амфибол (76%), присутствуют сфен, эпидот, апатит, гранат, арсенипирит, пирит. Выделено пять генераций циркона: торпедовидные, копьевидные, гиацинтовые, изометричные (округлые или обломочные), розоватого, серо-розового, желто-бурого цвета, размеры зерен 0,35×0,10; 0,20×0,10, 0,15×0,10 мм и меньше. Поверхность зерен неровная, кавернозная, шероховатая. Внутреннее строение простое, незональное. Микровключения точечные. Цирконы гиацинтового типа преобладают, большая их часть представляет детритовую составляющую.

Слой осадков, вскрытый канавой 426, между потоками VI и VII, представлен черными амфиболовыми и плагиоклаз-амфиболовыми сланцами, с прослоями и линзами черных графитистых алевролитов.

Завершает коматиитовый разрез осадочная пачка, мощностью до 50–60 м, сложенная туфами – туффитами коматиитов, графитистыми силицитами и графитистыми алевролитами. На лавах коматиитов залегают ожелезненные актинолит-тремолитовые сланцы

(туфы – туффиты коматиитов) с сульфидами, мощность слоя 0,4–0,9 м, графитистые силициты (х/а 424-4) (табл. 1), мощность слоя 1,2 м, затем графитистые туффиты мафитов с вкрапленностью пирротина, мощностью 6 м, и вверху пачки встречены графитистые алевролиты (х/а 425-1).

Осадки, ассоциирующие с коматиитовой толщей, близки осадочным формациям меловых офиолитов Кипра, представленных тонкими туфами, хемогенными и глинистыми породами (Robertson, 2002).

Анализируя разрез ассоциации по морфологическим особенностям лав и литологическим характеристикам осадочных составляющих, можно заключить, что коматииты отлагались в океаническом бассейне со сглаженным рельефом дна (турбидитовые отложения редки), в области, удаленной от континентальных окраин, со спокойной динамикой водной среды и восстановительными условиями осадконакопления, при этом размывались собственные отложения коматиитов, хемогенный кремнезем поставлялся фумаролами, а алевролиты были фоновыми океаническими отложениями.

В Койкарской структуре ассоциация коматиитов имеет мощность 450–500 м, представлена стратифицированной пачкой лав, переслаивающейся с горизонтами псаммитовых, пелитовых туфов и силицитов (общая мощность осадков 80 м, представлены в табл. 2), при этом силициты присутствуют и в межподушечном пространстве шаровых лав наряду с литокластикой коматиитов и засыпкой туфами. Коматиитовый вулканизм в данной структуре имеет высокий индекс эксплозивности, встречаются валунные, агломератовые и лапиллиевые туфы, максимальная мощность горизонтов агломератовых туфов достигает 20 м. В северной части структуры закартированы две линзы агломератовых туфов с признаками спекания мощностью 15–20 м и протяженностью 60–70 м.

Таблица 2

**Геохимическая характеристика (петрогенные элементы) типовых осадочных породных литотипов, ассоциирующих с коматиитовой толщей, Койкарская структура**

Оксид	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	46,66	45,12	43,62	45,80	26,78	78,22
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,84	0,31	0,45	1,17	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,63	8,92	12,23	14,33	18,64	8,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,04	3,36	1,23	2,00	3,17	0,26
FeO	9,05	9,19	9,48	10,17	16,76	2,28
MnO	0,154	0,200	0,172	0,148	0,244	0,068
MgO	21,54	11,55	8,55	8,82	20,66	2,99
CaO	8,00	8,40	9,38	5,74	1,12	2,24
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,01	1,18	2,34	0,03	3,38
K <sub>2</sub> O	н/обн.	<0,01	0,01	1,68	0,06	0,04
H <sub>2</sub> O	0,17	0,17	0,20	0,22	0,32	0,09
ППП	5,06	11,01	13,41	8,21	10,99	2,29
Сумма	99,73	99,87	99,80	99,91	99,94	100,30

Примечание. 1 – 5065-1 – слоистый псаммитовый туф коматиита; 2 – 318-2 – туф псаммитовый базальтовый; 3 – 2096-1 – вулканогенная алевролитовая граувакка; 4 – 576-1 – вулканомитовая граувакка; 5 – 14-2 – кора выветривания на коматиитах (хлоритовый сланец); 6 – 1293-1 – силицит из межшарового пространства.

В единичном случае среди агломератовых туфов встречен слой мощностью 5–7 см среднезернистой мафитовой граувакки, привнесенный турбидитовым потоком. Начиная со средней части разреза коматиитов в обнажениях встречается переслаивание коматиитовых и базальтовых туфов, в слоях мощностью от первых см до 1,2–2,0 м, что может отражать дистальные фации сосуществующего, но удаленного базальтового вулканического центра.

Наличие грубых туфов коматиитов со следами спекания, линз агломератов свидетельствует об их прижерловом формировании. Тонкие пелитовые коматиитовые туфы с ненарушенной слоистостью, линзами силицита, присутствием магнетита маркируют условия отложения в морском бассейне на глубине ниже волновой деятельности при сопутствующей фумарольной активности в бассейне.

### III. Седиментационные ансамбли, приуроченные к базальтам верхнего уровня

Верхний уровень базальтов, залегающий в современном разрезе выше коматиитовых толщ, существует в Хаутаваарской, Койкарско-Семченской и других структурах Центрально-Карельского террейна.

Верхние базальты Хаутаваарской структуры по результатам палеофациальных реконструкций разделены на три толщи, принадлежащие к лоухиварской свите: 2) толща подушечных и массивных базальтов, 3) толща плагиофировых базальтов, 4) толща подушечных базальтов. В стратиграфической колонке лоухиварской свиты толща коматиитов занимает позицию 1, затем следуют 3 толщи базальтов – 2, 3, 4.

Толща (2) подушечных и массивных базальтов, мощностью 700 м, с маркерным горизонтом, представленным потоком подушечных лав с мощной зоной закалки (> 3 см), слабо деформированных, ограничена в основании и кровле слоями графитистых алевролитов (подстилающие 60 м, в кровле 5–6 м графитистых алевролитов со слоями и линзами силицитов и редкими маломощными, невыдержанными по простиранию слоями мелкообломочных базальтовых туфов (мощностью 0,3–0,5 м)).

В разрезе толщи выявлены три горизонта агломератовых туфов, мощностью от 2,5 до 30 м, прослеженные по простиранию на 500–700 м. В первом снизу (от подошвы толщи) преобладают литокласты базальтов (60–70%), во втором горизонте, мощностью около 30 м, в агломератовых туфах наряду с обломками базальтов появляются и литокласты плагиофировых базальтов, размером от 2 до 20 см. Цемент выполнен амфиболовым агрегатом с гранатом, в нем встречаются графитокремнистые обособления. Выше по разрезу брекчии сменяются основными туфами. Третий горизонт агломератовых туфов имеет базальтовый облик с отчетливо диагностируемой литокластической структурой и перекрывается графитистыми алевролитами. Кроме того, среди потоков описан слой светло-серых силицитов мощностью 1,5–2,5 м, а также слои пирит-пирротиновой руды мощностью 0,8 м, содержащие сфалерит, галенит, арсенопирит.

Толща (3) плагиофировых базальтов, мощностью 400 м, сложена недифференцированными потоками, переслаивающимися с прослоями туфового, туффитового, хемогенного и осадочного материала, общей мощностью в 120 м. Прослои агломератовых туфов имеют общую мощность 50 м, слои графитистых алевролитов – 35 м, магнетитовые кварциты – 15 м и прослои туффитов коматиитов, силицитов и граувакк – 25 м. Магнетитовые кварциты слагают три горизонта мощностью от 2,0 до 8–12 м и прослежены геофизическими методами на расстояние 3–5 км. Для них характерно чередование слоев, выполненных гюнеритом и куммингтонитом, мощностью 2–4 см со слоями магнетита мощностью 0,5–1,0 см и прослойками раскристаллизованного силицита до 10 см. Магнетитовые кварциты ассоциируют со слоями туфов базальтов, графитистых алевролитов, прослоями силицитов. Общая мощность осадочной пачки – 15–18 м. В других выходах с магнетитовыми кварцитами ассоциирует пирротиновая руда (0,3 м), мощные слои графитистых сланцев (8–10 м) и силицитов (10 м), в них отмечается постоянная вкрапленность пирротина с примесью халькопирита и арсенопирита.

Между потоками встречаются пачки (по 8–10 м мощности) переслаивания графитистых (черных) и кремнистых (светло-серых) силицитов. В пачке осадков, мощностью 60 м, описаны туфы – туффиты с кремнистыми конкрециями и слои с ильменит-магнетитовыми конкрециями в других слоях. Кремнистые конкреции, размером от 0,5 до 10 см, различно ориентированы в слое, часто зональны. Этот слой перекрывается светлыми афанитовыми силицитами мощностью 12 м.

В туфах коматиитов, имеющих тонкозернистую, тонкослоистую структуру и темно-зеленый цвет, также присутствуют тонкослоистые конкреционные образования, сформированные ильменит-магнетитовым агрегатом. Мощность слоев туфов коматиитов с конкрециями 12–18 м (табл. 3).

Т а б л и ц а 3

#### Геохимическая характеристика (петрогенные элементы) типовых осадочных породных литотипов, ассоциирующих с плагиофировой базальтовой толщей, Хаутаваарская структура

Оксид	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	45,92	46,80	37,68	47,20	70,78
TiO <sub>2</sub>	1,24	1,19	0,21	0,73	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,58	4,45	1,21	16,02	15,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,57	4,22	15,11	2,60	0,88
FeO	16,96	11,64	33,20	6,48	0,40
MnO	0,140	0,220	0,200	0,270	0,020
MgO	20,02	18,35	4,56	10,91	1,55
CaO	5,02	9,80	4,34	7,55	1,64
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,28	0,07	3,15	0,93
K <sub>2</sub> O	0,05	0,05	0,05	0,26	3,71
H <sub>2</sub> O	0,09	–	0,05	0,28	0,17
ппп	2,92	3,18	1,66	4,19	3,34
Сумма	99,59	100,18	100,14	99,59	99,70

П р и м е ч а н и е . 1 – 1222-1 – туф коматиита; 2 – 1249-2 – коматиитовый туффит с конкрециями магнетита; 3 – 1269-3 – магнетитовый кварцит; 4 – 714-6 – туффит коматиита; 5 – 1256-1 – графитистый силицит.

Графитистые алевролиты слагают самостоятельные слои или входят в состав пачек, имеют мощность от первых метров до 15–16 м, содержание графитового вещества в алевролитах колеблется от 1 до 7%. Кроме того, встречаются графитистые туффиты основного состава, в которых минеральная основа представлена амфиболом.

С открытием в современном океане «черных» и «белых» курильщиков стала формироваться гидротермально-экстракционная концепция, основанная на взаимодействии океанической воды и горячих раскристаллизованных базальтов, последние обогащают восходящий гидротермальный поток выщелоченными компонентами – Li, K, Ca, Ba, Cu, Fe, Si и др. и превращают его в рудоносный раствор (Золотарев, Ерощев-Шак, 2005).

Коматиитовые пепловые туфы осаждались на дно бассейна, образуя пепловые илы, и смешивались с осаждающимися гидроокислами железа, кремнезема, которые при диагенезе оформились в собственно конкреции. Затем при региональном метаморфизме они были перекристаллизованы и приобрели современный облик.

Рассматриваемая толща плагифирированных базальтов приурочена к глубоководной зоне спрединга, вдоль которой на поверхности дна шли трещинные излияния лав, а на некотором удалении располагались постройки «курильщиков».

Верхняя толща (4) подушечных и массивных лав имеет мощность 350 м. Для лав характерны пузыристые, миндалекаменные, брекчированные кровли потоков, слои гиалокластитов, в межподушечном пространстве лав появляются засыпки среднезернистых граувакк. В разрезе подушечных лав выделяются матрацевидные крупные обособления, формирующие отдельные потоки. Также среди потоков фиксируются прослои мелкообломочных туфов мощностью 0,3–0,5 м, слои хемогенных силицитов и мало мощные линзы серноколчеданных руд. Граувакки не зафиксированы в самостоятельных слоях, но, судя по их участию в засыпке матрикса подушечных лав, в заполнении отрицательных форм в рельефе, они безусловно существовали, но не сохранились в данном эрозионном срезе. Подобный характер вулканогенно-осадочного ансамбля свидетельствует об образовании его в условиях мелкого морского бассейна, в субаквальной обстановке.

При этом важно подчеркнуть, что седиментологические и литологические особенности осадков, связанных с верхними базальтами Хаутаваарской структуры, не соответствуют принятому стратиграфическому делению этой части лоухиваарской свиты, на чем и следует акцентировать внимание.

Так, коматиитовые лавы, формирующие океаническое плато, отлагались в глубоком океаническом бассейне, со сглаженным рельефом дна, спокойной динамикой водной среды и восстановительными условиями осадконакопления. Их излияние сопровождалось формированием триады – туфы, туффиты ко-

матиитов, силициты, алевролиты в обогащенной графитом и сульфидами среде.

При этом вторая толща базальтов выпадает из седиментационного характера разреза, ее формирование связывается с более мелководной обстановкой, в осадках – туфы базальтов, редкие слои силицитов, а агломератовые туфы содержат литокласты базальтов и плагифирированных базальтов, последних в структуре еще нет, а главное, в осадконакоплении не задействованы коматиитовые туфы и туффиты.

В третьей толще плагифирированных базальтов происходит накопление коматиитовых туфов, графитистых коматиитовых туффитов, графитистых силицитов и графитистых алевролитов со слоями серноколчеданных руд и магнетитовых кварцитов, продолжающее стиль осадконакопления коматиитовой толщи и формирующее единый седиментационный ряд, отвечающий глубоководным морским обстановкам.

Таким образом, нам представляется вероятным, что вторая толща базальтов по двум ограничивающим ее горизонтам графитистых сланцев была в виде тектонической пластины перемещена под толщу плагифирированных базальтов, в то время как в реальном разрезе должна была находиться значительно выше.

В Хаутаваарской структуре существует вторая группа базальтов (5) – кульонская свита, также в виде обдурченного аллохтона надвинутая на графитистые алевролиты калаярвинской свиты. В основании свиты залегает пачка седиментогенных брекчий, представленная обломками базальтов и графитистых сланцев в граувакковом цементе, и слои псаммитовых, пелитовых мафитовых граувакк, т. е. продукты разрушения базальтов появляются в разрезе раньше самих базальтов. По морфологическим особенностям лав – миндалекаменные кровли, массивные и подушечные лавы в виде крупных, недеформированных подушек, заполнению межподушечных пространств гиалокластитом, наличию вариолитов в подушках, слоев мелкообломочных и псаммитовых туфов между базальтами, слоев гиалокластитов между потоками они более всего соответствуют второй толще массивных и подушечных базальтов лоухиваарской свиты.

В Койкарско-Семченской структуре верхний уровень базальтов слагают стратифицированные лавы подушечных и массивных базальтов, с агглютинатами, гиалокластитам, вариолитовыми и миндалекаменными зонами в лавах, общей мощностью 1,5 км. В пределах данного уровня туфы базальтов развиты незначительно и представлены агломератовыми, лапиллиевыми и тонкими пепловыми слоистыми разностями, мощностью от 0,2 до 1,5 м. Некоторое увеличение эксплозивного и осадочного материала отмечается в верхней части разреза, где появляются граувакки в виде матрикса в подушечной лаве, а затем и самостоятельных слоев.

В 200 м от слияния рек Суны и Семчи между потоками массивных полосчатых базальтов задокументирована слоистая пачка осадочных пород мощностью

70–80 м, сложенная туффитами базальтов (мощность 15–20 м), псаммитовыми вулканомиктовыми граувакками с линзами силицитов (мощность 18 м), силицитом (мощностью 1,5 м), литокластической мафитовой грауваккой (мощность 5 м), вулканомиктовой слоистой мелкозернистой грауваккой (мощностью 15–20 м), афанитовыми силицитами, серыми, слоистыми, смятыми в изоклинальные складки, с сульфидной вкрапленностью (мощность 6 м) и мелкозернистыми мафитовыми граувакками (мощность 4 м). Пачка осадков отражает длительный перерыв в излиянии лав, перебив основных вулканитов, их туфов и появление граувакковых песчаников, отложение хемогенного кремнезема в виде слоев силицитов и соответствует субаквальному, мелководным обстановкам с восстановительными условиями в бассейне.

Завершается формирование коматиит-базальтовой ассоциации в Хаутаваарской и Койкарско-Семченской структурах маркерной пачкой вулканокласто-осадочных пород (табл. 2), сложенной различными мафитовыми граувакками, туффитами базальтов, графитистыми алевролитами, смешанными эксгальционно-хемогенными породами (магнетитовые кварциты, силициты, серноколчеданные руды), линзами внутриформационных конгломератов (Светов, Светова, 2004). При латеральном прослеживании в Хаутаваарской структуре мощность пачки изменяется от 40 м до 150 м, в Койкарской структуре пачка имеет мощность 150–200 м и включает в себя образования коры выветривания на коматиитах и продукты ее перемыва, в Семченской структуре – 100–120 м, а в ее Корбозерском участке граувакки достигают мощности 200–250 м.

Ксенолиты туфов коматиитов и мафитовых граувакк содержатся в субвулканических дацитах Койкарской структуры, следовательно, их возраст древнее 2,9 млрд лет.

Простая стратификация слоев с четкими границами и малой мощностью, проявленное совмещение в разрезе проксимальных и дистальных фаций при размыве разноудаленных источников свидетельствуют об отложениях в спокойных условиях водного бассейна, при этом седиментация лишь изредка нарушалась мутьевыми потоками, формирующими линзы моноконгломератов.

### **Осадочные ансамбли, приуроченные к океаническим островам**

Петрологические исследования всех мафитовых «офиолитоподобных» образований Ведлозерско-Сегозерского пояса позволили выделить в пределах Совдозерской и Паласельгинской структур (верхние части разреза) специфические породные ассоциации с аномальной геохимической характеристикой, формирование которых могло быть связано с деятельностью «внеосевых» (расположенных вне срединговых осей) вулканических палеопостроек (Светов, 2005).

Характеризуя верхний уровень базальтов в разрезе Совдозерской структуры, следует отметить, что

среди лавовых потоков базальтов возрастает доля пирокластитов, гиалокластитов, силицитов, отмечаются туффиты основного состава, магнетитовые и амфиболовые кварциты, граувакки.

Туффиты базальтов представлены темно-зелеными мелкозернистыми массивными или слоистыми породами, с минеральным составом – амфибол, хлорит, плагиоклаз, кварц, серицит, карбонат, ильменит и мощностью слоев от первых метров до 8–10 м.

Силициты – хемогенные светло-серые тонкозернистые породы, с рассеянной вкрапленностью сульфидов, массивные с раковистым изломом или тонкослоистые. Встречаются в виде самостоятельных слоев, мощностью 0,5–2,5 м, или в тонких линзах в основных туффитах, в граувакках, в составе матрикса подушечных лав. При смешивании силицитов и продуктов дезинтеграции пепловых туфов базальтов возникают амфиболовые кварциты. Магнетитовые кварциты представлены тонкополосчатыми породами, в которых чередуются магнетитовые слои с примесью кварца, мощность равна 0,5–1 см, кварцевые – 5–10 см мощности и грюнерит-амфиболовые слои с вкрапленностью сульфидов.

Граувакки – мелкозернистые темно-зеленые, темно-серые слоистые породы, часто со слоями силицитов, состоят из кварца, биотита, роговой обманки, плагиоклаза.

В целом для осадков, ассоциирующих с верхним уровнем базальтов ОИВ-типа в Совдозерской структуре, характерно переслаивание в разрезе, мелкозернистое или среднезернистое сложение, линзовидная или тонкая горизонтальная слоистость (с мощностью слоев от первых мм до 50–60 см) при мощности пачек 7–12 м. Туффиты базальтов, светло-серые и зеленые амфиболовые силициты, единичные слои магнетитовых кварцитов, мелкозернистые и среднезернистые мафитовые граувакки содержат рассеянную вкрапленность сульфидов и иногда детритовые минералы – в виде зерен плагиоклаза и кварца. В осадочном разрезе появляются среди граувакк редкие слои и линзы светло-серых туфопесчаников.

В Паласельгинской структуре верхняя пачка, мощностью ~500 м, формируется серией переслаивания подушечных и массивных лав базальтов, с единичными маломощными потоками коматиитовых базальтов. Горизонтов туфов и осадочных пород между потоками не наблюдается, а четкие непосредственные контакты между потоками говорят о высокой скорости излияния лав. Только в одном потоке подушечных лав матрикс представлен мелкозернистой мафитовой грауваккой, что свидетельствует о первичном присутствии осадков, которые не сохранились ввиду значительного уровня эрозионного среза.

Возможно предположить, что осадочные ансамбли, ассоциирующие с ОИВ вулканитами, образовались за счет поступления в бассейн пирокластитов основного состава, разрушения вулканитов, привноса фумарольных продуктов – кремнезема, железа, глинистого и органического вещества, существовав-

шого в бассейне, и дистальных фаций перемежа кислых туфов. При этом графитистые алевролиты с содержанием углеродистого вещества 1,9–4% в настоящее время являются метаморфизованными аналогами монтмориллонитовых и гидрослюдистых глин – фоновых осадков бассейна. Присутствие рассеянной вкрапленности сульфидов во всех осадках свидетельствует об образовании их в восстановительных условиях. Типичная ненарушенная тонкая горизонтальная слоистость, тонкозернистое сложение характеризует седиментацию в условиях спокойного водного бассейна с глубиной ниже волновой деятельности.

### Выводы

На основе детального анализа осадочных литотипов мафитовых толщ Центрально-Карельского террейна можно сделать следующие выводы:

Исследованные седиментационные ансамбли «офиолитоподобных» толщ Центрально-Карельского террейна близки осадкам фанерозойских офиолитовых комплексов Кипра и представлены туфами и туффитами мафитов, силицитами, алевролитами, обогащенными глинистым и органическим веществом, кремнеземом, железом, серой, связанными с эксгальационно-гидротермальными выносами черных «курильщиков».

Глубоководные обстановки породотложения характерны для коматиитов, плагиофировых базальтов в Хаутаваарской, Койкарской, Паласельгинской структурах, сформированных в условиях океанического плато за счет деятельности вулканов трещинного типа. Формирование характерного парагенеза подушечных, массивных лав и гиалокластитов (Хаутаваара, Койкары, Семчь, Паласельга, Совдозеро) привязывается, вероятнее всего, к вулканам центрального типа, существующим в более мелководной обстановке с расчлененным рельефом.

Выявлены обстановки седиментации, ассоциирующие с «внеосевыми» вулканическими постройками ОИВ-типа (Паласельгинская и Совдозерская структура).

В Койкарской структуре подтверждено совместное сосуществование коматиитовых и базальтовых вулканических центров.

Установлено, что в составе стратиграфических последовательностей (по литологофациальным признакам и условиям седиментогенеза) существует тектоническое перемещение базальтовых толщ в Хаутаваарской структуре, вызвавшее нарушение порядка следования фрагментов базальтового разреза, что привело к завышению мощности хаутаваарской серии в реконструированном разрезе на 400 м.

### ЛИТЕРАТУРА

Золотарев Б. П., Ероцев-Шак В. А. Гидротермальное сульфидное оруденение в океане и его генетическая связь с дифференциацией первичных расплавов // Прикладная геохимия. Вып. 7: Минералогия, геохимия и генетические типы месторождений. Кн. 2: Генетические типы месторождений. М., 2005. С. 106–124.

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

Светов С. А., Светова А. И. РЗЭ систематика верхнеархейских осадочных парагенезов Центральной Карелии // Доклады РАН. 2004. Т. 394, № 3. С. 393–398.

Светов С. А., Светова А. И., Ронкин Ю. Л. и др. Террейновая литостратиграфия мезоархейских породных ассоциаций Центральной Карелии // Геология и геодинамика архея: Материалы совещания. СПб., 2005. С. 339–345.

Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2005. 230 с.

Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск, 1992. 190 с.

Чернов В. М., Инина К. А., Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, 1970. 285 с.

Шенард Ф. П. Морская геология. Л., 1976. 488 с.

DeWitt M. J. Archaean greenstone belt tectonism and development: some insights from the Barberton and Pietersburg greenstone belts, Kaapval craton, South Africa // J. African Earth Sci. 1991. N 13. P. 45–63.

DeWitt M. J. On Archean granites, greenstones, craters and tectonics, does the evidence demand a verdict? // Precambrian Research. 1998. Vol. 91. P. 181–227.

DeWitt M. J., Armstrong R., Hart R. J., Wilson A. H. Felsic igneous rocks within the 3.3 to 3.5 Ga Barberton greenstone belt: high-crustal level equivalents of the surrounding tonalite-trondhjemite terrain, emplaced during thrusting // Tectonics. 1987. N 6. P. 529–549.

Komatiites. Arndt N. T., Nisbet E. G. (Eds.). London, 1982. 525 p.

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

Robertson A. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region // Lithos. 2002. 65. P. 1–67.

Svetov S. A., Svetova A. I., Huhma H. Geochemistry of the komatiite-tholeiite rock association in the Vedlozero-Segozero archaean greenstone belt, Central Karelia // Geochemistry International. 2001. Vol. 39, Suppl. 1. P. s24–s38.

---

*Т. Н. Назарова, А. И. Светова*

## **СПЕЦИФИКА СУМИЙСКОГО ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ (КУМСИНСКАЯ СТРУКТУРА)**

В пределах Карельского кратона в интервале 2,55–2,40 млрд лет сформировалась крупная магматическая палеопротерозойская (сумийская) провинция, представленная андезибазальтовым комплексом, условия формирования и геодинамический режим заложения которого дискутируются длительное время. В последние годы существует концепция о принадлежности андезибазальтов сумия Карельского кратона к бонинитовой серии (Шарков и др., 1997), однако геохимическая характеристика ассоциации более сопоставима с андезитовыми комплексами (БАДР-сериями известково-щелочного ряда), приуроченными к субдукционным конвергентным режимам, существующим в активных континентальных окраинах Андийского типа (Светов и др., 2004).

В настоящем сообщении авторами обращено внимание на характеристику осадочных частей разреза сумийского комплекса Кумсинской структуры, их литолого-седиментационных особенностей, с целью характеристики обстановок формирования и палеогеографических условий осадконакопления в этом возрастном интервале, что позволит получить дополнительные аргументы для геодинамической реконструкции формирования вулканитов.

Сумийская вулканическая ассоциация в Центральной Карелии с угловым несогласием перекрывает лопийские отложения (метаморфизованные, деформированные и выведенные в область эрозии) с зоной элювиально-делювиальных брекчий в основании (Семченская и Койкарская структуры), при этом ложится на кору выветривания гранитоидов в районе д. Красная Речка и имеет в основании осадочную пачку в Кумсинской структуре. Изучаемые породы изменены в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации метаморфизма андалузит-силлиманитового типа.

В статье при описании осадочных пачек Кумсинской структуры за основу принято стратотипическое описание В. И. Коросова (Коросов, Назарова, 1989; Коросов, 1991). Нижняя пачка осадков (нижняя часть глубоководной свиты) прослежена на 12–15 км по южному борту структуры (озера Собаچه, Глубокое, д. Чебино) и имеет мощность от 10 до 12 м (рис.).

На дезинтегрированных порфиридных микроклин-плагиоклазовых гранитах и коре химического

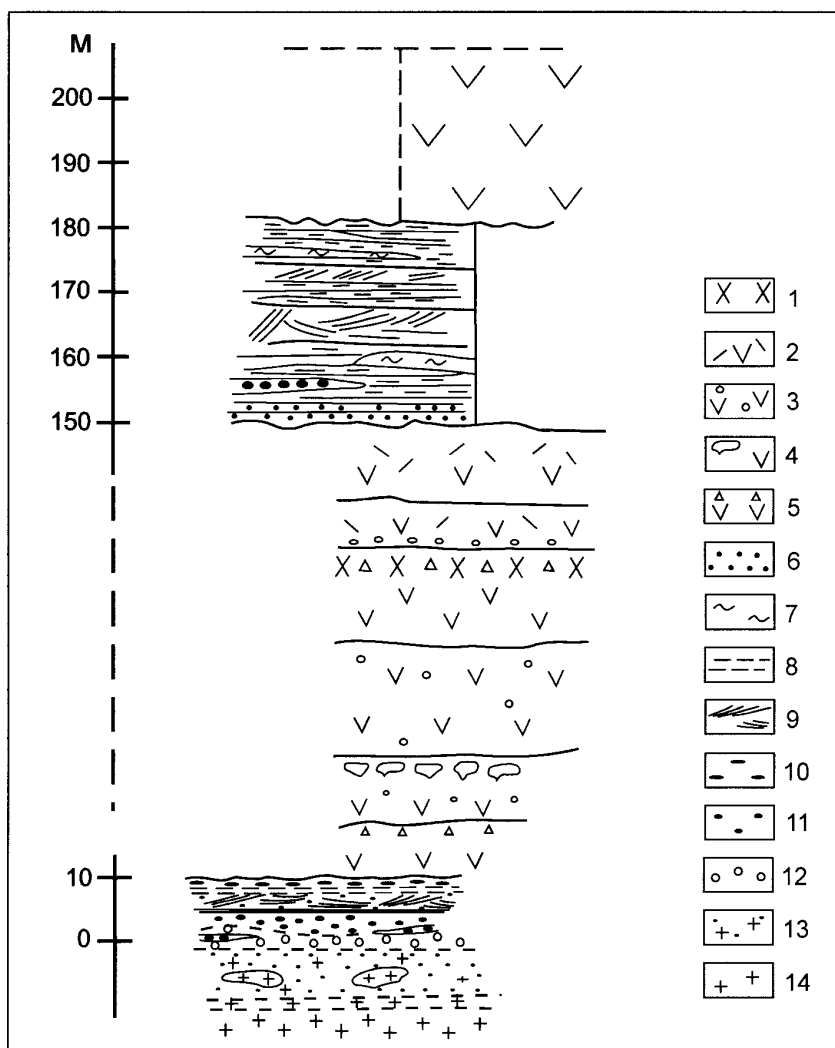
выветривания с мощностью не менее 10 м (Коросов, Назарова, 1988) в районе озер Глубокое, Собаچه с довольно резким контактом вскрыты базальные аркозы, серые, мелкозернистые, представляющие собой слабо переработанные остаточные продукты выветривания гранитов. В минеральном составе присутствует плагиоклаз, реже микроклин, мелкие литокласты гранита (2–5 мм), цементированные кварц-полевошпат-биотитовым (серицитовым), иногда сильно эпидотизированным материалом. Если процессу дезинтеграции подвергались секущие гранитоиды кварцевые жилы, в аркозах появляются прослойки кварцевых гравелитов и реже мелкогалечных конгломератов. Мощность слоя базальных аркоз при этом варьирует от 0,5 до 2–3 м и в нем не наблюдается слоистости.

Далее в породной последовательности аркозы сменяются аркозовыми аренитами, чередующимися со слоями кварцитов, мощностью до 3–4 м. Ближе к кровле пачки в районе оз. Собаچه в аркозовых аренитах отмечены косослоистые разнонаправленные серии до 15 см мощности, переслаивающиеся с горизонтально-слоистыми разностями, в которых встречаются обломки гравелитовой размерности полностью выветрелого полевого шпата или кварца.

В осадках слоистость подчеркивается гранулометрическим составом. В районе д. Чебино (северо-западный берег оз. Аланолампи) в косослоистых аркозовых аренитах встречены прослойки до 0,7 м мощности, сложенные полимиктовыми конгломератами, имеющими хорошо окатанные гальки до 15 см в диаметре, представленные гранитами, гнейсо-гранитами, зелеными сланцами (метабазальтами). В кровле осадочной пачки залегает слой мелкозернистого металлоносного песчаника мощностью 2–10 см, обогащенного магнетитом (до 30%). Химический состав представлен (х/а 936): SiO<sub>2</sub> – 61,46, TiO<sub>2</sub> – 0,23, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 8,13, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 6,72, FeO – 8,98, MnO – 0,120, MgO – 4,88, CaO – 2,80, Na<sub>2</sub>O – 0,03, K<sub>2</sub>O – 1,26, H<sub>2</sub>O – 0,07, ппп – 5,41, сумма – 100,09. Этот слой мог образоваться за счет разрушения и отложения тяжелой фракции архейских коматиитов или коматиитовых базальтов.

Петрографическое изучение базальных аркоз показывает, что они сложены остроугольными, углова-





**Литолого-стратиграфическая колонка Губокозерской свиты и нижней части Кумсинской свиты:**

1 – эпидотизированная кровля потока; 2 – плагиопорфириты; 3 – андезибазальты с порфиробластами амфибола; 4 – андезибазальты с шарово-подушечной текстурой в кровле потока; 5 – плагиоклазовые порфириты с пенистой брекчированной кровлей; 6 – кварциты; 7 – серицитовые сланцы; 8 – кварцито-песчаники горизонтальнослоистые; 9 – кварцито-песчаники косослоистые; 10 – песчаники, обогащенные магнетитом; 11 – кварцевые гравелиты и конгломераты; 12 – базальные аркозы; 13 – кора выветривания на гранитах; 14 – плагиомикроклиновые граниты

тыми зернами плагиоклаза и кварца, с неровными зазубренными краями, зерна кварца иногда слабо окатаны. Размер зерен варьирует от 0,1–0,3 до 1,5–2 мм. Плагиоклаз переполнен чешуйками серицита. В составе породы содержится до 25% обломков плагиоклаза, реже встречается микроклин, кварц (50–70%), биотит (1–5%), присутствуют серицит, хлорит, эпидот, рудный минерал, иногда карбонат. Цемент аркоз – базальный, представлен мусковит (или биотит)-хлорит-серицитом.

В аркозовых аренитах кварцевые зерна слабо окатаны, чаще с зазубренными краями, распределены неравномерно, образуют мозаичную или blastopсаммитовую структуру с базальным или поровым цементом. Матрикс выполнен агрегатом чешуек серицита, мусковита, реже биотита, мелкими зернами кварца, иногда присутствует хлорит, карбонат. На отдельных участках шлифа наблюдается перекристаллизация – в поле кристаллов полевого шпата находятся более мелкие, вновь образованные зерна.

Описанная выше осадочная пачка, скорее всего, могла формироваться в прибрежных условиях мелководного бассейна в период трансгрессии моря на территорию распространения гранитоидов. При этом

выветрелые породы быстро перекрываются терригенными отложениями, в которых сохраняются полевые шпаты и серицит. В условиях волноприбойного мелководья происходит вынос матрикса и образование более чистых кварцевых аренитов, кварцитов. К верхним уровням пачки в аркозовых аренитах появляется разнонаправленная косая слоистость, чередующаяся со слоями горизонтальной слоистости, что характерно для бассейна спокойной гидродинамики с волновой деятельностью в придонной части формирующихся краевых шельфовых зон.

Важным является факт появления слоев гравелитов и галечных конгломератов, что может маркировать изменения в эвстатических колебаниях уровня моря или привнос временными потоками осадочного материала в условиях контрастного рельефа. Область питания, скорее всего, была ограничена размывом гранитоидного фундамента.

Аргументом в пользу мелководного бассейна породонакопления может служить текстурная характеристика перекрывающих осадки лавовых потоков, которым свойственны брекчированные, пенные кровли и появление подушечных текстур в верхних частях потоков.

На пачке лав андезибазальтов мощностью 140 м залегает нижняя подсвита кумсинской свиты, представленная в основной массе белыми, кремовыми, серыми, зеленоватыми сливными кварцитами и реже кварцевыми аренидами. В единичном случае наблюдается слой кварцита черного цвета. В кварцитах распространена горизонтальная параллельная слоистость, слои мощностью 1–8 см имеют ровные, четкие границы, выражены чередованием разноокрашенных слоев, реже обусловлены изменением гранулометрического состава. Кварциты прослеживаются локально в непрерывных выходах по латерали на 70–80 м на протяжении 15 км. Иногда в кварцитах наблюдается косая слоистость. Пологие косослоистые серии мощностью 10–15 см чередуются с горизонтальнослоистыми сериями.

Периодически в однообразной толще кварцитов встречаются линзовидные прослои темно-серых тонкослоистых кварц-серицитовых сланцев мощностью до 1,5 м и прослои грубозернистых песчаников мощностью до 2,5–3 м. В них на фоне мелкозернистой основной массы, состоящей из кварца, серицита и полевого шпата, выделяются зерна голубого кварца размером до 0,2–0,5 см в диаметре. В районе оз. Глубокого они встречены ближе к кровле пласта кварцитов, а к северо-западу от оз. Аланолампи – ближе к подошве. Общая мощность пачки кварцитов составляет 30 м.

Микроскопически кварциты выглядят как мелкозернистая порода с гранобластовой структурой, характеризующаяся относительно одинаковым размером зерен кварца с округлыми или зазубренными контурами. Кварцит на 95–97% состоит из зерен кварца, размером 0,1–0,2 до 1–2 мм. Цемент представлен мелкочешуйчатым биотит-хлорит-серицитовым материалом. В некоторых шлифах имеются зерна рудного минерала.

Кварцевый аренит по минеральному составу близок кварцитам, но его структура обычно псаммитовая или бластопсаммитовая. Песчинки кварца чаще всего округлой и субугловатой формы, разнообразного размера от 0,05–0,10 до 1,0–1,5 мм. В более крупных зернах наблюдаются следы дробления и волнистое погасание. Цемент мусковит-серицитовый, чаще всего сильно хлоритизирован и серицитизирован. Присутствует большое количество зерен рудного минерала, как правило, к ним приурочены чешуйки хлорита. В некоторых шлифах имеются небольшие скопления чешуек биотита округлой формы.

Химический состав кварц-серицитовых сланцев из прослоя среди кварцитов следующий:  $\text{SiO}_2$  – 73,18,  $\text{TiO}_2$  – 0,46,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 12,30,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 1,12,  $\text{FeO}$  – 4,93,  $\text{MnO}$  – 0,029,  $\text{MgO}$  – 1,95,  $\text{CaO}$  – 0,21,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,10,  $\text{K}_2\text{O}$  – 2,82,  $\text{H}_2\text{O}$  – 0,10, ппп – 2,89, сумма – 100,08.

Для пачки осадков характерно присутствие высокозернистых осадков – кварцитов и кварцевых аренидов, с хорошей сохранностью текстурных признаков – параллельной горизонтальной и реже косослоистой мелкомасштабной слоистостью. Чистые кварциты,

скорее всего, образовались в условиях мелководных прибрежных зон с активной гидродинамикой среды, вызвавшей их многократное перебивание и переотложение. При этом глинистые слои отмечают рост степени осадочной дифференциации седиментогенного материала, с тонкой зернистостью и тонкой слоистостью и отложением его в периоды спокойного водного режима (Рейнег, Сингк, 1981). Слои грубозернистых кварцевых аренидов с голубым кварцем поступили из расширяющихся областей размыва (массивов порфировидных гранитоидов) и отлагались за счет временных потоков, сгужающих материал на прибрежное мелководье.

Из слоя серицит-кварцевых сланцев среди кварцитов Н. Г. Бережной с соавторами (2003) были изучены акцессорные цирконы, среди которых выделены два морфологических типа – сильно окатанные с возрастом 2831–2883 млн лет и менее окатанные с гиацитным габитусом с возрастом 2726–2788 млн лет. Присутствие в сланце двух различных детритовых цирконов позволило авторам предположить два источника сноса – первый находится на большом удалении от области сноса и второй – более близкий. Цирконы, отобранные из близлежащих позднеархейских гранитоидов, с возрастом  $2875 \pm 4$  МА по геохимическим особенностям не могут рассматриваться в качестве источника, последние, по-видимому, были перекрыты осадками и в дальнейших процессах не участвовали. Приведенные данные свидетельствуют в пользу расширения водного бассейна и увеличения площади размыва – не только гранитного фундамента и лопийских отложений, но и отдельных гранитоидных массивов.

На основании приведенных данных могут быть сделаны следующие выводы:

Развитие сумийского седиментационного бассейна проходило в условиях, приближенных к геодинамическому режиму активной континентальной окраины, при этом началось с трансгрессии моря на непленнизированный континент, где в это время были развиты коры химического выветривания. Базальные аркозы в виде маломощного плащеобразного слоя перекрывают гранитоидный фундамент и далее сами перекрываются слоями осадков с улучшающейся дифференциацией осадочного вещества в водной среде – аркозовые арениды, кварцевые арениды – кварциты.

Все породы образовались в условиях прибрежных фаций мелководного бассейна при спокойной водной среде и тектонической стабильности (аркозы), в условиях донных течений, вызывающих неоднократный перебив и перенос на значительные расстояния от области перебива (кварцевый аренит, кварцит), где осаждались в условиях спокойной гидродинамики водной среды бассейна. Грубые пески, гравелиты, галечные конгломераты формировали линзы и прослои в результате привноса временными донными потоками (турбидитами). Глинистые сланцы образовывали линзы при транспорте на короткие расстоя-

ния отмученного матрикса аркозовых аренитов и стабильной длительно существующей обстановке.

Наличие высокозрелых осадков в основании сумийских разрезов зависит от древнего рельефа области накопления, геологического состава и равновесия между скоростью выветривания и скоростью эрозии.

Расширяющиеся области размыва (гранитоидный фундамент, огромные массы осадочно-вулканогенных пород лопия) соотносятся с увеличением площади бассейна, увеличением дальности транспорта осадочных компонентов, что подтверждают изученные цирконы, и компенсированным характером породонакопления за счет мощных лавовых толщ.

## ЛИТЕРАТУРА

*Бережная Н. Г., Мыскова Т. А., Арестова Н. А. и др.* Возраст протолита сумийских кварцитов Кумсинской структуры // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб., 2003. С. 63–65.

*Коросов В. И.* Геология дютулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск, 1991. 118 с.

*Коросов В. И., Назарова Т. Н.* Сводный разрез основания протерозоя Кумсинской структуры // Геология и петрология: Операт.-информ. материалы за 1987 г. Петрозаводск, 1988. С. 19–22.

*Коросов В. И., Назарова Т. Н.* Сводный разрез осадочно-вулканогенных образований Кумсинской структуры и

соотношение их с конгломератами сариолия // Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1989. С. 39–47.

*Рейнек Г.-Э., Сингк И. Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М., 1981. 439 с.

*Светов С. А., Голубев А. И., Светова А. И.* Геохимия сумийских андезибазальтов центральной Карелии // Геохимия. 2004. № 7. С. 729–739.

*Шарков Е. В., Смолькин В. Ф., Красивская И. С.* Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. С. 503–522.

---

---

Л. В. Кулешевич

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ БОЛЬШОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ

Большозерская структура находится в западной Карелии, в 45 км южнее от хорошо известной архейской зеленокаменной Костомукшской структуры и западнее от пос. Ледозеро. Геологическое строение Большозерской структуры в разные годы изучалось М. М. Стенарем (1960, 1966), К. И. Хейсканеном (Хейсканен и др., 1978) и В. И. Коросовым (1991). По представлениям этих исследователей, геологический разрез протерозойских образований структуры сложен базальтами, андезибазальтами и плагиопорфирами, перекрытыми конгломератами и осадками, среди которых доминируют в северной и восточной частях обломки основного состава, сформировавшиеся за счет андезибазальтов. В южной части структуры на коре выветривания гранитного состава залегают полимиктовые конгломераты, включающие гальку и глыбы гранитов. В юго-восточной части структуры развиты гальки основных пород, порфиоров, сланцев лопийского комплекса, тогда как в центральной преобладают конгломераты, содержащие окатанные обломки плагиопорфиоров. Конгломераты перекрыты песчаниками и прорваны дайками габбро-долеритов. Отличие во взглядах этих исследователей состоит в том, что одни весь комплекс конгломератов расчленяют на сумий и сариолий (М. М. Стенарь), тогда как другие относят к сариолию, сформировавшемуся на разном основании (К. И. Хейсканен, В. И. Коросов). К. И. Хейсканен к сумийским образованиям относит только кварц-плагиопорфиры. Относительно возраста и образования этой структуры существует и иное мнение, пока еще не подтвержденное датированием: возможно, это позднеархейский пулл-апарт бассейн (Володичев, Божко, 2002). В данной работе автор придерживается старого представления о том, что эти образования палеопротерозойские. Однако по своей геодинамической позиции и характеру разреза структура может быть пулл-апарт бассейном.

Наши работы были направлены на изучение магматизма и оруденения, выявление сдвиговых зон, установление последовательности метаморфогенно-метасоматических преобразований и минерализации в этих зонах. При построении геологической схемы (рис. 1) использовались материалы М. М. Стенаря,

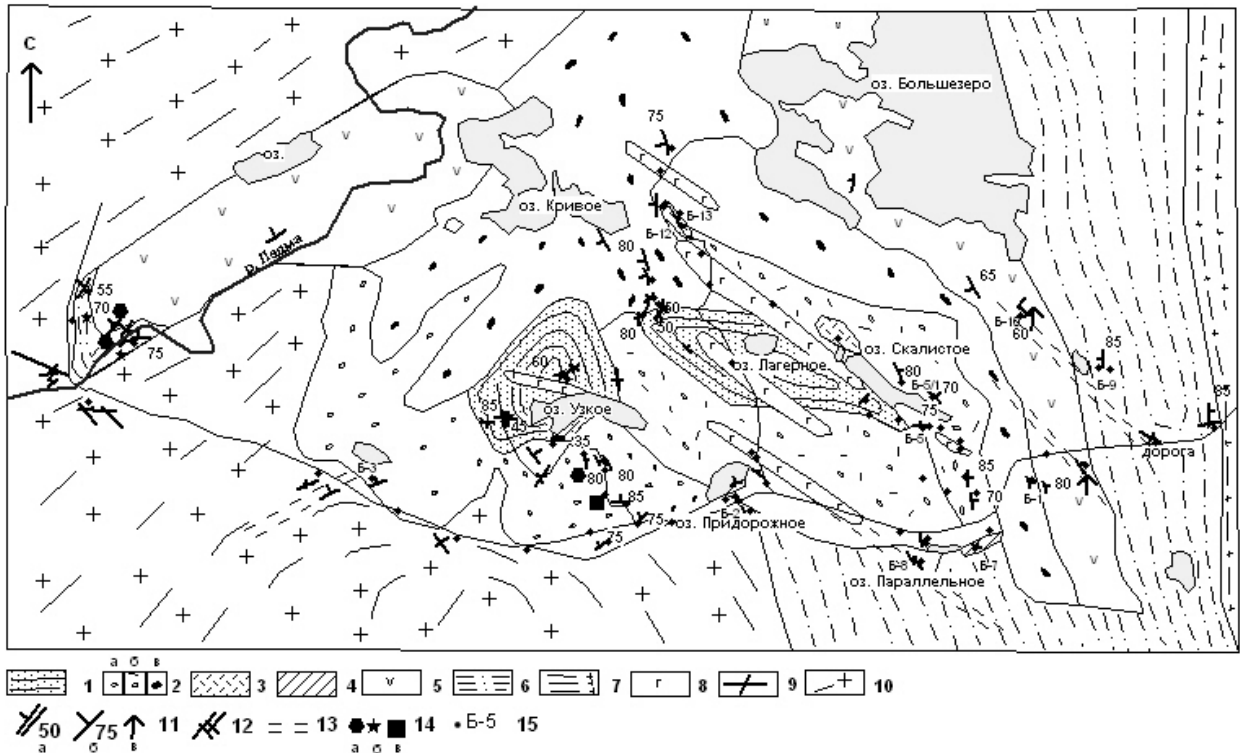
собственные наблюдения и данные О. И. Володичева, совместно с которым осуществлялись геологические исследования.

### Геологическое строение структуры

Общий анализ геологических и структурно-тектонических схем крупного масштаба показывает, что Большозерская структура заложилась в небольшой впадине треугольной формы (9×5 км), ограниченной северо-западной (аз. пр. 340°), северо-восточной (аз. пр. 40–50°) и субширотной сдвиговыми зонами по границе с более жестким гранитным основанием и смятым и рассланцованным лопийским комплексом пород.

*Лопийский вмещающий комплекс и гранитоиды* слагают обрамление структуры. Лопийские породы обнажены слабо, преимущественно в восточной и юго-восточной и незначительно в западной части. В восточном борту структуры они представлены сланцами по осадкам и туфам средних – кислых пород мусковит-кварц-плагиоклазового и гранат-биотит-мусковит-хлорит-кварц-плагиоклазового состава и железистыми кварцитами. Непосредственного контакта с андезибазальтами не наблюдалось. В восточной полосе аз. пад. сланцеватости в них 275°, угол 85° (линейность по биотиту и амфиболу имеет аз. погружения 355°, угол 85°). У дороги, пересекающей структуру с востока на запад, наблюдается изменение простирания сланцеватости от субмеридионального до 290° СЗ, при почти субвертикальном падении. В юго-восточном обрамлении преобладают мусковит-кварц-плагиоклазовые сланцы с аз. пад. 50°, углом 65°.

В западной части структуры вдоль р. Ледмы в небольшом эрозионном окне обнажаются хлорит-хлорит-ставролит-гранат-кварц-плагиоклазовые сланцы, содержащие до 15–20% гематита, и гранат-мусковит-биотит-кварц-плагиоклазовые сланцы по кислым туфам с бедной сульфидной минерализацией. Аз. пад. сланцеватости 30°, угол 55–70° и 340°, угол 75°. Северо-восточная зона рассланцевания и метаморфических преобразований прослеживается также и в вышезалегающих гранатсодержащих андезибазальтах.



**Рис. 1. Схема геологического строения Большозерской структуры (составлена на основе геологической схемы М. М. Стенаря)**

Сумийско-сариолийский комплекс: 1 – песчаники; 2 – полимиктовые конгломераты (а – с глыбами гранитов и гальками основных пород, б – с гальками плагиопорфиров, лопийских вулканогенно-осадочных пород, реже других пород, в – с гальками андезибазальтов, базальтов, реже гранитов); 3 – порфиновые риодациты; 4 – дациты, риодациты, 5 – андезибазальты. Лопийский вулканогенно-осадочный комплекс: 6 – сланцы мусковитовые, гранат-биотитовые, 7 – биотитовые и железистые кварциты. Магматические комплексы: 8 – габбро-долериты; 9 – пегматиты; 10 – граниты и гранито-гнейсы обрамления. 11 – элементы залегания: а – слоистость, б – сланцеватость, в – линейность; 12 – кварцевые жилы, 13 – сдвиговые деформации, зоны рассланцевания. Метаморфические минералы: 14 – гранат (а), ставролит, хлоритоид (б), куммингтонит (в); 15 – точки обнажений и номера образцов, отобранных на химический анализ

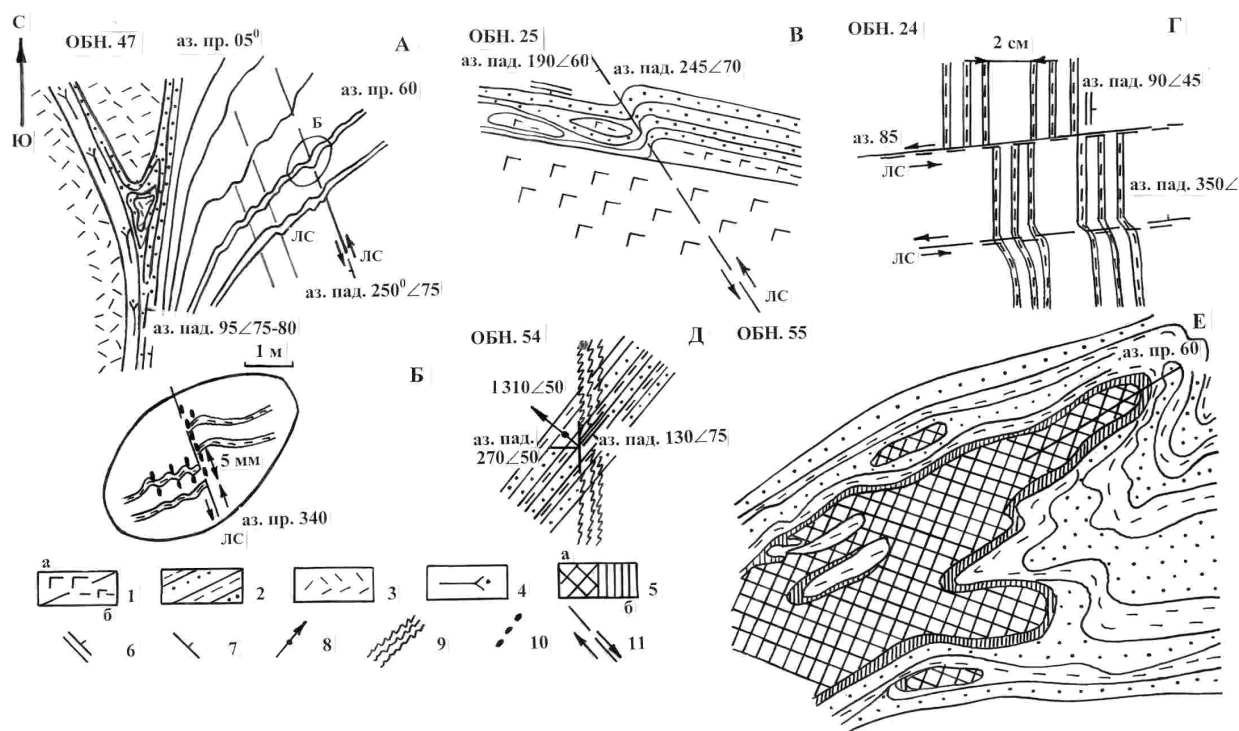
В южном обрамлении структуры развиты преимущественно серые и розовато-серые среднезернистые граниты биотит-кварц-микроклин-плагиоклазового состава, равномернозернистые или с более крупными порфировыми выделениями плагиоклаза, достигающими 1–1,5 см. Граниты прорывают лопийскую толщу пород и иногда содержат биотитизированные ксенолиты амфиболитов и сланцев. Участками граниты сильно огнейсованы (аз. пр. 310° и 60°) и содержат гранит-аплиты, пегматиты и кварцевые жилы.

Граниты южного обрамления Большозерской структуры секутся пегматитовыми жилами, имеющими северо-восточное простирание (аз. пад. 150°, угол 75°), мощностью от 7–10 см. В лопийской толще восточного борта структуры встречаются пегматиты северо-западного простирания (аз. пад. 40°, угол 80°). В центральной части структуры в небольшой мульде западнее оз. Лагерного (рис. 2, Е, обн. 55) пегматитовая жила мощностью до 1 м сечет песчаники сариолийского комплекса. Жила имеет северо-восточное простирание (50–60°). Маломощные дайки гранит-аплитов (3–10 см) с аз. пад. 65°, углом 75° и кварцевые жилы мощностью до 1 м северо-западного простирания (аз. пад. 250°, угол 80°) разви-

ты вблизи оз. Придорожного. Гранит-аплиты секут граниты, кварцевые жилы – граниты и вмещающие толщи. В гранит-аплитах и кварцевых жилах отмечается бедная сульфидная вкрапленность. В районе моста через р. Ледму в обнажении к югу от дороги в гранитах обнаружен кварцевый штокверк с системой пересекающихся маломощных (0,2–1 см) прожилков с аз. пад. 0° (угол 85°) и аз. пад. 240° (угол 40°), причем по северо-западному направлению с аз. пр. 330° происходит смещение субширотных прожилков. В западном гранитоидном обрамлении Большозерской структуры доминирующее простирание кварцевых прожилков также составляет 320–330°.

По эродированным и разбитым трещинами гранитам образуются белесые породы коры выветривания – аркозы, цементирующие гранитную брекчию. В гранитоидах и в коре выветривания по ним отмечаются единичные сульфиды и прокварцевание. У оз. Придорожного наблюдается прокварцевание и микроклинизация выветрелых гранитов.

**Сумийско-сариолийский комплекс.** В западном и восточном обрамлении структуры развиты подушечные миндалекаменные базальты и вариолитовые породы андезибазальтового и андезитового состава.



**Рис. 2. Сдвиговые деформации в песчаниках:**

А – контакт туфов дацитов и риодацитов (Sm) с песчаниками; Б – сдвиговая деформация в песчаниках (обн. 47); В – контакт песчаников и габбро-долеритов севернее оз. Узкого и смещение в них (обн. 25); Г – сдвиговые деформации в песчаниках западнее оз. Узкого (обн. 24); Д – соотношение слоистости и сланцеватости в песчаниках (обн. 54); Е – пегматитовая жила в песчаниках (обн. 55).

1 – габбро-долерит массивный (а) и рассланцованный (б); 2 – песчаники; 3 – туфогенная толща дацитового состава; 4 – дайка риодацитов; 5 – пегматиты (а) и биотитовая кайма в их контакте с песчаниками (б); 6 – слоистость; 7 – сланцеватость; 8 – линейность; 9 – наложенная сланцеватость; 10 – перекристаллизация минералов; 11 – сдвиговые деформации

Базальты, распространенные южнее оз. Большозеро, – это существенно амфиболовые породы темно-зеленого цвета, мелкозернистые, содержащие эпидот, плагиоклаз, незначительно кварц, биотит. Подушки отличаются более светлым цветом из-за присутствия миндалин и эпидотизации. В базальтах вокруг подушек породы имеют сланцеватый или иногда вариолитовый облик. Состав миндалин альбитовый, кварц-эпидот-альбитовый. Линейность по миндалинам имеет аз. пр.  $355^\circ$ , угол  $60^\circ$ , их погружение субвертикальное. Биотитизация наложена в незначительной степени, однако в рассланцованных разностях породы превращены в биотит-актинолитовые сланцы. Биотит развивается, в том числе, и по миндалинам. В слабо деформированных породах простирание субмеридиональное (аз. пр.  $355^\circ$ ). Базальты секутся системой хлорит-карбонат-эпидот-кварцевых прожилков с аз. пад.  $40^\circ$ , углом  $65^\circ$  и аз. пад.  $290^\circ$ , углом  $85^\circ$ . Причем прожилки северо-западного простирания ( $310-330^\circ$ ) секут прожилки северо-восточного простирания.

В западной части структуры сланцеватость в гранатосодержащих амфиболитах по подушечным андезибазальтам имеет северо-восточное простирание (аз. пад.  $290^\circ$ , угол  $70^\circ$ ). Судя по присутствию в парагенезисе метаморфизованных андезибазальтов западной полосы граната и темной сине-зеленой роговой

обманки, их метаморфизм достигал амфиболитовой фации.

Для подушечных и вариолитовых разновидностей андезитов и андезибазальтов характерно присутствие эпидотовых миндалин и радиально-лучистых округлых выделений альбита, иногда с меланократовой каймой или замещенных хлоритом и биотитом. Андезибазальты, андезиты – амфибол-плагиоклазовые и существенно плагиоклазовые породы с характерным выделением удлинённых лейст плагиоклаза (Б-1 – здесь и далее приводятся номера образцов, соответствующих табл. химанализов). В зоне интенсивного рассланцевания пород восточной полосы (рис. 1) подушки превращены в вытянутые линзы с соотношением длины к ширине как  $7-10 : 1$ , аз. пад. сланцеватости в них  $45-50^\circ$ , угол  $80^\circ$  (аз. пр.  $320-315^\circ$ ). Линейность по миндалинам имеет аз. погружения  $10^\circ$ , угол  $75-80^\circ$ . Судя по струйчатому субвертикальному положению миндалин, сливающихся в каналы, залегание пород близко к своему первичному положению, что может свидетельствовать о субгоризонтальном залегании рассланцованных андезитов.

Кислые вулканыты и субвулканические образования представлены риодацитами, дацитами, вулканогенно-осадочные породы – туфами и туфо-песчаниками дацитового состава (рис. 2, А). Туфы и туфо-песчаники плохо различаются, это мелкозернистые

мусковит-биотит-кварц-плагиоклазовые породы с мелкими вкрапленниками и обломками разноориентированного плагиоклаза и его сростков (Б-13). Возможно, часть из них – кристаллокластические туфы. Близкие им по составу обломки встречаются в туфоконгломератах (В-43/3). Кроме того, среди них встречаются породы с цементом андезитового состава (Б-12/1). Близкие им интрузивные породы дацитового состава, но сильно рассланцованные и биотитизированные, с полигональной отдельностью по направлениям рассланцевания были встречены восточнее оз. Параллельного (Б-7). Дациты имеют аз. пад. сланцеватости 300°, угол 85°, аз. пад. 30°, угол 80–85°, аз. пад. 345°, угол 85°.

Риодациты (субвулканические плагиопорфиры) с вкрапленниками полевого шпата встречаются в лавобрекчиях и образуют отдельные небольшие выходы среди туфопесчаников. Они наиболее хорошо сохранились в линзовидных слабо окатанных обломках конгломератов, где имеют белесый вид из-за вывет-

ривания, но также встречаются и достаточно свежие разности пород. Основная масса риодацитов серицит-биотит-кварц-плагиоклазовая, тонкозернистая. Порфиновые вкрапленники представлены плагиоклазом размером до 0,3–0,7 см, имеющим концентрическую зональность, гораздо реже кварцем. В калий-натриевых разновидностях развит ортоклаз (Б-12). Брекчированные породы предполагаемых экструзивных центров или полей лавобрекчий, связанных с ними, цементируются кварцевым материалом. Породы содержат акцессорный апатит и турмалин.

Полимиктовые конгломераты имеют разнообразный состав, традиционно на геологических схемах они разделены на породы с преобладанием галек основного и андезитового состава, плагиопорфиров и с присутствием гранитных обломков. Формирование всех типов полимиктовых конгломератов как полифациальных разновидностей, по-видимому, следует рассматривать в едином разрезе при залегании на различном основании.

**Химические составы пород Большозерской структуры**

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ обр.	Б-2	Б-2/7	Б-2/5	Б-10	В-44	Б-1	Б-7	В-62	Б-5/1	Б-12	Б-12/1	Б-13	В-42/3
SiO <sub>2</sub> (%)	72,04	71,04	83,70	51,12	60,35	59,66	66,12	73,20	73,42	71,60	65,58	68,72	64,00
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,27	0,04	0,50	0,68	1,10	0,47	0,38	0,23	0,24	0,53	0,45	0,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,93	13,45	8,37	11,47	14,40	18,66	15,92	14,73	14,78	15,04	15,11	14,64	17,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,76	1,10	0,76	1,44	1,80	0,93	1,72	0,30	0,57	0,95	0,92	1,49	1,26
FeO	2,30	1,80	0,43	8,19	6,90	4,74	2,73	1,22	0,79	1,01	3,45	2,01	3,45
MnO	0,046	0,046	0,008	0,251	0,193	0,085	0,049	0,019	0,018	0,028	0,089	0,060	0,044
MgO	1,91	1,85	0,10	12,39	4,63	2,67	2,53	0,67	0,72	1,08	3,86	2,99	2,28
CaO	1,02	1,52	0,15	9,08	5,72	1,23	1,16	0,86	0,65	0,44	0,73	0,65	1,22
Na <sub>2</sub> O	4,08	2,94	1,94	1,61	3,90	7,41	3,31	6,85	6,67	6,66	5,52	4,87	6,38
K <sub>2</sub> O	3,26	4,72	4,05	1,19	0,12	0,24	3,65	0,87	0,94	1,79	1,64	2,33	1,73
H <sub>2</sub> O	0,04	0,05	0,05	1,10	0,14	0,22	0,04	0,17	0,03	0,10	0,15	0,20	0,16
ппп	0,97	0,87	0,18	2,09	0,93	2,29	1,72	0,36	0,62	0,81	1,71	1,08	1,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,15	0,02	0,11	0,17	0,38	0,21	0,14	0,10	0,14	0,22	0,15	0,26
ZnO	0,004	0,007	0,001	0,030		0,006	0,004		0,002	0,003	0,007	0,004	
Li <sub>2</sub> O	0,0044	0,0052	0,0006	0,0045	0,0040	0,0039	0,0067	0,0015	0,0014	0,002	0,0061	0,0065	0,0048
Rb <sub>2</sub> O	0,0113	0,0161	0,0103	0,0046	0,004	0,0014	0,0149	0,0011	0,0028	0,004	0,0030	0,0041	0,0095
Cs <sub>2</sub> O	0,0002	0,0002	0,0001	0,0003	0,0002	0,0002	0,0004	0,0002	0,0001	0,0001	0,0002	0,0001	0,0003
Сумма	99,77	99,84	99,80	99,54	99,93	99,62	99,63	99,77	99,54	99,89	99,51	99,64	100,0
Rb (г/т)*	57	80	51	20		6	77		14	20	14	13	
Sr	128	235	50	123		82	140		77	34	39	52	
Y	13	9	8	5		16	12		73	13	3	13	
Zr	43	47	23	35		68	74		72	58	114	71	
Nb	2	2	7	2		8	7		4	3	5	5	
Pb	9	7	7	7		8	9		7	7	7	7	
Th	7	7	12	7		7	8		10	7	7	7	
Ti	1367	1496	15	1933		4482	2413		1471	1262	2647	2333	
Ba	414	680	150	330		150	733		263	310	156	435	
V	48	45	15	108		44	52		25	36	67	68	
Cr	83	84	26	428		98	46		22	52	109	101	
Ni	14	15	8	105		26	13		7	23	49	45	
Co	1	6	1	31		13	8		1	1	5	1	
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	7,34	7,66	5,99	2,8	4,02	7,65	6,96	7,59	7,61	8,45	7,16	7,2	
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1,25	0,62	0,48	1,35	32,5	30,9	0,91	3,6	7,10	3,72	3,37	2,09	
al	2,60	2,83	6,49	0,52	1,08	2,24	2,28	3,28	7,11	4,95	1,84	2,26	
Ka	1,26	1,35	1,10	2,91	2,20	1,50	1,69	1,25	1,23	1,17	1,39	1,39	
mg	0,54	0,54	0,14	0,70	0,49	0,46	0,52	0,57	0,50	0,51	0,62	0,62	
A/CNK	1,16	1,19	1,08	0,94	1,22	1,37	1,52	1,18	1,17	1,13	1,31	1,32	

П р и м е ч а н и е . Анализы под знаком «\*» выполнены методом VRA. 1–2 – граниты: 1 – микроклин-плагиоклазовый, 2 – плагиомикроклиновый; 3 – кварцеванная и микроклинизированная кора выветривания по гранитам. Породы сумийско-сариолийского комплекса: 4 – миндалекаменный высокомагнезиальный базальт; 5 – андезит; 6 – галька андезита в конгломератах; 7 – дациты (оз. Параллельное); 8 – риодациты из дайки (дорога на Большозеро); 9 – плагиопорфиры из гальки в конгломератах (оз. Скалистое); 10 – полевошпатовые порфиры (дорога на Большозеро); 11 – туфопесчаники с андезитовым цементом; 12 – туфопесчаники (дацитового состава), 13 – туфопесчаники из гальки конгломератов. Используются данные Л. В. Кулешевич и О. И. Володичева (№ 5, 8).

В северной и восточной частях структуры между озерами Кривое и Большозеро более широко развиты зеленокаменные полимиктовые конгломераты, обрамляющие поле андезибазальтов. Среди обломков (40–80%) встречаются миндалекаменные андезибазальты, андезиты, вариолиты и реже граниты. Преобладают обломки миндалекаменных и массивных андезибазальтов, сложенные хлоритом, эпидотом, альбитом. Количество гранитов и других пород составляет 15–20%.

В центральной и юго-восточной части структуры более широко распространены полимиктовые конгломераты с обломками плагиопорфиров, в меньшей степени – лопийских сланцев, андезибазальтов, андезитов (табл., обр. Б-1), кварца, реже гранитов и основных пород. Количество обломков составляет 40–60%. Среди обломков в районе оз. Скалистого доминируют плагиопорфиры (80%). В полосе оз. Скалистое – оз. Кривое установлены выходы туфопесчаников, западнее оз. Скалистого предполагается наличие экструзивного центра в связи с развитием лавобрекчий риодацитов. У оз. Скалистого доминируют крупные (до 20–10 см) вытянутые линзовидные обломки плагиопорфиров. Цемент представлен мелкими обломками, состоящими из кварца, плагиоклаза, новообразованного хлорита, биотита, содержит сфен, ильменит, иногда мусковит, эпидот или реже роговую обманку. Кроме того, при просмотре шлифов в цементе устанавлены мелкие обломочки (с размерностью песка и мелкого гравия) андезитов с характерными вытянутыми лейстами плагиоклаза и даже отдельными вариолями, выполненными плагиоклазом, а также обломки отдельных таблитчатых кристаллов и срастаний плагиоклаза, таких же, как в плагиопорфирах. Отмечается отчетливо наложенная биотитизация, появление турмалина (1–2%), апатита, единичных зерен циркона, тонкой сыпи ильменита, сфена, встречаются сульфиды.

В юго-западной части Большозерской структуры в полимиктовых конгломератах присутствует большое количество неокатанных и слабоокатанных гранитных обломков и глыб. Они залегают на коре выветривания по гранитам. У оз. Узкого распространены слабоокатанные крупные глыбы гранитов в песчаниках. В обломках лопийских пород, андезибазальтов и цементе установлены куммингтонит, синезеленая роговая обманка, гранат, биотит, хлорит, сфен, ильменит.

Северо-восточные сдвиговые зоны более характерны для западной части структуры. Здесь метаморфизм достигает эпидот-амфиболитовой – амфиболитовой фации с парагенезисами граната, ставролита, хлоритоида, биотита в лопийской толще, куммингтонита, синезеленой роговой обманки, граната, биотита в конгломератах, граната и роговой обманки в андезибазальтах. В пластичных породах лопийской толщи наблюдаются z-образные сдвиговые деформации. Сопряженно с северо-восточными шир-зонами в восточной части структуры возникли северо-запад-

ные сдвиговые зоны с аз. пр. 315–335° на фоне близмеридионального залегания пород (350–0°). Они прослеживаются в лопийской толще, андезибазальтах и конгломератах.

Ориентировка обломков конгломератов и их вытянутость по доминирующему СВ или СЗ направлению расланцевания зависела от существовавших здесь сдавливающих напряжений (рис. 1).

Полосчатые сланцы, образованные по слоистым песчаникам, распространены в центральной части структуры, в местах ее максимального прогибания – в двух впадинах у оз. Узкого и между озерами Лагерным и Кривым. Они представлены плохо сортированными слоистыми осадками с лейкократовыми серицит-кварц-полевошпатовыми и меланократовыми биотит-хлоритсодержащими прослоями. В отдельных участках в песчаниках наблюдаются близкие к горизонтальным залегания. Падения пород обычно выдержаны и направлены к центру структур. У юго-западного окончания оз. Узкого они содержат свалы крупноглыбовых неокатанных обломков гранитов. Песчаники имеют слоистость с аз. пад. 5°, угол 25–35°. В западной части структуры (рис. 2, Г, обн. 24) слои падают на восток, в сторону оз. Узкого (аз. пад. 90°, угол 45°). Наблюдается отчетливая наложенная сланцеватость, микроскладчатость и левосторонние смещения слоев по аз. 85° с малоамплитудными левосторонними сдвигами. В северной части озера песчаники прорываются интрузией габбро-долеритов близширотного простирания (рис. 2, В, обн. 25). Северный контакт интрузии катаклазирован, расланцован. И песчаники и габбро-долериты смещены по северо-западной сдвиговой зоне с аз. пад. плоскости сместителя 245°, углом 70°, амплитуда маломощного левостороннего смещения невелика – около 20 см.

В западной части второй впадины с песчаниками падение слоистости также к центру этой небольшой структуры и составляет 130°, угол 75° (рис. 2, Д, обн. 54). Здесь наблюдается субмеридиональная сланцеватость (аз. пад. 270°, угол 50°) с линейностью по биотиту, имеющей аз. погружения 310°, угол 50°.

Вблизи контакта с полимиктовыми конгломератами песчаники сильно деформированы и смяты (рис. 2, Е, обн. 55). По этой зоне, имеющей наиболее общее простирание с аз. 60°, происходит внедрение разветвленного тела пегматитов, выполняющего складку. На его контакте с песчаниками развита оторочка (шириной до 2–10 см) интенсивно биотитизированных и хлоритизированных пород с турмалином и апатитом. Эта зона смятия, развития пегматитовых и кварцевых жил прослеживается на юго-запад, вплоть до огнейсованных гранитов (рис. 1).

Кроме этих двух выделенных впадин небольшие обнажения песчаников были встречены на южном берегу оз. Придорожного и восточнее оз. Кривого, где были установлены деформации на контакте толщи песчаников и дацитовых пород (рис. 2, А–Б, обн. 47). В обнажении толща туфов дацитов, прорванная маломощной (30 см) дайкой риодацитового состава,



разбита трещинами и перекрыта песчаниками. Песчаники полосчатые, с чередованием лейкократовых и меланократовых слоев. Вблизи контакта они имеют аз. пад.  $95^\circ$ , угол  $75\text{--}80^\circ$ , на удалении в пределах нескольких метров наблюдается их смятие и образование складок с ОП с аз. пр.  $340^\circ$ . При этом фиксируются маломощные смещения с аз. пад. плоскости сместителя  $250^\circ$ , углом  $75^\circ$  и маломощными левосторонними смещениями (до 5 мм), устанавливаемыми по смещениям меланократовых слоев. По этому же направлению в меланократовых слоях происходит переориентировка и перекристаллизация мельчайших обломков плагиоклаза и развитие порфиробласт биотита, хлорита и отмечен турмалин.

Интрузии габбро-долеритов, секущие структуру, образуют серию дайковых тел северо-западного простирания, имеющих некоторый широтный разворот у оз. Узкого. Об этом можно судить по наблюдаемой кристаллизационной ориентировке минералов вблизи контактов. Закартированные ранее (на более ранних схемах) большие поля габброидов, скорее, связаны с их свалами, вблизи коренных выходов. Для основных пород характерна долеритовая структура, слабые деформации, низкий метаморфизм, типична эпидотизация, особенно вблизи контактов, развитие альбитизированных участков и эпидот-гематитовых жил северо-западного простирания. В зонах расланцевания на контактах даек развита плоско параллельно ориентированная зеленая роговая обманка, хлорит, реже эпидот. Породы содержат повышенное количество титаномагнетита. Габбро-долериты, по-видимому, следует относить к подобным им дайковым комплексам заонежского типа в центральной Карелии, секущим ятулий. Как отмечалось выше при описании песчаников (рис. 2, В), в габбро также хорошо фиксируются северо-западные деформации.

Таким образом, становится очевидным то, что для западной части структуры характерны преимущественно северо-восточные расланцевание и z-образные складки, устанавливаемые в лопийском комплексе. Условия метаморфизма достигают эпидот-амфиболитовой – амфиболитовой фации и характеризуются присутствием хлоритоида, ставролита, граната в лопийских толщах и конгломератах; граната, роговой обманки и куммингтонита в андезитобазальтах и гальках основных пород в полимиктовых конгломератах, биотита и куммингтонита, граната, эпидота в цементе конгломератов (вынесены значками на карте, рис. 1). В гранитах развиты зоны разгнейсования, кварцевые штокверки субширотного и северо-западного простирания, встречаются ксенолиты. Пегматитовые жилы приурочены к северо-восточным направлениям и секут как граниты, так и песчаники центральной части структуры.

В центральной части структуры в песчаниках и габбро-долеритах отмечаются левосторонние сдвиговые деформации субширотного и северо-западного простираний. К складкам северо-восточного простирания приурочены пегматиты. Маломощные зоны

субмеридионального расланцевания характеризуются линейной ориентировкой слюд на СЗ  $310^\circ$ .

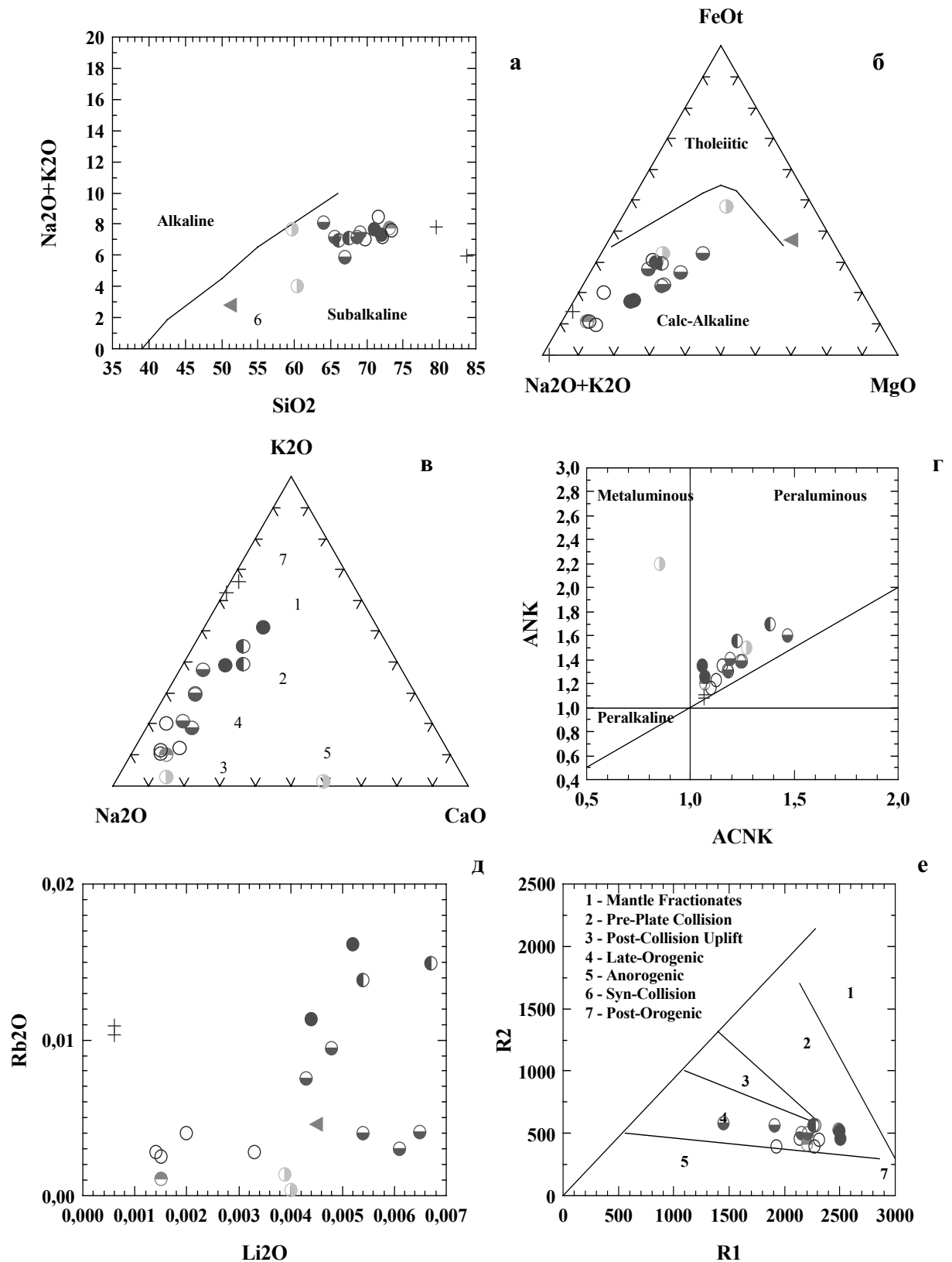
В восточной полосе лопийских пород метаморфическая ассоциация минералов характеризуется присутствием более раннего парагенезиса граната, биотита, амфибола и более позднего наложенного низкотемпературного парагенезиса биотита, хлорита. Для восточной части Большозерской структуры характерны расланцевание и сдвиговые деформации северо-западного простирания. С деформациями связаны левосторонние сдвиги. В минеральном парагенезисе зон расланцевания и иногда в ориентированных порфиробластах того же простирания развиты те же минералы, что и в основной массе песчаниковых толщ, перекристаллизованные и переориентированные соответственно в северо-западном или сопряженном субмеридиональном и субширотном направлениях. В габбро-долеритах образуются альбититы и эпидозиты. Метаморфизм в зонах расланцевания не превышает высокотемпературной зеленосланцевой фации. В зонах деформаций отмечаются редкие практически бессульфидные кварцевые жилы с преимущественным их развитием по северо-западному направлению.

Предполагается, что вектор напряжения сдавливающих усилий в протерозое был СЗ – ЮВ, поэтому между жесткими гранитными блоками здесь возникли пластические деформации северо-восточного простирания и минеральные парагенезисы амфиболитовой фации. Северо-западные скальвающие напряжения отличались более низкотемпературными зеленосланцевыми парагенезисами. Они способствовали сначала внедрению даек габбро-долеритов и последовавшим после этого малоамплитудным сдвигам СЗ и ряда сопряженных направлений, образованию альбититов и эпидозитов в габбро-долеритах и минеральных парагенезисов биотит-хлоритовой субфации во вмещающих породах. Наиболее проницаемые зоны обогащены биотитом, турмалином, в них встречаются аксессуарный апатит, циркон, сфен, ильменит, единичные сульфиды.

### Петрохимическая характеристика пород

Граниты западного и юго-западного обрамления Большозерской структуры относятся к биотитовым, плагиомикроклиновым с колебанием количества микроклина и, соответственно, содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  (табл.). Они содержат  $71,04\text{--}72,04\%$   $\text{SiO}_2$  (табл., ан. 1–2), сумму щелочей  $7,34\text{--}7,68\%$  с близким и превышающим значением  $\text{K}_2\text{O}$  относительно  $\text{Na}_2\text{O}$  в порфировых разновидностях. Отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  колеблется –  $1,25\text{--}0,62$ ,  $\text{Li}_2\text{O}$   $0,0044\text{--}0,0052\%$ ,  $\text{Rb}_2\text{O}$   $0,0113\text{--}0,0161\%$ ,  $\text{Cs}_2\text{O}$   $0,0002\%$ . Количество Sr в породах составляет  $128\text{--}235$  г/т, Ва  $414\text{--}680$  г/т, содержание других элементов низкое.

На петрохимических диаграммах (рис. 3) они попадают в поле нормальных пералюминиевых гранитов с  $a_l = 2,6\text{--}2,83$ ,  $A/\text{CNK} > 1,1$ , имеющих  $m_g = 0,54$ . На диаграмме R1–R2 гранитоиды находятся в поле синколлизионных пород.



**Рис. 3. Петрохимические диаграммы пород Большозерской структуры:**

а –  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ; б –  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{FeO}_t - \text{MgO}$ ; в –  $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ ; г –  $\text{A}/\text{CNK} - \text{A}/\text{NK}$ ,  $\text{A} = \text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{C} = \text{CaO}$ ,  $\text{N} = \text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K} = \text{K}_2\text{O}$ ; д –  $\text{Rb}_2\text{O} - \text{Li}_2\text{O}$ ; е –  $\text{R}_1 - \text{R}_2$ , где  $\text{R}_1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$ ,  $\text{R}_2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$ .

1 – граниты ( $\text{AR}_2$ ); 2 – дациты, туфы; 3 – дайки риодацитов; 4 – плагипорфиры из конгломератов  $\text{PR}_1(\text{sm})$ , 5 – андезиты и 6 – базальты  $\text{PR}_1(\text{sm})$ , 7 – микроклиновый гранит-аплит

Кора выветривания по гранитам состоит из плагиоклаза, серицита, кварца и имеет существенно кварцевый состав с содержанием  $\text{SiO}_2$  до 83,70%. Резко снижается количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Среди щелочей преобладает  $\text{K}_2\text{O}$  – 4,05%,  $\text{Na}_2\text{O}$  составляет 1,94% (табл., ан. 3).

Андезибазальты представлены лейкократовыми разновидностями в центральных частях подушек и более меланократовыми – в межшаровых пространствах, встречаются вариолитовые разности. Гальки андезибазальтов установлены преимущественно в основных конгломератах и в незначительном количестве в конгломератах с гальками кислого состава. Для андезибазальтов-андезитов характерно содержание  $\text{SiO}_2$  60,35%,  $\text{Na}_2\text{O}$  3,90%,  $\text{K}_2\text{O}$  0,12%,  $\text{MgO}$  4,63%,  $al = 1,08$ , в гальках андезитов выше содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 18,66% и  $\text{Na}_2\text{O}$  – 7,41%,  $al = 2,24$  (табл., ан. 5–6). Меланократовые вариолитовые разновидности содержат больше хлорита и биотита и, соответственно, количество  $\text{SiO}_2$  в них меньше – 51,12% и больше  $\text{MgO}$  12,39%,  $\text{K}_2\text{O}$  1,19%,  $\text{Na}_2\text{O}$  1,61% (табл., ан. 4). На диаграмме  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (рис. 3, а) породы занимают область от андезитов до базальтов.

Сумийские кислые порфиры и их туфы зафиксированы лишь в нескольких обнажениях. Большая часть площади перекрыта конгломератами, содержащими гальку плагиопорфиров. Поэтому о кислотном магматизме Большозерской структуры мы можем судить по данным химических анализов пород из даек и по галькам конгломератов, представленных дацитами и риодацитами.

Для дацитов и туфов дацитового состава содержание  $\text{SiO}_2$  составляет 66,12 (табл., ан. 7) и 68,72 (табл., ан. 12; данные О. И. Володичева приводятся на диаграммах, рис. 3),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 14,64–15,92%, сумма щелочей равна 6,96–7,20% с преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ . Содержания малых элементов равны:  $\text{Li}_2\text{O}$  0,067 и 0,0065%,  $\text{Rb}_2\text{O}$  0,0149 и 0,0041%,  $\text{Cs}_2\text{O}$  0,0004 и 0,0001%. Риодациты из редких обнажений и галек конгломератов характеризуются содержанием  $\text{SiO}_2$  71,60–72,10%,  $\text{Na}_2\text{O}$  6,19–6,67%,  $\text{K}_2\text{O}$  0,94–1,79%. Из-за примеси хлорита отмечается некоторое колебание  $\text{MgO}$  0,71–1,08%. Содержание  $\text{Li}_2\text{O}$  составляет 0,0014–0,0020%,  $\text{Rb}_2\text{O}$  0,0025–0,0040%,  $\text{Cs}_2\text{O}$  0,0001–0,0002%. Содержания  $\text{CaO}$  и малых элементов низкие. Порфиры относятся к пералюминиевым породам,  $al = 1,84$ –7,11 и имеют  $A/CNK = 1,13$ –1,52,  $mg = 0,5$  (в риодацитах) и 0,52–0,62 (в дацитах).

На петрохимических диаграммах породы занимают область дацитов – риодацитов, относятся к натриевой серии, в туфовых разностях отмечаются более высокие содержания и больший интервал колебаний  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Rb}_2\text{O}$ ,  $\text{Li}_2\text{O}$ . Количество  $\text{Sr}$  в дацитах и плагиопорфирах и их туфах колеблется от 13 до 77 г/т,  $\text{Ba}$  от 156 до 733 г/т.

### Рудная минерализация

Рудная минерализация, выявленная в ходе полевых работ, представлена магнетитовым и магнетит-

гематитовым оруденением в лопийском комплексе в амфибол-кварц-биотитовых сланцах восточной полосы и хлоритоид-хлорит-ставролит-кварц-биотит-плагиоклазовых сланцах западной полосы этих пород. В восточной полосе лопийской толщи известно рудопроявление железистых кварцитов Большозерское. Среди железистых горизонтов в пределах Хедозерско-Большозерской зеленокаменной структуры отмечается бедная сульфидная вкрапленность (пирротин, халькопирит, пирит), в которой иногда фиксируется повышенное содержание золота 0,05–0,13 г/т (данные Карельской ГЭ).

С гранитами, гранит-аплитами и ассоциирующими с ними кварцевыми жилами связана бедная сульфидная халькопирит-пиритовая вкрапленность. На контакте гранит-аплитов во вмещающих пиритосодержащих мусковит-биотитовых сланцах лопийского комплекса в 5 км южнее оз. Придорожного работами геологов ВСЕГЕИ установлены повышенные содержания золота 1,3–2,8 г/т и выделено тонкочешуйчатое самородное золото размером 10–30 мкм высокой пробыности (Ахмедов и др., 2001; данные химико-спектрального анализа). Среди примесей отмечаются  $\text{V}$ ,  $\text{Mo}$ .

С корой выветривания гранитов связаны проявления урана, тория и повышенные концентрации золота. Южнее оз. Узкого в окварцованной коре выветривания, по данным ВСЕГЕИ, были выявлены точки с содержаниями золота 1,3 и 3,8 г/т (Ахмедов и др., 2001) и выделены мелкие золотины размером 0,5 мм.

Кварцево-жильная система сечет как граниты, так и толщу конгломератов и требует более серьезного изучения и опробования. Так, опробование одной из таких жил в конгломератах (южнее оз. Узкого) позволило выявить тонкочешуйчатое золото размером 5–20 мкм и установить среднее его содержание 0,92 г/т и максимальное – до 1,7 г/т (Ахмедов и др., 2001). В самих же конгломератах с рассеянной сульфидной минерализацией в отдельных пробах устанавливаются лишь аномальные концентрации золота около 0,1 г/т. Все эти данные вызывают интерес, но требуют детального изучения и проверки пробирным методом анализа.

Бедная сульфидная минерализация (халькопирит, пирит) фиксируется в дайках габбро-долеритов, альбититах и зонах эпидотизации, развивающихся в них и на контакте с габброидами.

В целом значительных перспектив для протерозойских образований Большозерской структуры относительно возможности обнаружения здесь золота пока не установлено, по причине отсутствия детального опробования. Тем не менее выявленные зоны сдвиговых деформаций, турмалинизации и прокварцевания с бедной сульфидной вкрапленностью представляют собой наиболее интересные участки. Отсутствие бурения на площади не позволяет также судить о перспективах кварц-плагиопорфирового комплекса пород. В то же время лопийское обрамление, исходя из информации, опубликованной А. М. Ахме-

довым и др. (2001), и данных Карельской геологической экспедиции, представляет несомненный инте-

рес для изучения, как возможный источник золота для перекрывающих осадочных пород.

## ЛИТЕРАТУРА

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

*Володичев О. И., Божко Н. А.* Сравнительный анализ геологического строения архейских кратонов Карельского и Зимбабве // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Петрозаводск, 2002.

*Коросов В. И.* Геология дьятулийского протерозоя Восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск, 1991.

*Стенарь М. М.* Осадочно-вулканогенные образования района Большезера // Тр. КФ АН СССР. 1960. Вып. 26. С. 65–76.

*Стенарь М. М.* О докембрийских метаморфизованных вулканических образованиях района Большозера (Западная Карелия) // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. М., 1966. С. 250–252.

*Хейсканен К. И., Голубев А. И., Бондарь Л. Ф.* Орогенный вулканизм Карелии. Л., 1977. 216 с.

---

*А. И. Голубев, В. И. Иващенко, Н. Н. Трофимов, Н. И. Кондрашова, О. Б. Лавров*

## **РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КАРЕЛИИ\***

### **Введение**

Рудноформационный анализ является одним из наиболее эффективных методических подходов при металлогенических исследованиях (Рудоносность..., 1982; Филатов, Ширай, 1988; Кривцов, 1989; Конкин и др., 2000 и др.) и играет важную роль в прогнозе и поисках месторождений полезных ископаемых. И хотя он был зарожден на основе геосинклинальной теории (Ю. А. Билибин, М. Б. Бородаевская, Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко, Р. М. Константинов, А. И. Кривцов, В. А. Кузнецов, В. В. Попов, Д. В. Рундквист, В. И. Смирнов, Г. Н. Щерба, Г. Ф. Яковлев и др.), его научная значимость и востребованность налицо и в рамках сменивших ее новых геологических парадигм – рифтогенной, плейт-тектонической и плюмовой, существенно уточняющих палеотектоническую позицию геологических и рудных формаций. Рудноформационный анализ основывается на комплексном (всестороннем) изучении геологических, метасоматических и рудных формаций и в данной совокупности с учетом и применением современных структурно-тектонических металлогенических разработок является главным теоретическим методом прогноза месторождений. Его значение для прогноза рудоносности рассмотрено в многочисленных публикациях (Рудоносность..., 1982; Бородаевская, Горжевский, 1985; Филатов, Ширай, 1988; Кривцов, 1989; Конкин и др., 2000 и др.). Однако чрезмерное увлечение при прогнозно-металлогенических исследованиях методами и построениями, происходящими из вышеназванных новых геологических теорий, иногда заключающееся только в замене «геосинклинальных» терминов «плейттектоническими» (Борукаев, 1996; Металлогения..., 1999; Бабенко, 2002; Кулешевич, 2006 и др.; Martin, 1994 и др.), в отрыве от научно-прикладных достижений классической металлогении (Билибин, 1955; Смирнов, 1963; Щеглов, 1980; Кривцов, 1989 и др.), в особенности для докембрийских регионов, где корректные палеогеодинамические реконструкции весьма затруднительны (Ненахов, 2001 и

др.), снижает эффективность металлогенических прогнозов и может приводить к существенным ошибкам. Этого можно избежать, применяя формационные подходы и в металлогенических построениях, основывающихся на новых геотектонических теориях. Противоречия между традиционной «геосинклинальной» и «авангардной» металлогенией (Львов, 1997) и их понятийной базой во многом снимаются при использовании для металлогенического анализа и районирования формационных категорий. Характеристика обстановок рудообразования с помощью формаций существенным образом устраняет неоднозначность и многовариантность геотектонической интерпретации, возникающей при синтезе и анализе исходной геологической информации исследователями различных школ и направлений.

Методологической базой рудноформационного анализа является, по существу, широко применяемый в других отраслях науки (Тюхтин, 1968; Иванкин, 1973 и др.) системный анализ, предопределяющий в металлогеническом аспекте его главную задачу в выявлении, сравнении и анализе пространственно-временных соотношений и устойчивых связей геологических, метасоматических и рудных формаций в их иерархической соподчиненности (структурированности) с другими разноранговыми компонентами геологических, в том числе и рудных, систем. С этих позиций конкретные геологические, метасоматические и рудные формации рассматриваются как естественные закономерные ассоциации, возникшие в определенных геологических условиях. Временной фактор при этом дефинирующего значения не имеет. То есть определенная рудная формация будет связана с определенными метасоматической и геологической формациями или в крайнем своем выражении даже являться одной из них. Ввиду этого при рудноформационных исследованиях целесообразно их анализировать как последовательный ряд соподчиненных признаков: рудная формация – метасоматическая формация – геологическая формация, в котором для каждой отдельно взятой пары соседних признаков слева, если следовать математической терминологии, располагается функция, а справа – аргумент (Филатов, Ширай, 1988). Соответственно прогноз рудоносности осуществляется при движении от аргумента к функции. В качестве основного принципа

---

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

рудноформационного анализа общепризнанным считается принцип соответствия геологических, метасоматических и рудных формаций, что позволяет решать вопросы о генетических связях и этапности образования оруденения, а также устанавливать региональные закономерности его размещения в тесной взаимосвязи с эволюцией тектонических, магматических, метаморфических и других процессов. Однако следует признать, что при крупномасштабных металлогенических исследованиях формационные методы прогнозирования оруденения могут быть эффективно использованы лишь до уровня рудного района (Кривцов, 1989).

### Термины и понятия

Терминология и понятийный аппарат металлогенического и рудноформационного анализа в частности сформированы и развиваются преимущественно коллективами геологов ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, ВИМС. Применяемые в данной статье металлогенические понятия и термины приводятся в редакции названных металлогенических школ (коллективов) с некоторыми изменениями и дополнениями.

*Генетический тип оруденения* – объединяет группы месторождений, независимо от состава руд характеризующиеся общими условиями формирования, выраженными в природе транспорта рудообразующих агентов, механизме и физико-химических обстановках рудонакопления.

*Геологические формации* – это естественные парагенетически связанные между собой комплексы горных пород, образовавшиеся в сходных геологических условиях и однотипном геотектоническом режиме на определенной стадии геологической эволюции того или иного участка земной коры (Херасков, 1965; Шатский, 1965). Конкретные геологические формации слагают структурно-формационные зоны определенного возраста, а абстрактные – объединяют однотипные формации вне возрастных параметров. Однотипные разновозрастные геологические формации, сформированные в тождественных геотектонических обстановках, устойчиво (закономерно) повторяются в латеральном и вертикальном направлении.

Главные критерии выделения геологической формации: 1) парагенетическая общность слагающих ее породных комплексов; 2) принадлежность комплексов пород к одной стадии развития земной коры; 3) площадное развитие комплексов пород в пределах крупных линеаментов – структурно-формационных зон и их устойчивая повторяемость в разновозрастных, но однотипных структурах; 4) для магматических формаций – единство вулканических и плутонических комплексов, образующих вулкано-плутонические ассоциации; 5) для вулканических формаций – принадлежность вулкаников к определенным петрохимическим сериям по щелочности, магнезиальности, глиноземистости или другим характеристическим признакам. Геологическая формация может подразделяться на

субформации и фации, отражающие варибельность генетических условий ее формирования.

*Структурно-формационный комплекс* – закономерная ассоциация геологических формаций, характерная для определенного этапа развития крупных геологических структур, обычно соответствующих структурно-формационным зонам.

*Рудная формация* – группа месторождений (рудопоявлений), сходных по элементному и минеральному составу руд и геологическим условиям их нахождения и образования, выраженным в устойчивых ассоциациях с определенными геологическими формациями (либо с их сочетаниями) и в структурных обстановках рудонакопления (Кривцов, 1989). Рудные формации, как одна из форм проявления геологических формаций, также подразделяются на конкретные и абстрактные. Конкретные рудные формации образуют разновозрастные металлогенические таксоны, а абстрактные определяют формационный тип рудных объектов независимо от их возрастной принадлежности.

Основные критерии выделения рудных формаций: 1) устойчивая пространственная ассоциированность определенных рудных концентраций с определенной геологической формацией или сочетанием нескольких таковых; 2) тождество элементного и минерального составов руд; 3) территориальная приуроченность рудных объектов к определенной структурно-формационной зоне. Рудная формация может состоять из нескольких субформаций и фаций, характеризующих изменчивость ее состава и условий формирования, обусловливаемую связью с определенными субформациями и фациями геологической формации, ответственной за рудообразование. Рудная фация обычно состоит из одной или нескольких минеральных ассоциаций, близких по времени и условиям образования.

По соотношению рудных и геологических формаций последние подразделяются на рудоносные, рудогенерирующие, рудовмещающие (Рундквист, 1986; Кривцов, 1983 и др.) и рудообразующие (Кривцов, 1989). Соотношение рудных формаций с геолого-промышленными типами месторождений менее определено вследствие отсутствия в дефиниции первого понятия экономической характеристической компоненты.

*Рудноформационный анализ* – установление закономерных ассоциаций продуктов рудообразования (рудных формаций) с определенными геологическими формациями и последующее решение обратной задачи, а именно: выделение перспективных в металлогеническом аспекте площадей по наличию соответствующих геологических формаций и признаков их рудоносности.

*Геолого-промышленный тип* месторождений – рудные формации, по комплексу геолого-экономических характеристик отвечающие современным требованиям горнодобывающей промышленности (Справочник., 1985). Геолого-промышленная принадлежность месторождений приобретает исключительно

важное значение при крупномасштабных металлогенических исследованиях, начиная с прогнозной оценки рудных районов.

*Метасоматическая формация* (в металлогеническом аспекте) – естественная ассоциация измененных пород, сопровождающих рудные тела определенного элементного и минерального состава.

*Металлогеническая (структурно-металлогеническая) зона* – базовый пространственный таксон металлогении, образована рядами родственных и сопряженных в пространстве и времени геологических формаций (сопровождающихся соответствующими рудными), возникших в течение определенного отрезка тектоно-магматического цикла при сходном являясь близком режиме развития. Она, по существу, является эквивалентом структурно-формационной зоны.

*Металлогенический комплекс* – закономерная парагенетическая ассоциация геологических и рудных формаций, характерная для определенного этапа развития конкретной структурно-формационной зоны.

*Металлогеническая область* – группа структурно-формационных зон, образованных в одну из стадий тектоно-магматического цикла.

*Металлогеническая провинция (субпровинция)* – группа разновременных металлогенических областей, принадлежащих к одному либо нескольким тектоно-магматическим циклам.

*Металлогеническая эпоха* в рамках шкалы времени сопоставляется с тектоно-магматическим циклом и соответствует периоду возникновения серии рудных формаций.

### Рудные формации Карельского региона

Карельский регион по совокупности признаков большинством исследователей (Коровкин и др., 2003; Богачев и др., 2004; Феоктистов и др., 2007 и др.) подразделяется на три домена, в категориях металлогении соответствующих металлогеническим субпровинциям: Карельской, Свекофеннской и Беломорской, что представляется вполне правомерным и обоснованным. В их пределах развито разнообразное оруденение, относящееся к различным рудным формациям, отражающим специфику геологического развития этих доменов и металлогеническое своеобразие эпох рудообразования, с которыми связано их формирование. Существенные различия геологических, структурно-тектонических, геодинамических, формационных, геохронологических и других особенностей названных субпровинций нашли адекватное отражение и в их металлогении, вследствие чего предопределяется целесообразность проведения рудноформационной типизации и металлогенического анализа проявленного в Карельском регионе оруденения отдельно для каждой из них. За основу типизации рудных формаций и металлогенических комплексов взяты наиболее информативные в металлогеническом аспекте детерминационные признаки: геологический возраст, металлогеническая эпоха,

геотектоническая позиция, геологическая формация, генетический и минеральный типы, главные и второстепенные рудные элементы, определившие структуру классификационных таблиц рудных объектов Карелии. Естественно, при составлении этих таблиц учитывались и другие характеристические признаки, известные к настоящему времени для того или иного проявления оруденения. Кроме этого, применялся также критерий масштабности, согласно которому определенная рудная формация выделялась только на основе имеющегося месторождения или высокоперспективного рудопроявления при условии наличия реальных предпосылок для перевода его в ранг месторождения при соответствующем доизучении.

### Карельская металлогеническая субпровинция

Рудообразование в пределах Карельской металлогенической субпровинции происходило в обширном временном диапазоне (>3000–610 млн лет) в разнообразных геологических обстановках, доминирующими среди которых являются связанные с зарождением и эволюцией неархейских и палеопротерозойских зеленокаменных поясов.

Для **раннелопийской металлогенической эпохи** (>3 млрд лет) выделяется только одна рудная формация – *урановая березитовая и эйситовая* гидротермально-метасоматического генезиса, связанная с плагиогранитовой магматической формацией (табл. 1). Она представлена рудопроявлениями Радужное и Хуккала в Западно-Карельской структурно-формационной зоне (Суоярвский район), открытыми Карельской ГЭ в семидесятые годы прошлого века. Кварцевожильно-штокверковое оруденение молибденит-уранинитового минерального типа приурочено к кварцевым жилам, штокверку микропрожилков и метасоматитам березит-эйситового ряда в межжильном пространстве. Средние содержания урана составляют ~0,02%, прогнозные ресурсы категории P<sub>2</sub> – 11000 т (Радужное), 80600 т (Хуккала) (Минерально-сырьевая..., 2005).

Со **среднелопийской эпохой** (3,0–2,8 млрд лет) связано формирование более разнообразного оруденения, относящегося к нескольким рудным формациям вулканогенно-осадочного, гидротермально-метасоматического и магматического генезиса (табл. 1) и ассоциирующегося с андезитобазальт-базальтовой, коматиит-голеитовой и андезит-дацит-риолитовой углеродистой формациями.

Вулканогенно-осадочное оруденение представлено медно-серноколчеданной, колчеданно-полиметаллической и железисто-кварцевой рудными формациями.

Наиболее типичным примером *медно-серноколчеданной рудной формации* является Верхне-Вожминское рудопроявление (Сумозерско-Рыбозерский зеленокаменный пояс, Каменноозерский рудный район). Средние содержания меди – 2,1%, прогнозные ресурсы по P<sub>2</sub> – 65 тыс. т (Минерально-сырьевая..., 2005).

Таблица 1

## Рудные формации и металлогенические комплексы Карельской металлогенической субпровинции

Геологический возраст	Металлогеническая эпоха	Металлогенический комплекс	Геологическая формация	Генетический тип	Рудная формация	Минеральный тип	Главные рудные элементы	Второст. рудные элементы	Типовые примеры
610 млн лет Венд	Вендская платформенная	Благороднометалльный конгломератовый авлакогенов	Аргилит-алевролит-конгломератовая песчаниковая лампролитовая Кимберлитовая	Осадочный	Золото-платиновая конгломератовая	Золото-платиновый	Au, Pt		Нименга Шапочка
1000 млн лет Средний рифей	Среднерифейская ТМА	Алмазоносный кимберлит-лампролитовый пловый	Кимберлитовая	Магматический	Алмазоносная кимберлитовая Алмазоносная кимберлитовая	Алмаз			Костомукша Таловейс Костомукша
1650 млн лет Вепсий	Свекофенская ТМА; Вепсийский этап	Алмазоносный кимберлитовый пловый	Кимберлитовая		Алмазоносная кимберлитовая	Алмаз			Клюзеро
1800 млн лет Калеви	Свекофенская ТМА; Калевицкий этап	Уран-меднорудный вулканогенно-фишлонидный палеорифтовый	Базальт-андезит-дацит-песчаниковая Алевролит-песчаниковая фишлонидная Щелочных габброидов и карбонатитов	Вулканогенно-осадочный	Урановая битумная песчаниковая Медистых песчаников	Настуран-коффинитовый Халькозин-борнитовый	U	Mo, Ag	Птицефабрика Руданское
1920 млн лет Людиковый	Свекофенская ТМА; Людиковый-ский этап	Комплексный (V, U, Mn, Au, Cu, Mo) пикрит-черносланцевый палеорифтовый	Габронорит-перидотитовая	Магматический	Комплексная железорудно-титановая с МПГ Редкоземельно-редкометалловая карбонатитовая Медно-никелевая в ультрамафитах	Ильменит-титаномангнетитовый Пироклор-колумбитовый Халькопиритовый	Ti, Fe Nb, Ta, TR Cu	Mn Zr, Hf Ag	Ельозеро Тикшозеро Ельозеро Тикшозеро Линдолампи
			Пикрит-базальт-карбонат-черносланцевая	Полигенный гидротермально-метасоматический	Золото-сульфидно-кварцевая жильная Уран-благороднометалльно-ванадиевая в метасоматитах зон СРД	Золото-галенит-теллуридный Роскэлит-уранинит-полисульфидный	Au V, U	Cu, Pb, Ag Mn, Au, Mo	Майское Падма, Царевское, Космозеро, Великолукское
			Вулканогенно-осадочный Гидротермально-метасоматический	Вулканогенно-осадочный Гидротермально-метасоматический	Благороднометалловая черносланцевая Медно-полиметаллическая жильная в метасоматитах shear-зон	Халькопирит-галенит-сфалеритовый	Mn	Au, Ag, U Au, Ba	Пажское Фаддейнкелья



2100 млн лет Ягулий	Ягулийская	МПГ - титан-железородный трапповый пломовый	Трапповая толент- базальтовая, (габбро- долеритовая) Базальт-карбонат- аргиллит- алевролитовая пестроцветная	Магматический	Платиносодержащая титаномагнетитовая с ванадием	Ильменит-титано- магнетитовый	Ti, Fe, V	МПГ, Au, Cu	Пудожгора Койкарско- Святнаволоцкое
		Железо-золото- меднородный вулканогенно-осадочный интракратонных бассейнов		Хемогенно- осадочный Гидротермально- метасоматический	Железо-марганцевая терригенно- карбонатная Меднородная	Гематитовый	Fe	Mn	Гуломозеро
			Конгломерат- кварцито- песчаниковая	Осадочный	Железородно-цинко- вая кварцевая Медно-кварцевая жильная	Магнетит- сфереритовый Халькопиритовый	Fe, Zn Cu	Cd Mo, Au, Ag	Вост. Повернецкое Ковадьярви Шуезерское
2300 млн лет Сариолый	Сариолыйская	Золото-конгломератовый эпикратонных бассейнов	Конгломерат- кварцито- песчаниковая	Гидротермально- метасоматический Гидротермально- метасоматический	Медистых песчаников и сланцев Золото-ураноносных конгломератов	Халькопирит- борнитовый Золото-мартип- гематитовый	Cu	Au, Ag, Mo, W U, Th, Cu, V	Вороново Бор Маймярви Ягулий-1 Черный наволоок Маймярви Воцкое
2400 млн лет Сумий	Сумийская	Благороднометалльно- хромитовый расслоенных плутонов палеорифтовый	Конгломерат- андезиобазальтовая	Магматический	Золото-сульфидно- кварцевая Золото-сульфидно- кварцевая конгломератовая	Пирит-халько- пиритовый Золото- пиритовый	Au	Cu, Mo, Ag, Zn, As	Пайозеро Хатунойя
			Перидотит- пироксенит- габброноритовая (расслоенная)	Магматический	Малосульфидная платинометалльная мафит-ультрамафит- товая	Платино- палладиевый	Pd, Pt	Au	Бураковское Лукулайсвара Клявка Цирринга и др. Аганозерское Шалозерское
			Андезицит- риолитовая, конгломерат- песчаник-анде- зибазальтовая	Гидротермально- метасоматический	Хромитовая в рас- слоенных мафит- ультрамафитах	Хромитовый	Cr	Au, Pt, Pd	Аганозеро
2500 млн лет Поздний лоний	Позднелоний- ская	Золото-уран- конгломератовый палеорифтовый	Андезицит- риолитовая, конгломерат- песчаник-анде- зибазальтовая	Осадочный	Никель-магниева серпентинитовая Золото-кварцевая малосульфидная Золото-ураноносных конгломератов	Гидротальцит- лизардитовый	Ni, Mg Au	U, Th	Аганозеро (скв. 195, скв. 229) Железные ворота
			Сиенит-гранодио- рит-гранитовая	Гидротермально- метасоматический плутонотенный	Редкоземельно-редко- металльная апограни- товая	Танталит-колум- битовый	Ta, Nb	Be, Li	Вершинное Жила Случайная

О к о н ч а н и е т а б л . 1

Геологический возраст	Металлогеническая эпоха	Металлогенический комплекс	Геологическая формация	Генетический тип	Рудная формация	Минеральный тип	Главные рудные элементы	Второстепенные рудные элементы	Типовые примеры
2500 млн лет Поздний лопий	Позднелопийская	Золото-редкометалльный плутоногенно-гранитный орогенный	Сленит-гранодиорит-гранитовая Гранитовая	Гидротермально-метасоматический плутоногенный	Золото-сульфидно-кварцевая (порфирировая) Полиметаллическая кварцево-жильная кварцевая	Пиритовый Галенит-сфалеритовый Золото-пиритовый	Au Pb Au	Zn, Ag, Bi Ag	Центральное Тухозеро Лебеленогорское Таловейс
			Диорит-гранодиорит-гранит-порфирировая	Вулканогенно-осадочный	Золото-сульфидно-кварцевая	Пиритовый Пирит-молибденитовый Молибденитовый	Cu, W, Au, Re, Os, Te As, Pb, Sn, Ag, Bi Au	Любаш, Лобан-1, Пявьяара, Японвара Кочкома Карташи Костомукшское Межозерское Гимольское Больозерское Соанйокское Хатуоя Больозерское Воломское Хорстольское	
2800 млн лет Средний лопий	Среднелопийская	Золото-хром-никелевый ультрамафитовый пломовый	Дациит-риолит-песчанико-артиллитовая ультрабазальтовая	Вулканогенно-осадочный	Железистых кварцитов	Магнетитовый	Fe	P, Au	Большозерское
			Габбро-перидотитовая	Экзогенный	Никель-магнетитовая серпентинитовая Медно-никелевая сульфидная ультрамафит-мафитовая Хромитовая в ультрамафитах	Золото-пиритовый Золото-пиритовый Халькопирит-пентландит-пирротитовый Хромитовый	Ni Ni Ni Cu, MnP, Co Ag, Cu	Хорстольское Лебяжинское Вожминское Хауговарское Ладвозерское Хюрсоля	
3000 млн лет Ранний лопий	Ранний лопий	Ураносных метасоматитов	Габбро-перидотитовая	Гидротермально-метасоматический	Золото-полисульфидная в shear-зонах Железистых кварцитов	Золото-пиритовый Магнетитовый	Au Fe	Zn, Pb, Cu, W Mg	Большозерское Соанйокское Хатуоя Больозерское Воломское Хорстольское
			Платиогранитовая	Гидротермально-метасоматический	Уран-редкометалльная березитовая и эйситовая	Уранинит-молибденитовый	U	Mo, Pb, Th, Zr	Рожозеро Радужное Хуккала
2800 млн лет Средний лопий	Среднелопийская	Железородный зеленокаменных поясов	Андезит-дацит-риолитовая углеродистая	Вулканогенно-осадочный	Мелнорудная кварцевожильная Молибден-кварцево-грейзенная Железистых кварцитов	Халькопиритовый Молибденитовый Магнетитовый	Cu Mo Fe	Au, Ag, Co Ag	Заломавское Немитоваара Воилское Петельгубское Корпанское Киндасово Контокское Рыбозерское Лешевское Золотопорожское С.-Вожминское Детальное Корбозерское Кайноя В.-Вожминское Сумское Рожозеро Радужное Хуккала
			Коматит-толеитовая Андезибазальт-базальтовая	Магматический Вулканогенно-осадочный	Медно-никелевая сульфидная в коматитах Колчеданно-полиметаллическая Медно-серноколчеданная Уран-редкометалльная березитовая и эйситовая	Халькопирит-пентландит-пирротитовый Халькопирит-сфалерит-пиритовый	Ni, Cu Zn, Cu Cu	Au, Co Au, Ag	Ау, Со Ау, Аг

Северо-Вожминское месторождение – типовой пример *колчеданно-полиметаллической рудной формации*, расположено в Каменноозерском рудном районе Сумозерско-Рыбозерского зеленокаменного пояса. Колчеданное оруденение приурочено преимущественно к двум крутопадающим, субсогласным пластообразным залежам мощностью 3–20,5 м в лопийских вулканитах, прослеживающимся по простиранию на 200–400 м и падению до 400 м. Руды – массивные, полосчатые и вкрапленные, представлены халькопирит-пиритовым, сфалерит-пиритовым, халькопирит-сфалерит-пиритовым и пиритовым минеральными типами. Запасы (тыс. т) меди на месторождении составляют по  $C_1+C_2$  – 10,2 при среднем содержании 0,28%; цинка по  $C_1$  – 18,9,  $C_2$  – 15,7, прогнозные ресурсы по  $P_1+P_2$  – 138,6 тыс. т при среднем содержании 1,7% (Тытык и др., 1997; Минерально-сырьевая., 2005). В рудах постоянно присутствует золото (0,1–1,2 г/т) и серебро (5,0–167,1 г/т).

*Формация железистых кварцитов* среднелопийской эпохи представлена месторождением Корпанга и несколькими рудопоявлениями (Минерально-сырьевая., 2005). Месторождение Корпанга ( $C_1+C_2$  – 166 млн т) приурочено к ядру синклинали складки шириной до 550 м в кварцито-гнейсо-сланцевой толще и представлено двумя рудными зонами (Западной и Восточной) протяженностью более 3 км при мощности 20–370 м. Рудные зоны инъецированы субсогласными и секущими дайками геллефлинт, гранитов, габбро, лампроитов, лампрофиров и сиенитов и имеют в целом дискретное строение за счет наличия в их объеме большого числа разномасштабных (мощность 5–120 м, длина – 200–2900 м) тел железистых кварцитов, перемежающихся с разнообразными сланцами, в том числе и углеродсодержащими, мигматитами и безрудными кварцитами. Рудные тела преимущественно амфибол-магнетитового состава падают на  $S_3 \perp 30-60^\circ$  (Западная зона) и на восток  $\perp 60-90^\circ$  (Восточная). Среднее содержание железа в рудах составляет около 30%.

Оруденение магматического генезиса среднелопийской эпохи представлено *медно-никелевой сульфидной в коматиитах рудной формацией* (проявления Золотопорожское, Лещевское, Рыбозерское), развитой в металавах базальтов и коматиитов кумбуксинской свиты в Каменноозерской структуре Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (Тытык и др., 1997; Минерально-сырьевая., 2005 и др.). По состоянию изученности наиболее перспективным представляется рудопоявление *Лещевское*, расположенное в 42 км к юго-востоку от п. Валдай. Оруденение приурочено к двум горизонтам ультрамафитов, состоящих из серии сложных по морфологии лентообразных потоков метаперидотитовых коматиитов, переслаивающихся с основными метавулканидами (туфы, базальты), кварцитами и углеродсодержащими сланцами. Мощность лавовых потоков – 2–5 м (очень редко до 10–20 м), ширина – 150–200 м, протяженность – более 800 м в северо-восточном на-

правлении. Они сложены карбонат-тальковыми, хлорит-тальковыми, тальк-хлорит-амфиболовыми, карбонат-тальк-серпентиновыми породами с реликтами первичных текстур и структур. Рудная вкрапленность и прожилки халькопирит-пентландит-пирротин нового состава, местами содержащие также виоларит, хромшпинелиды, магнетит, зигенит и кобальтин, локализованы преимущественно в приподошвенных частях потоков. Рудные зоны с содержаниями (мас. %) никеля 0,37–1,8, меди – 0,02–0,15, кобальта – 0,011–0,062% сильно варьируют по мощности (0,2–5,4 м). Прогнозные ресурсы никеля составляют ~34 тыс. т.

Гидротермально-метасоматический тип оруденения среднелопийской эпохи представлен тремя рудными формациями (табл. 1), ведущей среди которых является *золото-сульфидно-кварцевая в shear-зонах*, выделяемая на основе месторождений Рыбозеро, Педролампи, Заломаевское и др. Расположенное в Южно-Выгозерском зеленокаменном поясе месторождение *Рыбозеро* локализовано в коматиитах, базальтах и алюмокремнистых породах и при геолого-промышленной типизации сопоставляется с золоторудными месторождениями типа Шеба (Горошко, 1980; Афанасьева и др., 1999; Минерально-сырьевая., 2005). Однако его геологические особенности и характеристические параметры полностью соответствуют мезотермальным золоторудным месторождениям орогенического типа в зонах сдвиговых дислокаций (по: Groves et al., 2003). Оруденение на месторождении Рыбозеро контролируется субмеридиональной зоной (протяженность ~5 км) рассланцевания и метасоматических преобразований (пропилитизация, лиственитизация, березитизация), приуроченной к ядерной части синформы, сложенной вулканидами кумбуксинской, каменноозерской и вожминской свит лопия. В метасоматитах выявлено два крутопадающих линзовидно-пластовых рудных тела с прожилково-вкрапленным оруденением. Первое – преимущественно среди лиственитизированных основных и ультраосновных метавулканидов хлорит-тальк-карбонатного состава, имеет среднюю мощность 1,5 м, прослеживаясь по простиранию на 850 м и падению – 300 м. Второе – примыкающее к висячему боку серноколчеданной залежи в пропилитизированных и березитизированных вулканидах среднего и кислого состава, при мощности 0,8 м прослеживается на 340 м по простиранию и 150 м по падению. Оруденение первого рудного тела представлено золотоносным (до 14 г/т) пиритом, халькопиритом, реже сфалеритом и самородным золотом (Кулешевич, Костин, 2003; Минерально-сырьевая., 2005 и др.). Содержания золота в нем варьируют от 1,4 до 3,87 г/т (средневзвешенное – 2,32 г/т). Минеральный состав руд второго рудного тела более сложен – пирит, пирротин, халькопирит, галенит, арсенипирит, сфалерит, бурнонит, висмутин, тетраэдрит, алтаит, ульманнит, колорадоит и самородное золото. Содержание золота в рудах – 1,0–2,6 г/т (максимальное – 14,0 г/т;

средневзвешенное – 1,8 г/т). Возраст оруденения 2,6–2,7 млрд лет (Pb/Pb метод по галениту). Запасы золота на месторождении Рыбозеро по  $C_2$  составляют 3,28 т, прогнозные ресурсы по  $P_2+P_3$  – 15 т (Горошко, 1980; Минерально-сырьевая..., 2005).

**Позднелопийская металлогеническая эпоха (2,8–2,5 млрд лет)** характеризуется широким спектром рудных формаций гидротермально-метасоматического, магматического, экзогенного и вулканогенно-осадочного генетических типов (табл. 1). К вулканогенно-осадочному типу относится рудная формация *железистых кварцитов*, представленная месторождениями Костомукшским, Межозерным, Гимольским, результаты детальных исследований по которым содержатся в многочисленных публикациях (Горьковец и др., 1991; Минерально-сырьевая..., 2005 и др.). Следует только добавить, что в рудах этих месторождений постоянно отмечаются значительно повышенные относительно кларка содержания золота.

Из рудных формаций магматического происхождения данной эпохи ведущей является *медно-никелевая сульфидная ультрамафит-мафитовая*, среди рудных объектов которой есть несколько месторождений, имеющих, вероятно, промышленное значение (табл. 1).

*Восточно-Вожминское месторождение* связано с Вожминским массивом ультрабазитов и секущей его дифференцированной дайкой верлит-пироксенит-габбровой формации (Федюк и др., 1979, 1984). Месторождение разведано до кат.  $C_1+C_2$ , запасы руды составляют 1,94 млн т при среднем содержании Ni – 0,94%, Cu – 0,75%. Медно-никелевое оруденение локализуется исключительно среди ультрамафитов, слагающих дайку, приуроченную к тектоническому нарушению СВ простирания, и прослежено по падению до глубины 300 м без признаков выклинивания. Руды слагают две пластообразные залежи (средняя мощность ~4 м) общей длиной 380 м, падающие на СЗ под углом 60–70° и разделенные пострудной дайкой долеритов. В формировании рудных тел участвуют син- и эпигенетичная минерализация. Сингенетичное оруденение, представленное пирит-пирротиновой и халькопирит-пирит-пентландитовой ассоциациями, как самостоятельное промышленной ценности не представляет. Эпигенетическое оруденение приурочено к зонам наиболее измененных пород с интенсивно проявленными процессами тремолитизации, хлоритизации, карбонатизации и оталькования (Тытык и др., 1997). Руды состоят из пирротина, пентландита, халькопирита, виоларита, сафлорита. Кроме меди и никеля содержат Pt – 0,15 г/т, Pd – 0,22 г/т.

*Лебяжинское месторождение* связано с Кумбуксинским массивом ультрамафитов и во многом сходно с Восточно-Вожминским месторождением, отличаясь развитием эпигенетического миллерит-магнетитового парагенезиса, а также второстепенных никелевых минералов – хизлевудита, годлевскита, полидимита (Федюк и др., 1981). Запасы руды кат.

$C_1+C_2+P_1$  составляют 5,4 млн т при содержании Ni – 1%, Cu – 0,44%. Прогнозные ресурсы – 8,3 млн т руды. Руды содержат около 0,5 г/т МПП.

Наиболее важной рудной формацией гидротермально-метасоматического генезиса этой эпохи является *комплексная молибден-порфировая*, представленная месторождениями Лобаш, Лобаш-1, Пяяваара, Ялонвара.

Месторождение Лобаш-1 расположено в Тунгудско-Воингозерской структуре Авнеозеро-Парандовского зеленокаменного пояса и, являясь частью рудно-магматической системы Лобашского гранитного плутона (Тытык, 1998; Кулешевич и др., 2004; Минерально-сырьевая..., 2005), соответственно относится к порфировому (intrusion-related) типу месторождений. Штокверковая золоторудная минерализация локализована в экзоконтактовом ореоле гранитоидов на удалении 300–400 м от их кровли. Непосредственно в эндо-экзоконтакте гранитного плутона развито штокверковое молибденовое оруденение (молибденовое месторождение Лобаш). Возраст лобашских гранитов по циркону (ТИЭ, U/Pb) оценивается в 2807,7±1,4 – 2595,3±7,5 млн лет (Ларин, 1990; Беляцкий и др., 2002), а рудной минерализации: молибденит (Re/Os) – 2815–1570±85 млн лет (Н. Stein, ун. шт. Колорадо, США; Покалов, 1992); галенит (Pb/Pb) – 1,9–1,5 млрд лет (Ларин, 1990; Кулешевич и др., 2004). Граниты интродуцируют субгоризонтально залегающие метавулканисты пезозерской серии лопия, представленные пластовым чередованием пород разной кремнекислотности при ограниченном распространении их кислых разновидностей – кварцевых порфиров. Последние слагают пластообразные тела мощностью 1,0–30,0 м. Золотонесущая минерализация сосредоточена в карбонат-сульфидно-кварцевых прожилках, жилах и зонах прокварцевания мощностью до 1–2 м, сопряженных с расщеплением, биотитизацией и пропилитизацией, интенсивно проявленных вдоль контактов пород разной кремнекислотности и особенно вблизи кварцевых порфиров и риодацитов (Минерально-сырьевая..., 2005). Рудоносный пологозалегающий штокверк размером 800×800 м прослеживается до глубины 250–300 м и характеризуется на весь свой объем повышенными содержаниями золота – 0,01–0,1 г/т. Более высокие его концентрации – до 1 г/т зафиксированы в нескольких зонах мощностью >10 м. В рудных телах, имеющих преимущественно линзовидно-пластовую морфологию, со средней мощностью 0,9–1,8 м и протяженностью 20–235 м, среднее содержание золота составляет 4,71 г/т, меди – 0,4%, серебра – 10 г/т. Руды мелкозернистые полисульфидные (галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, пирротин, висмутотеллуриды, электрум, самородные золото и висмут) (Кулешевич и др., 2004). Запасы золота на месторождении по категории  $C_2$  оцениваются в 5,06 т, серебра – 10,7 т, меди – 4,3 тыс. т (Минерально-сырьевая..., 2005).

Под месторождением Ялонвара *комплексной молибден-порфировой формации* нами понимается весь

спектр рудных проявлений, связанных с Ялонварским гранитоидным плутоном, и в таком аспекте оно во многом сходно с месторождением Лобаш-Лобаш-1, отличаясь меньшими ресурсами молибдена, но большей комплексностью оруденения – Mo, Cu, W, Au, Ag, Te, Pb, Zn, In (Иващенко, Лавров, 1994; Иващенко и др., 2004).

Другая *молибденовая формация* данной эпохи – *кварцевожильно-грейзеновая* – представлена мелкими рудопрооявлениями Карташи и Кочкома, характеризующимися также повышенными содержаниями As, Pb, Sn, Ag, Bi, F.

Выделение *золото-сульфидно-кварцевой рудной формации* на базе рудопрооявлений Таловейс и Центральное нуждается в дополнительной аргументации. Не исключается целесообразность введения в данное наименование формации дополнения, несущего информативную нагрузку, подчеркивающую ее связь с гранитоидными интрузиями (т. е. или *порфировая*, или *intrusion-related*), но для этого необходимо проведение специализированных исследований.

Рудопрооявление *Таловейс*, расположенное в 5 км западнее Костомукшского железорудного месторождения, вероятно, генетически связано с диорит-гранодиорит-гранитным массивом Факторный (Фурман, 2001). Рудные тела малообъемные столбчатой морфологии представляют собой тектонизированные и гидротермально-метасоматически-измененные гранитоиды с золотоносными кварцевыми жилами мощностью до 1,5 м и участками штокверкового прокварцевания. Содержание золота в жилах варьирует от 0,1 до 30 г/т, в штокверках – 0,5–4,0 г/т. Золото преимущественно высокопробное, размерностью 0,1–0,5 мм, образует округлые и дендритовидные зерна, ассоциируется с пиритом, пирротинитом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, леллингитом, шеелитом, самородным висмутом и висмутотеллуридами. Запасы золота на проявлении Таловейс составляют 15,9 кг (кат. С<sub>2</sub>), прогнозные ресурсы – 60,9 кг (кат. Р<sub>1</sub>).

На рудопрооявлении *Центральном*, по данным А. Ф. Горошко (1995), золоторудная минерализация в виде округлых зерен и уплощенных сложной морфологии кристалликов размером 0,03–0,2 мм приурочена к зальбандам зон прокварцевания и серицитизации в катаклазированных плагиогранитах Хаутоваарской интрузии. Содержания золота составляют 0,03–20 г/т на суммарный опробованный интервал ~1 м. Прогнозные ресурсы по категории Р<sub>3</sub> при среднем содержании золота 6 г/т оцениваются в 3 т.

Из золоторудных формаций позднелопийской эпохи наиболее перспективной представляется *золото-полисульфидная в shear-зонах* (орогенический мезотермальный тип – по международной классификации), к которой, вероятно, как и на территории Финляндии, относится большинство проявлений золота в архейских зеленокаменных поясах Карельского кратона. Типичными ее представителями являются рудопрооявления *Хатуноя* и *Соанйоки* в зеленокаменном поясе Ялонвара-Хатту-Лендеры.

Золото-полисульфидное оруденение пр. *Хатуноя* приурочено к низкотемпературным метасоматитам (пропилитоидам-березитоидам, часто с обильным турмалином), развивающимся преимущественно по андезидацитовым агломератовым метатуфам в крутопадающих сдвиговых зонах северо-западной – субмеридиональной ориентировки. По главным геологическим особенностям и генезису оно аналогично золоторудным месторождениям района Иломанси в Финляндии. Методами магнито- и электроразведки золотоносные сдвиговые дислокации фиксируются двумя аномальными зонами северо-западного – субмеридионального простирания мощностью до 100 м и протяженностью до 700 м, имеющими кулисообразное строение и практически соединяющими два ранее известных медно-полиметаллических рудопрооявления – Хатуноя-1 и Хатуноя-2. Крупное (до 1 мм) самородное золото ассоциируется с пиритовой (в меньшей степени с медно-полиметаллической) минерализацией и редко с висмутином и арсенопиритом. Спорадически в рудах встречаются также самородные медь и свинец. Максимальное содержание золота составляет 4,75 г/т (штуфное опробование) на мощность 1 м; 1,08 г/т (бороздовое опробование) на 1,9 м; 0,53 г/т (1,01 с учетом штуфных проб) – на 8 м, серебра – 40 г/т (среднее – 1,89). Прогнозные ресурсы золота по категории Р<sub>2</sub> до глубины 100 м равны 4,05 т (Иващенко и др., 2004).

**Сумийская металлогеническая эпоха** (2,5–2,4 млрд лет) – одна из наименее продолжительных, но наиболее экономически значимых, так как именно с ней связано формирование ультрамафитовых расслоенных плутонов (Бураковский, Олангская группа) с крупными месторождениями хромитов и, вероятно, МПГ и золота (Трофимов, Голубев, 2002; Минерально-сырьевая..., 2005 и др.).

Крупнейшее в России *Аганозерское* хромитовое месторождение относится к *хромитовой в расслоенных мафит-ультрамафитах* рудной формации. Оруденение (Главный хромитовый горизонт – ГХГ) локализовано между ультраосновной и пироксенитовой зонами Расслоенной серии Аганозерского блока Бураковского массива. ГХГ – пластообразная залежь мощностью 0,7–6,3 м, образующая пологую синформу. Руды вкрапленные и массивные. Бортовые содержания триоксида хрома в рудных телах составляют 10–20%. Запасы и ресурсы Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> по категории С<sub>1</sub>–Р<sub>2</sub> составляют ~40 млн т (Минерально-сырьевая..., 2005). Хромитовые руды содержат МПГ (ср. 0,371 г/т) и золото (ср. 0,026 г/т).

С расслоенными плутонами связана также *малосульфидная платинометаллическая мафит-ультрамафитовая* рудная формация. Рудные объекты этой формации известны в Бураковском массиве и интрузиях Олангской группы.

В *Бураковском плутоне* оруденение малосульфидного платинометаллического типа связано с сульфидсодержащими горизонтами верхней части клинопироксенитовой зоны и полосчатой подзоны габбро-

норитовой зоны (Ганин и др., 1995). Минералы МПГ представлены теллуридами и висмутидами платины и палладия. Количество сульфидов (преимущественно халькопирит, пентландит, пирит, пирротин) в них колеблется от 1 до 3%. Содержание МПГ в микро-расслоенных горизонтах достигает 3 г/т в клинопироксенитовой зоне и до 6 г/т в полосчатой подзоне при постоянном преобладании Pd над Pt. Среднее содержание МПГ – 0,42 г/т, золота – 0,49. Отмечается прямая корреляционная зависимость между содержаниями платиноидов и сульфидов.

В расслоенных интрузивах Олангской группы платинометалльное оруденение приурочено к норитовой серии дифференциатов. В массиве *Луккулайс-ваара* выявлено семь рудных зон протяженностью до 5 км при мощности 12–150 м, содержащих бедную сульфидную вкрапленность (1–2%) с МПГ (Гроховская и др., 1992; Ключин и др., 1994). Платиноидная минерализация ассоциируется с медно-никелевой (пентландит-пирротин-халькопирит) в средней и нижней части норитовой серии и в микрогабброноритах ее верхней части. Содержание МПГ в различных рудных горизонтах достигает 1,5–2 и 20 г/т соответственно. Наиболее широкий спектр сульфидов и минералов МПГ (сперрилит, меренскит, котульскит, майчнерит, мончеит, арсенопалладинит, теларгпалит, сопчеит, маякит, мертиит-II, изомертиит, стиллуотерит, брэггит, куперит, туламинит, холингвортит, ирарсит) отмечается в пегматоидных разновидностях микрогабброноритов.

*Никель-магниева серпентинитовая рудная формация* представлена Аганозерским месторождением никеленосных серпентинитов в Бураковском расслоенном массиве (Горошко, 1990). Продуктивная на никель залежь гидроталькит-лизардидотового состава окаймляет габброноритовую синформу с Аганозерским месторождением хромитовых руд. Ее ширина 1–5 км, протяженность – 12,5 км, мощность ~800 м. Содержание в рудах никеля и магния в кислоторастворимых формах составляет соответственно 0,24–0,29% и 25,2–26,8%. Прогнозные ресурсы по P<sub>3</sub> оцениваются >7 млн т (Минерально-сырьевая..., 2005).

**Сариолийская эпоха** (2400–2300 млн лет) в металлогеническом аспекте крайне бедна и представлена по состоянию изученности всего лишь одной рудной формацией – *золото-сульфидно-кварцевой* в генетической и пространственной ассоциации с андезибазальтами и конгломератами (руд. Пайозеро). Крупных или высокоперспективных рудных объектов, сформировавшихся в эту эпоху, нет.

**Ягулийская эпоха** (2300–2100 млн лет), как проявление этапа деструкции консолидированного к этому времени архейского Карельского кратона, характеризуется соответствующими геотектоническими обстановками (интраконтинентальные впадины и рифты) со свойственными им преимущественно осадочными и гидротермально-метасоматическими генетическими типами оруденения, представленными несколькими рудными формациями (табл. 1). Ее метал-

логеническое своеобразие заключается в появлении (впервые в истории геологического развития Карельской металлогенической субпровинции) оруденения, относящегося к следующим рудным формациям: медистых песчаников, платиносодержащей титаномагнетитовой с ванадием, железорудно-цинковой скарно-вой и железо-марганцевой терригенно-карбонатной.

*Формация медистых песчаников* представлена месторождением Воронов Бор (добыто около 15 тыс. т руды) и несколькими рудопроявлениями.

*Месторождение Воронов Бор* расположено в северо-восточной части Онежской структуры в 8 км юго-западнее г. Медвежьегорска. Рудная минерализация (халькопирит, борнит, халькозин, пирит, магнетит, ильменит, молибденит, сам. серебро, арсенопирит, рутил) приурочена в основном к маломощной (5,0–9,8 м) пачке кварцевых песчаников, гравелитов, галечных конгломератов, залегающей на вулканитах янгозерской свиты нижнего ятулия. Рудное тело пластовой морфологии мощностью 3–12 м падает на восток под углом 18–20°. Оно прослеживается по простиранию на 300 м и по падению на 120–140 м. Содержание меди в нем составляет в среднем 1,3%. В рудах содержатся также золото – 0,8–3,3 г/т (в богатых рудах до 77 г/т), серебро – 21–125 г/т (в богатых рудах до 990 г/т), молибден и вольфрам. Запасы меди по категориям В и С<sub>1</sub> оцениваются в 11,5 тыс. т, а прогнозные ресурсы (P<sub>2</sub>) золота – в 0,75 т (1 г/т), серебра – 7,8 т (10,2 г/т).

*Платиносодержащая титаномагнетитовая с ванадием рудная формация* выделяется на базе двух крупных комплексных месторождений – *Пудожгорского и Койкарско-Святнаволоцкого*.

*Пудожгорское* месторождение связано с одноименной пологозалегающей (5–50°) пластообразной слабодифференцированной интрузией габбродолеритов, прорывающей архейские гранитоиды на восточном побережье Онежского озера (Трофимов и др., 1999 и др.). Интрузия прослеживается в северо-западном направлении более чем на 7 км, сохраняя практически неизменной свою мощность (130–180 м), уменьшающуюся на ее флангах до 40–50 м. Титаномагнетитовое оруденение (густая равномерная вкрапленность) приурочено к псевдостратифицированному горизонту мощностью около 20 м между габбровой (нижней) и диоритовой (верхней) зонами интрузии, залегающему параллельно лежащему контакту интрузии и на расстоянии ~30 м от него. В пределах горизонта оконтурено три рудные залежи протяженностью в 1000–3000 м и мощностью 7,2–23,2 м. Выделяются руды с содержанием титаномагнетита 45–75% и 25–45%. Богатые руды доминируют. Оруденение выдержано по простиранию и падению (до 380 м) на всем протяжении интрузии. Средние содержания железа составляют 22–29%, TiO<sub>2</sub> – 8,1%, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,4%. Руды комплексные – содержат повышенные концентрации меди (0,1–0,28%), золота (0,14–0,3 г/т), платины (до 0,51 г/т), палладия (до 1,11 г/т). Платиноидное и золотое оруденение представлено теллуридами Pt и Pd – котульски-

том, меренским, сопчеитом, кейконнитом, сперритом, самородным золотом и электрумом, ассоциирующимися с сульфидами (халькопирит+борнит). Суммарные содержания золота и МПГ достигают 1,0–2,0 г/т при среднем около 576 мг/т для Пудожгорского и 875 мг/т для Койкарско-Святнаволоцкого месторождений. В пределах титаномагнетитового горизонта имеются слои мощностью 5–7 м, обогащенные МПГ со средним содержанием 1,5–2 г/т. При этом в Пудожгорском месторождении обогащена нижняя часть рудного горизонта, а в Койкарско-Святнаволоцком – верхняя. Прогнозные ресурсы титана категории Р<sub>1</sub> по Пудожгорскому месторождению составляют 200,0 тыс. т, МПГ – 590 т, золота – 160 т (Трофимов, Голубев, 2002).

*Железородно-цинковая скарновая рудная формация* выделяется на базе месторождения Ковадьярви, расположенного в Туломозерской структуре и приуроченного к в различной степени скарнированным, тремолитизированным и серпентинизированным доломитам, содержащим прослой кварцитов и углеродсодержащих сланцев. На месторождении выделяется четыре рудных тела, протяженность которых варьирует в пределах 53–208 м по простиранию и 22–75 м по падению при мощности 0,31–7,9 м. Рудная минерализация, представленная преимущественно магнетитом и сфалеритом, характеризуется гнездообразным распределением. Содержание цинка в рудах изменяется от 3,0 до 30% (среднее – 9,75%), железа – 12,0–36,0% (среднее – 16,12%). Кроме этого, отмечаются также повышенные содержания кобальта (0,03–0,1%) и кадмия (0,02–0,09%), последний концентрируется исключительно в сфалерите. Запасы цинка составляют 600 т (кат. В), 6000 т (кат. С<sub>1</sub>) (Молоткова, 1951).

К *железо-марганцевой терригенно-карбонатной рудной формации* относится Туломозерское месторождение, представляющее собой группу сближенных мелких рудных объектов в доломитах одноименной свиты севернее д. Колатсельга (Желубовский, 1931). Рудные тела, сложенные в основном сплошными массивными гематитовыми рудами, крутопадающие, преимущественно пластообразные. Их параметры сильно варьируют: мощность – 0,1–1,5 м; протяженность – 30–2400 м; ширина по падению – 10–300 м. Содержание железа в массивных рудах достигает 50–60%. Общие запасы железа по месторождению составляют 3270 тыс. т.

*Формация золото-ураноносных конгломератов* включает проявления *Ятулий-1, Маймьярви, Совдозеро* и др.

Рудопроявление *Ятулий-1*, находящееся вблизи д. Совдозеро, локализовано в северо-западном крыле субмеридиональной пологой антиклинальной складки на контакте ятулия и сариолия (Негруца, Негруца, 1997). Ятулийские конгломераты в серицит-кварцевом цементе содержат высокованадиевый мартит, гематит и самородное пленочное золото (до 100 г/т).

Рудопроявление *Маймьярви* расположено в восточной части Янгозерской структуры. В ятулийских

кварцевых конгломератах мартит-гематитового типа установлены содержания золота до 10 г/т при среднем – 2 г/т на два продуктивных горизонта конгломератов мощностью 35–78 м (Коровкин, Турылева, 1997). Прогнозные ресурсы участка Маймьярви по Р<sub>2</sub> оцениваются в 19 т и по Р<sub>3</sub> – 51 т золота. Здесь же известно еще одно аналогичное рудопроявление Лоаккалампи с прогнозными ресурсами золота по Р<sub>3</sub> – 20 т.

В целом прогнозные ресурсы золота данной формации для Янгозерской структуры 19–71 т (ср. сод. Au – 2 г/т). Руды содержат уран до 0,09%. Перспективы не ясны.

**Свекофеннская металлогеническая эпоха** (2100–1750 млн лет) подразделяется на три этапа: людиковийский (2,1–1,92 млрд лет), калевийский (1,92–1,80 млрд лет) и вепсийский (1,80–1,75 млрд лет). Первый из них представлен несколькими рудными формациями (табл. 1), среди которых наиболее важной в экономическом аспекте является *уран-благороднометалльно-ванадиевая в метасоматитах зон СРД*.

К *уран-благороднометалльно-ванадиевой в метасоматитах зон СРД рудной формации* относятся комплексные месторождения *Средняя Падма, Царевское, Весеннее, Космозеро* и другие в Онежском рудном районе (Петров, 1985; Самойленко, Новиков, 1994 и др.). Зоны СРД представляют собой серию антиклинальных структур шириной 2–5 км и протяженностью в десятки км, ориентированных параллельно главной оси рифта. Они трассируются ореолами метасоматитов, внешние части колонок которых в вулканических породах представлены щелочно-амфиболовыми пропилитами, а тыловые – кварц-альбитовыми и слюдисто-карбонатными метасоматитами, вмещающими комплексное оруденение. Установлено шесть зон СРД в восточной части Онежского прогиба и предположительно, по геолого-геофизическим данным, еще пять – в западной. Комплексное МПГ-содержащее оруденение локализовано в шунгитсодержащих сланцах и алевролитах нижней подсвиты заонежской свиты, на крутопадающих и опрокинутых крыльях и в сводовых частях осевых (падминская, царевская) и фланговых (саврозерская) антиклиналях. Продуктивные зоны месторождений представлены ореолами окolorудных изменений пород, развитых вдоль продольных субгоризонтальных зон объемного дробления (катаклаза, брекчирования, трещиноватости) алевролитов и сланцев заонежской свиты. Выделяются дорудные и рудные метасоматиты, в совокупности образующие зональный ореол, центральные части которого вмещают наиболее богатое золото-уран-ванадиевое оруденение. По Л. И. Гурской (2000), метасоматиты во внешних зонах ореолов представлены рибекит-доломит-альбитовыми, сменяющимися последовательно к их центру карбонат-роскоэлит-хромфенгитовыми (карбонатно-слюдитые метасоматиты) и хромфенгит-флогопит-роскоэлитовыми (слюдиты) ассоциациями. На долю двух внутренних зон приходится 95% объемов ванадиевого и уранового оруденения, где сконцентрированы также МПГ

и золото. Рудные тела простой морфологии расположены в разрезах ярусно с кулисообразным перекрытием, вытянуты в северо-западном направлении. Их параметры довольно выдержаны по простиранию и падению и для разных месторождений составляют: протяженность – 0,3–1,3 км, ширина по падению – 50–200–300 м, средняя мощность – 9–12–30 м. Ванадий сосредоточен преимущественно в росколите и ванадиевом флогопите, в меньшей степени – в гематите и уран-ванадатах. Средние содержания  $V_2O_5$  составляют для категорий запасов  $C_1$  – 2,78%,  $C_2$  – 1,97%. В контуре ванадиевых руд местами развито урановое оруденение, представленное вкрапленностью и микропрожилками уранинита, настурана, титанотов и ванадатов урана. Среднее содержание урана в уран-ванадиевых рудах составляет 0,061–0,074%. В рудах отмечаются также повышенные содержания золота и МПГ. В среднем содержания МПГ составляют не более 0,2–0,3 г/т (Pt/Pd – 10/1), но на отдельных участках мощностью до 1,5–2,5 м выявлены ураганные концентрации (в г/т): Pt – 56, Pd – 140, Rh – 1, Au – 126. Минеральные формы платиноидов представлены висмутидами, селенидами, селеносульфидами Pd и Pt, среди которых выявлены новые минералы: падмаит – PdBiSe и судовикит – PtSe (Гурская, 2000). Обычно золото и платиноиды ассоциируются с сульфидной минерализацией.

В целом для Онежского рудного района суммарные запасы пентоксида ванадия в месторождениях зон СРД оценены в 556 тыс. т (Минерально-сырьевая..., 2005).

Главной рудной формацией калевийского этапа свекофеннской эпохи тектоно-магматической активизации в пределах Карельской металлогенической субпровинции является *комплексная железорудно-титановая в щелочных габброидах*, представленная рудными объектами в пределах Тикшозерско-Ельтьозерского магматического комплекса щелочных габброидов и карбонатитов.

*Ельтьозерское железорудно-титановое месторождение* состоит из трех разобщенных участков – Сури-Вара, Нято-Вара и Межозерный, линзовидные и пластобразные рудные тела в пределах которых приурочены к крутопадающему продуктивному горизонту основных-ультраосновных пород между нефелиновыми сиенитами и крупнозернистыми габбро. Продуктивный горизонт шириной 300–600 м прослеживается в субмеридиональном направлении на 30 км. Руды вкрапленные и полосчатые состоят из ильменита, титаномагнетита и магнетита. В соответствии с сортностью руд средние содержания двуокиси титана в них составляют 6,86–13,8%, железа – 15,32–37,5%, пентаоксида ванадия – 0,06–0,18%. Запасы руды по кат.  $C_1+C_2$  оцениваются в 102,3 млн т (Минерально-сырьевая..., 2005 и др.).

С вепсийским этапом свекофеннской эпохи выделяется *алмазоносная кимберлитовая рудная формация* на базе *Кимозерского кимберлитового* проявления, находящегося в центральной части Заонежского полуострова в 75 км к ЮЗ от Петрозаводска (Ушков, 2001

и др.). Оно приурочено к осевой части габбродиабазового силла, залегающего в нижнепротерозойской толще переслаивания шунгитсодержащих сланцев и потоков метадиабазов. Коренной выход кимберлитов имеет форму овала с размерами 2000×800 м и по геофизическим данным является, вероятно, частью силлоподобной интрузии либо диатремового тела с кратерной зоной блюдцеобразной морфологии. Видимая мощность кимберлитового тела в краевой зоне 50–70 м. Возраст кимберлитов по данным Sm-Nd метода  $1764 \pm 125$  млн лет (Mahotkin, 1999). Кимберлит состоит в основном из серпентина (антгорит и лизардит), карбоната и в меньшей степени – амфибола (тремолит, актинолит), хлорита (клинохлор, шамозит) и магнетита. Характерны псевдоморфозы карбонат-серпентинового агрегата по оливину и хлорита по флогопиту, а также туфовые и брекчиевые текстуры. Минералы-индикаторы представлены главным образом хромшпинелидами, большей частью отвечающими по химизму хромитам алмазоносных включений, в единичных количествах – пиропом и др. В 18 пробах средним весом 60 кг, относительно равномерно покрывающих коренной выход кимберлитового тела, выявлено 97 кристаллов алмаза размером до 2 мм. В восьми крупнообъемных пробах средним весом по 2600 кг обнаружено 14 кристаллов алмаза. Зерна алмаза были установлены также в четырех шлиховых пробах, отобранных в контуре тела из аллювия мелкого водотока и из моренных отложений.

**Среднерифейская металлогеническая эпоха ТМА** (1,35–1,0 млрд лет) представлена в Карельской металлогенической субпровинции двумя рудными формациями – *алмазоносной лампроитовой и алмазоносной кимберлитовой*. Обе рудные формации проявлены в Костомукшском рудном районе и контролируются региональной субмеридиональной зоной разломов. В пределах Костомукшского лампроитового поля выявлено четыре куста лампроитовых тел (Проскуряков и др., 1990; Борисова, 1998 и др.), преимущественно даек: Костомукшский (53), Корпангский (9), Таловейский (9) и Южно-Таловейский (3 дайки). Алмазы установлены в лампроитах Костомукшского и Таловейского кустов и в рыхлых отложениях на площади Корпангского куста.

*Проявление алмазов «Костомукшский куст»* находится в контуре Костомукшского железорудного месторождения. Алмазы установлены в количестве от 1–2 знаков в малообъемных пробах (3 пробы по 60 кг) до 29 знаков в крупнообъемной (1 проба 10 т). Алмазы преимущественно в виде сколков и обломков, а также кристаллов (октаэдры и их сростки, реже додекаэдры) размером 0,05–0,62 мм, бесцветные или сероватые, буроватые, желтоватые, прозрачные, полупрозрачные и непрозрачные. Концентрация алмазов в крупнообъемной пробе составляет 0,2 кар/100 т. В. А. Коровкин (1999) оценивает ресурсы этого проявления алмазов по кат.  $P_2$  в 3,4 млн карат.

*Проявление алмазов «Таловейский куст»* находится в 9,5 км к северо-западу от г. Костомукши, в



районе золоторудного проявления Таловейс. Алмазы установлены в единичных керновых пробах и в малообъемной пробе из канавы № 501 (два обломка алмазов – кристаллов кубической формы размером 1,2–1,3 мм). Содержание алмазов в малообъемной пробе составляет 27,4 кар./100 т. В пробе присутствуют хромшпинелиды, барит, анатаз, муассанит. Прогнозные ресурсы проявления кат. P<sub>2</sub> – 0,8 млн карат (Коровкин, 1999). Рудная формация проявлений алмазов, согласно Л. А. Увадьеву (1991), определена как алмазная кимберлит-лампроитовая.

*Алмазонасная кимберлитовая рудная формация* выделяется по нахождению кимберлитов в районе Костомукшского карьера (Журавлев и др., 1994) и наличию среди даек лампроитового комплекса в подчиненном количестве оранжитов (кимберлиты II) (Путинцева, Ульянов, 1999). В последующем проявления кимберлитов района Костомукшского месторождения исследовались сотрудниками ИГ КарНЦ РАН (Попов и др., 2007).

С **вендской металлогенической эпохой** (610–570 млн лет) связано формирование благороднометалльного оруденения *золото-платинометалльной конгломератовой рудной формации* – Шапочка, Нименьга (Шевченко и др., 2007).

На рудопроявлении *Шапочка* золотоносные конгломераты с наиболее высокими содержаниями (до п г/т Au и Pd) благородных металлов залегают на золотосодержащих метасоматитах, развитых по метавулканитам свиты Ветренный Пояс. В субширотных пересечениях вендских отложений золото (часто с платиной) распределено неравномерно, контролируется, по-видимому, отдельными «струями» или «карманами» в приплотиковых частях горизонта конгломератов. В гравелитовом горизонте (отложения прибрежно-пляжевых фаций) знаки золота и платиноидов распределены более равномерно с преобладанием единичных зерен железистой и палладистой платины. Здесь же встречаются отдельные крупные золотины, представленные медистым золотом – купроауритом. В субмеридиональном направлении с юга на север отмечается постепенный рост содержаний золота в конгломератах отложений потоковых фаций с достижением максимальных его концентраций (до 3,35 г/т) в конгломератах прибрежных (пляжевых) фаций. Золото в них распространено равномерно на всю мощность горизонта (5 м), а его содержание варьирует в пределах 0,3–1,96 г/т (средневзвешенное – 1,24 г/т). Рудопроявление Шапочка тождественно более детально изученным благороднометалльным объектам в вендских конгломератах на Нименьгской площади в Архангельской области (Медведев, 2000). Протяженность полосы развития золотоносных конгломератов венда на этой площади составляет 60 км при ширине от 0,5–1,0 до 4,0–5,0 км (в среднем 2 км). Мощность продуктивного пласта варьирует от 2,0 до 18,0 м. Прогнозные ресурсы золота до глубины 100 м оцениваются в 145 т при его среднем содержании 2–4 г/т.

## Свекофеннская металлогеническая субпровинция

Рудообразование в пределах Свекофеннской металлогенической субпровинции, в отличие от Карельской, происходило в сравнительно узком временном диапазоне (2000–1350 млн лет) в геологических обстановках, связанных с рифтингом архейского Карельского кратона по оси – Раахе-Ладога (от северной Швеции до Ладожского озера), 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 (Nironen, 1997), а также с раннерифейской тектоно-магматической активизацией и платформенным этапом развития в среднем рифее. Соответственно выделяется три металлогенические эпохи – свекофеннская, раннерифейская и среднерифейская.

Со **свекофеннской металлогенической эпохой** (2,1–1,75 млрд лет) связано разнообразное по генезису оруденение нескольких рудных формаций (табл. 2), среди которых наиболее перспективными в промышленном аспекте являются комплексная молибден-ванадиевая черносланцевая, медно-никелевая благороднометалльная, золото-теллуридная кварцевожильная в shear-зонах, золото-арсенидная в березитоидах shear-зон и вольфрамовая и полиметаллическая скарновые.

*Комплексная молибден-ванадиевая черносланцевая рудная формация* представлена несколькими рудопроявлениями (Леппяюрское, Ковадьярвинское и др.) в зоне сочленения Карельского архейского кратона и Свекофеннского складчатого пояса (Артамонова, Духовский, 1989). Их общей особенностью является приуроченность к толщам углеродсодержащих кварц-биотитовых и биотит-полевошпат-амфиболовых сланцев с горизонтами графитистых сланцев мощностью до 50–60 м, содержащими сульфидную вкрапленность (пирит, пирротин, халькопирит, молибденит, галенит, сфалерит, кобальтин и др.), ванадийсодержащий (V ~1%) биотит и имеющими аномально повышенные содержания ряда элементов (V, Mo, Co, Ni, Se, Cu, Pb, Zn, Ag, МПГ и др.). На рудопроявлении *Леппяюрском* выделяются три ярусно расположенные стратифицированные залежи высокоуглеродистых сланцев со средним содержанием V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,27% на мощность 16 м, прослеживающиеся по простиранию на 700 м. Рудная минерализация, образующая тонкорассеянную вкрапленность и микропрожилки в брекчиевидных разностях сланцев, помимо высоких содержаний главных рудных элементов (V – 0,27%, Mo – 0,06%), сопровождается повышенными концентрациями Co (до 0,05%), Ni (0,15%), Sc (до 150 г/т), Pd (до 0,3 г/т), Ag (до 10 г/т), Se, Y, Mo, Cu, Pb, As, Sb, Bi, Se и др. Прогнозные ресурсы категорий P<sub>1</sub>+P<sub>2</sub> оценены в количестве 320 тыс. т V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Артамонова, Духовский, 1989).

Таблица 2

## Рудные формации и металлогенические комплексы Свеклофеннской металлогенической субпровинции

Геологический возраст	Металлогеническая эпоха	Металлогенический комплекс	Геологическая формация	Генетический тип	Рудная формация	Минеральный тип	Главные рудные элементы	Второст. рудные элементы	Типовые примеры
1000 млн лет Средний рифей	Среднерифейская платформенная	Урановый зон несогласия авлакогенов	Трахит-базальт-песчанитовая гравелитовая	Гидротермально-метасоматический	Урановая с медью и полиметаллами в зонах несогласия	Настуртан-коффинитовый	U	Pb, Zn, Cu	Карку
1350 млн лет Ранний рифей	Раннерифейская ТМА	Редкометалло-оловорудный зон тектоно-магматической активизации	Габбро-анортозит-рапакивигранитная	Магматический	Редкоземельно-редкометалл-оловорудная скарново-трейзеновая	Танталит-колумбитовый	Ta, Nb	Be	Миозилампи Люпикко
1650 млн лет Свеклофеннская орогенная		Редкометалло-вольфрамовый зон и аккреционных орогенов	Габбро-монцодиорит-сиенитовая	Магматический, метасоматический	Комплексная редкометалло-оловорудная скарново-трейзеновая	Хризоберилл-фенакит-сфалерит-касситеритовый	Sn, Be, Zn	Cu, Pb	Хопгунвара Укса ЮЗ-Люпикко
1800 млн лет Калевий		Титан-медь-никель-благороднометалльный континентальных окраин	Пегматоидных гранитов	Магматический	Комплексная оловорудно-скарновая	Халькопирит-сфалерит-касситеритовый	Sn, Zn	Cu	Питкяранга Китела
				Магматический	Полиметаллическая скарновая	Галенит-сфалеритовый	Sn, Zn	Sn	Ристиниеми Валксалампи
				Магматический, метасоматический	Редкоземельно-фосфорная	Оргит-апатитовый	P, TR	Ba, Sr	Элисенваара Райвмяяки
				Магматический	Редкометалльных пегматитов	Лепидолит-колумбитовый	Li, Nb, Ta	Sn, Be	Июкиранга
				Метасоматический	Вольфрамовая скарновая	Шеелитовый	W	Cu, Zn	Лавастюря Мескуваара
				Гидротермально-метасоматический	Золото-арсенидная в безрезитолах shear-зон	Золото-арсени-пиритовый	As, Ag, Sb	Mo, Cu, Pb, Zn	Алатту, Пякюля, Янис
				Гидротермальный аматический	Уран-полиметаллическая	Уранинитовый	U	Pb, Zn, Ag, As	Варалаhti
				Магматический	Золото-телуридная кварцевожидкая в shear-зонах	Золото-халькопирит-галенит-телуридный	As, Ag, Te, Se, Cu, Pb	Zn	Мраморная гора Райконкоски
				Магматический	Серебро-свинцовая кварцевожидкая	Галенитовый	Pb, Ag	Au	Вуохенлампи
				Магматический	Титан-железородная	Титаноматитовый	Ti, Fe, V	P, Au, МПП	Велимяки Мякисало
				Магматический	Медно-никелевая благороднометаллная	Халькопирит-сперрилитовый	Cu, Pt, Pd, Au	Ni	Сурисуо Арамиллампи
1920 млн лет Людиковый		Комплексный (V, Mo, МПП) черносланцевый островодужный	Песчаник-алевритовая турбидитовая	Метаморфогенно-осадочный	Комплексная молибден-ванадиевая черносланцевая	Молибденит-V-биотит-пиритовый	Mo, V, Zn	Pb, Pt, Pd	Ковальярви Лепшяюрвя Райконкоски

К медно-никелевой благороднометалльной в метапироксенитах рудной формации относятся рудопроявления Сурисуо и Араминлампи в интрузиях кааламского типа в Северном Приладожье.

На проявлении *Араминлампи* медно-никелевая минерализация локализована в зоне контакта амфиболизированных пироксенитов с оливиновыми пироксенитами и представляет собой неравномерно распределенную сингенетическую вкрапленность пирротина и халькопирита. Отмечаются также зоны с богатым эпигенетическим оруденением, содержание пирротина в которых варьирует от 10 до 50%, а содержания халькопирита достигают 1%. Мощность отдельных рудных зон меняется от 10–20 см до 2–3 м при суммарной мощности всей оруденелой зоны 11 м. Оруденение гнездово-вкрапленное, местами прожилковое представлено преимущественно пирротин, халькопиритом, пентландитом и ильменитом. В незначительных количествах содержатся валлерит, молибденит, сфалерит. Средние содержания меди в эпигенетических рудах составляют 0,1–0,22%, никеля – 0,03–0,08%, кобальта – 0,01–0,03% (Макарова и др., 1971). Среди эпигенетического оруденения в тектонических зонах выделяется кварцевожильное с самородными висмутом и серебром (до 500 г/т), содержащее также золото (0,2 г/т).

Рудопроявление *Сурисуо* локализовано в одноименном массиве, расположенном в 1,5 км северо-западнее Кааламской интрузии. Оруденение локализовано в зонах сдвиговых дислокаций и смятия в метасоматически преобразованных пироксенитах и габброидах. Рудовмещающие в различной степени подсланцованные и биотитизированные ( $\pm$ хлорит, карбонат, кварц) порфиробластические амфиболизированные пироксениты и их оливинсодержащие разновидности имеют повышенные содержания меди (0,2–1,0%), никеля (0,01–0,1%), кобальта (до 0,05%), платины (0,19 г/т), палладия (0,3 г/т), золота (0,034 г/т). Мощность рудных зон в пироксенитах, содержащих халькопирит, пирротин, пирит, пентландит, виоларит, сфалерит, галенит, борнит, халькозин, ильменит, магнетит, арсенопирит, самородные платину, золото и серебро, сперрит, висмутотеллуриды, минералы системы Pd-Bi-Te (майченерит, котульскит, соболевскит, фрудит), англезит и барит, составляет 3–14 м.

Наиболее ярким представителем *золото-теллуридной кварцевожильной в shear-зонах* рудной формации является проявление Райконкоски (Ivashchenko et al., 2007).

Рудопроявление *Райконкоски* находится в 2 км северо-западнее одноименного поселка в Суоярвском районе Республики Карелия вблизи контакта гранитогнейсов архея и вулканогенно-осадочных образований соанлахтинской свиты нижнего протерозоя. Рудопроявление представлено серией кварцевых и карбонат-кварцевых жил в метадолеритовом силле среди вулканогенно-осадочных толщ соанлахтинской свиты PR<sub>1</sub>. Рудоносные жилы (общим числом 5–6 в пределах карьера) имеют преимущественно се-

веро-западное и субмеридиональное простирание с крутым падением на юго-запад – запад. Они приурочены к осевым частям зон сдвиговых дислокаций мощностью до 1–1,5 м и видимой протяженностью в плане до 70–100 м, в пределах которых долериты интенсивно рассланцованы и подвержены низкотемпературным метасоматическим преобразованиям (хлоритизация, карбонатизация, окварцевание, турмалинизация и др.), сопровождающимся тонкодисперсной сульфидной минерализацией. Рудная минерализация в жилах чрезвычайно разнообразна. Она подразделяется на несколько минеральных ассоциаций: пиритовую, полисульфидную, галенит-висмутотеллуридную с минералами серебра и золота и самороднометалльную с интерметаллическими соединениями. Ведущими среди них на золото и серебро являются две последние ассоциации. В рудах Райконкоски содержания главных рудных минералов перечисленных минеральных ассоциаций местами превышают 10% и соответственно содержания меди и свинца – 5%, цинка, висмута – 1%, селена – 219 г/т, теллура – 171 г/т, сурьмы – 3 г/т, мышьяка – 5 г/т, серебра – >0,1%, золота – 25,28 г/т (табл. 1). Углеродсодержащие сланцы, подстилающие долериты с рудоносными карбонат-кварцевыми жилами, по данным бурения интенсивно брекчированы, пронизаны многочисленными кварцевыми прожилками, имеют повышенные содержания Mo – 0,022–0,046%, Cu – 0,05%, Pb – 0,032%, Zn – 0,05%, V – 0,1–0,15%, Ag – 1–3 г/т, Au и элементов платиновой группы. Они содержат неравномерно распределенную рудную минерализацию – пирит, рутил, ильменит, молибденит, халькопирит, ковелин, галенит, клаусталит, кобальтин, сфалерит, пирротин, осмиридий, самородные – медь, цинкистую медь (Zn ~35%), никель, железо, олово (Pb – 5%), свинец (Sb – 7%, Sn – 5%), серебро. Рудная минерализация в черных сланцах и в кварцевых жилах имеет признаки генетического единства, представляя собой различные уровни рудной системы, контролировавшейся сдвиговыми дислокациями разного порядка, проявленными в области сочленения Карельского кратона (AR<sub>2</sub>) и Свекофенского складчатого пояса (PR<sub>1</sub>). Она имеет несколько одинаковых редких минералов (селенистый галенит, клаусталит, самородные цинкистая медь, олово, свинец, серебро), определяющих ее геохимическую специфику.

*Золото-арсенидная в беззитоидах shear-зон* рудная формация представлена несколькими перспективными проявлениями в рудном поле Алатту-Пякюля-Янис. Рудное поле, объединяющее пункты золоторудной минерализации, известные под наименованием Алатту (Артамонова, Духовский, 1989), благороднометалльное проявление Пякюля, золото-мышьяковистое проявление Янис (Степанов и др., 2004) и точки рудной минерализации между ними, расположено в тектонически активной зоне, испытавшей интенсивные сдвиговые деформации. Здесь широко проявлен малоглубинный известково-щелочной магматизм. Установлено несколько десятков

слабоэродированных штоковидных и дайковых тел протяженностью до 1,5 км, сложенных преимущественно порфиоровыми фациями пород от диоритов до риолитов. Их геологические, петрогеохимические и петрологические особенности указывают на принадлежность к свекофеннскому синорогенному (~1,88 млрд лет) магматизму, с которым на сопредельной территории Финляндии известны многочисленные мелкие золоторудные месторождения (Nurmi et al., 1984; Kontoniemi, 1998; Eilu, 1999). Дайковые тела прорывают толщу слабометаморфизованных ладожских турбидитов с углеродсодержащими алевролитами, кварцитопесчаниками и кварцитами, содержащими стратиформную сульфидную минерализацию.

Благороднометалльное оруденение рудного поля Алатту-Пякюля-Янис локализуется в золоторудоконтролирующем структурно-вещественном комплексе, представленном системой сдвиговых дислокаций и приуроченных к ним сингенетичных изофациальных метасоматитов – березит-пропилитового ряда в габброидах, амфиболовых сланцах и скарноидах. Рудная минерализация в метасоматитах представлена несколькими генерациями арсенопирита, халькопирита, пирита, пирротина, марказита, мельниковита, сфалерита, галенита, блеклой руды, гудмундита, самородной сурьмы, ульманнита, сурьмяных сульфосолей свинца (буланжерита, джемсонита, менегинита, шульцита, фалькманита), электрума и самородного высокопробного (940–980) золота (Ивашенко и др., 2002). Наиболее высокие его содержания золота – до 33 г/т – приурочены к местам максимального проявления дислокационных дефектов в породах и минералах, где они подверглись сначала брекчированию, а затем сдвиговым деформациям и метасоматозу. Кроме самородного золота главными золотосодержащими минеральными фазами являются арсенопирит (до 250 ppm), гудмундит (Au – 0,01%), самородная сурьма (Au – 0,25%). Размерность выделений золота варьирует от <1 мкм до 0,2 мм. В рудах также содержатся: Ag – до 0,22%; As – 0,11...>1%; Sb – до >1%; Bi – 0,3%; Pb – 0,001...>1%; Zn – до >1%; Mo – до 0,3%; Cu – 0,003...>1%; Cd – до 0,02%; В – до 0,1%; Sn – до 0,0015%.

Наиболее интенсивно золоторудоконтролирующие сдвиговые дислокации проявились в гранитоидной интрузии *Пякюля*, в силу своих реологических свойств аккумулировавшей разгрузку тектонических напряжений, возникавших при складчато-разрывных деформациях. Здесь наблюдается система эшелонированных элементарных хрупко-вязких правосторонних сдвигов северо-восточного простирания 30–40° с падением на северо-запад под углами 60–80°. Мощность дискретных, но пространственно сближенных элементарных сдвигов варьирует от 3–5 см до 3 м, а формируемых ими зон – до 50 м при прослеженной протяженности 500 м. За пределами интрузии сдвиговые зоны трассируются развитием кливажа в метатурбидитах ладожской серии, сопровождающегося тождественной, но более бедной, чем в гранитоидах, золото-

содержащей рудной минерализацией. Прогнозные ресурсы золота категории P<sub>2</sub> на проявлении Пякюля составляют ~20 т, а в целом по рудному полю ~40 т.

К *вольфрамовой скарновой* рудной формации относятся многочисленные пункты шеелитовой минерализации и рудопроявления, распространенные в Северо-Западном Приладожье в обрамлениях гнейсо-гранитных куполов. Вольфрамовое оруденение генетически связано со свекофеннскими позднеорогенными (посторогенными?) гранитоидами. Убогая шеелитовая минерализация локализована в измененных магнезиальных скарнах, слагающих пластообразные тела невыдержанной мощности (до 20–30 м), часто с прослоями сланцев, скарноидов, жилами гранитоидов, по которым происходили смещения. Более богатое вольфрамовое оруденение локализовано в окварцованных пироксеновых скарнах и околоскарновых породах, где шеелит образует скопления крупных кристаллов (до 3–4 см) с отчетливым замещением пироксена. Наиболее крупным рудным объектом данной формации является проявление *Латвасюръя*, локализованное в восточном и северо-восточном крыльях одноименного гнейсо-гранитного купола, в пределах которого Г. В. Макаровой и др. (1971) установлено несколько линзовидно-пластовых рудных тел невыдержанных размеров, с глубиной полностью гранитизированных. Мощность их составляет 0,4–3,8 м, содержания трехоксида вольфрама достигают первых процентов. Кроме шеелита в скарнах присутствуют молибденит, вольфрамит, касситерит, висмутин, самородный висмут и ряд сульфидов. В некоторых случаях отмечаются повышенные содержания золота (до 0,2 г/т).

Наиболее значимым рудным объектом *полиметаллической скарновой* рудной формации являются *Иокирантские* проявления, приуроченные к эпидотизированным и скаполитизированным пироксеновым скарнам и кальцифирам по карбонатным породам сортавальской серии в западном и северном крыльях одноименного купола. Предполагается генетическая связь оруденения с позднеорогенными (посторогенными?) свекофеннскими гранитоидами. Бурением крутопадающий (40–80° на запад) рудоносный горизонт прослежен по простиранию на 7 км до глубины 150–200 м. Его мощность на севере Иокирантской структуры составляет 60–70 м, на юге – 20–30 м. В пределах рудоносного горизонта выделяется 8 линзовидных рудных тел мощностью 5–10 м и протяженностью n10 м, в составе которых доминируют кварц, серицит, карбонат, флюорит, барит, альбит с реликтами измененных скарновых минералов, полиметаллическим оруденением и второстепенными рудными минералами (халькопирит, шеелит, зейригит, молибденит, пирит, пирротин, магнетит). Встречаются гнезда (до 1,5×2,0 м) богатых руд с содержанием Pb и Zn >10%, а также линзовидно-жилные обособления мощностью 0,5–1 м кварц-флюоритового или баритового состава с сульфидами в зальбандах. Прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> Иокирантских поли-

металлических проявлений составляют (в тыс. т) – Pb ~55, Zn ~65 (Макарова и др., 1971).

**Раннерифейская металлогеническая эпоха** (1,65–1,35 млрд лет) проявлена в Свеккофеннской субпровинции исключительно в связи с Салминским и Улялегским массивами анортозит-рапакивигранитной формации. Главными рудными формациями этой эпохи являются *комплексная оловорудно-скарновая* и *комплексная редкометалльно-оловорудная скарново-грейзеновая*. Оловорудные месторождения и проявления размещаются в западном экзоконтакте (Питкярантский рудный узел) Салминского массива рапакиви. В целом для месторождений Питкярранты от кровли массива отмечается следующая генерализованная зональность рудоносных метасоматитов: измененные скарны – Fe-Zn-Sn; апоскарновые грейзены – Sn-Zn-Be-флюорит; низкотемпературные апоскарновые метасоматиты – Sn, Pb, Zn. Эта зональность в зависимости от многих факторов в ряде мест не проявлена, но в обобщенном виде для Питкяррантского рудного района выдерживается (Никольская, Гордиенко, 1977; Иващенко, 1987; Ларин и др., 1991).

Большинство оловорудных проявлений Питкяррантского рудного узла известны с XIX в. (Грендаль, 1896), и многие из них разрабатывались. Причем добывалось не только олово, но также медь, железо, цинк, серебро (11 т) и золото (1 пуд). Наиболее перспективны скарны Питкяррантской, Уксинской и Люпикковской купольных структур. В зависимости от степени грейзеновых преобразований скарны характеризуются олово-медно-полиметаллическим оруденением с магнетитом (Питкяррантский купол – грейзенизация проявлена слабо или совсем не проявлена) и редкометалльно-флюорит-оловянным с полиметаллами и магнетитом (Люпикковский и Уксинский купола – грейзенизация проявлена сильно). Скарноворудные тела образованы по карбонатным породам питкяррантской свиты. Оловянное и редкометалльно-оловянное оруденение сконцентрировано преимущественно в скарнах ее нижнего карбонатного горизонта. Скарны верхнего горизонта обычно содержат магнетит-сфалеритовое оруденение и изредка бедное оловянное и редкометалльное. Рудные тела имеют неправильную линзовидную и пластообразную форму, обусловленную особенностями морфологии скарновых залежей. В связи с малой мощностью, неоднородным составом и строением исходных карбонатных пачек выдержанные рудные тела приурочены к крутопадающим скарновым залежам. К наиболее значительным оловорудным объектам относятся месторождения Кителя, Уксинское и Хопунваара (Хазов, 1982; Ларин и др., 1991).

Наиболее характерным и крупным рудным объектом *комплексной оловорудно-скарновой* формации является месторождение *Кителя*, расположенное в северном обрамлении Питкяррантского гнейсогранитного купола. В его строении участвуют метаморфизованные и метасоматически измененные породы ладожской и сортавальской серий, гнейсограниты и

граниты рапакиви. На месторождении установлены три субширотные с падением на север ( $\angle 70-85^\circ$ ) скарноворудные залежи – Южная (наиболее крупная), Северная и Промежуточная.

Южная залежь сложена метасоматически измененными и оруденелыми апомагнезиальными известковыми скарнами, образованными по нижнему карбонатному горизонту питкяррантской свиты. Она прослеживается на 1850 м по простиранию при средней мощности 9–13 м (Рочев и др., 1984). Вследствие гетерогенности исходных пород и полихронности (в связи с позднеорогенными гранитами и рапакиви) скарнообразования внутреннее строение ее крайне неоднородно. Оловоносны преимущественно пироксен-гранатовые и гранат-пироксеновые скарны. Распределение олова в них контролируется интенсивностью проявленного кварц-полевошпатового метасоматоза и более низкотемпературных изменений. Наиболее богатое оруденение локализовано в экзоконтактах кварц-полевошпатовых метасоматитов. Всего выявлено 21 оловорудное тело с параметрами (длина × ширина × мощность, м):  $(40-510) \times (40-320) \times (0,9-4,0)$ . Оловорудные тела со стороны всячего бока сопровождаются медным и полиметаллическим оруденением. Оконтурено 17 цинковых рудных тел, пространственно ассоциирующихся с крупными (100–500 на 40–300 м) графитовыми линзами. На месторождении выделяются два типа оловянных руд: в гранат-пироксеновых и калишпатизированных пироксен-гранатовых скарнах. Руды первого типа комплексные (с магнетитом, сфалеритом, халькопиритом) с содержанием в них олова до  $\%$ . Содержание олова в рудах второго типа иногда достигает 10%. Преобладают руды первого типа с низкими и средними содержаниями олова. Кроме этого, касситеритовая минерализация отмечается в преобразованных магнезиальных скарнах, подвергшихся серпентинизации. В аналогичной ассоциации касситерит распространен в трубчатых ритмично-зональных скарново-грейзеновых образованиях месторождения Хопунваара и в магнезиальных скарнах Кулисмайокского проявления. Главными рудными минералами на месторождении являются касситерит, сфалерит, халькопирит, пирит, магнетит. Кроме этого, около 20% всех запасов олова приходится на оловосодержащие гранаты и другие алюмосиликаты (Гайдукова и др., 1980; Хазов, 1982; Минерально-сырьевая..., 2005). Содержание олова в рудных телах составляет 0,2–3,02%, цинка – 2,02–5,48%, графита – 8,96–20,26%. Кроме этого, в оловорудных телах установлены повышенные содержания меди – 0,01–0,32%, цинка – 0,1–2,37%, серебра – 0,2–6,9 г/т, железа магнетитового – 0,07–19,4%, кадмия – 8–260,5 г/т. Запасы олова кат. C<sub>1</sub>+C<sub>2</sub> на месторождении оценены в 6,4 тыс. т (Рочев и др., 1984).

К *комплексной редкометалльно-оловорудной скарново-грейзеновой* рудной формации относятся рудопроявления Уксинское, Хопунваара, Хопунлампи, Ю-3 Люпикко и др., локализованные преимущественно в обрамлениях Люпикковского и Уксинского гнейсогранитных куполов (Михайлова и др., 1985).

Комплексное оруденение *Уксинского проявления* сосредоточено в скарнах и апоскарновых грейзенах, образованных по карбонатным породам нижнего горизонта питкьярантской свиты. Крутопадающие (70–80°) пластообразные и линзовидные скарноворудные тела окаймляют гнейсогранитный купол, прорываемый жилами литий-фтористых гранитов (рапакиви III фазы), и прослеживаются до глубины 200–300 м, где срезаются гранитами Салминского массива (Хазов, 1982; Ларин и др., 1991). Оловянное оруденение, как и на Кительском месторождении, распределено крайне неравномерно и сосредоточено преимущественно в пироксен-гранатовых скарнах, а редкометалльно-флюорит-оловянное – в грейзенизированных скарнах и апоскарновых грейзенах. Во внешних зонах скарново-оловорудных тел и грейзенов отмечается полиметаллическое и медное оруденение. Всего выявлено 15 рудных тел, размеры которых сильно варьируют (50–1215 м по мощности; до 300 м по падению; 1,0–5,5 м по средней мощности). Содержание олова в рудах составляет – 0,04–2,72%, флюорита – 2,13–24,58%, цинка – 0,12–0,36%, оксида бериллия ~0,17%. Прогнозные ресурсы олова кат. P<sub>1</sub>+P<sub>2</sub> на Уксинском проявлении оценены в 3,86 тыс. т.

Наиболее крупным рудным объектом *комплексной редкометалльно-оловорудной скарново-грейзеновой* рудной формации по ресурсам бериллия, минералами-концентраторами которого служат хризоберилл, берилл, гельвин, гентгельвин, бертрандит, везувиан, является проявление Ю-3 Люпикко (C<sub>2</sub> – 2,4, P<sub>1</sub> – 1,4 тыс. т ВеО), в рудных телах которого содержание оксида бериллия составляет 0,17–0,45% (Минерально-сырьевая..., 2005).

Со **среднерифейской металлогенической эпохой** (1,35–1,0 млрд лет) в Свеккофеннской металлогенической субпровинции связано формирование оруденения только одной рудной формации – *урановой с медью и полиметаллами в зонах несогласия*, представленной месторождением Карку (Величкин, 2004; Минерально-сырьевая..., 2005 и др.).

Месторождение *Карку* приурочено к Салминской вулcano-тектонической структуре в СВ борту Пашско-Ладожского рифта на пересечении северо-западного Рускеальского глубинного разлома с северо-восточным. Три линзовидно-пластообразные залежи с урановым оруденением локализованы преимущественно в базальных (песчано-гравелитовых) отложениях приозерской свиты в зоне мощностью 10–15 м, прилегающей к поверхности несогласия. Местами они располагаются многоярусно и заходят в выветрелые породы фундамента (реголиты), неизменные разности которых представлены преимущественно графит- и сульфидсодержащими (до 10%) биотитовыми сланцами. На глубину оруденение прослеживается до ~205 м. Глубина залегания подошвы рудных залежей, оконтуренных по бортовому содержанию урана от 0,03 до 0,3%, изменяется от 100 до 205 м, мощность – от 0,2 до 20,5 м. В контурах каждой залежи выделяется по несколько рудных тел лентообразной и

линзовидной морфологии, размеры которых варьируют в следующих пределах: мощность – 0,2–5,6 м, протяженность – 80–1400 м, ширина – 3–100 м. Пространственное положение рудных тел контролируется поверхностью несогласия и минерализованными крутопадающими тектоническими зонами в породах фундамента. Содержание урана в рудных телах изменяется от 0,1 до 16,62%. Наиболее высокие концентрации урана характерны для рудных тел в приподовшенных частях залежей. Рудная минерализация представлена настураном и коффинитом, слагающими вкрапленные, гнездово-вкрапленные, полосчатые и массивные руды, а также пирротинном, галенитом, молибденитом, халькопиритом, сфалеритом, гринокитом, арсенидами Ni-Co-Fe, селенидами, сульфоселенидами свинца, углеродистым веществом (антраксолит, керит) и др. Для метасоматитов, сопровождающих руды, характерно развитие хлорита, марганцовистого кальцита, гематита и флюорита. Возраст оруденения оценивается в 1371±42 – 1131±32 млн лет (Минерально-сырьевая..., 2005). Прогнозные ресурсы урана категории P<sub>1</sub>+P<sub>2</sub> для первой рудной залежи составляют 3272 т, второй – 295 т, третьей – 1301 т и в сумме по месторождению – 4868 т.

#### Беломорская металлогеническая субпровинция

Для Беломорской металлогенической субпровинции (табл. 3) характерно крайне ограниченное распространение рудных проявлений металлических полезных ископаемых при доминировании неметаллических – слюда, гранат, кианит, керамическое сырье и др.

**Раннелопийская металлогеническая эпоха** (>3,0 млрд лет) представлена *сульфидной медно-никелевой мафит-ультрамафитовой рудной формацией* (р. Тристун: Ni – 0,1–0,5%, Cu – 0,1–1,14%) и бедной колчеданной и магнетитовой минерализацией вулканогенно-осадочного генезиса, по критериям масштабно и явной неперспективности не соответствующая металлогенической категории «рудная формация».

Для **среднелопийской эпохи** (3,0–2,8 млрд лет) характерна *сульфидная медь-никель-кобальтовая с Au и Ag рудная формация (фальбандовая)* – р. Кивгубское. Оруденение пространственно, а вероятно, и генетически ассоциируется с хетоламбинскими ортоамфиболитами и анортозитами. Рудная минерализация сконцентрирована в субпараллельных зонах СЗ простирания протяженностью до 6 км и мощностью 10–60 м с прожилково-вкрапленным оруденением, слагающим кулисообразные линзовидные залежи и жилы мощностью 0,6–4,8 м, длиной 300–400 м с массивными рудами: пирит, пирротин, халькопирит, магнетит; второстепенные – пентландит, сфалерит, галенит, молибденит, самородный висмут. Содержания полезных компонентов в рудах существенно варьируют: Ni – 0,09–0,6%, Cu – 0,1–1,85%, Co – 0,12–0,56%, Au – до 0,9, Ag – до 10 г/т.

Таблица 3

## Рудные формации и металлогенические комплексы Беломорской металлогенической субпровинции

Геологический возраст	Металлогеническая эпоха	Металлогенический комплекс	Геологическая формация	Генетический тип	Рудная формация	Минеральный тип	Главные рудные элементы	Второст. рудные элементы	Типовые примеры
Людиковый – Венский 2100–1650 млн лет	Свекофеннская	Редкометалльный пегматитов и метасоматитов зон ТМА Комплексы благороднометаллических метасоматитов зон ТМА	Пегматитовая Амфиболит-гнейсовая	Магматический метасоматический Метасоматический	Редкометаллических пегматитов Полиметаллическая углеродсодержащая в shear-зонах	Сподоуменный МПГ-сульфидный	Li МПГ, Au, Cu, Ni	Ве, Та, Nb, РЗЭ Со	Плотнолаамбинское Длиннолаамбинское Слюдяноборское Климовское Чулинское
Поздний лопий 2800–2500 млн лет	Позднелопийская	Комплексный медно-никелевый с МПГ архейских зеленокаменных поясов	Габро-анортитовая	Магматический	Платинотеллуритовая малосульфидная ультрамафит-мафитовая	Ильменит-магнетитовый	МПГ	Ау, Ti, V	Травяная Губа
Средний лопий 3000–2800 млн лет	Среднелопийская		Перидотит-габбро-анортитовая	Метасоматический	Сульфидная медь-никель-кобальтовая с Au и Ag	Пирит-пирротин-халькопиритовый	Ni, Cu, Co	Ау, Ag	Кивгубское
Ранний лопий >3000 млн лет	Раннелопийская		Амфиболитовая	Магматический	Сульфидная медно-никелевая мафит-ультрамафитовая	Пирит-халькопирит-пирротинный	Ni, Cu		Тристан

К позднелопийской металлогенической эпохе (2,8–2,5 млрд лет) относится платинотеллуритовая ультрамафит-мафитовая рудная формация (р. Травяная Губа:  $TiO_2$  – 1,8–4,4%,  $V_2O_5$  – 0,17–0,29%, МПГ+Au – 1,58 г/т) в перидотитах и других ультрамафитах Палоярвинского дифференцированного массива. Всего выявлено 10 рудных тел с максимальными размерами до 100 м в длину при мощности до 40 м и содержаниями ильменита до 10% и магнетита до 40%.

Оруденением сумийской эпохи (2,5–2,4 млрд лет), вероятно, являются мелкие проявления МПГ (г. Панфилова, Чупинский) в куземском комплексе лерцолитов-габброноритов – возможном формационном аналоге расслоенных комплексов в Карельской субпровинции.

Свекофеннская металлогеническая эпоха (2,1–1,65 млрд лет) представлена преимущественно формацией редкометаллических пегматитов (Плотнолаамбинское, Длиннолаамбинское, Слюдяноборское и др.) и комплексными благороднометаллическими проявлениями в их ореолах и зонах сдвиговых дислокаций – Хизоваара, Картеш, Степанова Ламба, Климовское и др. (Ручьев, 2002; Петров и др., 2007 и др.), перспективы которых по состоянию изученности в настоящее время остаются неясными, а по критериям масштабности и уровню содержания МПГ и золота они не отвечают параметрическим требованиям, принятым в настоящей статье для выделения рудных формаций.

## Заключение

Охарактеризованные закономерные ассоциации определенных рудных и геологических формаций, установленные в результате рудноформационного анализа всей совокупности месторождений и проявлений в пределах Карельского региона, подтверждают и дополнительно аргументируют правомерность его подразделения на три металлогенические субпровинции (Карельскую, Свекофенскую и Беломорскую), а также служат обоснованием выделения для каждой из них главных металлогенических комплексов, предопределяющих их металлогеническую специфику и промышленную перспективность.

Главными металлогеническими комплексами Карельской субпровинции являются: среднелопийские – медно-золоторудный вулканогенный и медно-никелевый коматитит-андезибазальтовый зеленокаменных поясов; позднелопийские – золото-редкометаллический плутоногенно-гранитный и золото-железорудный джеспилитовый; сумийский благороднометаллическо-хромитовый расслоенных плутонов; ятулийский – МПГ-титан-железорудный трапповый плюмовый; свекофенские – комплексный (V, U, Ti, МПГ, Au, Cu, Mo) пикрит-долерит-черносланцевый палеорифтовый и алмазоносный кимберлитовый плюмовый; средне-рифейский алмазоносный кимберлит-лампроитовый плюмовый и вендский благороднометаллический конгломератовый авлакоген; Свекофенской субпровинции –

среднерифейский урановый зон несогласия авлакогенов; раннерифейский редкометалльно-оловорудный зон тектоно-магматической активизации и свекофеннский комплексный (V, Mo, МПГ) черносланцевый

островодужный; Беломорской субпровинции – свекофеннский редкометалльный зон тектоно-магматической активизации и позднелопийский золото-хром-никелевый ультрамафитовый плюмовый.

## ЛИТЕРАТУРА

- Артамонова Н. А., Духовский А. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые Северо-Восточного Приладожья. Отчет, ТГФ Р. Карелия, Петрозаводск, 1989 г.
- Афанасьева Е. Н. и др.* Составление прогнозно-металлогенической карты золотоносности Республики Карелия масштаба 1 : 500 000. 1999. Кар. ТФГИ.
- Бабенко В. В.* Тектоническая типизация металлогенических зон // Вест. СПбГУ, сер. 7. 2002. Вып. 2, № 15. С. 14–17.
- Беляцкий Б. В., Богачев В. А., Голубев А. И. и др.* Новые данные по U-Pb и Sm-Nd изотопному датированию архейских и раннепротерозойских магматических комплексов Карелии // Материалы III Всерос. совещ. «Общие вопросы расчленения докембрия». Апатиты, 2002. С. 42–44.
- Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., 1955. 88 с.
- Борисова Р. И.* Отчет о результатах поисково-картировочных работ в пределах Костомукшского железорудного района (объект Костомукшский лампроитовый), проведенных в 1991–97 гг. 1998. Фонды КГЭ.
- Бородаевская М. Б., Горжевский Д. И.* Значение формационного анализа при прогнозе рудных месторождений // Советская геология. 1985. № 10. С. 22–30.
- Богачев В. А., Салтыкова Т. Е., Буслович А. Л., Путинцева Е. В.* Легенда Балтийской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Отчет. СПб. 2004. Фонды ФГУП «Минерал».
- Борукаев Ч. Б.* Тектоника литосферных плит в архее. Новосибирск, 1996. 59 с. (Тр. ОИГГМ СО РАН; вып. 825.)
- Величкин В. И.* О новом для России типе урановых месторождений в северо-западном Приладожье // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М., 2004. С. 110–134.
- Гайдукова В. С., Григорьев И. М., Дубинчук В. Т. и др.* Распад твердого раствора оловосодержащих гранатов // ДАН СССР. 1980. Т. 250, № 3. С. 694–697.
- Ганин В. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Бураковско-Аганозерского массива и его обрамления. Отчет о результатах ГГК-50 с общими поисками платиноидов, никеля, титаномагнетитовых и хромитовых руд в пределах Аганозерского и Шалозерского блоков Бураковско-Аганозерской интрузии и ее обрамления за 1990–1995 гг. 1995. Фонды КГЭ.
- Горошко А. Ф.* Отчет о результатах поисковых работ на золото в центральной части Повенчанского зеленокаменного прогиба, проведенных Кондопожской ГРП в 1978–80 гг. 1980. Фонды КГЭ.
- Горошко А. Ф.* Сводный отчет о результатах геологических, технологических и геолого-экономических исследований комплексных никель-магниевого руд Аганозерского месторождения. 1990. Фонды КГЭ.
- Горошко А. Ф.* Отчет о результатах поисково-картировочных работ на золото в центральной и южной частях Хаутоварско-Ведлозерской зеленокаменной структуры, проведенных в 1990–95 гг. 1995. Фонды КГЭ.
- Горьковец В. Я., Раевская М. Б. и др.* Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л., 1991. 173 с.
- Грендаль Г.* Питкяранта (краткое описание Питкярантского месторождения, рудников и заводов). СПб., 1896. 50 с.
- 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. 32–51.
- Гурская Л. И.* Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб., 2000. 208 с.
- Желубовский Ю. С.* Отчет Туломозерской поисково-съемочной партии. 1931. СЗТГФ.
- Журавлев В. А., Шульга Т. Ф., Путинцева У. В. и др.* Отчет по теме: «Разработка поисковых критериев и установление факторов алмазности лампроитов Карело-Кольского региона (Костомукшский и Порьегубский районы)». 1994. Кар. ТФГИ.
- Иванкин П. Ф.* О системном подходе в геологических исследованиях // Советская геология. 1973. № 8. С. 3–13.
- Иващенко В. И.* Скарновое оруденение олова и вольфрама южной части Балтийского щита (минералогия, петрография, генезис). Л., 1987. 240 с.
- Иващенко В. И., Лавров О. Б.* Магматогенно-рудная (Mo, W, Cu, Au) система Ялонварского вулканоплутонического комплекса архея Карелии. Петрозаводск, 1994. 127 с.
- Иващенко В. И., Ручьев А. М., Лавров О. Б., Кондрашова Н. И.* Рудопроявление Пякюля – новый высокоперспективный тип благороднометального оруденения в докембрии Карелии // Доклады РАН. 2002. Т. 384, № 2. С. 232–237.
- Иващенко В. И., Ручьев А. М., Кондрашова Н. И. и др.* Отчет по теме: «Геолого-экономическое обоснование постановки оценочных работ на золото в пределах участка Хатунок в Суоярвском районе». ТГФ Р. Карелия. Петрозаводск. 2004. 194 с.
- Ключин С. Ф.* Отчет о результатах поисковых работ на благородные металлы с группы массивов, проведенных в 1987–1993 гг. Монч. 1994.
- Конкин В. Д., Новиков В. П., Ручкин Г. В., Бражник А. В.* Ряды рудных формаций цветных и благородных металлов // Тез. докл. Всерос. совещ. «Методология и методы металлогенического анализа и прогноза рудных объектов – состояние и перспективы применения для воспроизводства фонда недропользования». М., 2000. С. 65–67.
- Коровкин В. А.* Отчет по научно-исследовательской работе: «Анализ движения прогнозных ресурсов важнейших полезных ископаемых, ведение и пополнение карты прогнозных ресурсов м-ба 1 : 1 000 000 и Банка данных прогнозных ресурсов Северо-запада РФ». 1999. Кар. ТФГИ.
- Коровкин В. А., Турьлева Л. В.* Некоторые аспекты металлогении золота Карело-Кольского региона // Проблемы золотоносности и алмазности Севера европейской части России. Петрозаводск, 1997. С. 17–23.
- Коровкин В. А., Турьлева Л. В., Руденко Д. Г. и др.* Недра Северо-Запада Российской Федерации. СПб., 2003. 520 с.
- Кривцов А. И.* Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфириновых месторождений. М., 1983. 284 с.
- Кривцов А. И.* Прикладная металлогения. М., 1989. 288 с.



- Кулешевич Л. В. Эволюция эндогенных режимов формирования золотого оруденения Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 81–99.
- Кулешевич Л. В., 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.
- 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.
- Ларин А. М. Изотопно-геохронологические свидетельства отсутствия связи молибденового оруденения с гранитным магматизмом на месторождении Лобаш, Восточная Карелия // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Киев, 1990. С. 113–120.
- Ларин А. М., Амелин Ю. В., Неймарк Л. А. Возраст и генезис комплексных скарновых руд Питкярантского рудного района // Геология рудных месторождений. 1991. № 6. С. 15–33.
- Львов Б. К. Формационные основы металлогенического анализа. СПб., 1997. 144 с.
- Макарова Г. В. Вольфрамовые рудопроявления Северо-Западного Приладожья Карельской АССР // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., 1971. С. 205–207.
- Макарова Г. В., Леонтьев А. Г., Аксентьева Л. А. Отчет о геолого-поисковых работах на медь, никель, кобальт, проведенных Тохмайокской партией в Северном Приладожье КАССР в 1969–70 гг. 1971. Фонды КГЭ.
- Медведев Л. В. Разведка и добыча золота и металлов платиновой группы на Нименьгской площади. Инвест. проект. 2000. Архангельск.
- Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия / Под ред. Н. В. Межеловского. М., 1999. 399 с.
- Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1 / Под ред. В. П. Михайлова и В. Н. Аминова. Петрозаводск, 2005. 278 с.
- Михайлова Д. В. и др. Отчет о результатах поисково-оценочных работ, проведенных Уксинской партией на участке Юго-Западное Люпикго в Северном Приладожье в 1982–85 гг. 1985. Фонды КГЭ.
- Молоткова Е. П. Отчет о ревизионно-опробовательских работах на месторождении Ковад-ярви в Ведлозерском районе КФССР в 1950 г. 1951. Фонды КГЭ.
- Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Перспективы изучения нижнедокембрийских металлоносных кварцевых конгломератов Карелии // Проблемы золотоносности и алмазности Северо-восточной части России. Петрозаводск, 1997. С. 57–60.
- Ненахов В. М. Геодинамические особенности раннего архея // Геотектоника. 2001. № 1. С. 3–15.
- Никольская Ж. Д., Гордиенко Л. И. Петрология и металлогения гранитоидных формаций Карелии. М., 1977. 152 с.
- Петров О. В., Шевченко С. С., Ахмедов А. М. Новые промышленные типы комплексных руд благородных и цветных металлов в докембрии восточной части Балтийского щита // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерогения Северо-Запада России: Материалы Всерос. конф. Петрозаводск, 2007. С. 292–296.
- Петров Ю. В. Отчет по геологическому заданию 32-11 «Результаты поисков бурением промышленных месторождений урана в пределах Святухинско-Космозерской зоны складчато-разрывных дислокаций за 1983–85 гг.». 1985. Фонды ГПП «Невскгеология».
- Покалов В. Т. Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. М., 1992. 288 с.
- Попов М. Г., Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Магнезиальные и железистые лампроиты Костомукшского района // Минералогия, петрология и минерогения докембрийских комплексов Карелии. Петрозаводск, 2007. С. 79–82.
- Проскуряков В. В., Увадьев Л. И., Воинова О. А. Лампроиты Карело-Кольского региона // Доклады АН СССР. 1990. Т. 314, № 4. С. 940–943.
- Путинцева Е. В., Ульянов А. Г. Камафугиты (и кимберлиты группы П) – представители семейства калиевых ультрамафитов Костомукшского дайкового поля // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Материалы междунар. конф. Петрозаводск, 1999. С. 116–117.
- Рочев Н. В. и др. Отчет о результатах детальной разведки Кительского оловорудного месторождения за 1980–84 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.09.84 г. 1984. Фонды КГЭ.
- Рудоносность и геологические формации структур земной коры / Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., 1982. 423 с.
- Рундквист Д. В. О значении формационного анализа при прогнозных исследованиях // Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л., 1986. С. 17–39.
- Самойленко Ю. А., Новиков Ю. Н. Отчет о результатах предварительной разведки месторождения Средняя Падма с подсчетом запасов пентоксида ванадия и попутных компонентов по категориям С<sub>1</sub> и С<sub>2</sub>. 1994. Фонды ГПП «Невскгеология».
- Смирнов В. И. Очерки металлогении. М., 1963. 164 с.
- Справочник по поискам и разведке месторождений цветных металлов / Кривцов А. И., Самонов И. З., Филатов Е. И. и др. М., 1985. 324 с.
- Степанов К. И., Путинцева Е. В., Мурадымов Г. Ш. и др. Отчет по теме: «Производство поисковых работ в пределах Сортавальской площади (поиски медно-никелевых, полиметаллических и золоторудных месторождений)». Фонды ТГФ Республики Карелия. Петрозаводск, 2004.
- Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Отчет о научно-исследовательской работе по оценке перспектив новых источников элементов платиновой группы (ЭПГ) в Республике Карелия в 1997–2002 гг. по договору № 7-97. 2002. Кар. ТФГИ.
- Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Филиппов Н. Б. Платиноидно- и золотосодержащие ванадий-титаномагнетитовые месторождения в дифференцированных габбро-долеритовых интрузиях Карелии // Платина России. Т. 3. М., 1999. С. 200–211.
- Тытык В. М. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на золоторудном месторождении Лобаш-1, проведенных в 1992–97 гг. 1998. Фонды КГЭ.
- Тытык В. М., Власов Г. В., Федюк З. Н., Михайлов В. П. Отчет о результатах геологоразведочных работ первого этапа (предварительная разведка), проведенных на Лебяжинском, Светлозерском, Восточно-Вожминском и Золотопорожском медно-никелевых и Северо-Вожминском медно-цинковом месторождениях в Сегежском и Медвежьегорском р-нах РК по договору с Текобанком в 1990–1994 гг. «Объект Кивиярви». 1997. Фонды КГЭ.
- Тюхтин В. С. Системно-структурный подход и специфика философского знания // Вопросы философии. 1968. № 11. С. 47–58.
- Ушков В. В. Кимозерское проявление алмазносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 94–98.
- Федюк А. В., Морозов С. А., Фурман В. Н. Отчет о результатах поисковых работ на никель в пределах центральной части Вожминского массива ультрамафитов и прилегающих площадей за 1978–79 гг. 1979. Фонды КГЭ.

Федюк А. В., Морозов С. А., Федюк З. Н. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на медно-никелевые руды в пределах Лебяжинского участка Каменноозерской зоны Ветреного Пояса за 1978–81 гг. 1981. Фонды КГЭ.

Федюк А. В., Морозов С. А., Фурман В. Н. Отчет о детальных поисках медно-никелевых руд в зоне лежащего контакта Вожмозерского и Кумбуксинского никеленосных массивов за 1982–84 гг. 1984. Фонды КГЭ.

Феоктистов В. П., Стромов В. А., Корсакова М. А. и др. Металлогеническая карта российской части Фенно-скандинавского щита м-ба 1 : 1 000 000. Отчет. 2007. Фонды ВСЕГЕИ.

Филатов Е. И., Ширай Е. П. Формационный анализ рудных месторождений. М., 1988. 144 с.

Фурман В. Н. Отчет о результатах поисковых работ на золото, проведенных в южной части Костомукшской зеленокаменной структуры в 1998–2001 гг. 2001. Фонды КГЭ.

Хазов Р. А. Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского щита. Л., 1982. 190 с.

Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., 1965. 44 с.

Шатский Н. С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые // Избр. труды. Т. 3. М., 1965. 348 с.

Шевченко С. С., Ахмедов А. М., Крупеник В. А. Золотоносность вендских отложений и подстилающих их метасоматитов структурной зоны Ветренный пояс // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России: Материалы Всерос. конф. Петрозаводск, 2007. С. 439–443.

Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М., 1980. 293 с.

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

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

Ivashchenko V. I., Lavrov O. B., Sundblad K., Toritsin A. N. Au-Ag-Bi-Te-Se vein mineralization at Roikonkoski, Karelia, northern Lake Ladoga region // Geol. Survey of Finland. 2007. Guide 53. P. 51–56.

Kontoniemi O. Geology of the Paleoproterozoic synkinematic Osikonmaki granitoid intrusion at Rantasalmi, southeastern Finland // Geol. Survey of Finland, Special Paper. 1998. N 25. P. 19–38.

Mahotkin I. L. Age and geochemistry of rock samples from the Kemozero occurrence, Karelia, NW Russia. AMI. Report N 52390. 1999.

Martin H. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // Archean crustal evolution / Ed. K. C. Condie. Amsterdam etc., 1994. P. 205–259.

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

Nurmi P. A., Front K., Lampio E., Nironen M. Svecokarelian porphyry-type molybdenum and copper occurrences, southern Finland: Their granitoid host rocks and lithochemical exploration. Helsinki, 1984. 88 p. (Geol. Survey of Finland. Rep. Invest; Vol. 67.)

## НОВЫЕ ТИПЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ КАРЕЛЬСКОГО РЕГИОНА И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПЕРСПЕКТИВЫ\*

### Введение

Золотодобывающая отрасль горнорудной промышленности базируется преимущественно на эксплуатации крупных и суперкрупных месторождений. Особенности их размещения и условия формирования характеризуются в большинстве своем уникальными для каждого месторождения-гиганта системными (эмерджентными) признаками, вследствие чего их прогноз представляется в большинстве случаев крайне затруднительным. Однако полученные в последние годы новые геологические данные, основывающиеся на комплексном изучении крупных и суперкрупных месторождений с использованием современных ГИС-технологий, 3D-визуализации, программ распознавания образов, глубинной томографии, высокоточных методов анализа вещества и др. позволили наметить пути и основы разработки теории их прогноза и оценки (Константинов и др., 2000; Крупные и суперкрупные..., 2004; Laznicka, 1983; Kerrich et al., 2000). Применение и адаптация результатов этих исследований к Карельскому региону, где известно несколько десятков месторождений металлических полезных ископаемых и сотни их проявлений, благороднометаллы среди которых являются одними из самых промышленно перспективных, на первом этапе послужило обоснованием выделения в его пределах новой благороднометалльной провинции России, перспективной, вероятно, на крупные месторождения золота и платиноидов. На последующих стадиях научных исследований в регионе это способствовало открытию новых высокоперспективных типов благороднометалльного оруденения.

### Новые типы золоторудных проявлений в протерозое Карелии

Открытие в конце прошлого века в протерозойских структурах зарубежной части Фенноскандинав-

ского щита большого числа золоторудных месторождений (Eilu, 1999; Sundblad, 2003) и среди них крупнейшего в Европе – Суурикуосикко (>110 т Au) в Лапландском палеопротерозойском зеленокаменном поясе (Eilu, Weihed, 2005), относящихся к орогеническому мезотермальному типу, предопределило высокую вероятность потенциальных перспектив и протерозоя Карелии на промышленное золото, до этого преимущественно связывавшихся с архейскими зеленокаменными поясами (Кожевников и др., 1998; Металлогения Карелии, 1999; Минерально-сырьевая..., 2005 и др.). Впоследствии на территории Карелии в результате целенаправленных поисковых и научно-исследовательских работ были выявлены многочисленные рудопроявления и одно кратковременно разрабатывавшееся месторождение золота (Майское) протерозойского возраста (Безруков, 1989; Ахмедов и др., 2001; Иващенко и др., 2002; Минерально-сырьевая...



Рис. 1. Схема размещения золоторудных месторождений и проявлений в Лапландском палеопротерозойском зеленокаменном поясе (по: Pankka, Vanhanen, 1989; Коровкин и др., 2003, с дополнениями)

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

2005). На продолжении Лапландского зеленокаменного пояса в Карелии (Pankka, Vanhanen, 1989) (рис. 1) в зоне сочленения Карельского кратона и Беломорского мобильного пояса известно несколько мелких золоторудных объектов (Голубев, Кулешевич, 2001; Минерально-сырьевая..., 2005) и выявлен в последние годы ряд новых рудопоявлений – Шапочка, Кенозерское, Нижневолошовское, Надвиговое (Коровкин и др., 2003; Петров и др., 2007; Шевченко и др., 2007), относящихся к высокоперспективному для докембрия мезотермальному орогеническому типу золоторудных месторождений.

### **Золоторудные проявления на продолжении Лапландского зеленокаменного пояса**

Рудопоявления открыты преимущественно на Ветреном Поясе и вследствие ряда причин, включая и крайне плохую обнаженность, исследованы недостаточно. Наиболее изученным золоторудным объектом является поисковый участок «Шапочка».

В его пределах работами ОАО «ГМК „Норникель“» при участии ФГУП «ВСЕГЕИ» (Шевченко и др., 2007) выявлены протяженные (>1 км) северо-западные зоны (до 30 м мощности) рассланцевания и метасоматических преобразований в силлоподобных ультраосновных интрузивах и вмещающих их вулканитах с тонко рассеянной вкрапленностью самородной меди, повышенными содержаниями свинца, серебра и золота (до 251 г/т в отдельных штуфах и до 5 г/т на интервал 1,0 м). Рудоносные зеленые сланцы, по минеральному составу (хлорит + эпидот + клиноцоизит) отвечающие пропилитам, включают многочисленные кварц-карбонатные и гематит-карбонат-эпидотовые прожилки и линзы с повышенными концентрациями золота. Тонкозернистое (3–5 мкм) высокопробное самородное золото встречается преимущественно в карбонат-эпидотовых агрегатах, ассоциируясь с рассеянной вкрапленностью гематита, борнита, халькозина и уранинита такой же размерности. По состоянию изученности (Шевченко и др., 2007) прогнозные ресурсы золота в апоультрамафитовых метасоматитах уч. Шапочка оцениваются в 28 т и могут быть существенно увеличены при проведении дальнейших поисковых работ.

### **Золоторудные проявления в Раахе-Ладужской зоне**

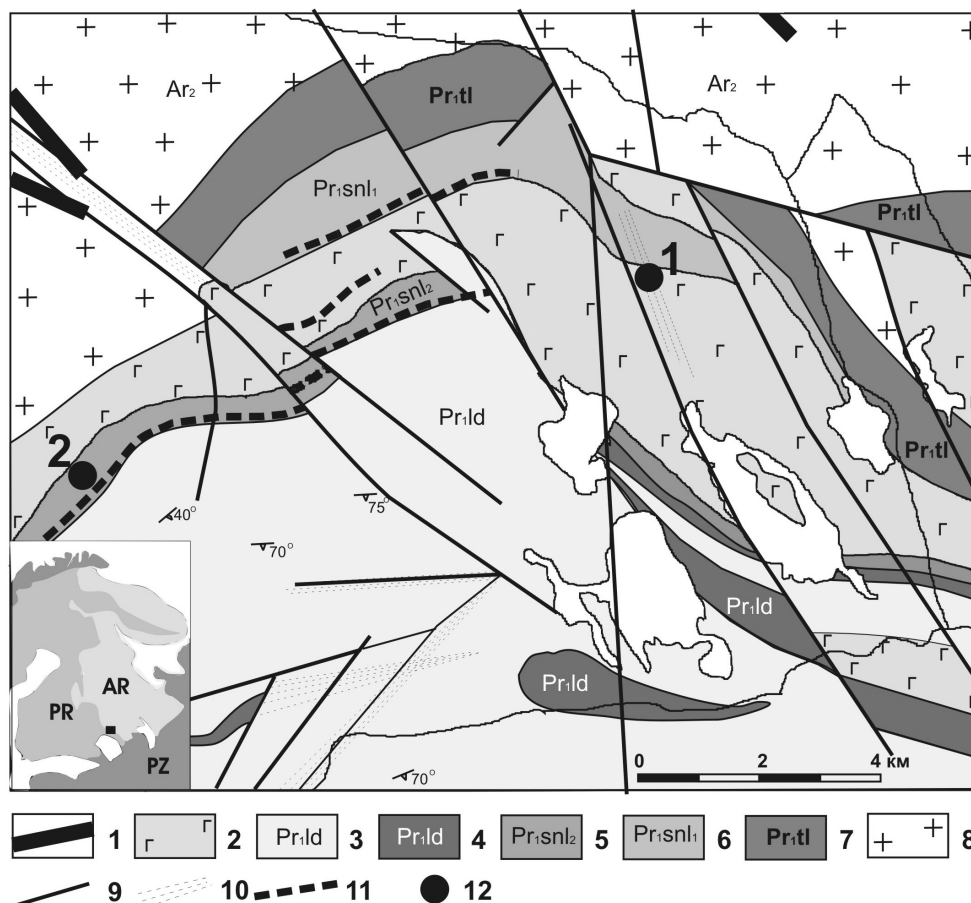
В Северном Приладожье в области сочленения Карельского кратона (AR<sub>2</sub>) и Свекофеннского складчатого пояса (PR<sub>1</sub>) на продолжении выделяемой финскими геологами Раахе-Ладужской металлогенической зоны с известными там мезотермальными золото-арсенидными месторождениями (Осиконмяки, Лайвакангас, Пириля и др.) обнаружено несколько перспективных проявлений аналогичного типа – Алатту, Пякюля, Янис (Ивашенко и др., 2002; Артамонова, Духовский, 1989; Степанов и др., 2004), контролируемых малоглубинным тоналитовым маг-

матизмом и зонами сдвиговых дислокаций. Оруденение золото-теллуридного типа, к которому относится выявленное ИГ КарНЦ РАН совместно с фирмой «Карелприродресурс» проявление Райконкоски (Ivashchenko et al., 2007), ранее в Северном Приладожье и в целом в протерозое Карелии не было известно. Вследствие его парагенетической и пространственной ассоциированности с крупной shear-зоной и мощной толщей черных сланцев, имеющих повышенные, близкие к промышленно значимым, содержания целого ряда элементов (Mo, V, Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Pt, Pd и др.), ресурсный потенциал данного золоторудного объекта представляется весьма значительным.

#### *1. Золото-теллуридное проявление Райконкоски*

Рудопоявление Райконкоски находится в 2 км северо-западнее одноименного поселка в Суоярском районе Республики Карелия вблизи контакта гранитогайсов архея и вулканогенно-осадочных образований соанлахтинской свиты нижнего протерозоя (рис. 2). Рудопоявление представлено серией кварцевых и карбонат-кварцевых жил в метадолеритовом силле среди вулканогенно-осадочных толщ соанлахтинской свиты PR<sub>1</sub>, имеющей на данном участке мощность более 1750 м и подразделяющейся на две подсвиты, в составе которых широкое участие принимают серицит-талыко-хлоритовые, биотит-серицит-хлоритовые углеродистые и высокоуглеродистые сланцы, чередующиеся с пластовыми телами базальтов и долеритов, содержащие линзы и прослои пирит-пирротиновых руд. Черные сланцы с пирит-пирротиновой минерализацией имеют аномальными содержаниями ряда редких, цветных и благородных металлов (Mo, V, Cu, Pb, Zn, Pt, Au, Ag). Отложения соанлахтинской свиты перекрываются высокоглиноземистыми турбидитами ладожской серии калевия, включающими прослои и крупные линзы карбонатных пород.

Рудоносные жилы проявления Райконкоски (общим числом 5–6 в пределах карьера) имеют преимущественно северо-западное и субмеридиональное простирание с крутым падением на юго-запад – запад. Они приурочены к осевым частям зон сдвиговых дислокаций мощностью до 1–1,5 м и видимой протяженностью в плане до 70–100 м, в пределах которых долериты интенсивно рассланцованы и подвержены низкотемпературным метасоматическим преобразованиям (хлоритизация, карбонатизация, окварцевание, турмалинизация и др.), сопровождающимся тонкодисперсной сульфидной минерализацией. Сдвиговые зоны выполнены хлоритовыми, карбонат-хлоритовыми метасоматитами и их кварцосодержащими разновидностями. Рудная минерализация в жилах чрезвычайно разнообразна. Она подразделяется на несколько минеральных ассоциаций: пиритовую, полисульфидную, галенит-висмутотеллуридную с минералами серебра и золота и самороднометалльную с интерметаллическими соединениями. Ведущими среди них на золото и серебро являются две последние ассоциации. В рудах



**Рис. 2. Схема геологического строения района рудопроявления Райконкоски** (по: Артамонова, Духовский, 1989, с дополнениями):

1 – габбродиабазы (дайки); 2 – долериты, габбродолериты (силлы); 3–4 – ладожская серия: 3 – ритмично переслаивающиеся метапесчаники, метакварциты, метагравелиты, плагиоклаз-биотит-кварцевые сланцы и их высокоглиноземистые со ставролитом и андалузитом разновидности; 4 – карбонатные породы; 5–6 – соанлахтинская свита: 5 – верхняя подсвита (углеродсодержащие биотит-серицит-хлоритовые, талько-хлоритовые, амфиболсодержащие сланцы с прослоями пиритовых руд, чередующиеся с метадолеритами); 6 – нижняя подсвита (переслаивание пестроцветных доломитов, мраморов с кварц-биотитовыми, серицит-талько-хлоритовыми сланцами, иногда углеродсодержащими с подчиненными телами метадолеритов); 7 – туломозерская свита: красноцветные доломиты с прослоями кварц-серицит-хлоритовых, карбонат-хлоритовых сланцев, песчаников и гравелитов в основании разреза; 8 – архейский ремобилизованный фундамент (гранитогнейсы, гнейсы, гранитоиды); 9 – тектонические нарушения; 10 – сдвиговые дислокации, зоны расланцевания, смятия, милонитизации; 11 – горизонты рудоносных (Mo, V, полиметаллы, элементы платиновой группы) графитистых сланцев; 12 – рудопроявления: 1 – Райконкоски (Au, Ag, Te, Se, Bi, Cu, Pb); 2 – Полвилампи (Mo, V, полиметаллы)

Т а б л и ц а 1

**Содержание рудных элементов в карбонат-кварцевых жилах рудопроявления Райконкоски**

№ пробы	Au, г/т	Ag, г/т	Te, г/т	Se, г/т	Bi, г/т	Pb, мас. %	Cu, мас. %	Zn, мас. %	As, г/т	Sb, г/т
1		460			320	>1,0	0,68	0,015		
3		100			220	>1,0	0,032	0,10		
3a	1,84	64								
3b	4,47	67								
R1	0,03	41								
2		>1000			2200	>1,0	>1,0	0,032		
KS0543	0,01	78,6	61	178	189,4	4,42	1,11	0,03	<0,5	2,8
4		>1000			>10000	>1,0	>1,0	>1,0		
5		>1000			10000	>1,0	>1,0	>1,0		
R1a	0,09	230	120							
6	0,03	3,0								
7	0,03	1,0								
KS0556	1,04	88,3	171	140	332,7	0,13	2,56	0,04	4,0	0,3
KS0557B	0,01	2,1			5,2	0,01	0,05		0,9	0,1
KS0557	25,28	23,9	17	49,8	43,0	0,05	1,37	0,02	<5	0,1
KS0558	18,72	91,6	155	219	318,4	0,20	4,85	0,09	0,5	0,1
KS0559		7,7			32,1	0,01	0,02		5,0	0,1

П р и м е ч а н и е . Анализы выполнены в ИГ КарНЦ РАН (атомно-абсорбционный, пробирный) и АСМЕ в Канаде (ICP).

Райконкоски содержания главных рудных минералов перечисленных минеральных ассоциаций местами превышают 10% и соответственно содержания меди и свинца – 5%, цинка, висмута – 1%, селена – 219 г/т, теллура – 171 г/т, сурьмы – 3 г/т, мышьяка – 5 г/т, серебра – >0,1%, золота – 25,28 г/т (табл. 1).

Карбонат-кварцевые жилы состоят из кварца, кальцита, хлорита, альбита, серицита и рудных минералов. Кварц сильно катаклазирован, гранулирован. В его крупных зернах наряду с облачным волнистым погасанием иногда проявлено тонкое полисинтетическое двойникование, вероятно, деформационной природы. Карбонат сосредоточен преимущественно в альбандах жил, слагая зонки, выполненные ксеноморфными зернами размером до 2 мм. Двойники в них часто деформированы (с признаками микросдвигов), пересекаются микропрожилками кварца. Рудная минерализация большей частью приурочена к зоне контакта кварцевой и карбонатной составляющих жил. Хлорит, светло-зеленый листоватый размером до 0,5 мм, образует гломерозернистые скопления. Альбит – в единичных зернах в ассоциации с карбонатом. Серицит – единичные чешуйки в карбонате. Пирит выделялся до карбоната. Все остальные рудные минеральные ассоциации – одновременно с ним и после. Характерны микропрожилки карбоната с халькопиритом, выполнение которых по простиранию неоднократно меняется от монокарбонатного к рудному и комбинированному.

Пирит в карбонат-кварцевых жилах, как и минерализация более поздних ассоциаций и карбоната, характеризуются крайне неравномерным распределением. Макроскопически интервалы по падению жил в несколько метров часто выглядят безрудными или содержащими только пирит. Однако при детальном инструментальном исследовании в них устанавливаются галенит, халькопирит, сфалерит, висмутотеллуриды и самородные металлы – серебро, медь, но содержание их обычно незначительное. Пирит содержит микровключения халькопирита, пирротина, самородных свинца и серебра. Часто подвергается грануляции и рассекается карбонатными микропрожилками.

Полисульфидная минеральная ассоциация (халькопирит, кубанит, борнит, сфалерит, галенит и др.) является доминирующей на рудопроявлении. Она образует вкрапленность, прожилки, гнезда и сплошные массивные агрегаты. Халькопирит отмечается в совместных сростаниях с галенитом, сфалеритом, гесситом и висмутотеллуридами, часто содержит графические выделения кубанита, микровключения сфалерита звездчатой морфологии, галенита и реже пирротина –  $(\text{Fe}_{0,75}\text{Co}_{0,15}\text{Ni}_{0,02}\text{Cu}_{0,07})_{0,99}\text{S}_{1,01}$ . Рассекается микропрожилками пирита, содержащего Cu (5,73%) и Ni (0,94%). Сфалерит маложелезистый с повышенным содержанием кадмия (2,34–4,35%). Кубанит содержит Ni – 0,74–1,08%, Co – 3,83–5,45%.

Галенит-висмутотеллуридная минеральная ассоциация по видовому разнообразию (>20 минералов) самая обширная на рудопроявлении Райконкоски.

Состав галенита почти без разрывов меняется от собственно галенита ( $\text{Se} < 1\%$ ) до клаусталита ( $\text{Se} > 20\%$ ). Встречаются также фазы промежуточного состава между клаусталитом и алтаитом –  $(\text{Pb}_{0,80}\text{Bi}_{0,23})_{1,03}(\text{Se}_{0,73}\text{Te}_{0,24})_{0,97}$ ,  $\text{Pb}_{1,1}(\text{Se}_{0,80}\text{Te}_{0,10})_{0,90}$ . Часто в нем отмечаются повышенные содержания Bi (до 6%) и Ag (до 0,5%). Висмутотеллуриды, иногда содержащие примеси селена, свинца, реже серебра и меди (табл. 2), представлены в полном объеме системы Bi-Te (хедлейит, пильзенит, цумоит, теллуrowисмутит). Кроме этого диагностированы фазы, близкие к составам  $\text{Bi}_3\text{Te}$ ,  $\text{Bi}_3\text{Te}_2$ ,  $\text{BiTe}_4$ ,  $\text{PbBiTe}$ . Для висмутотеллуридов характерны графические сростания с галенитом и гесситом размером не более 1 мм (рис. 3, d). Иногда к этой триаде минералов добавляется вольтскит –  $\text{Ag}(\text{Bi}_{0,88}\text{Pb}_{0,22})\text{Te}_{1,48}\text{Se}_{0,39}$ ,  $\text{AgBi}_{1,05}\text{Te}_{1,95}$  или он присутствует вместо галенита. В другой ассоциации вольтскит часто локализуется на границе зерен галенита и халькопирита либо заключен в выделениях галенита. Встречаются также более сложные симплектитовые агрегаты, состоящие из доминирующего теллурида висмута (пильзенит-цумоит), халькопирита, галенита, гессита и гринокита –  $(\text{Cd}_{0,94}\text{Te}_{0,03}\text{Fe}_{0,03})_{1,00}(\text{S}_{0,99}\text{Se}_{0,01})_{1,00}$  (рис. 3, e–f), образовавшиеся, вероятно, за счет разложения сульфосоли сложного состава. Гессит помимо графических и симплектитовых сростаний с перечисленными минералами отмечается в ассоциации с петцитом, электрумом и золотом, а также в виде самостоятельных выделений (до 1 мм) и микровключений в пирите и кварце. Вне зависимости от ассоциации состав гессита мало меняется (табл. 2), но иногда он содержит золото (до 3%). Значительно реже встречается другой теллурид серебра – шютцит  $\text{Ag}_{4,35}\text{Te}_3$ . Петцит ( $\text{Au}_{1,18}\text{Ag}_{2,83}\text{Cu}_{0,10}\text{Te}_{1,88}$ ;  $\text{Au}_{1,20}\text{Ag}_{2,88}\text{Te}_{1,92}$ ;  $\text{Au}_{1,06}\text{Ag}_{2,96}\text{Te}_{1,97}$ ) обычно находится только в присутствии электрума или золота самородного, образуя зонку, отделяющую их от гессита (рис. 3, a–b).

Составы ряда минеральных фаз висмутотеллуридной ассоциации близки к составам раклиджита –  $\text{Pb}_{0,91}\text{Bi}_{2,74}(\text{Te}_{2,82}\text{Se}_{0,53})_{3,35}$ , жозеита-Б –  $\text{Bi}_{2,51}\text{Cd}_{0,05}\text{Te}_{1,44}\text{Se}_{0,37}\text{S}_{2,64}$ , теллуристой разновидности лайтакарита –  $(\text{Bi}_{2,51}\text{Te}_{1,44}\text{Cd}_{0,05})_{4,00}(\text{Se}_{0,36}\text{S}_{2,64})_{3,00}$ , другие даже в грубом приближении не соответствуют ни одному из известных минералов рассматриваемой системы –  $\text{PbBi}_{2,11}(\text{Te}_{1,72}\text{Se}_{0,34})$  (?),  $\text{AgBi}_{2,36}\text{Te}_{2,91}\text{Se}_{0,79}$  (?).

Самороднометалльная минеральная ассоциация представлена самородными золотом, серебром, электрумом, висмутом, теллуrom, селеном, медью, свинцом, оловом, железом и акантитом. Размер выделений большинства из них, за исключением висмута и теллура, не превышает 20 мкм. Самородное золото преимущественно пластинчатой морфологии встречается в жильном кварце, халькопирите и галените, ассоциируясь с висмутотеллуридами, петцитом и гесситом (рис. 3, a–b). По составу оно варьирует незначительно – Au (64,16–81,79), Ag (18,21–35,84), иногда содержит Hg – 7,76%, Se – 0,94%, Te – 4,99%. Самородное серебро отмечается в виде дендритообразных микровключений в большинстве рудных

минералов и кварце. Акантит – один из самых поздних минералов встречается в виде скелетных микровключений в кварце и карбонате, а также представлен многочисленными идиоморфными кристаллами в карбонатных микрожеодах (рис. 3, с). Самородный висмут образует единичные зерна размером

около 5 мкм в жильном кварце, нарастает на грани галенита и отмечается в нем в виде включений. Самородный теллур с примесью висмута до 25% встречается в субграфических сростаниях с галенитом и гесситом. Самородный селен – единичное микровключение в пирите.

Таблица 2

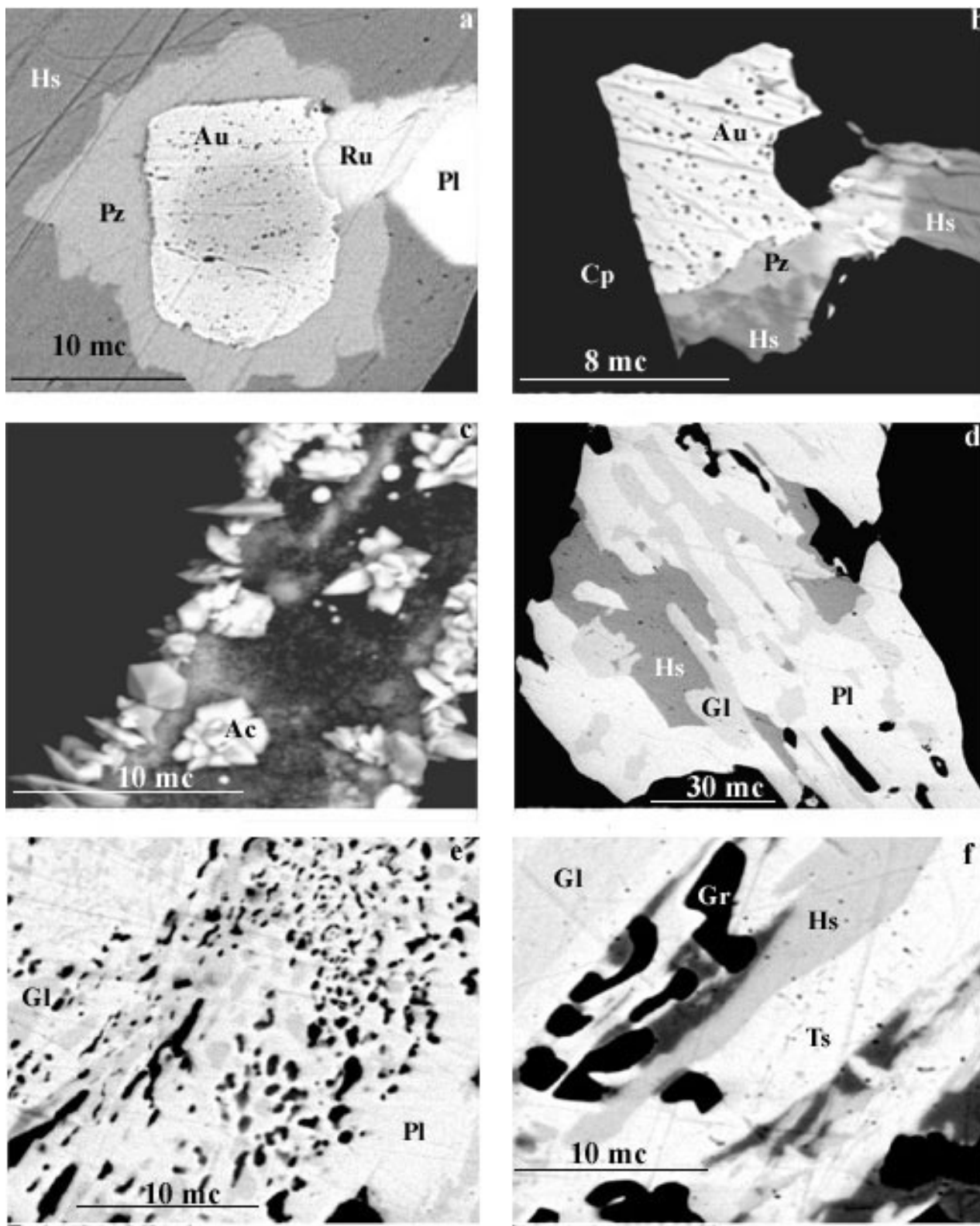
**Химический состав благороднометалльных и Te-Bi-Se-Pb минералов золото-теллуридного рудопроявления Райконкоски**

Минерал	Au, %	Ag, %	Te, %	Se, %	Bi, %	Pb, %	Cu, %	Fe, %	S, %	Total, %
Золото сам.	71,21	28,79								100,00
	71,05	28,95								100,00
	81,79	18,21								100,00
Петцит	29,72	38,87	30,60				0,82			100,00
	26,50	40,22	31,53				1,74			100,00
Вольнскит		19,34	33,95	5,52	33,04	8,14				100,00
		18,81	43,34		37,85					100,00
		18,72	43,35		37,93					100,00
		16,62	41,25	3,03	33,42		5,68			100,00
Хедлейит			26,23		73,77					100,00
Пильзенит			27,92	2,43	67,90		1,06	0,68		100,00
			31,99		68,01					100,00
			34,33		65,67					100,00
			25,88	3,20	70,25		0,67			100,00
Цумоит			39,34		56,79	3,87				100,00
		2,25	39,94		57,81					100,00
			34,36		62,46	3,16				100,00
		2,25	38,43		54,65	4,67				100,00
Теллурио-висмутит		1,86	35,33	1,11	49,19					100,00
Теллур самород.		1,44	75,57		24,43					100,00
Гессит		61,33	38,67							100,00
		62,51	37,49							100,00
	4,02	57,89	36,98				1,11			100,00
Шгютцит		55,11	44,89							100,00
	1,17	56,30	42,53							100,00
Жозеит В			22,24	3,49	67,03				7,24	100,00
Лайтакарит			21,20	3,61	64,43				10,12	100,00
Галенит селенсод.				1,96		85,17			12,87	100,00
				5,70		82,63			11,67	100,00
				8,78		80,95			10,27	100,00
			2,75	10,72		78,31			8,22	100,00
				13,39		79,93			7,65	100,00
				15,30		78,58			6,12	100,00
				17,41		78,83			7,78	100,00
Клаусталит			4,40	20,64		74,95				100,00
				21,20		78,80				100,00
				28,10		71,90				100,00
Раклиджит			30,97	3,63	49,95	16,14				100,00

Примечание. Микронзондовые анализы выполнены в ИГ КарНЦ РАН на электронном микроскопе VEGA Tescan, аналитик А. Н. Терновой. Анализы нормализованы к 100%.

Углеродсодержащие сланцы, подстилающие долериты с рудоносными карбонат-кварцевыми жилами, по данным бурения интенсивно брекчированы, пронизаны многочисленными кварцевыми прожилками, имеют повышенные содержания Мо – 0,022–0,046%, Cu – 0,05%, Pb – 0,032%, Zn – 0,05%, V – 0,1–0,15%, Ag – 1–3 г/т, Au и элементов платиновой группы. Они содержат неравномерно распределенную рудную минерализацию – пирит, рутил, ильменит, молибденит, халькопирит, ковелин, галенит, клаусталит, кобальтин, сфалерит, пирротин, осмиридий, самородные – медь, цинкистую медь (Zn ~ 35%), никель, железо, олово (Pb – 5%), свинец (Sb –

7%, Sn – 5%), серебро и золото. Пирит, халькопирит и галенит представлены двумя генерациями. Галенит-1 находится в виде мелких включений в халькопирите. Он не содержит селена. Галенит-2 (Se – 5–20%) – более крупные самостоятельные выделения, приуроченные обычно к кварцевым прожилкам. Клаусталит слагает скопления мелких (5–10 мкм) ксеноморфных зерен в графите. В такой же позиции отмечается осмиридий (Ir<sub>3</sub>O<sub>5</sub>). Размер его выделений достигает 0,5 мм. Самородные металлы в черных сланцах представлены преимущественно мелкими (2–20 мкм) ксеноморфными зернами, наиболее распространенным среди них является цинкистая медь.



**Рис. 3. Электронные микрофотографии рудных минералов рудопроявления Райконкоски (VEGA Tescan):**

а – самородное золото (Au), петцит (Pz), раклиджит (Ru) и пильзенит (Pl) в гессите (Hs); б – самородное золото (Au), петцит (Pz) и гессит (Hs) в халькопирите (Cp); в – акантит (Ac) в кальците; д – графические срастания пильзенита (Pl) с галенитом (Gl) и гесситом (Hs); е – симплектиковые срастания пильзенита (Pl), галенита (Gl) и гринокита (черное); ф – графические срастания цумоита (Ts), галенита (Gl), гессита (Hs) и гринокита (Gr)



Рудная минерализация в черных сланцах и в кварцевых жилах имеет признаки генетического единства, представляя собой различные уровни рудной системы, контролировавшейся сдвиговыми дислокациями разного порядка, проявленными в области сочленения Карельского кратона (AR<sub>2</sub>) и Свекофеннского складчатого пояса (PR<sub>1</sub>). Она имеет несколько одинаковых редких минералов (селенистый галенит, клаусталит, самородные цинкистая медь, олово, свинец, серебро), определяющих ее геохимическую специфику.

Процесс формирования рудной минерализации охватывал широкий температурный интервал – от 550 °С (по наличию звездчатых включений сфалерита в халькопирите) до <170 °С (присутствие акантита, гессита и др.) (Afifi et al., 1988). Золото-теллуридные ассоциации выделялись преимущественно в заключительные стадии процесса рудообразования. Хотя активность селена и теллура в растворах была достаточно высокой и в условиях средних температур. Свидетельство этому – практически полная смесимость галенит-клаусталит и галенит-алтаит, происходящая при температуре >300° (Afifi et al., 1988). Широкое распространение симплектитовых сростаний минералов системы Bi-Te-Ag-Se-Pb на рудопоявлении Райконкоски свидетельствует о высокоградиентных изменениях условий кристаллизации минералов. Это в совокупности с широким температурным интервалом (>400 °С) эволюции рудного процесса и с видовым многообразием теллуридной (14 минералов) и самороднометалльной (13 минералов) минерализации, своеобразным «скучиванием» разнотемпературных ассоциаций определяет вероятную принадлежность рудопоявления Райконкоски к ксенотермальному типу месторождений, выделенному А. Ф. Баддингтоном (Парк, Мак-Дормид, 1966; Сидоров, 2003) и объединяющему признаки эпитермальных и мезотермальных месторождений, контролируемых зонами сдвиговых дислокаций. В то же время рудопоявление Райконкоски имеет сходство с богатыми теллуром эпитермальными месторождениями «щелочного», золото-теллуридного или А-типа (Коваленкер, 2002; Richards, Kerrich, 1993), характеризующимися тесной связью с магматизмом повышенной щелочности и своеобразными геохимической (Te-V-F) и минеральной (теллуриды золота, серебра и других металлов, флюорит, роскоэлит, ванадийсодержащие сульфиды) ассоциациями и, возможно, подвергшимися реювенации (Рундквист, 1993).

Помимо рудопоявления Райконкоски в области сочленения Карельского кратона и Свекофеннского складчатого пояса, являвшейся зоной конвергентного взаимодействия океанической и континентальной плит, известно еще несколько имеющих с ним некоторое геохимическое сходство рудопоявлений (Буохенлампи, Ag – 345–2000 г/т, Au – 0,29 г/т; Койтоньярви, Au – 3,5 г/т, Сярка, Pb – >1%, Au – 0,21 г/т), что, вероятно, свидетельствует о перспективности данной зоны в целом на благороднометалльное оруденение.

Поскольку многие ксенотермальные и эпитермальные А-типа месторождения золота и серебра (Сидоров, 2003; Коваленкер, 2002) являются крупнейшими промышленными объектами, перспективы рудопоявления Райконкоски на благороднометалльное оруденение представляются значительными.

## 2. Комплексные благороднометалльные проявления в интрузиях кааламского и велимякского типов

Часть промышленных золоторудных месторождений в южной части свекофеннид Финляндии, относящихся к ведущему на Фенноскандинавском щите генетическому типу – орогеническому мезотермальному (Йокисиву ~10 т Au), пространственно ассоциируются с диоритовыми и габбродиоритовыми массивами известково-щелочной серии (возраст 1,89–1,88 млрд лет) (IGCP 486 Field., 2007), формационно-возрастными аналогами которых на территории Приладожья в Карелии являются интрузии кааламского и велимякского типов. Для этих финляндских месторождений характерно развитие зон сдвиговых дислокаций в диоритах и (или) габбродиоритах, сопровождающихся низкотемпературными метасоматическими преобразованиями, прожилковым прокварцеванием и золотонесущей рудной минерализацией.

В Приладожье в аналогичной ситуации, но в более основных породах работами ИГ КарНЦ РАН и СПбГУ выявлено несколько рудопоявлений, в которых кроме золота отмечаются повышенные содержания МПГ и серебра. В интрузиях кааламского типа это проявления Араминлампи и Сурисуо, велимякского – Центральное.

Рудопоявление *Араминлампи* представлено полевошпатсодержащими кварцевыми и мономинеральными кварцевыми жилами северо-западного и широтного простираний мощностью 20–30 см, группирующимися в субпараллельные серии, контролируемые северо-западной тектонической зоной. Жилы дискордантны, незональны, выполнены несколькими генерациями кварца и содержат благороднометалльно-висмутовую минерализацию. Самородный висмут представлен одиночными кристаллами (до 0,5 см), их сростками и тонкораспыленными округлыми корольками (<0,01 мм), слагающими цепочки вдоль субпараллельных микротрещин. В крупных, преимущественно лепешковидной морфологии выделениях висмута содержатся микровключения висмутита. С минералами висмута ассоциируют разнообразные сульфиды: пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, а также арсенопирит и самородное серебро. По данным атомно-абсорбционного и спектрального анализов в жильном кварце с висмутовой минерализацией установлены содержания золота – 0,2 г/т и серебра – 500 г/т.

Рудопоявление *Сурисуо* локализовано в одноименном массиве, расположенном в 1,5 км северо-западнее Кааламской интрузии. Рудовмещающие в

различной степени подсланцованные и биотитизированные ( $\pm$ хлорит, карбонат, кварц) порфиробластические амфиболизированные пироксениты и их оливинсодержащие разновидности имеют повышенные содержания меди (0,2–1,0%), никеля (0,01–0,1%), кобальта (до 0,05%), платины (0,32 г/т), палладия (0,36 г/т), золота (0,18 г/т).

В метапироксенитах в ассоциации с халькопиритом, пентландитом, халькозином, сфалеритом установлено широкое развитие барита, висмутотеллуридов (цумоит, хедлейит) и минералов платины и палладия – сперрилита, котульскита, соболевскита, мейченерита, меренскита, фрудита, мончеита, а также самородных платины, золота, серебра и висмута. Кроме этого диагностированы фазы состава  $Pd_3(Fe, Bi)_4$ ,  $Pd_2(Bi, Au)$ . Самородное золото по составу варьирует от высокопробного (970) до электрума –  $Au_2Ag$ . Золото присутствует также в соболевските (Au до 6%), а серебро – в пентландите (Ag – 4,23%). Перечисленные благороднометалльные минералы встречаются в виде одиночных микровключений (размером до 30–40 мкм) в халькопирите и алюмосиликатах, а также густой сыпи (до более 10 зерен в поле зрения). Мощность охарактеризованных рудных зон в метапироксенитах составляет 3–14 м.

Рудопроявление *Кааламское Южное* локализовано в юго-западном эндоконтакте массива Кааламо, приурочиваясь к северо-западной зоне (мощностью 2–3 м) рассланцевания, хлоритизации, карбонатизации и сульфидизации метапироксенитов. Оно характеризуется тем же набором рудных минералов, что и рудопроявление Суриусо.

Тождественная рудная минерализация в метапироксенитах, контролируемая зонами рассланцевания, характерна и для многих других мелких массивов кааламского типа в СЗ Приладожье, но, к сожалению, она детально не изучалась и не анализировалась. В этом аспекте остаются также совсем неизученными диориты и габбродиориты самого Кааламского массива, занимающие громадные площади (40–50 км<sup>2</sup>), хотя в их пределах еще по данным съемочных работ 70-х годов прошлого века отмечались мощные зоны огнейсования и рассланцевания с бедной сульфидной вкрапленностью и иногда повышенными содержаниями вольфрама (Макарова и др., 1971), типоморфного элемента-спутника золота в мезотермальных золоторудных месторождениях на сопредельной территории Финляндии.

Рудопроявление *Центральное* приурочено к тектонической зоне мощностью ~20 м северо-восточного простирания в центральной части Велимякского массива. Вмещающие метапироксениты в пределах зоны подверглись амфиболизации и биотитизации, сопряженным с формированием кварц-полевошпатовых жил (15–20 – 40 см) и околожилных метасоматитов с турмалином (дравитом), биотитом, хлоритом, микроклином, сульфидной вкрапленностью (сфалерит, арсенопирит, пирротин) и самородным золотом размерностью до 50 мкм. По результатам атомно-аб-

сорбционного анализа содержание золота в зоне изменений метапироксенитов составляет 1,2 г/т, а в шлихах из делювия варьирует в пределах 1,3–2,3 (Алексеев, 2005). В шлихах установлены также повышенные концентрации (в г/т) платины – 0,1–2,0 и палладия – 0,05–0,1. Перспективы на благороднометалльное оруденение Велимякского массива не ограничиваются только рудопроявлением Центральным, так как повышенные содержания золота (до 0,55 г/т) и МПГ (~0,1 г/т) отмечаются в его пределах повсеместно в местах развития бедной сульфидной минерализации в метапироксенитах и габброидах (Иващенко, Лавров, 1997).

### Новые типы золоторудных проявлений в архее Карелии

Новые типы золоторудных проявлений, выявленные в последние годы в архее Карелии в пределах Костомукшского рудного района (Петров, Головина, 2003; Горьковец и др., 2007) и Беломорского мобильного пояса (Ручьев, 2002; Ахмедов и др., 2005), находятся в начальной стадии изучения, и вследствие этого их оценка на предмет вероятной промышленной значимости и возможности открытия на их базе крупных комплексных благороднометалльных месторождений носит сугубо предварительный характер и нуждается в более обоснованной аргументации.

В Беломорском мобильном поясе проявления рудной минерализации, относящиеся, вероятно, к промышленному типу комплексных (с Au и МПГ) большого объема месторождений с невысокими содержаниями рудных элементов, но значительными запасами, известны и охарактеризованы на Лоушском, Плотинском, Малиноваракском участках (Ручьев, 2002), а в последние годы выявлены в пределах Климовского рудного узла.

*Климовский рудный узел* (Петров и др., 2007) характеризуется широким распространением горизонтов золото- и МПГ-содержащих метасоматитов (красно-коричневый высокотитанистый и железистый биотит+хлорит+актинолит+средне-кислый хлор-скаполит), развитых по ортоамфиболитам и амфиболовым сланцам. Формирование метасоматитов, вероятно, связано со свекофенской эпохой тектоно-термальной активизации (1,85–1,7 млрд лет) и контролируется протяженными зонами сдвиговых дислокаций. Метасоматиты содержат рассеянную сульфидную вкрапленность (пирит, пирротин, халькопирит, пентландит, виоларит), иногда линзовидные обособления массивных колчеданных руд. Отмечаются также минералы благородных металлов – теллуриды и висмута-теллуриды палладия (меренскит, майчнерит, мончеит, котульскит), арсенид платины – сперрилит, родий- и палладийсодержащий кобальтин-герсдорфит. В пределах рудного узла выделено шесть согласно залегающих, протяженных (свыше 9 км) горизонтов рудоносных метасоматитов со средней мощностью 30 м, имеющих комплексную медно-никелевую (Ni – 0,28–0,5%, Cu – 0,26–1,0%) и

золото-платино-палладиевую (Pd – 0,23–1,4 г/т, Pt – 0,16–0,3 г/т), Au (0,3–0,6 г/т) специализацию. Здесь же отмечаются субвертикальные секущие зоны кварц-серицитовых изменений с высокими содержаниями золота: в штучных пробах до 48,6 г/т, в бороздовых – на интервал 1 м до 7,72 г/т. По результатам технологических испытаний, выполненных в ОАО Институт «Гипроникель», рудоносные метасоматиты Климовского рудного узла являются бедными, но хорошо обогащаемыми благороднометалльными рудами с палладиевой специализацией (Петров и др., 2007).

Суммарные прогнозные ресурсы категории P<sub>1</sub>+P<sub>2</sub> по Климовскому рудному узлу составляют: Au – 36,4 т, Pt – 19,5 т, Pd – 27,9 т, Cu – 316 тыс. т, Ni – 340 тыс. т (Петров и др., 2007), что соответствует масштабам среднего комплексного большеобъемного месторождения. При проведении дальнейших геологоразведочных работ последующих стадий имеются высокие перспективы на перевод Климовского рудного узла в класс крупных большеобъемных комплексных (Cu, Ni, Au, МПГ) месторождений.

Полученные новые данные (СПбГУ, ИГ КарНЦ РАН) по золотоносности *Костомукшского рудного района* и выявление здесь новых рудопроявлений в дополнение к ранее известным золоторудным объектам (Таловейс, Берендей и др.) в совокупности подтверждают его вероятную высокую перспективность на открытие промышленно значимого месторождения золота, возможно даже и крупного по масштабам. В первую очередь это относится к золоторудным проявлениям, формирующимся в протяженных зонах сдвиговых дислокаций и метасоматических преобразований, приуроченных к толщам переслаивания контрастных по составу пород с широким распространением железистых кварцитов, метаультрамафитов и кислых магматитов. Одним из таких перспективных золоторудных объектов, возможно, является рудопроявление Луупеансуо с прогнозными ресурсами золота ~70 т (Горьковец и др., 2007). Однако рудопроявление изучено еще крайне недостаточно и сведения, приводимые по нему (Горьковец и др., 2007), в значительной степени скудны и противоречивы, а столь «смелые» оптимистические прогнозы (70 т Au) в большей степени основываются, вероятно, на интуиции авторов, чем на достоверных фактических данных. Но все же геологическая обстановка развития золоторудной минерализации на данном проявлении представляется вполне благоприятной для формирования крупных золоторудных концентратов.

#### **Порфировые месторождения Карелии как вероятные комплексные золоторудные объекты крупного масштаба**

На территории Карелии имеются определенные предпосылки для выявления крупных комплексных с благородными металлами месторождений порфирового типа или перевода в такой ранг при соответствующем доизучении уже известных рудных объектов –

Лобаш-1 и Ялонвара, которые могут представляться как большеобъемные месторождения с бедными рудами. Уже в настоящее время по состоянию изученности одним только снижением бортовых содержания до 1,5 г/т промышленные ресурсы золота на месторождении Лобаш-1 составят около 40–60 т при возможности добычи открытым способом. Золоторудная минерализация месторождения Лобаш-1, локализованная в экзоконтактовом ореоле гранитоидного плутона на удалении 300–400 м от его кровли, и непосредственно развитое в эндо-экзоzone плутона штокверковое молибденовое оруденение (молибденовое месторождение Лобаш – 140 тыс. т Mo) в генетическом аспекте представляются как производные единой рудно-магматической системы, т. е. являются по сути одним комплексным месторождением – Лобашское. Поскольку цены на молибден на мировом рынке в последние годы выросли в несколько раз, то Лобашское порфиоровое месторождение (Mo, Au, Ag и др.) уже сейчас может рассматриваться как крупный промышленно значимый комплексный благороднометалльный рудный объект.

При дополнительном доизучении аналогичная переоценка, вероятно, может быть произведена и для рудного поля Ялонвара, в пределах которого развито комплексное (Mo, Cu, W, Au, Ag, Te и др.) порфиоровое оруденение с прогнозными ресурсами молибдена 40–60 тыс. т, меди – 300–500 тыс. т, золота – 20–30 т и золоторудное орогеническое мезотермальное с ресурсами золота 30–40 т. Последний тип оруденения характеризуется наличием крупноразмерного самородного золота (до 2–3 мм), значительными вариациями содержания золота (от 0,1 г/т до 100 г/т), повышенными концентрациями платины (до 0,3 г/т) и индия (до 150 г/т). С учетом благоприятной мировой конъюнктуры на перечисленные металлы ялонварские рудные объекты в совокупности представляются как единое крупное комплексное (с ведущей ролью благородных металлов) месторождение. Кроме этого, севернее рудного поля Ялонвара на Соанлахтинской площади, являющейся непосредственным продолжением архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломанси, в пределах которого на финской территории открыто несколько месторождений золота (Валкеасуо ~18 т Au, Пампало ~9 т Au и др.), выявлено ряд перспективных золоторудных проявлений (Юованйоки, Синкори, Соанйоки, Пролонваара и др.) с общими прогнозными ресурсами золота ~40–60 т (Юдин и др., 2006, 2007), которые при доизучении по масштабности могут соответствовать Ялонварскому рудному полю.

#### **Заключение**

В соответствии с результатами наших предшествующих исследований (Голубев и др., 2007) наибольшие металлогенические перспективы на промышленное золото и выявление крупных комплексных благороднометалльных месторождений на территории Карелии имеют (в иерархической последовательности)

Онежский рудный район, Костомукшский рудный район, Лобашский рудный узел и Северо-Ладужский рудный район. По аналогии с Финляндией и Швецией, где преобладающая часть запасов золота сосредоточена в протерозойских структурах с известными крупными золоторудными месторождениями – Болиден, Айттик, Суурикуосикко, более благоприятными представляются и перспективы территории Карелии на промышленное золото протерозойского возраста. Тем более, что ряд установленных на зарубежной части щита протерозойских золоторудоконтролирующих структур (Раахе-Ладужская, Лапландский зеленокаменный пояс и др.) прослеживается на ее территорию. На продолжении Лапландского зеленокаменного пояса в Карелии выявлено в последние годы ряд новых рудопроявлений, относящихся к высокоперспективному для докембрия мезотермальному орогеническому типу золоторудных месторождений.

В Северном Приладожье на продолжении Раахе-Ладужской металлогенической зоны с известными мезотермальными золото-арсенидными месторождениями обнаружено несколько перспективных аналогичных по генезису проявлений, а также оруденение золото-теллуридного типа (проявление Райконкоски), характеризующееся парагенетической и пространственной ассоциированностью с крупной shear-зоной и мощной толщей черных сланцев, имеющих близкие к промышленно значимым содержания ряда рудных элементов (Mo, V, Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Pt, Pd и др.). Здесь же помимо проявления Райконкоски известно еще несколько имеющих с ним некоторое геохимическое сходство комплексных золоторудных проявлений (Вуохенлампи, Койтонъярви, Сярка), что свидетельствует о высоковероятной перспективности на благороднометалльное оруденение области сочленения Карельского кратона и Свекофеннского складчатого пояса в целом. Перечисленные золото-

рудные объекты в совокупности с Au-Ag-Pt-Pd мезотермальными проявлениями в интрузиях кааламского и велимякского типов (Араминлампи, Сурисуо, Центральное) характеризуют благороднометалльно-ресурсный потенциал Северного Приладожья как значительный (Au > 100 т, Pt > 50 т).

Новые типы золоторудных проявлений, установленные в последние годы в архее Карелии в пределах Костомукшского рудного района и БМП, находятся в начальной стадии изучения, и вследствие этого их оценка на предмет вероятной промышленной значимости и возможности открытия на их базе крупных комплексных благороднометалльных месторождений носит сугубо предварительный характер и нуждается в более обоснованной аргументации. Для Костомукшского рудного района эти новые данные являются дополнительной аргументацией его вероятной высокой перспективности на открытие промышленных месторождений золота, возможно даже и крупных по масштабам. В первую очередь это относится к золоторудным проявлениям, формирующимся в протяженных зонах сдвиговых дислокаций и метасоматических преобразований, приуроченных к толщам переслаивания контрастных по составу пород с широким распространением железистых кварцитов, выступающих в роли базовой золоторудной формации, метаультрамафитов и кислых магматитов. В этом аспекте рудопроявление Луупеансуо (Au ~70 т?) заслуживает самого пристального внимания и детального изучения.

На территории Карелии имеются определенные предпосылки для выявления крупных комплексных с благородными металлами месторождений порфирирового типа или возможен перевод в такой ранг при соответствующем доизучении уже известных рудных объектов – Лобаш-1 и Ялонвара, которые могут представляться как большеобъемные месторождения с бедными рудами.

## ЛИТЕРАТУРА

*Алексеев И. А.* Благороднометалльное оруденение массива Велимяки (Северное Приладожье) // Материалы XVI конф. молодых ученых, посвящ. памяти К. О. Кратца. Апатиты, 2005. С. 244–247.

*Артамонова Н. А., Духовский А. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые Северо-Восточного Приладожья. Отчет. ТГФ Р. Карелия. Петрозаводск. 1989.

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

*Ахмедов А. М., Шевченко С. С., Симонов О. Н. и др.* Новые типы проявлений комплексной благороднометалльной минерализации в зеленокаменных поясах архея Карело-Кольского региона // Геология и геодинамика архея: Материалы I Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия (27–29 сент. 2005 г.). СПб., 2005. С. 34–38.

*Безруков В. И.* Отчет о результатах общих поисковых работ на золото в центральной и восточной частях

Куоляярвинского синклиниория в 1984–89 гг. 1989. Фонды ЦКЭ.

*Голубев А. И., Иващенко В. И., Трофимов Н. Н. и др.* Отчет о научно-исследовательской работе «Металлогения и оценка перспектив Карельского региона на крупные комплексные благороднометалльные месторождения (информационный промежуточный)». Петрозаводск, 2007.

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

*Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Рудашевский Н. С., Рудашевский В. Н.* Перспективное рудопроявление золота Костомукшского рудного района (Западная Карелия, Россия) // Материалы Всерос. конф. «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерогенез Северо-Запада России». Петрозаводск, 2007. С. 106–110.

*Иващенко В. И., Лавров О. Б.* Благороднометалльное оруденение Юго-Западной Карелии // Проблемы золото-

ности и алмазности Севера европейской части России. Петрозаводск, 1997. С. 44–51.

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

*Коваленкер В. А.* Основные типы комплексных поликомпонентных благороднометалльных месторождений эпитептермального семейства // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов: Материалы Всерос. симпозиума, 2002. С. 158–161.

*Кожевников В. Н., Голубев А. И., Рыбаков С. И.* Рудоконтролирующие факторы золотоносности в архейских зеленокаменных поясах (на примере Сьюпириор и Карельского кратонов) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск, 1998. С. 5–23.

*Константинов М. М., Некрасов Е. М., Сидоров А. А. и др.* Золоторудные гиганты России и мира. М., 2000. 270 с.

*Коровкин В. А., Турылева Л. В., Руденко Д. Г. и др.* Недра Северо-Запада Российской Федерации. СПб., 2003. 520 с.

*Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования* / Под ред. Д. В. Рундквиста. М., 2004. 430 с.

*Макарова Г. В., Леонтьев А. Г., Аксентьева А. И.* Отчет о геолого-поисковых работах на медь, никель, кобальт, проведенных Тохмайокской партией в Северном Приладожье в 1969–1970 гг. // Фонды СЗТГУ. 1971.

*Металлогения Карелии* / Отв. ред. С. И. Рыбаков, А. И. Голубев. Петрозаводск, 1999. 340 с.

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

*Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А.* Рудные месторождения. М., 1966. 546 с.

*Петров С. В., Головина Т. А.* Типы золоторудной минерализации в рудах и вмещающих породах Костомукшского железорудного месторождения железистых кварцитов (Карелия) // Материалы науч. сессии к 100-летию Н. Г. Судовикова «Метаморфизм, гранитообразование и рудогенез». СПб., 2003. С. 98–100.

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

*Рундквист Д. В.* Эпохи реювенации докембрийской коры и их металлогеническое значение // Геология рудных месторождений. 1993. № 6. С. 467–480.

*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.

*Сидоров А. А.* О ксенотермальных месторождениях благородных металлов // ДАН. 2003. Т. 389, № 6. С. 795–798.

*Степанов К. И., Мурадымов Г. Ш., Путинцева Е. В. и др.* Производство поисковых работ в пределах Сортавальской площади (поиски медно-никелевых, полиметаллических и золоторудных месторождений). Отчет. ТГФ Р. Карелия. Петрозаводск. 2004.

*Шевченко С. С., Ахмедов А. М., Крупеник В. А.* Золотоносность вендских отложений и подстилающих их метасоматитов структурной зоны Ветреный пояс // Материалы Всерос. конф. «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерация Северо-Запада России». Петрозаводск, 2007. С. 439–443.

*Юдин С. Н. и др.* Прогнозно-поисковые работы на золото на Ялонваарской перспективной площади (Республика Карелия). Отчет. КГЭ. Петрозаводск. 2006.

*Юдин С. Н., Михайлов В. П., Иващенко В. И., Хамтула А.* Прогнозная оценка золотоносности Российской части Ялонвара-Хатту-Лендерского зеленокаменного пояса // Материалы науч.-практ. конф. «Minex Forum Северо-Запад 2007». Петрозаводск, 2007.

*Afifi M. A., Kelli W. C., Essene E. J.* Phase Relations among Tellurides, Sulfides, and Oxides: I. Thermochemical Data and Calculated Equilibria // Economic Geology. 1988. Vol. 83, N 2. P. 377–394.

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

*Eilu P., Weihed P.* Fennoscandian Shield – Orogenic gold deposits // Ore Geology Reviews. 2005. Vol. 27. P. 326–327.

*IGCP 486 Field Workshop 2007. Excursion guide for field trip 27–29.8.2007* / Ed. by Kari K. Kojonen. GTK. 2007. 45 p.

*Ivashchenko V. I., Lavrov O. B., Sundblad K., Toritsin A. N.* Au-Ag-Bi-Te-Se vein mineralization at Roikonkoski, Karelia, northern Lake Ladoga region // Geol. Survey of Finland. 2007. Guide 53. P. 51–56.

*Kerrich R., Goldfarb R., Groves D. et al.* The characteristics origin and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces // Science in China (series D). 2000. Vol. 43. P. 1–58.

*Laznicka P.* Giant ore deposits: A Quantitative approach // Global tectonics and metallogeny. 1983. Vol. 2, N 1–2. P. 41–63.

*Pankka H. S., Vanhanen E. J.* Aulakogen related epigenetic Au-Co-U deposits in northeastern Finland // Geol. Survey of Finland. Current Research. 1988. Espoo, 1989. P. 911–94.

*Richards J. P., Kerrich R.* The Porgera gold mine, Papua New Guinea: Magmatic hydrothermal to epithermal evolution of an alcaic-type precious metal deposit // Economic Geology. 1993. Vol. 88. P. 1017–1052.

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

*Н. К. Дегтярев\*, Н. Н. Трофимов*

## **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ШАЛОЗЕРСКОГО БЛОКА БУРАКОВСКОГО ПЛУТОНА**

### **Введение**

Бураковский массив по условиям формирования и характеру расслоенности является типичным представителем расслоенных интрузий мира, таких, как Бушвельд, Стиллуотер, Скергаард и др., и, как каждая из них, является уникальным природным объектом, обладающим индивидуальными чертами внутреннего строения и рудоносности. По морфологии это типичный лополит. Согласно составу слагающих пород, он относится к дунит-пироксенит-габброноритовой формации с характерной для нее металлогенической специализацией на хром, ЭПГ, золото, титан, ванадий и силикатный никель. На начальном этапе изучения интрузив относился к дифференцированной перидотит-габброноритовой формации (Гарбар, 1975Ф; Лобанова и др., 1975), а позднее – к перидотит-пироксенит-норитовой. В расслоенной серии пород выделялось четыре зоны: ультрабазитов, переходная, габброноритов и габбронорит-диоритов, а также краевые габбронориты (Лавров и др., 1976). В дальнейшем по результатам геологосъемочных (Ганин и др., 1989Ф, 1995Ф) и научно-исследовательских работ (Лавров и др., 2004, 2006), по мере накопления фактического материала, уточнялось строение Расслоенной и Краевой серий. Анализ и обобщение предыдущих результатов многолетнего изучения Бураковского массива, начиная с 1964 г., позволил установить ряд важных особенностей в этапах его развития и геологическом строении (Ганин и др., 2005Ф), которые сводятся к следующему.

1. Слагающие интрузив породы являются производными одной фазы внедрения магматического расплава.

2. На современном эрозионном уровне (с севера на юг) в нем выделяются три блока, соответствующие трем подкамерам: Аганозерский (с подводным каналом), Шалозерский и Бураковский (рис. 1).

3. Становление интрузива сопровождалось внедрением даек ранне- и позднемагматической стадий бураковского комплекса. Наиболее крупными представителями их являются соответственно Копполозерская и Авдеевская дайки, которые трассируют глубинные

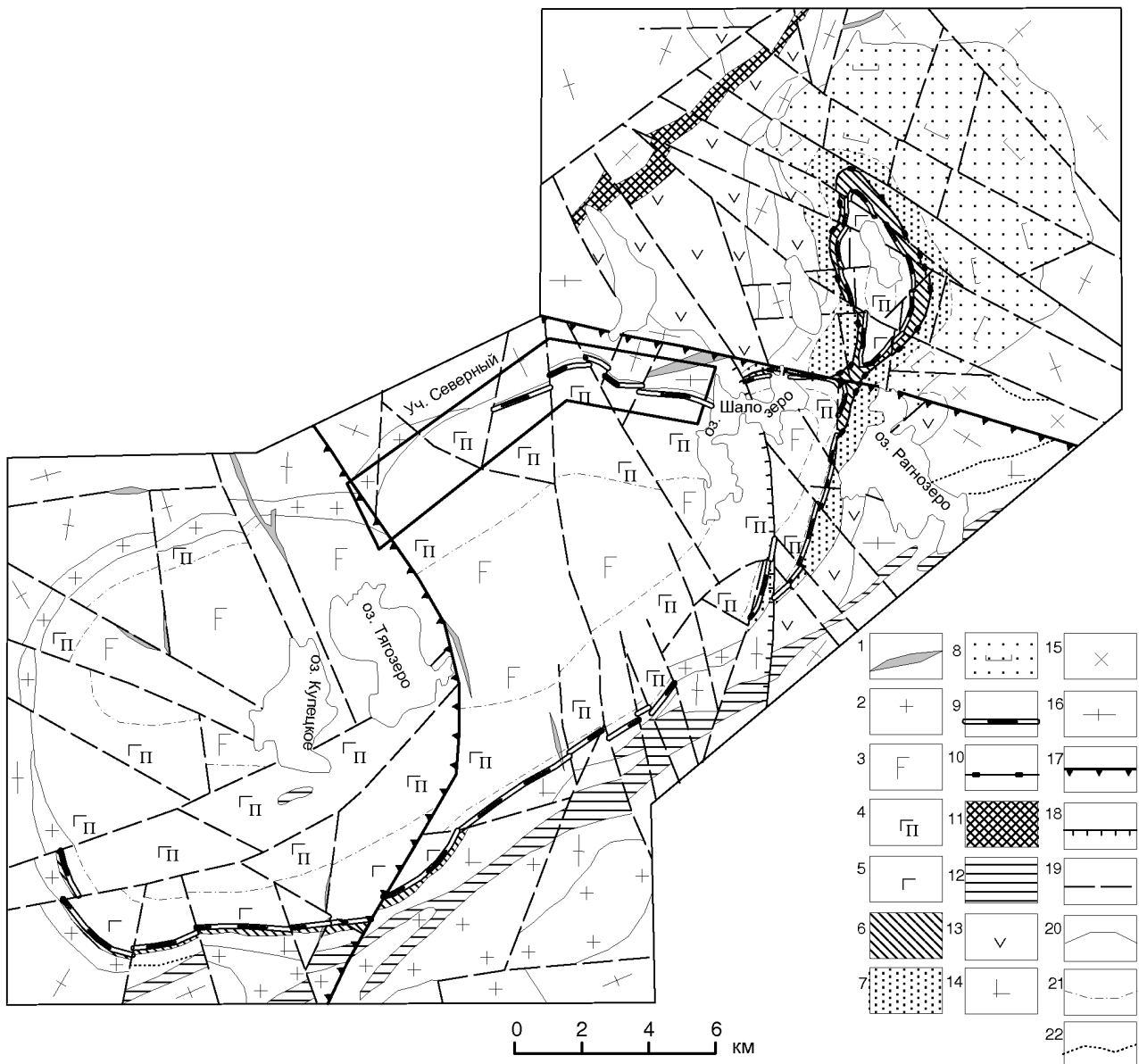
разломы северо-восточного простирания. Дайки позднемагматической стадии различного петрографического состава (от перидотитов до пижонитовых габброноритов) выявлены среди пород Расслоенной серии и Боковой краевой зоны.

4. В разрезе Расслоенной серии выделено два маркирующих горизонта, имеющих площадное распространение: Главный хромитовый горизонт (ГХГ), разделяющий образования ультраосновной и пироксенитовой зон, и висячий горизонт основных – ультраосновных пород (ГОУП) в основании габброноритовой зоны.

5. Формирование горизонта ГОУП, видимо, связано с достаточно мощным дополнительным поступлением в подкамеры магмы ультраосновного состава, прервавшим направленный ход магматической дифференциации остаточного расплава. В строении нижней части разреза горизонта ГОУП наблюдается обратная зональность, аналогичная установленной для Боковой краевой зоны. Анализ условий залегания горизонта в пределах отдельных блоков, изменение его мощности (максимальная до 250–300 м в южной части Бураковского блока, минимальная 7–15 м в западной части Аганозерского блока), состава и соотношения слагающих его пород позволяет предположить, что дополнительное внедрение магматического расплава происходило по системе северо-восточных разломов вдоль ЮВ борта интрузива.

6. В настоящее время в разрезе Расслоенной серии выделено пять зон: ультраосновная, пироксенитовая, габброноритовая, пижонитовых габброноритов и феррогабброноритов (Гриневиц и др., 2000Ф). Ультраосновная и габброноритовая зоны в свою очередь разделены соответственно на дунитовую и перидотитовую, полосчатую и верхнюю подзоны. Отличие от ранее принятой схемы (Ганин, 1989Ф, 1995Ф) заключается только в определении их границ. Так, нижняя и верхняя границы пироксенитовой зоны проведены соответственно по подошве ГХГ и ГОУП, граница между полосчатой и верхней подзонами габброноритовой зоны – по кровле горизонта мезо-меланократовых габброноритов, обогащенных, как правило, сульфидной минерализацией. Границы между остальными зонами имеют постепенный характер и определяются по преобладанию в разрезе той или иной разновидности пород.

\* ГУП РК КГЭ.



**Рис. 1. Геологическая карта Бураковской расслоенной интрузии:**

1 – дайки долеритов пудожгорского комплекса; 2 – граниты рагнозерского комплекса. Бураковская интрузия. Расслоенная серия: 3 – феррогабброноритовая зона; 4 – зона пижонитовых габброноритов; 5 – габброноритовая зона; 6 – пироксенитовая зона; 7 – перидотитовая подзона; 8 – дунитовая подзона; 9 – маркирующий горизонт ГОУП; 10 – ГХГ. Дайки бураковского комплекса: 11 – раннемагматической стадии; 12 – позднемагматической стадии; 13 – сланцы и гнейсо-сланцы рыбозерской толщи. Образования водлозерского комплекса: 14 – плагиограниты; 15 – диориты; 16 – гнейсограниты. 17 – глубинные разломы, определяющие блоковое строение интрузии; 18 – внутри-блоковые надвиги; 19 – разломы. Геологические границы: 20 – между разновозрастными подразделениями; 21 – зон и подзон; 22 – между разновозрастными образованиями

7. Для пород Расслоенной серии характерна латеральная и вертикальная изменчивость, обусловленная неоднородностью как первичного, так и остаточного магматического расплава относительно подводящего канала или центральных частей блоков, что определило разнообразие типов разрезов Расслоенной серии.

Ниже приводится интерпретация фактического материала, полученного при проведении в 2005–2007 гг. прогнозно-поисковых работ в северной части Шалозерского блока (участок Северный).

### Геологическое строение северной части Шалозерского блока (участок Северный)

В пределах изученной площади выделено три небольших тектонических блока: Западный, Центральный и Восточный, отличающиеся друг от друга строением разрезов Расслоенной серии и Бокковой краевой зоны, а также площадью распространения слагающих их пород, что обусловлено как общим погружением Шалозерского блока в юго-западном направлении, так и разнонаправлен-

ной блоковой тектоникой отдельных его частей (рис. 2).

Западный блок с востока ограничен субмеридиональным разломом, трассирующим долину реки Шалица, с запада – зоной сочленения Шалозерского и Бураковского блоков интрузива. Разрывными нарушениями более высокого порядка и различной ориентировки он разбит на отдельные мелкие блоки с разнонаправленной амплитудой вертикального перемещения, которая не превышает 10–20 м. Для Западного блока характерна относительно слабая степень эродированности пород Расслоенной серии, распространены только лейко-, реже мезократовые пижонитовые габбронориты, провальные дайками и жилами гранитов рагнозерского комплекса. Краевая часть интрузива здесь вскрыта скважиной № 14г (Гарбар, 1975Ф), разрез которой представлен в следующем виде (сверху вниз):

5,9–181,7 м – пижонитовые лейкократовые габбронориты среднезернистые и средне-крупнозернистые с горизонтами и линзами такситовых пород в интервалах:

59,0–67,1 м; 104,7–106,3 м; 129,8–136,0 м и 173,7–181,7 м;

181,7–197,3 м – габбронориты лейкократовые раз-

нозернистые, участками пойкилитовые микроклинизированные;

197,3–223,5 м – габбронориты мезократовые пойкилитовые мелко-среднезернистые;

223,5–231,2 м – габбронориты лейкократовые интенсивно измененные;

231,2–237,2 м – переслаивание разномасштабных лейко- и мезократовых габброноритов неравномерно окварцованных;

237,2–365,6 м – диориты неравномерно окварцованные и микроклинизированные.

Породы в интервале 5,9–181,7 м окварцованы, микроклинизированы, эпидотизированы и амфиболизированы, пронизаны жилами и прожилками гранитов, содержат гранофировый агрегат, неравномерную вкрапленность магнетита и сульфидов. По данным полуквантитативного спектрального анализа (ПКСА) они характеризуются крайне низким содержанием Cu, Ni (0,001–0,01 %) и Ti (0,01–0,1%), что типично для нижней части разреза пижонитовых габброноритов.

К образованиям Боковой краевой зоны здесь может быть отнесена пачка переслаивания разномасштабных лейко-мезократовых габброноритов (инт. 231,2–237,2 м).

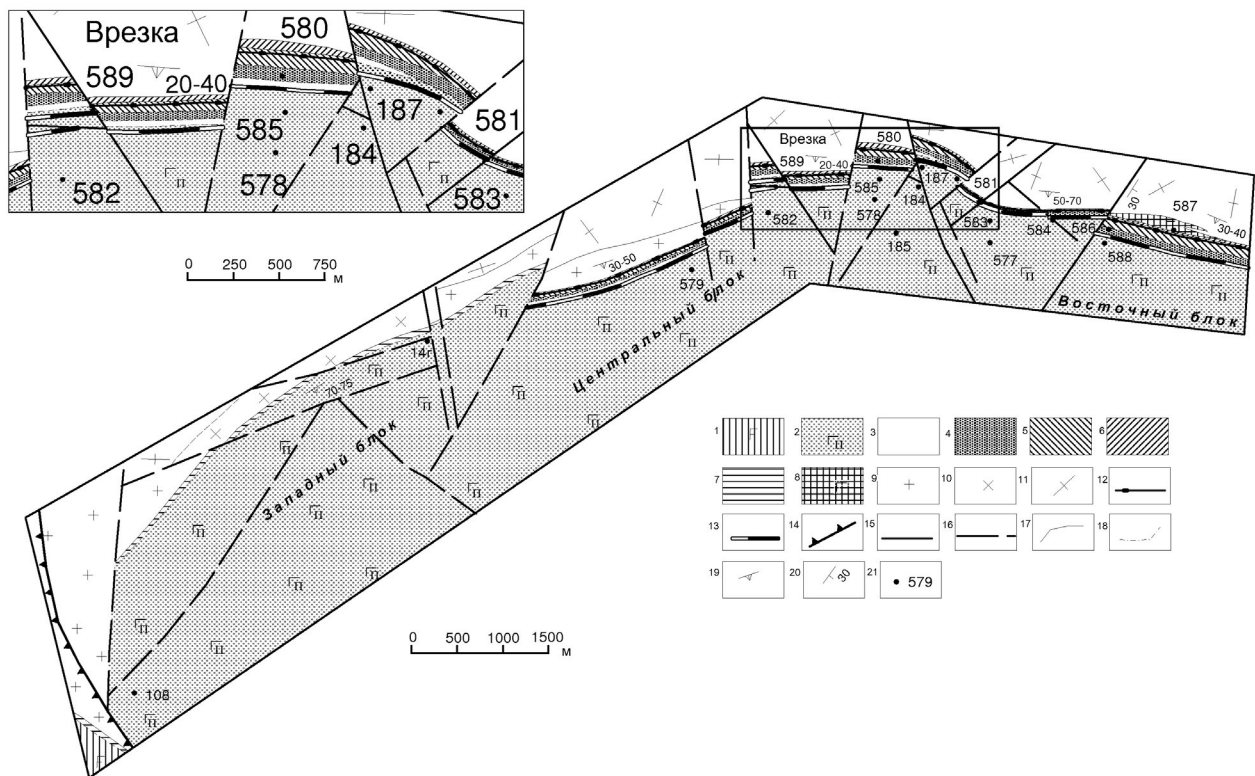


Рис. 2. Схема геологического строения северной части Шалозерского блока, участок Северный:

1 – феррогаббронориты; 2 – пижонитовые габбронориты; 3 – лейкократовые габбронориты; 4 – породы полосчатой подзоны (лерцолиты, оливковые пироксениты, вебстериты, мезо-меланократовые габбронориты); 5 – породы пироксенитовой зоны (хромитовые перидотиты и пироксениты, мезо-меланократовые и пижонитовые габбронориты); 6 – перидотиты и оливковые пироксениты (УОЗ), породы Боковой краевой зоны (пироксениты, габбронориты); 7 – породы габброноритовой и Боковой краевой зон; 8 – дайки габброноритов; 9 – граниты рагнозерского комплекса; 10 – диориты; 11 – гнейсограниты водлозерского комплекса; 12 – платинометалльный горизонт «А»; 13 – золото-платинометаллическая зона «В»; 14 – межблоковые разломы; тектонические нарушения: 15 – установленные, 16 – предполагаемые; 17 – геологические границы между разновозрастными подразделениями; 18 – границы зон и подзон; 19 – направление и угол падения интрузивного контакта; 20 – направление и угол падения сместителя; 21 – буровые скважины и их номера



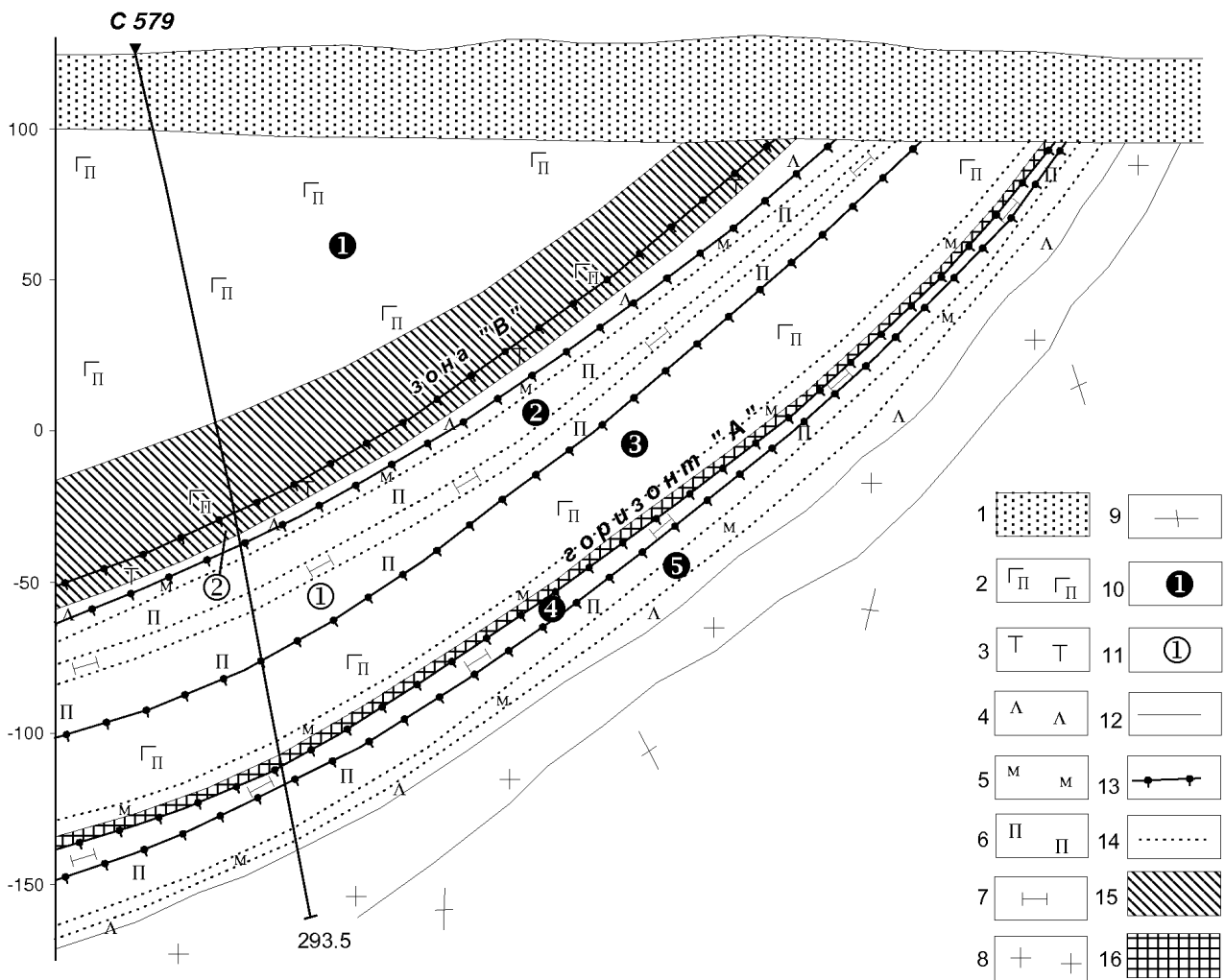
По геолого-геофизическим данным контакт интрузива с вмещающими породами архея в этой части Шалозерского блока крутой – от 70 до 75°.

Центральный блок представляет собой наиболее поднятую и эродированную часть площади. С востока он ограничен пологопадающей (30°) тектонической зоной северо-восточного простирания, вскрытой скважинами № 586 и 588. Разрывными нарушениями блок разбит на отдельные площади с амплитудой вертикального перемещения до 100–150 м. Контакт интрузива с вмещающими породами в его восточной части крутой и составляет 70–50°. В западном направлении он выполаживается до 40–25°. В плане это фиксируется заливообразным выступом интрузива в породы фундамента на глубину до 1 км, а также увеличением видимой

мощности образований Расслоенной серии и Боковой краевой зоны в средней части Центрального блока (рис. 1, 2).

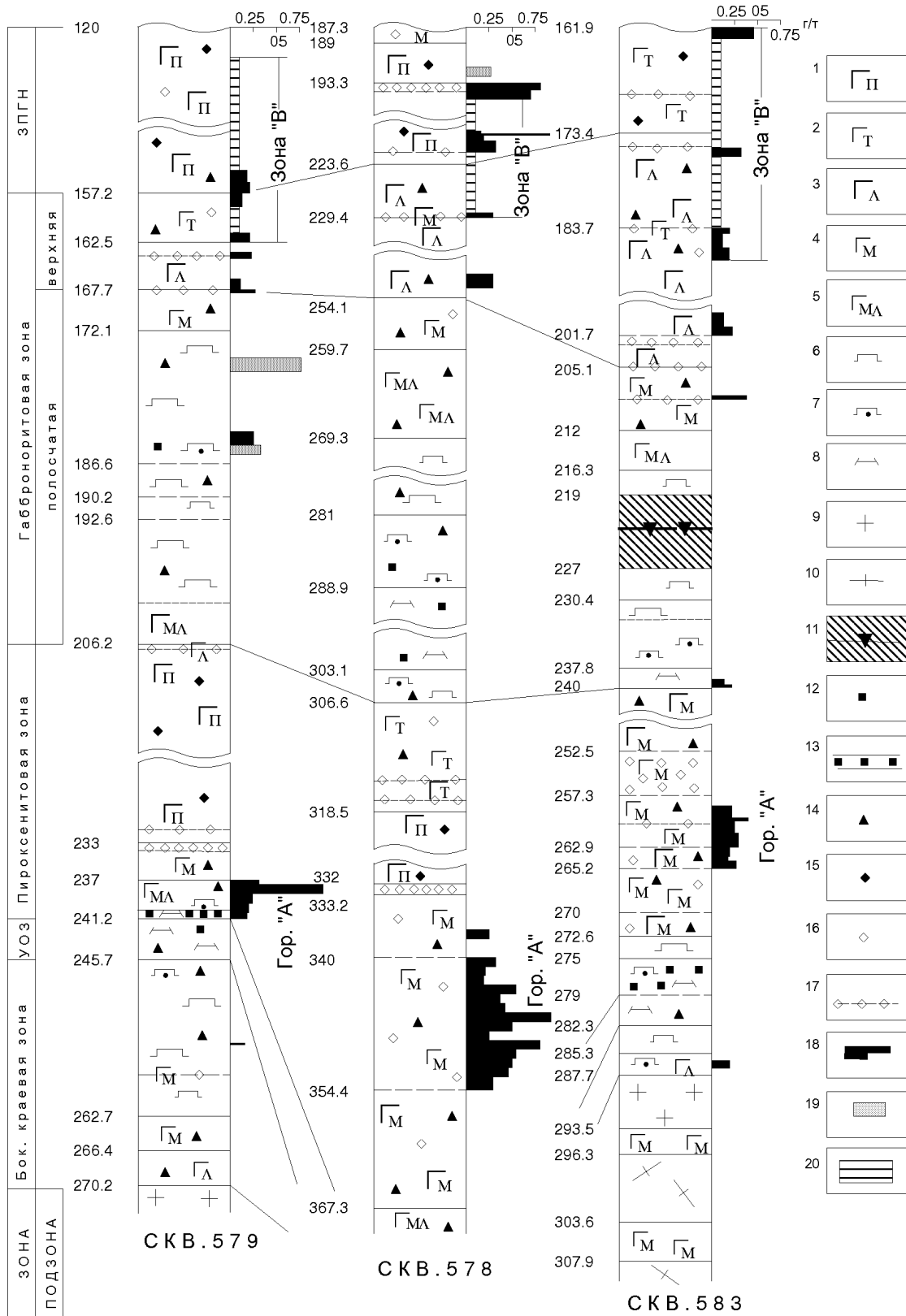
Основная часть площади блока сложена лейкократовыми пижонитовыми габброноритами (рис. 2, 3). Залегающие ниже образования Расслоенной серии и Боковой краевой зоны прослеживаются в виде узкой полосы шириной 50–260 м вдоль северного эндоконтакта интрузива. Для блока установлено два типа разреза Расслоенной серии, характеризующих соответственно восточную и западную его части.

Скважинами № 581, 583, 584, пройденными в восточной части блока (рис. 2), вскрыт тип разреза, соответствующий пижонитовой, габброноритовой и пироксенитовой зонам (рис. 4).



**Рис. 3. Положение благороднометалльного оруденения в разрезе Расслоенной серии:**

1 – четвертичные отложения; 2–5 – габбронориты: 2 – пижонитовые лейкократовые средне-, крупнозернистые, 3 – такситовые, 4 – лейкократовые, 5 – мезократовые; 6 – вебстериты; 7 – перидотиты; 8 – граниты рагнозерского комплекса; 9 – гнейсо-граниты архейского фундамента; 10 – зоны, выделенные в разрезе Расслоенной серии Бураковского интрузива (1 – пижонитовых габброноритов, 2 – габброноритовая, 3 – пироксенитовая, 4 – ультраосновная; 5 – Боковая краевая); 11 – подзоны, выделенные в пределах габброноритовой зоны (1 – полосчатая, 2 – верхняя); геологические границы: 12 – между разновозрастными образованиями; 13 – границы зон и подзон; 14 – петрографических разновидностей пород; 15 – золото-платинометаллическая зона «В»; 16 – платинометаллический горизонт «А»



**Рис. 4. Типы геологических разрезов и распределение благороднометалльного оруденения в разрезе Расслоенной серии и Боковой краевой зоны:**

1–5 – габронориты: 1 – пижонитовые, 2 – такситовые, 3 – лейкократовые, 4 – мезократовые, 5 – меланократовые; 6 – вебстериты; 7 – оливинные пироксениты; 8 – лерцолиты; 9 – граниты; 10 – гнейсограниты; 11 – тектоническая зона; рудная минерализация: 12 – хромшпинелид, 13 – ГХГ, 14 – магнетит, 15 – титаномагнетит, 16 – сульфиды, 17 – сульфидные горизонты; 18–20 – гистограмма распределения: 18 – платиноидов, 19 – золота; 20 – содержание суммы Pt+Pd до 0,1 г/т

Мощность зоны пижонитовых габброноритов – около 300 м (скв. № 583, 577). Сложена она преимущественно лейкократовыми крупно-среднезернистыми и мелко-среднезернистыми образованиями с горизонтами и линзами мезократовых и такситовых разновидностей пород. Количество последних и их мощность значительно увеличивается в нижней части разреза зоны от 1–2 м до 18–20 м (скв. № 581). Породы содержат неравномерную (0,5–3%) вкрапленность и гнезда титаномагнетита и магнетита. Сульфиды (халькопирит, пентландит, пирротин) приурочены преимущественно к такситовым габброноритам, в которых иногда образуют обогащенные (до 3–5%) горизонты мощностью 0,1–1,0 м. По геохимическим данным (скв. № 581, 583) в них иногда отмечаются повышенные концентрации меди (0,1–0,8%), реже никеля (0,1–1,0%), серебра (8 г/т) и хрома (0,3%).

Габброноритовая зона мощностью от 30 до 70 м представлена здесь в основном породами полосчатой подзоны с маркирующим горизонтом в ее основании. Лейкократовые разновидности габброноритов верхней подзоны вскрыты только скважиной № 583 в инт. 184,0–202,0 м (рис. 4). Полосчатая подзона имеет асимметричное строение. Выше маркирующего горизонта, представленного вебстеритами различной зернистости с резко подчиненным количеством оливинсодержащих и оливиновых их разновидностей, а также линз серпентинитов по перидотитам, последовательно залегают мелано- и мезократовые преимущественно мелкозернистые пойкилитовые габбронориты суммарной мощностью 10–30 м. В нижней части горизонта ГОУП наблюдается обратная зональность, причем мощность мелано-мезократовых габброноритов не превышает 1–3 м. В приконтактной части с нижележащими образованиями пироксенитовой зоны часто отмечаются такситовые текстуры в породах габброноритового и габбронорит-пироксенитового состава. Породы подзоны содержат неравномерную вкрапленность тонкозернистого магнетита (0–2%), пирита, пирротина и халькопирита (0–3%). Сульфиды редко образуют обогащенные (1–3%) линзы мощностью 0,1–0,5 м среди мезократовых габброноритов в основании подзоны. Хромшпинелиды отмечаются только в пироксенитах и их оливиновых разновидностях в незначительном количестве (менее 0,1%). По данным полуколичественного спектрального анализа (ПКСА) к участкам, обогащенным сульфидами, приурочены аномальные концентрации меди (0,1–0,2%) и никеля (0,1–0,4%).

Пироксенитовая зона сложена преимущественно мезократовыми габброноритами различной зернистости, которые слагают среднюю и верхнюю части ее разреза. Мощность зоны – от 30 до 60 м, и по восстановлению она постепенно сокращается. В верхней части зоны, в отдельных скважинах, отмечаются линзы (1–10 м) средне-крупнозернистых лейкократовых габброноритов (скв. № 584). Ее нижняя часть сложена меланократовыми габброноритами с линзами и

маломощными (1–2 м) горизонтами плагиовестеритов, а в основании разреза развиты хромитсодержащие и хромитовые оливиновые вебстериты и перидотиты (ГХГ). Породы содержат неравномерную вкрапленность, реже гнезда тонкозернистого магнетита, титаномагнетита, пирита, халькопирита и пентландита, количество которых уменьшается с глубиной. В верхней части разреза среди мезократовых габброноритов установлено от 1 до 3 уровней малосульфидной минерализации (до 2–5%) мощностью 0,2–4,2 м (рис. 4, скв. 583), к которым приурочены повышенные концентрации меди (0,15–0,3%), никеля (0,1–0,2%), серебра (6–10 г/т) (данные ПКСА).

Ультраосновная часть разреза Расслоенной серии представлена плагиоклазосодержащими лерцолитами и серпентинитами по ним, с прослоями пироксенитов суммарной мощностью 6–14 м, или оливиновыми вебстеритами с линзами перидотитов (скв. № 584). Породы содержат неравномерную тонкую вкрапленность магнетита (1–3%), хромита (0–5%), гнезда и прожилки халькопирита, пирротина и пирита. Сульфиды тяготеют к прослоям пироксенитов, где слагают обогащенные линзы (2–10%) мощностью 5–15 см, реже наблюдаются среди перидотитов.

Иной тип разреза (рис. 3, 4) вскрыт скважинами № 579, 582, 589, 578, 585, 580, 184, 187 в средней и западных частях Центрального блока (сверху вниз).

Зона пижонитовых габброноритов (ЗПН), мощность более 200 м, сложена в целом аналогичными породами, что и в восточной части блока. Отличие заключается только в меньшем количестве в ее разрезе прослоев мезократовых и такситовых габброноритов и их незначительной (0,5–2 м) мощности. Рудная минерализация имеет тот же характер распределения, а мощность обогащенных сульфидными горизонтами составляет 1–1,8 м.

Габброноритовая зона представлена здесь обеими подзонами суммарной мощностью 50–90 м. Верхняя подзона сложена преимущественно лейкократовыми крупно-среднезернистыми габброноритами. Резко подчиненное положение занимают мезократовые и такситовые их разновидности, вскрытые в верхней части разреза. Максимальная мощность подзоны (до 30 м) установлена в средней части блока (скв. № 578), которая уменьшается в западном направлении (скв. № 579) до 10 м и выклинивается в восточном. Постепенное уменьшение ее мощности наблюдается также по восстановлению. Рудная минерализация представлена рассеянной тонкой вкрапленностью магнетита, пирита, пирротина и халькопирита. К прослоям мезократовых и такситовых пород и их границам с лейкогабброноритами приурочены маломощные (0,3–0,7 м) горизонты, обогащенные сульфидами до 3–10%. По данным ПКСА в них отмечаются повышенные концентрации меди.

Полосчатая подзона мощностью 20–65 м сложена преимущественно мезо-, меланократовыми габброноритами и плагиовестеритами различной зернистости (от мелко- до крупно-грубозернистых разно-

видностей). Маркирующий горизонт ГОУП, залегающий в нижней части разреза полосчатой подзоны, характеризуется изменчивым составом и переменной мощностью по его восстанию. В средней части блока (скв. № 578, 585, 580, 582) он сложен пойкилитовыми плагиоклазовыми лерцолитами и оливинowymi вебстеритами, причем соотношение перидотитов и пироксенитов примерно 1 : 1. К западу (скв. № 579) и востоку (скв. № 184, 187), а также по восстанию горизонта (скв. № 589) в его строении преобладают вебстериты и оливиновые пироксениты с маломощными прослоями перидотитов (рис. 2). Рудная минерализация этой части разреза подзоны представлена тонкой вкрапленностью магнетита (1–2%), хромита (до 1%), редкими зернами пирротина, халькопирита и пирита. В кровле подзоны, реже в ее основании в мезократовых габброноритах иногда наблюдается повышенное (до 1–2%) содержание сульфидов в интервале мощностью 0,2–0,35 м (скв. № 579, 184).

Пироксенитовая зона мощностью 35–85 м на 50–80% сложена лейкократовыми габброноритами, залегающими в средней и верхней частях ее разреза, среди которых резко преобладают пижонитовые их разновидности. Лейкократовые и такситовые габбронориты приурочены к контакту с породами полосчатой подзоны и прослеживаются в виде узкой (1–10 м) полосы, ниже которой вскрыта пачка мощностью 12–65 м неравномернозернистых пижонитовых габброноритов с пегматоидными обособлениями, гнездами титаномагнетита и сульфидов. По падению мощность пижонитовых габброноритов постепенно уменьшается и, вероятно, с глубиной они выклиниваются. Нижняя часть разреза зоны сложена разнозернистыми мезо-, меланократовыми габброноритами, и только в ее основании вскрыты маломощные (0,2–0,5 м) прослои и горизонты (до 3 м) плагиовестеритов и оливиновых пироксенитов, в единичных случаях (скв. № 579, 184) – горизонт убогих хромитовых руд в пойкилитовых перидотитах. Рудная минерализация в породах зоны распределена крайне неравномерно и представлена тонкой интерстиционной, реже гнездовой вкрапленностью магнетита, халькопирита, пирротина, пентландита, реже пирита, гнездами титаномагнетита и тонкокристаллическим хромитом. Максимальное (до 7%) количество сульфидов приурочено к верхней части разреза мелкозернистых мезократовых габброноритов и их контакту с пижонитовыми габброноритами. Мощность обогащенных сульфидами интервалов изменяется от 0,2 до 0,9 м и уменьшается вниз по разрезу. В таком же направлении в целом снижается в них и их содержание (до 1–2%). Отдельные мелкие (0,2–0,4 м) обогащенные сульфидами линзы установлены в кровле зоны среди равномернозернистых лейкогабброноритов или такситовых их разновидностей, а также в пижонитовых габброноритах, где в гнездах размером 1–2 см халькопирит и пирротин ассоциируют с титаномагнетитом. Максимальная суммарная мощность обогащенных сульфидами интервалов (до 17 м) уста-

новлена в средней части блока в профиле скважин № 578, 585 и 580. К ним же приурочены (данные ПКСА) повышенные концентрации меди (до 0,3%), никеля (0,1–0,3%), серебра (1–20 г/т).

Ультраосновная зона представлена пойкилитовыми лерцолитами и серпентинитами по ним, с прослоями плагиовестеритов и оливиновых пироксенитов. Разрез ее в целом аналогичен приведенному выше для восточной части блока. Отличие заключается только в большей мощности зоны (более 50 м) на участках пологого падения контакта интрузии.

*Восточный блок* расположен к востоку от пологопадающей тектонической зоны северо-восточного направления (рис. 2). Образования Расслоенной серии здесь вскрыты тремя скважинами. Скважиной № 576 установлены только породы зоны пижонитовых габброноритов, а в скважинах № 586 и 588, пройденных в зоне разлома, отсутствуют ультраосновная и Боковая краевая зоны.

Строение и состав габброноритовой зоны и нижней части разреза пижонитовых габброноритов (скв. № 588), слагающих их пород аналогичны восточной части Центрального блока, а пироксенитовой зоны – его средней части (скв. № 585 и др.). В разрезе габброноритовой зоны отсутствуют образования верхней подзоны, а маркирующий ГОУП представлен только плагиовестеритами. В составе пироксенитовой зоны пижонитовые лейкократовые габбронориты занимают 30–50% ее объема. Ниже по разрезу вскрыты пижонитовые мезо- и меланократовые их разновидности, обогащенные гнездовой вкрапленностью титаномагнетита (5–10%) и сульфидов (1–5%). Таких пород на этом уровне в других блоках не наблюдалось. Нижняя часть зоны сложена мезо- и меланократовыми габброноритами и плагиовестеритами. На этом уровне разрез пироксенитовой зоны ограничен тектонической зоной, в лежачем и висячем боках которой развиты хлорит-тремолитовые, серпентин-хлоритовые метасоматиты с реликтами нацело измененных оливиновых пироксенитов, обогащенных хромшпинелидом до 15% (инт. 224,6–25,2 м) и тонкозернистым магнетитом (инт. 225,2–228,7 м), а также мезократовых габброноритов (инт. 236,9–239,5 м). Центральная часть тектонической зоны выполнена кварцевыми и хлорит-кварцевыми жилами мощностью от 0,1 до 4,4 м, содержащими обломки тальк-хлоритовых метасоматитов. В наиболее крупной жиле наблюдаются пустоты, выполненные бесцветным друзовым кварцем.

По геолого-геофизическим данным контакт интрузии с вмещающими породами в пределах Восточного блока составляет 30–50°. Восточный блок по строению Расслоенной серии, составу и соотношению слагающих ее пород занимает промежуточное положение между Центральным и Западным блоками.

Боковая краевая зона в северной части Шалозерского блока в полном объеме вскрыта скважинами № 579 и 581, в других же наблюдаются только ее фрагменты, что обусловлено воздействием на нее

постмагматической тектоники и гранитного магматизма. В зависимости от крутизны контакта интрузии и уровня эрозионного среза изменяется мощность и состав пород, слагающих зону. Так, в скважине № 579 (рис. 3) при среднем падении контакта под углом 30–40° ее мощность составляет 23 м. Разрез боковой краевой зоны представлен (сверху вниз): разнозернистыми плагиовестеритами с прослоями их оливиновых разновидностей и габброноритов (от лейко- до меланократовых) – 14 м; мезократовыми и лейкократовыми неравномернозернистыми габброноритами – 9 м. Породы Боковой краевой зоны содержат неравномерную вкрапленность магнетита, флогопита и пирита, интенсивно изменены, пронизаны жилами гранитов, часто раздроблены. Закалочная часть зоны отсутствует. В экзоконтактовых частях гранитных жил породы метасоматически изменены и содержат гнездовую вкрапленность халькопирита и пирротина (1–3%), магнетита (2–3%), флогопита (1%). По данным ПКСА здесь отмечены повышенные концентрации меди (до 0,15%), никеля (до 0,2%), серебра (до 5–6 г/т). В гранитах рагнозерского комплекса, развитых вдоль контакта интрузива, наблюдаются ксенолиты интенсивно измененных тонко-мелкозернистых габброноритов. В скважине № 581 Боковая краевая зона сложена переслаиванием плагиовестеритов, их оливиновыми разновидностями и серпентинитами по перидотитам суммарной мощностью 3 м, а на контакте с гнейсо-гранитами архея развиты флогопитсодержащие (1–5%) тонко-мелкозернистые габбронориты (0,5 м). В верхней части зоны породы содержат тонкую вкрапленность хромита, магнетита и сульфидов (до 2%).

В северной части Шалозерского блока образования Расслоенной серии и Боковой краевой зоны прорваны жилами и дайками бураковского, рагнозерского и пудожгорского интрузивных комплексов.

*Дайки позднемагматической стадии бураковского комплекса* представлены маломощными (0,2–4,0 м), крутопадающими (50–60°) телами различного петрографического состава, от лерцолитов до пижонитовых габброноритов. Мелкие дайки сложены, как правило, одной разновидностью пород, более крупные имеют сложное строение. Так, в скважине № 585 дайка, секущая габброидную часть Расслоенной серии, имеет следующее строение (сверху вниз):

105,5–106,2 м – порода такситовой текстуры, состоящая из крупно-среднезернистого меланократового габбронорита и мелко-среднезернистого мезократового норита, обогащенная до 8–10% рассеянной и мелкогнездовой вкрапленностью халькопирита, пирротина и пентландита;

106,2–107,8 м – габбронориты меланократовые крупно-среднезернистые со шширами мелко-среднезернистого норита, обогащенного халькопиритом до 3%;

107,8–108,5 м – ортопироксениты оливиновые мелкозернистые со шширами мелко-среднезернистого меланократового норита;

108,5–110,2 м – лерцолиты плагиоклазовые хромитсодержащие (1–2%);

110,2–110,3 м – такситы, состоящие из мелко-тонкозернистого ортопироксенита и среднезернистого мезократового норита.

Нижний контакт дайки четкий под углом 50° к оси керна, верхний – метасоматически измененный.

В габброидной части интрузии преобладают дайки оливинсодержащих пород (лерцолиты, оливиновые ортопироксениты и нориты), в пироксенитовой и ультраосновной зонах и полосчатой подзоне – лейкогабброноритов и их пижонитовых разновидностей.

Скважинами № 586, 587 (Восточный блок) вскрыта дайка лейко-мезократовых габброноритов мощностью более 130 м, секущая вмещающие интрузив гнейсо-граниты и плагиограниты. Падение ее под углом 70–75° на юг, т. е. под интрузию. В западной части она сложена мелко-среднезернистыми мезократовыми габброноритами, в восточной – лейкократовыми. Приконтактовые части дайки представлены их тонкозернистыми разновидностями. Породы обогащены, особенно в верхней части, тонкозернистым магнетитом, биотитом, гнездовой вкрапленностью халькопирита, пирротина, реже пирита. Дайка содержит ксенолиты плагиогранитов и гнейсо-гранитов, но сечется жилами лейкогранитов и кварца.

С рагнозерским комплексом гранит-диоритов связано образование в интрузиве различных по составу метасоматитов, даек гранитов и лейкогранитов, кварцевых жил. Выполняют они разрывные нарушения и зоны повышенной трещиноватости пород. Как правило, это мелкие (0,1–п м) крутопадающие (60–80°) тела различной зернистости (от мелкозернистых до пегматоидных). Мощность даек гранитов редко достигает 20 м (скв. № 589, 577). В их приконтактовых частях вмещающие породы интенсивно окварцованы, микроклинизированы, эпидотизированы, амфиболлизированы, часто перекристаллизованы, содержат более крупные гнезда титаномагнетита, магнетита и сульфидов. Дайки и жилы включают в себя реликты измененных пород, в эндоконтактовых частях обогащены магнетитом, пиритом и пирротинном.

Дайки пудожгорского комплекса в северной части Шалозерского блока встречаются редко. Установлены они только в скважине № 589, где выполняют вместе с гранитами долгоживущую тектоническую зону северо-западного направления. Здесь они образуют серию субпараллельных тел мощностью 0,6–5,0 м, содержащих ксенолиты интенсивно измененных средне-крупнозернистых габброноритов. Падение даек на северо-восток под углом 50°. Сложены они тонко-мелкозернистыми темно-серыми долеритами и долеритовыми порфиридами с тонкозернистой вкрапленностью титаномагнетита.

Изложенные сведения позволили установить ряд существенных отличий в геологическом строении северной и восточной частей Шалозерского блока, которые заключаются в следующем:

1. Уровень эрозионного среза северной части Шалозерского блока, по сопоставлению разрезов Расслоенной серии, состава и соотношения слагающих ее пород, менее глубокий, чем восточной его части.

2. В разрезе пироксенитовой зоны здесь значительное место занимают пижонитовые габбронориты, мощность которых увеличивается в западном и восточном направлениях от наиболее эродированной части Центрального блока.

3. В целом для участка характерно существенное сокращение мощностей всех зон Расслоенной серии (за исключением зоны пижонитовых габброноритов), вплоть до полного выклинивания отдельных горизонтов и подзон.

4. Маркирующий горизонт ГОУП имеет меньшую мощность и более изменчивый состав, чем в восточной части Шалозерского блока.

5. Главный хромитовый горизонт распространен фрагментарно и представлен убогими и редковкрапленными рудами мощностью 0,2–0,5 м с содержанием хромшпинелида от 5 до 15–20%.

### Благороднометалльная минерализация

Проявления благородных металлов (БМ), выявленные в северной части Шалозерского блока, отнесены к двум генетическим типам: сингенетическому и эпигенетическому, отличающимся друг от друга как условиями локализации и морфологией, так и масштабом их проявления.

Выделены два основных стратифицированных уровня благороднометалльной минерализации мало-сульфидного типа: зона «В», приуроченная к основанию разреза пижонитовых габброноритов и кровле габброноритовой зоны; горизонт «А» – в пироксенитовой зоне. Отдельные, не выдержанные по простиранию и падению линзы с золото-платинометалльной минерализацией установлены в полосчатой и верхней подзонах габброноритовой зоны, а также в кровле пироксенитовой зоны (рис. 4).

В пределах Боковой краевой зоны выявлены единичные незначительные по масштабам и содержанию платиноидов пункты минерализации, также относящиеся к малосульфидному типу.

Проявления эпигенетического типа связаны с внедрением жил гранитов рагнозерского комплекса и крайне редко с дайками позднемагматической стадии бураковского комплекса.

Ниже дается характеристика наиболее перспективных и изученных объектов.

### Платинометалльный горизонт «А»

В северной части Шалозерского блока платинометалльный горизонт «А» прослежен по простиранию буровыми скважинами № 579, 578, 585, 580, 581, 583, 584, 586, 589 более чем на 5 км и вскрыт в интервале глубин от 114 до 355 м (рис. 2). В плане он представляет собой пластообразную залежь переменной мощ-

ности (1,0–15,4 м), залегающую согласно с расслоенностью пород, с падением на юго-восток к центру блока под углом от 25 до 50°. В разрезе пироксенитовой зоны горизонт «А» расположен преимущественно в средней ее части. Исключением является его положение в скважине № 579 (западная часть Центрального блока), где он приурочен к основанию зоны (рис. 4). Такое поведение горизонта существенно отличается от установленного ранее для восточной части Шалозерского блока (Ганин, 2005Ф), где он локализован только в нижней части пироксенитовой зоны. Его верхняя граница условно проходит по подошве сульфидного горизонта, нижняя – определяется по результатам пробирно-атомно-абсорбционного анализа Pt, Pd и Au. Максимальная вскрытая мощность горизонта 14,4 и 15,4 м установлена в скважинах № 578 и 585, пройденных в пределах выступа интрузии в породы фундамента. По восстанию, в северном направлении, она сокращается до 3 м (скв. № 580), а в западном и восточном направлениях – до 1–7 м.

Вмещающие платинометалльную минерализацию породы представлены мезократовыми, реже меланократовыми преимущественно мелко-среднезернистыми габброноритами с редкой вкрапленностью сульфидов (0–0,5%), магнетита и титаномагнетита (1–5%). Выше платинометалльного горизонта «А» мезократовые габбронориты и частично пижонитовые обогащены интерстиционной и гнездовой вкрапленностью (1–7%) пирротина, халькопирита, пирита, пентландита (сульфидный горизонт). К этой части разреза пироксенитовой зоны по данным ПКСА приурочены аномальные концентрации Cu (0,1–0,3%), Ni (0,1–0,3%), серебра (7–20 г/т), реже золота (0,11–0,28 г/т). В единичных пересечениях (скв. № 583) (инт. 264,35–265,15 м) нижняя часть горизонта «А» обогащена халькопиритом и пентландитом до 1–2% (Cu 0,3%, Ni 0,2 %, Ag 10 г/т).

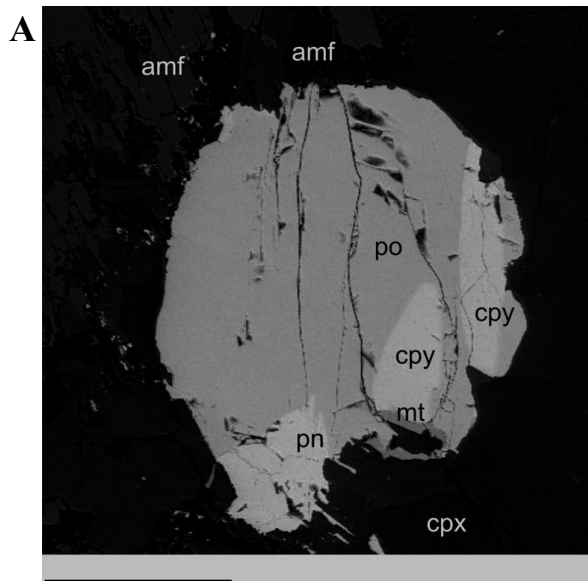
В западной части Центрального блока (скв. № 579) вмещающие платинометалльный горизонт породы представлены (сверху вниз): мелкозернистыми меланократовыми габброноритами (0,5 м), среднезернистыми плагиоверстеритами (2,1 м), оливиновыми пироксенитами (1,0 м) и апоперидотитовыми хромитсодержащими серпентинитами (0,65 м). Верхняя граница горизонта «А» здесь проходит по контакту с мелко-среднезернистыми мезократовыми габброноритами, содержащими тонкую и гнездовую вкрапленность (до 1%) халькопирита и пирита, нижняя – по подошве ГХГ (рис. 3, 4).

Рудная минерализация пироксенитовой зоны представлена сингенетическими мономинеральными (ру, сру, ро) и полиминеральными (сру±ро±рп) сульфидными агрегатами ксеноморфной и каплевидной формы в интерстициях силикатов (рис. 5) и титаномагнетитом. Под воздействием метасоматических процессов наблюдается образование вторичного магнетита и ильменита, а по пирротину развивается пирит.

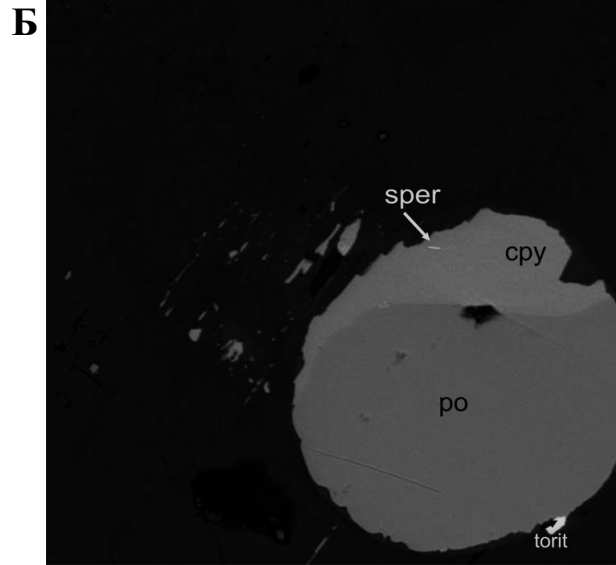
Распределение платиноидов и золота в горизонте «А» весьма неравномерное. Содержание суммы Pt+Pd в нем по разрезу изменяется от 0,12 до 1,07 г/т,

золота – от <0,01 до 0,41 г/т. По простиранию и падению горизонта среднее содержание платиноидов варьирует от 0,19 до 0,43 г/т, Au – от <0,01 до

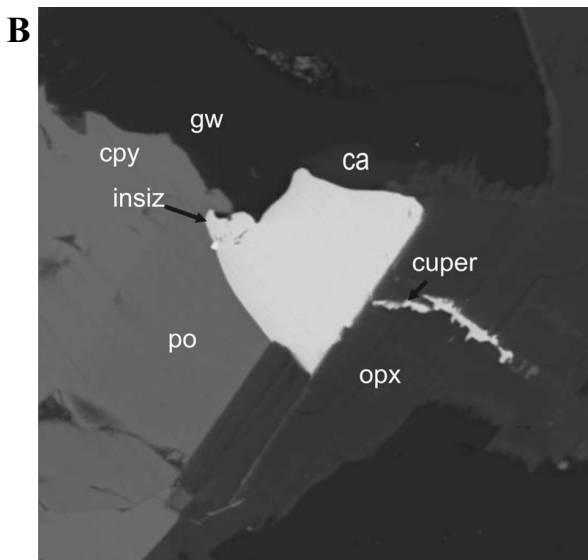
0,09 г/т. Значительные колебания наблюдаются также в отношении Pt/Pd, значение которого изменяется от 1 : 1 до 1 : 8 и даже 3 : 1.



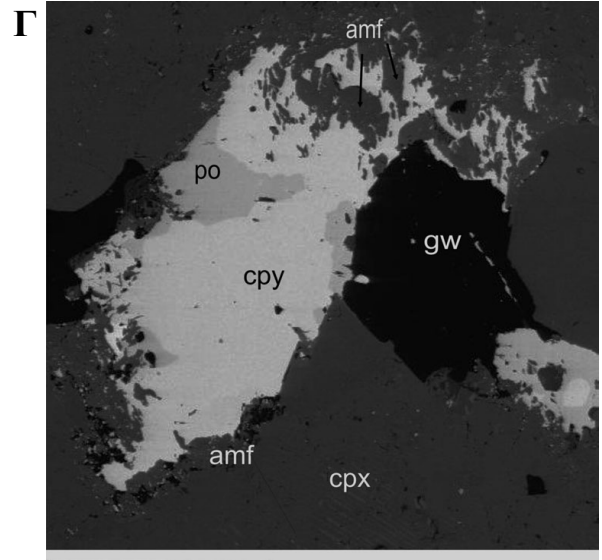
100мкм



80мкм



30мкм



300мкм

**Рис. 5.** Горизонт «А». Каплевидные (А, Б) и корродированные интерстициальные сингенетичные сульфидные агрегаты (В, Г) с минералами платиновой группы. Идиоморфная пластина сперрилита в сульфидной капле (Б). А/шл. С-583/260-1

В разрезе горизонта «А» выделяются локальные участки с повышенным (>0,5 г/т) содержанием суммы Pt и Pd. Всего выделено четыре таких участка, два из них, с истинной мощностью минерализованной зоны от 0,55 до 2,8 м и средним содержанием Pt+Pd 0,61 г/т и 0,9 г/т, вскрыты скважинами № 578, 585 в средней части Центрального блока, где платинometалльный горизонт имеет максимальную мощ-

ность. Оруденение здесь приурочено к верхней и нижней частям горизонта и разделено интервалами с более низкими содержаниями Pt и Pd. Максимальная концентрация платиноидов в них составляет 1,07 г/т – скважина № 585, инт. 254,4–256,2 м. По восстанию минерализованного горизонта содержание платиноидов в нем уменьшается до 0,18–0,21 г/т, а мощность – до 3,3 м (скв. № 580). На соседних к западу и востоку

профилях (скв. № 589, 581, 583) концентрация благородных металлов в горизонте также низка и не превышает 0,28–0,38 г/т.

Другая минерализованная зона с повышенными концентрациями МПГ вскрыта скважинами № 579 (инт. 237,5–238,5 м) и 586 (инт. 114,0–115,8 м). Содержания суммы Pt и Pd в ней по пересечениям составляют соответственно 1,08 и 0,66 г/т, истинная мощность – 0,9 и 1,7 г/т. Локализованы они в верхней части платинометалльного горизонта «А», имеющего здесь мощность 4,3 и 6,7 м. В профиле скважин № 588, 586 минерализация МПГ по падению постепенно выклинивается.

Золото как попутный компонент тяготеет к верхней, реже средней части горизонта «А», максимальные концентрации его 0,39–0,46 г/т приурочены к участкам разреза с низким (0,13–0,15 г/т) содержанием платиноидов (скв. № 585, инт. 260,1–261,1 м). В ряде скважин (№ 580, 579, 581, 584) золото в пределах горизонта не установлено, в других его содержания не превышает 0,02–0,1 г/т.

В горизонте «А» выявлены разнообразные минеральные формы платиновых металлов. В скважине 583 (аншл. 583/260,1) они представлены куперитом, сперилитом, котульскитом и висмутидом Pt. Минералы платиновых металлов расположены обычно в краевой части сульфидных зерен (рис. 5, Б–В), а также среди породообразующих силикатов вдоль микротрещин и на плоскостях спайности, реже наблюдаются в виде включений в халькопирите. Они образуют мелкие (от 1 до 35 мкм) зерна разнообразной формы. Как исключение, только в скважине № 583 присутствует много сульфидных капель размером 100–300 мкм, имеющих состав  $ro \pm sru \pm rp$ , преобладают  $ro \pm sru$  (рис. 5, А–Б). Одинаковой ориентировки сульфидных фаз в них не наблюдается. В скважине № 585 установлен никельсодержащий меренскит (аншл. 585/251,6) и палладийсодержащий теллурид никеля (аншл. 585/258,0). Сопутствующий парагенезис представлен гесситом, клаустолитом, галенитом, торитом, самородным теллуrom, хлор- и фторсодержащим апатитом. В подстилающих горизонт «А» вебстеритах также выявлены МПГ, представленные соболевскитом (20×8 мкм) и мелкими (1–2 мкм) зернами состава  $(Pd, Ni, Fe)(BiTe)_2$ , PdTe, PdSse (аншл. 584/196,4).

На основании приведенных данных о характере распределения благороднометалльной минерализации в горизонте «А» можно сделать следующие выводы:

1. Платинометалльный горизонт «А», в отличие от восточной части Шалозерского блока, приурочен преимущественно к средней части разреза пироксенитовой зоны. Залегают он здесь в мезократовых габроноритах под сульфидным горизонтом и характеризуется более низкой средней концентрацией платиноидов (0,19–0,43 г/т) по сравнению с восточной его частью со средним содержанием 0,74 г/т (участок Южный и Кукручей).

2. Какой-либо зависимости концентраций платиноидов и золота в горизонте от содержания сульфидов

в вышележащих и вмещающих породах не установлено.

3. Минерализованные зоны в горизонте по сравнению с восточной частью блока имеют линзовидную форму, меньшую мощность и более низкие средние содержания платиноидов. Протяженность их по падению не превышает 400–500 м и 600–700 м по простиранию, а с содержанием более 1 г/т – 150 и 250 м соответственно.

### Золото-платинометалльная зона «В»

Зона «В» вскрыта буровыми скважинами № 579, 582, 578, 585, 581, 583, 584, 588 и прослежена по простиранию более чем на 5 км (рис. 2–4), а по падению – до глубины 229,4 м. Залегает она согласно с расслоенностью пород. В краевой части интрузии падение ее под углом 15–50°, к центру постепенно выполаживается до 10–20°. Мощность зоны увеличивается в западном направлении с 13,5 м (скв. № 588) до 54 м (скв. № 582). Границы ее оконтурены по сумме содержания Pt+Pd  $\geq 0,1$  г/т. Положение зоны «В» в разрезе Расслоенной серии здесь несколько иное, чем в юго-восточной части Шалозерского блока, что обусловлено рассмотренными особенностями геологического строения. В скважинах (№ 584, 588, 581), где из разреза выпадает верхняя подзона габроноритовой зоны, нижняя граница минерализованной зоны «В» проходит по контакту с образованиями полосчатой подзоны либо несколько выше него. В других условиях (скважины № 579, 583, 582, 578, 585) она занимает свое обычное положение, т. е. в кровле верхней подзоны. Верхняя граница зоны «В» чаще всего совпадает с одним из горизонтов такситовых габроноритов или мезократовых мелко-среднезернистых разновидностей пижонитовых габроноритов (скважины № 578, 585, 581, 583, 588), обогащенных, как правило, сульфидной минерализацией до 1–5%, реже по их подошве (скважина № 584) (рис. 4).

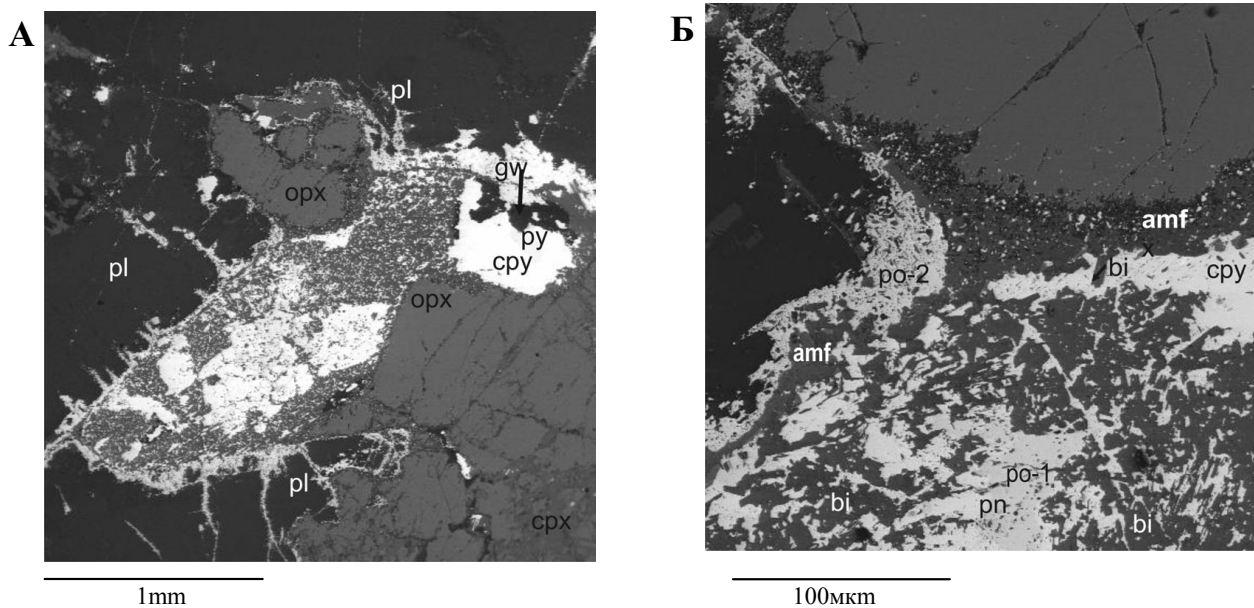
Разрез пород, вмещающих золото-платинометалльную зону «В», крайне неоднороден. К западу от скважины № 187 (Ганин, 1989Ф) в верхней и средней частях он представлен средне-крупнозернистыми пижонитовыми габроноритами с редкими линзами такситовых и мезократовых их разновидностей мощностью 1–2 м, редко до 7 м, и мелко-среднезернистыми лейкогаброноритами с прослоями мезократовых габроноритов – в нижней. К востоку от нее и до скважины № 583 включительно вмещающие породы представлены преимущественно такситовыми и мезократовыми разновидностями пижонитовых габроноритов. В восточной части участка в разрезе зоны «В» вновь преобладают лейкократовые пижонитовые габронориты, залегающие непосредственно на породах полосчатой подзоны, кровля которой и определяет ее нижнюю границу.

Рудная минерализация зоны «В» участка Северный в отличие от восточной части Шалозерского блока представлена не только титаномagnetитом,



халькопиритом и пирротинном, но и пентландитом, что является особенностью этой площади. Распределение сульфидов в разрезе зоны имеет неравномерный характер, а их количество варьирует от знаков до первых процентов. Они образуют моно- (ру, сру, ро, tmt) и полиминеральную (ро±pn±сру; pn±сру) интерстиционную вкрапленность, часто в сростании с титаномagnetитом, марказитом и ильменитом. Вторичные (мета- или аутометасоматические?) изменения в сульфидах выражены в интенсивном замещении сульфидных агрегатов биотитом, образовании амфиболовых коррозионных кайм на границах с силикатами, частичном замещении

пирротина пиритом (рис. 6). При этом происходит интенсивное удаление пирротина из сульфидного агрегата с развитием вторичных кайм ро-2 по границам сульфидных агрегатов и заполнением трещин в силикатах (рис. 6). Часть пирротина разлагается, сера идет на образование пирита, а железо – для формирования биотита и амфибола. Халькопирит замещается менее активно и частично выносятся за пределы интерстициальных сульфидных агрегатов, откладываясь по трещинам в клинопироксене вместе с БМ (рис. 7). Это наблюдение позволяет сделать вывод, что процессы замещения происходят без дополнительного привноса серы.



**Рис. 6. Зона «В». Характер замещения сульфидов вторичным биотитом, образования коррозионных кайм амфибола на границе с силикатами и переотложения ро-2 по трещинам и вдоль границ сульфидных агрегатов. А/шл. С-583/168.5**

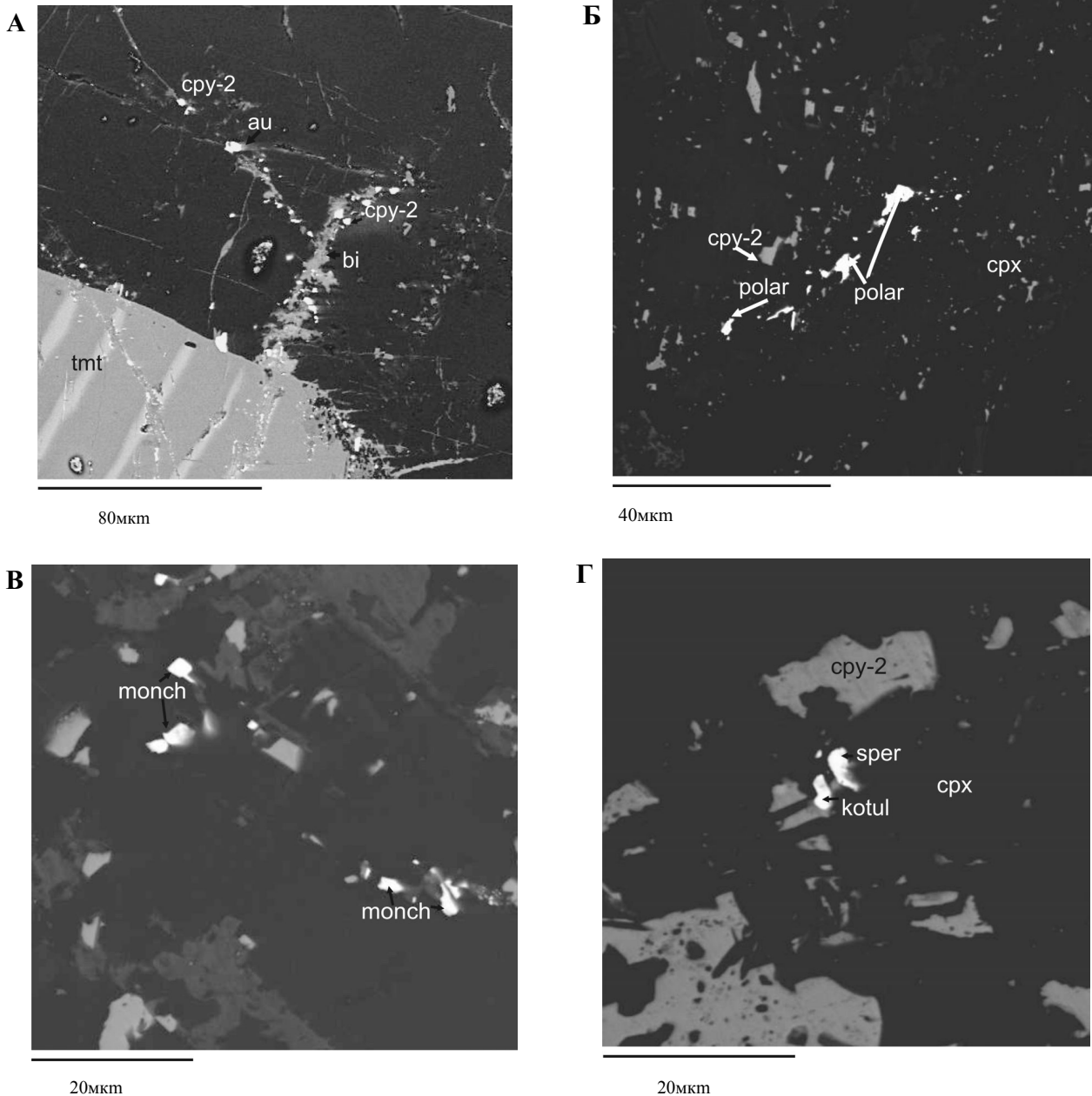
Образования средней и нижней частей зоны пижонитовых габброноритов характеризуются весьма высоким содержанием меди (до 3000 г/т) и никеля (до 800 г/т) по сравнению с аналогичными породами юго-восточной части Шалозерского блока (Cu до 400 г/т, Ni до 200 г/т). Среди сульфидов здесь преобладают халькопирит и пентландит. Аномальные концентрации меди, никеля, часто с серебром, хромом и кобальтом приурочены к дайкам позднемагматической стадии или сульфидным горизонтам, вскрытым в нижней части разреза пижонитовых габброноритов и породах верхней подзоны габброноритовой зоны.

Распределение платиноидов и золота в пределах зоны «В» крайне неравномерное и имеет прерывистый характер (рис. 4). В ее разрезе наблюдаются участки мощностью 1,0–3,3 м, содержащие относительно повышенные (>0,1 г/т) концентрации платины и палладия, чередующиеся с «бедными» интервалами. Среднее содержание благородных металлов в зоне составляет 0,13–0,36 г/т. Золото в ряде

пересечений (скв. № 588, 584, 579) не установлено. В других скважинах оно спорадически отмечается на разных уровнях ее разреза. Максимальные содержания золота 0,27 и 0,34 г/т приурочены к кровле зоны «В» (скв. № 578, инт. 191,6–192,6 м) и ее средней части (скв. № 588, инт. 90,5–91,7 м). Повышенные концентрации платиноидов (0,5–1,3 г/т) установлены на разных уровнях разреза зоны «В» как в кровле (скв. 578, 583, 588, 585), так и в ее нижней части (скв. № 184, 578, 581, 582). Приурочены они, в основном, к горизонтам такситовых и мезократовых габброноритов, реже крупно-среднезернистым пижонитовым габброноритам, содержащим гнездовую вкрапленность титаномagnetита (3–5%) и сульфидов (1–5%). Мощность минерализованных слоев изменяется от 0,2 до 2,2 м. Вскрыты они на глубинах от 82 м (скв. № 184) до 229 м (скв. № 578). В скважинах установлено, как правило, по одному обогащенному МПГ слою. Исключение составляет скважина № 578, где выявлено два уровня концентрации благороднометаллической минерализа-

ции: первый – в кровле зоны (инт. 193,3–195,1 м) мощностью 1,8 м и содержанием суммы Au+Pd+Pt 0,75 г/т; второй – с параметрами 0,91 г/т на 0,2 м в ее нижней части (инт. 221,3–221,5 м). В скважине № 585, пройденной в 220 м по восстанию зоны, установлен только верхний обогащенный интервал. Его мощность составляет всего 0,3 м, а концентрация Au+Pt+Pd – 0,53 г/т. Таким образом, по восстанию зоны «В» мощность обогащенных МПГ слоев и содержание в них благородных металлов посте-

пенно уменьшается, а соотношение Pt/Pd изменяется от 1 : 4 до 1 : 12 и крайне редко составляет 1 : 1,5. По данным ПКСА они характеризуются аномальными концентрациями меди (0,1–0,8%), никеля (0,1–1,0%) и серебра (2–10 г/т). Следует отметить, что не все сульфидные горизонты и слои, выявленные в зоне «В», содержат повышенные концентрации благородных металлов (скв. № 588, инт. 93,2–96,7 м) и не все оруденелые интервалы обогащены сульфидами (скв. № 582, 588).



**Рис. 7. Зона «В». Минералы платиновой группы и золота в ассоциации с рассеянной субмикроскопической и весьма тонкой вкрапленностью сру-2, по микротрещинам в клинопироксене:**

А, Б – а/шл. С-579/163.7; В, Г – а/шл. С-579/168.5. Принятые сокращения: орх – ортопироксен; срх – клинопироксен; би – биотит; qw – кварц; амф – амфибол; са – карбонат; пл – плагиоклаз; тmt – титаномагнетит; ау – самородное золото, пробы 600; sper – сперрилит; сирег – куперит; insiz – инсизваит; kotul – котульскит; monch – мончеит; polar – поларстанид; сру – халькопирит; ро – пирротин; рп – пентландит

При минераграфических и микронзондовых исследованиях впервые для зоны «В» были определены минеральные формы благородных металлов и сопутствующий им парагенезис. Минералы платиновых металлов в пижонитовых габброноритах представлены паларстанидом, паоловитом, станнопалладиитом, изомертитом (аншл. 579/163,7); в такситовых габброноритах – котульскитом, сперрилитом, мончеитом (аншл. 583/168,5, 583/172,6). МПГ в них образуют мелкие (от 1–5 до 15 мкм) ксеноморфные, удлиненные и изометричные зерна в клинопироксене, хлорите и биотите, часто в ассоциации с такими же мелкими сульфидами или на границе их более крупных зерен (рис. 7). Сопутствующий парагенезис представлен галенитом, клаусталитом, селеногаленитом, алтаитом, сфалеритом, торитом, баритом. Иногда встречается самородное золото, которое образует мелкие (1–5 мкм) включения в плагиоклазе, а также совместно с халькопиритом и биотитом отмечается в клинопироксене по микротрещинам (рис. 7).

Анализ имеющегося фактического материала по зоне «В» позволяет сделать следующие выводы:

1. Основным фактором, определяющим распределение БМ в зоне «В» и локализацию обогащенных интервалов, является неоднородность состава и структуры вмещающих пород и наличие в них сульфидных горизонтов.

2. Обогащенные слои выявлены в блоках, имеющих разный уровень эрозионного среза, что свидетельствует о возможности вскрытия их на всех гипсометрических уровнях зоны «В», – при этом их параметры не зависят от мощности и глубины залегания зоны.

3. Минерализованные рудные слои и горизонты в зоне имеют линзообразную форму и залегают согласно с расслоенностью пород. Предполагаемая протяженность наиболее крупных из них по простиранию и падению оценивается в 400–500 м.

### **Заключение**

Новые данные, полученные при изучении северной части Шалозерского блока, позволили подтвердить ряд важных положений, касающихся условий формирования и геологического строения Бураковской интрузии, распределения и локализации в ней благороднометалльной минерализации, а также выявить особенности строения Расслоенной серии и Боковой краевой зоны, состава и соотношения слагающих их пород в краевой части блока.

В первую очередь к ним относятся маркирующие горизонты (ГХГ, ГОУП), которые занимают строго определенное положение в разрезе Расслоенной серии. Их площадное распространение в пределах лополита подтверждает мнение об однофазовом импульсном внедрении магматического расплава. Сопоставление же разрезов Расслоенной серии и Боковой краевой зоны, вскрытых в разных частях интрузива, свидетельствует о последовательном развитии в ЮЗ направлении трех подкамер, а разнообразие их типов обусловлено латеральной и вертикальной изменчивостью пород.

Изученные в северной части Шалозерского блока разрезы Расслоенной серии отвечают краевым фациям, т. е. соответствуют меньшей глубине эрозионного среза. Для них характерно значительное сокращение мощностей практически всех зон (кроме зоны пижонитовых габброноритов), выклинивание по простиранию и падению отдельных горизонтов и подзон, широкое распространение такситовых пород в габброидной части Расслоенной серии, преобладание в пироксенитовой зоне габброноритов и появление в разрезе их пижонитовых разновидностей, занимающих иногда до 50% ее объема.

Нашло полное подтверждение мнение о существовании двух основных уровней локализации благороднометалльного оруденения сингенетического типа, имеющих площадное распространение. Это платинометалльный горизонт «А» в пироксенитовой зоне и золото-платинометалльная зона «В» в основании зоны пижонитовых габброноритов и кровле габброноритовой зоны.

Особенностью локализации горизонта «А» в северной части Шалозерского блока является его приуроченность к средней части разреза пироксенитовой зоны, сложенной преимущественно мезократовыми габброноритами, и под достаточно четко выраженным сульфидным горизонтом, чего не наблюдалось в других блоках. Уровень концентрации платиноидов в горизонте «А» здесь значительно ниже установленного для Аганозерского и восточной части Шалозерского блоков, что позволяет предположить возможность выявления промышленных объектов на более глубоких горизонтах, где в разрезе пироксенитовой зоны будут преобладать вебстериты.

Диаметрально противоположное поведение благороднометалльной минерализации наблюдается в зоне «В», где установлена прямая зависимость концентрации платиноидов от содержания сульфидов во вмещающих ее образованиях. Важным фактором для локализации рудных объектов является также наличие в разрезе зоны различных по составу и структуре пород.

В целом для пород северной части Шалозерского блока характерно более высокое содержание сульфидов, чем в восточной его части, и преобладание медно-никелевой минерализации над пирит-халькопирит-пирротиновой.

В породах Расслоенной серии установлены разнообразные минеральные формы платиноидов и их сложные соединения, с преобладанием теллуру-висмутидов Pd, причем в зоне пижонитовых габброноритов впервые. Минеральные формы БМ концентрируются преимущественно по трещинам в клинопироксене в парагенезисе с халькопиритом-2. Пока остается неясным, связано это с процессом метаморфизма, было ли перераспределение БМ на заключительной щелочной стадии или их принос? Разнообразие минеральных форм МПГ, а в парагенезисе селенидов, теллуридов и висмутидов других рудных элементов подтверждает потенциал Бураковского массива на наличие руд БМ.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ганин В. А. и др.* Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 первого яруса, глубинного среднемасштабного геологического картирования второго яруса и общих поисков никеля в пределах Бураковско-Аганозерского массива и его обрамления на площади 2000 км<sup>2</sup> в Пудожском районе Карельской АССР за 1984–1989 гг. Петрозаводск, 1989Ф.
- Ганин В. А. и др.* Отчет о результатах глубинного геологического картирования (ГГК) масштаба 1 : 50 000 с общими поисками платиноидов, никеля, титаномагнетитовых и хромовых руд в пределах Аганозерского и Шалозерского блоков Бураковско-Аганозерской структуры и ее обрамления на площади 430 км<sup>2</sup> (листы Р-37-61-Б-б; Г-а, б, г; 62-А-а, в; 62-В-а) в Пудожском районе Республики Карелия за 1990–1995 гг. Петрозаводск, 1995Ф.
- Ганин В. А., Дегтярев Н. К. и др.* Отчет о результатах прогнозно-поисковых работ в пределах Бураковского расслоенного интрузива и его обрамления на площади 1260 км<sup>2</sup> в Пудожском районе РК. Петрозаводск, 2005Ф.
- Гарбар Д. И.* Отчет о результатах поисковых работ на никель в пределах Бураковско-Аганозерской аномальной зоны, листы Р-36-72 (частично). Л., СЗТГУ, 1975Ф.
- Гриневич Н. Г., Ганин В. А. и др.* Отчет по теме: «Разработка петрологической модели расслоенного Бураковско-Аганозерского массива ультраосновных – основных пород на основе обобщения материалов ГГК-200, ГГК-50». Петрозаводск, 2000Ф.
- Лавров М. М., Гарбар Д. И., Богачев А. И. и др.* Бураковский перидотит-габбро-норитовый массив // Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л., 1976. С. 78–89.
- Лавров М. М., Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Слюсарев В. Д.* Геология и петрология Бураковского расслоенного интрузива // Отечественная геология. 2004. № 2. С. 23–30.
- Лавров М. М., Голубев А. И., Трофимов Н. Н.* Геохимия и минерагения Бураковского расслоенного интрузива // Отечественная геология. 2006. № 1. С. 3–13.
- Лобанова А. Б., Поликарпов В. К., Шинкарев Н. Ф.* Петрология расслоенного Бураковского массива Заонежья // Советская геология. 1975. Вып. 9. С. 132–137.

*В. В. Щитцов, Л. С. Скамницкая, Т. П. Бубнова*

## **ПРОМЫШЛЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ ЕЛЕТЬОЗЕРСКОГО МАССИВА И ИХ АНАЛОГИ НА ФЕННОСКАНДИНАВСКОМ ЩИТЕ**

### **Обзор геологических исследований**

Елетьозерский массив был обнаружен Ю. С. Неуструевым в 1936 г. В то время Ю. С. Неуструев сделал предположение, что этот массив представляет собой палеозойскую дифференцированную интрузию трещинного типа в древнем архейском фундаменте (Неуструев, 1937).

И. С. Ожинский выделяет в истории формирования четыре фазы: три первые представлены габбро, перидотитами, анортозитами, сидеронитовыми пироксенитами, четвертая – щелочные и нефелиновые сиениты и их пегматиты. В 1951 г. В. Е. Романов, картируя площадь в масштабе 1 : 50 000, приходит к выводу, что массив надо относить к концентрически зональной интрузии центрального типа. С его именем связано и открытие основных проявлений титановых руд в этом массиве, что было положено в основу съемочных и поисково-оценочных работ СЗТГУ (Зак, Киселев, 1957) в 1954–1956 гг. Основным результатом стал подсчет запасов титановых руд по категориям  $C_1$  и  $C_2$  на участке Суриваара.

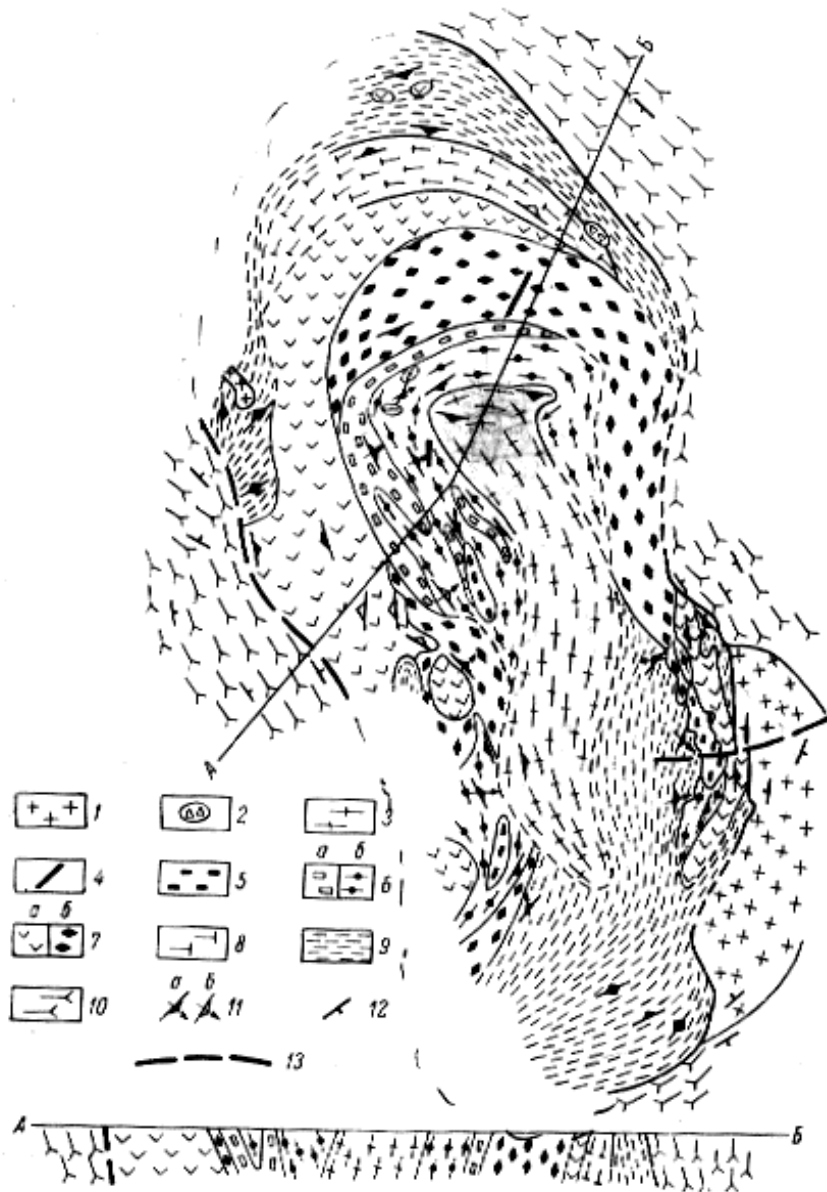
К следующим важным этапам изучения геологии, петрографии и рудоносности массива относятся работы сотрудников Геологического отдела Карельского филиала АН СССР (период 1954–1959 гг.), итоговым материалом которых стал выпуск монографии «Геология и петрология Елетьозерского массива габброидных пород Карелии» (Богачев и др., 1963). В последующие годы группа сотрудников ЛГУ (1959–1961 гг. и 1963–1965 гг.) продолжила исследование с акцентом на петрогенезис массива, что тоже нашло отражение в коллективной монографии «Щелочные габброиды Карелии. Елетьозерский массив – петрология, минералогия, геохимия» (Кухаренко и др., 1969). Данные фундаментальные работы определили основное состояние изученности массива. За последние десятилетия массив становился объектом для минералогических исследований, которые осуществлялись в первую очередь сотрудниками Института геологии КарНЦ РАН (Пекки, Разоренова, 1977; Пекки, Скамницкая, 1977; Кулмала и др., 1991) и другими геологическими организациями (Кириллов, 1981; Минерально-сырьевая база..., 2005).

В плане массив, вытянутый в субмеридиональном направлении, представляет собой эллипсообразное концентрически-зональное тело, осевая линия которого имеет флексуорообразную форму. Площадь составляет около 100 км<sup>2</sup> с размерами по длинной оси 18–20 км и короткой – 6–8 км. В процессе картирования А. И. Богачевым с сотрудниками (1963) было выявлено, что большая периферическая часть массива сложена габброидами, центральная часть – щелочными и нефелиновыми сиенитами (рис. 1). Интересные результаты зафиксированы в свое время по керну скважин 49, 50, 51, связанные с фиксацией брекчий взрыва с карбонатным цементом. Например, по скважине 49 А. В. Григорьевым (Григорьев и др., 1982) описана жила эгирин-амфиболовых карбонатитов. По условиям формирования весь массив является сложным многофазным плутоном длительного развития в геологическом понимании. По петрографическому составу и последовательности формирования выделяются следующие классы и группы пород: сидеронитовые клинопироксениты, габброиды (серия мелкозернистого краевого габбро с переходной подсерией переслаивания мелкозернистого и крупнозернистого габбро и собственно габброидная серия – это крупнозернистое габбро, среднезернистое полосчатое габбро, плагиоклазит-рудный перидотит, лейкократовое ортоклазовое габбро, слюдяное габбро и слюдястый перидотит), дайки спессартитов, щелочные и нефелиновые сиениты миаскитового типа с их жильными и дайковыми производными, а также породы, связанные с карбонатитовой стадией формирования комплекса (Богачев и др., 1988). Нами при полевых исследованиях в раме массива к северу от г. Кукивара в сланцевой толще, представленной биотит-амфиболовыми и амфиболовыми сланцами, обнаружены секущие тела крупнозернистых карбонатитов мощностью до 1 м.

По данным В. В. Шаркова (2006), вещественным и возрастным аналогом Елетьозерского интрузива является массив Гремяха-Вырмес. В. В. Шарков также отмечает, что ритмичная расслоенность Елетьозерского массива характеризуется «гравитационно-перевернутым» ритмом, а «полосчатая зона» боковой краевой группы Скергаард, по его мнению, может быть сопоставлена с фрагментарной краевой группой

в Ельтозерском интрузиве. Как известно, в восточной части интрузива на участке Суриваара отчетливо присутствует полоса кулисообразно расположенных крутопадающих тел с расслоенными текстурами, залегающими между вышеуказанными сериями мелко-

зернистого краевого габбро и крупнозернистого габбро. Аналогичная полоса широко известного Скергаардского интрузива (Восточная Гренландия), названная «Сэндвичевым горизонтом», имеет мощность около 200 м (Уйджер, Браун, 1970).



**Рис. 1. Схема геологического строения Ельтозерского массива** (составители – А. И. Богачев, С. И. Зак; Богачев и др., 1963):

1 – плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты; III фаза массива: 2 – брекчия взрыва; 3 – щелочные и нефелиновые сиениты; II фаза массива: 4 – дайки порфиритов, диабазов и спессартитов; I фаза массива: 5 – комплекс слюдяного перидотита – слюдяного ортоклазового габбро; 6 – комплекс плагиоклазита-перидотита (а – плагиоклазит; лейкократовое габбро, б – полосчатое оливниновое габбро, меланократовое оливниновое габбро, перидотит); 7 – комплекс крупнозернистого габбро – среднезернистого полосчатого габбро (а – крупнозернистое габбро, битовнититы, б – среднезернистое полосчатое габбро); 8 – комплекс сидеритовых пироксенитов; 9 – комплекс мелкозернистого и среднезернистого габбро; 10 – плагио- и плагиомикроклиновые гнейсо-граниты; 11 – полосчатость и линейность (а – с углами падения более 45°, б – менее 45°); 12 – гнейсовидность и сланцеватость; 13 – зоны тектонических нарушений

Щелочные и нефелиновые сиениты миаскитового типа распространены в центральной части Ельтозерского массива, где они слагают тело площадью около 10 км<sup>2</sup>.

В минерогеническом отношении внимание привлекают участки с промышленными минералами, которые выделены в составе сформированного массива – это ильменитовые и титаномagnetитовые проявления, а также щелочные и нефелиновые сиениты, источники полевого шпата. В этой статье приведены материалы по их оценке как потенциальных месторождений промышленных минералов многоцелевого использования.

### **Краткий обзор промышленных объектов ильменитовых руд и нефелиновых сиенитов Фенноскандинавского щита**

#### **Ильменитовые руды. Норвегия**

Ильменит относится к одному из распространенных промышленных минералов группы титана и типичному промышленному минералу, образующему месторождения на Фенноскандинавском щите. По добыче титановой руды Норвегия стоит на одном из первых мест в мире. Компания Titania A/S, входящая в корпорацию Kronos Inc, производит титановый

концентрат, разрабатывая открытым способом месторождение Теллес, которое приурочено к крупным дайкам норитов в анортозитах провинции Рогаланд в самой южной части Норвегии (рис. 2).



Рис. 2. Ильменитовый карьер месторождения Теллес

Длина линзообразного рудного тела 2,3 км с содержанием  $TiO_2$  18%, магнетита 2%, содержание сульфидов 0,25%. Общие запасы перед разработкой составляли более 300 млн т.

Схема обогащения достаточно сложная и для получения качественного ильменита включает комбинацию различных методов: магнитную сепарацию, гравитацию, несколько циклов флотации и выщелачивание (рис. 3).

В выпускаемом ильменитовом концентрате содержится 44,5%  $TiO_2$  (табл. 1).

Таблица 1

**Химический состав (валовой) ильменитового концентрата, полученного на месторождении Теллес**

$TiO_2$	44–45%
$SiO_2$	2–3,5%
FeO	34,5 – 35,5%
$Fe_2O_3$	12–13%
CaO	0,25–0,35%
MnO	0,29–0,32%
$V_2O_5$	0,15–0,2%
MgO	3,5– 5,1%
$P_2O_5$	<0,003
$Cr_2O_3$	<0,08
S сульфидная	<0,25 %
C	<0,05 %
Ni	<200 ppm
Cu	<15 ppm
Co	<200 ppm
Zn	<200 ppm
Hg	<0,01 ppm
Cd	<0,1 ppm
Pb	<5ppm
U	<1 ppm
Th	<2 ppm

Получаемый концентрат используется в нескольких направлениях:

- как сырьевой материал для производства титанового двуоксидного пигмента по технологии сульфатного процесса используется – 20%;

- для получения титанового шлака в пигментную промышленность – 25%;

- продается другим производителям пигмента в Европе – 55%.

Помимо ильменита, продается побочный магнетитовый продукт производства для европейской угольной промышленности и сульфидные концентраты – для извлечения из них никеля и меди. В последнее время, в связи с переходом в пигментном производстве на хлоридный процесс, возникают экологические проблемы, что создает определенные трудности для развития ильменитового производства в Норвегии.

В Норвегии имеется целый ряд небольших месторождений, которые представляют экономический интерес в перспективе. Потенциал целой провинции анортозитов Рогаланд (Ducheshe, 1999) считается значительным. Наиболее важное месторождение рутила связано с большими содержаниями рутила в эклогитах, залегающих в различных частях Западной Норвегии (Korneliussen, Foslie, 1985; Korneliussen, 1995). Эти месторождения присутствуют в обогащенных титаном габброидах докембрия, которые трансформировались в эклогиты при метаморфизме высоких давлений каледонского периода развития с переходом ильменита в рутил. Таких месторождений с относительно невысокими содержаниями рутила (2–6%) известно очень много. Наиболее известное месторождение – это месторождение Енгебэфельлет на северном берегу Фэрдфьорд в Согн ог Фьордане.

**Ильменитовые руды. Финляндия**

Габбро Койвусаареннева представляет собой небольшую слоистую мафическую интрузию, внедрившуюся в кору тоналитового состава в центрально-западной части Финляндии около 1881 млн лет. Интрузия состоит из трех различных зон – нижней, средней и верхней. Перечисленные зоны содержат соответственно ильменитомagnetит, ильменит и апатит. Зоны, вероятно, возникли в результате последовательной пульсации титаносодержащей толеитовой магмы.

Нижняя зона габбро Койвусаареннева содержит мелкие слои вкрапленной ильменитомagnetитовой руды. Представляется, что она возникла в относительно закрытой системе частичной кристаллизации в условиях относительно высокой кислородной фугации. Средняя зона содержит объемистые минерализованные слои концентрированного (9–24% двуокиси титана) и вкрапленного (4–10% двуокиси титана) ильменита, магнетита и ильменитомagnetита при среднем соотношении ильменита и магнетита 4 : 1. В различных типах руд ильменит и магнетит можно извлекать мокрым магнитным способом, за исключением частично эродированных зон у поверхности.

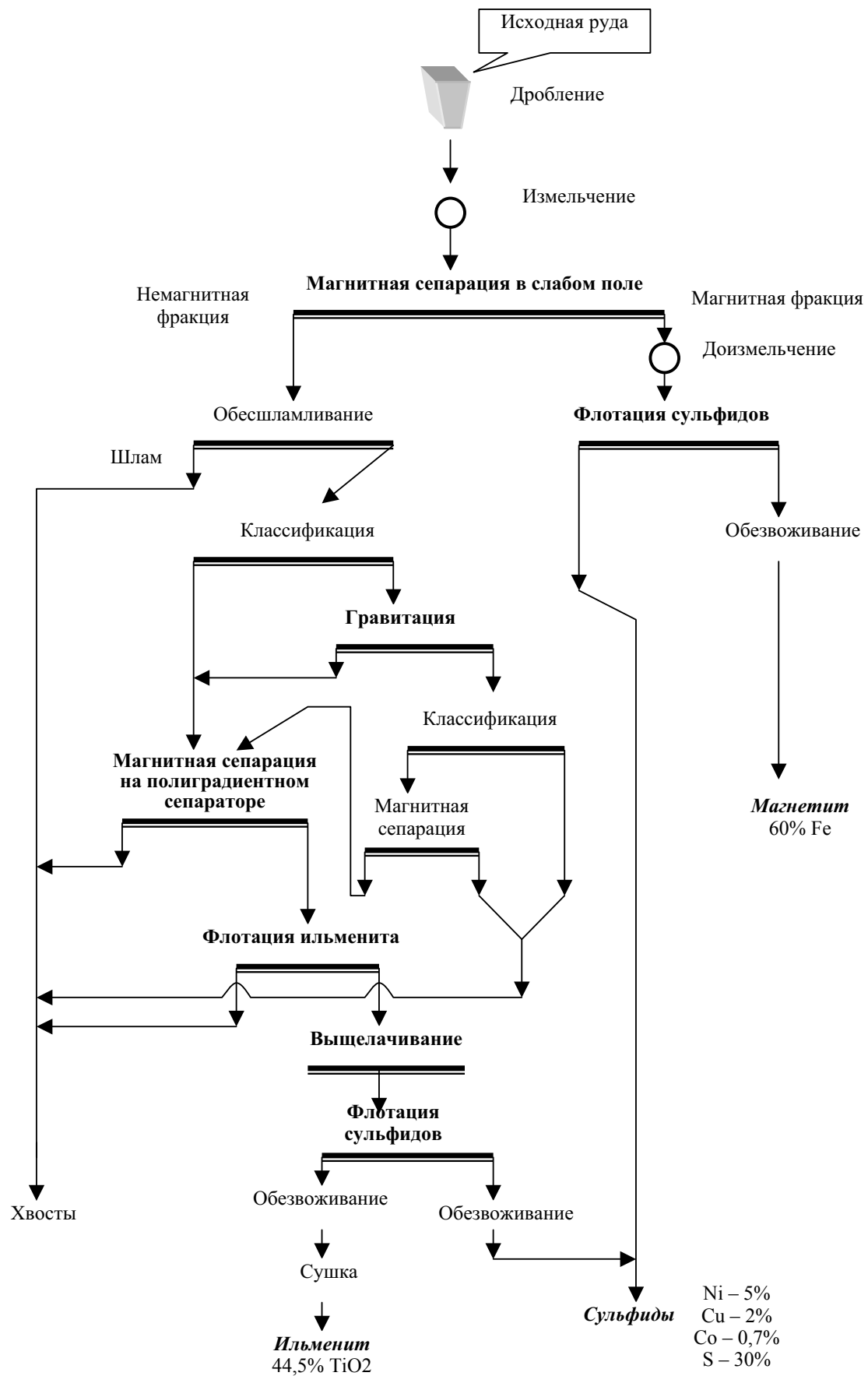


Рис. 3. Технологическая схема получения ильменита в Норвегии



В средней зоне имела место открытая кристаллизация. Капельки расплава с большим содержанием титана или взвешенные окислы удалялись из насыщенной титаном магмы. Магма, лишенная титана, изливалась из слабо кристаллизованной интрузии и замещалась новой магмой, насыщенной титаном (Kärkkäinen, 1997; Kärkkäinen, Appelqvist, 1999).

Результаты исследований Геологической Службы Финляндии показывают, что участок Кялвия (Койву-саареннева) и другие участки свекофеннского домена имеют хороший потенциал высокого качества ильменитовых руд (Chernet, Kärkkäinen, 1995).

#### Ильменитовые руды. Кольский полуостров

Рудоносный комплекс-плутон Гремяха-Вырмес занимает по площади около 50 км<sup>2</sup> и относится к магматическим проявлениям габбро-щелочной формации (Зак, Юдин, 1971). По комплексу полезных ископаемых руды подразделены на четыре типа: ильменит-титаномагнетитовые, титаномагнетит-ильменитовые, апатит-титаномагнетит-ильменитовые, апатит-ильменитовые (Осокин, 1987). Перспективы на ильменит связаны в первую очередь с перидотитами и габброидами массива. Рекомендуются два участка. Первый участок, названный «Карьер № 1», представлен рудами со средним содержанием в них 8% ильменита, 8% титаномагнетита и 7% апатита. Выход ильменитового концентрата составляет 5–9% при содержании в нем 45,0–46,5%

TiO<sub>2</sub>. Важно дополнить, что из этих разновидностей извлекается также другой полезный компонент – это апатит. Извлечение апатита – 74–81% при содержании P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 38–39%. Средние содержания TiO<sub>2</sub> 6,0%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 3,01% и Fe 17,8%. На месторождении проводится детальная разведка, что является хорошим предвестником создания в Мурманской области титановой промышленности в недалеком будущем.

Кроме ильменита, к другим источникам двуоксида титана вправе относить месторождения Африканда и Вуориярви, которые характеризуются перовскит-титано-магнетитовыми рудами, образованными в щелочно-ультраосновных массивах каледонского периода (Каледонский комплекс., 1965). В рудах месторождения Африканда средние содержания TiO<sub>2</sub> 12,0% и Fe 14,2%, в рудах месторождения Вуориярви – TiO<sub>2</sub> 8,7% и Fe 18,1%.

#### Нефелиновые сиениты. Норвегия

Нефелиновые сиениты залегают в центре Сейланд щелочной магматической серии каледонской провинции. Серия состоит из габброидных плутонов, щелочных интрузий, ультрамафических комплексов, щелочных пород, карбонатитов и роев мафических даек. Формирование нефелиновых сиенитов связывается с сильной фенитизацией, вызванной магматизмом карбонатитового типа в районе Лиллебакт, где расположено крупнейшее месторождение мира – Стьерноя (рис. 4).



Рис. 4. Месторождение и фабрика Стьерноя

В пространстве линза нефелиновых сиенитов имеет длину 1700 м с максимальной мощностью 300 м, глубина примерно 500 м. Запасы составляют около 300 млн т. Нефелиновый сиенит состоит из пертитового калиевого полевого шпата с небольшим количеством пластинчатого альбита – 56%, не-

фелина – 34%. Последний явно наложенный, часто образует жилки. Главные компоненты нефелинового сиенита – полевой шпат и нефелин – находятся в пропорции 2 : 1. К другим второстепенным минералам относятся кальцит, клинопироксен, роговая обманка, биотит, сфен и магнетит.

Т а б л и ц а 2

**Химический состав разновидностей готовой продукции из нефелиновых сиенитов, получаемой North Cape Nefelin A/S, %**

Оксиды	Направления использования		
	стекло	керамика	амбер
SiO <sub>2</sub>	57	57	56,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,8	23,8	22,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1	0,12	0,4
TiO <sub>2</sub>	0,1	–	–
CaO	1,3	1,1	2,5
Na <sub>2</sub> O	7,9	7,8	7,5
K <sub>2</sub> O	9,0	9,1	8,2
BaO	0,3	0,3	–
SrO	0,3	0,3	–
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	–	–
F	<40 ppm	<40 ppm	<40 ppm
Cl (раств. в воде)	<0,15 ppm	<18 ppm	–
Cl (общий)	<100 ppm	<75 ppm	<100ppm
ппп	1,2	–	–

Нефелиновый сиенит имеет плотность 2,61 г/см<sup>3</sup> и твердость по шкале Мооса 5–6.

Руда взрывается в подземной выработке, и порода извлекается крупными блоками (кусками). Для бурения, взрывных работ, погрузки и транспортировки используется современное оборудование. Подготовка исходной руды к обогащению включает операции по дроблению, измельчению, сушке, классификации до максимального размера зерен 0,5 мм. Затем последовательно подвергается обогащению (рис. 5).

Первая стадия проходит в сепараторах низкой магнитной интенсивности для отделения высокомагнитных минералов. В последующие стадии постепенное увеличение напряженности электромагнитного поля способствует удалению слабомагнитных минералов. Конечный товарный концентрат содержит 0,1% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Преимущество перед пегматитовым полевым шпатом состоит в быстрой реакции с кремнием, которая происходит при более низких температурах плавления, обеспечивается лучшее качество, однородность состава и устойчивость условий технологических процессов. Компания North Cape Minerals производит 300 тыс. т нефелин-полевошпатового концентрата, используемого в производстве стекла и керамики, что представляет собой примерно 10% мирового производства (Corneliusen et al., 2006).

**Ильменитовые и титаномагнетитовые руды участка Суриваара (Ельтьозерский массив)**

В составе Ельтьозерского пироксенит-габбро-щелочного магматического комплекса выявлены ильменитовые и титаномагнетитовые проявления. А. И. Богачев и другие исследователи (Богачев и др., 1963) пришли к выводу, что для габброидов Ельтьозерского массива образование ильменитовой и титаномагнетитовой минерализации в локальных случаях оруденения объясняется исходя из представления о выделении рудных минералов из магматических расплавов в виде твердой фазы при процессах кинетического и гравитационно-кинетического фракционирования при сопряженной эволюции

составов рудных и силикатных минералов с образованием остаточных рудных магм. Подчеркивалось, что существование рудных остаточных магм подтверждается наличием повернутых ксенолитов плагиоклазита в рудном габбро. В зависимости от типа фракционирования остаточная рудоносная магма отжимается к висячему или лежащему боку. Отмечалось, что в случае пологого залегания сингенетических рудных полосчатых ассоциаций концентрация рудных минералов происходила в нижней части подкамер, а в случае крутого залегания – в верхней части. Соотношение ильменит – титаномагнетит имеет определенные особенности и меняется в зависимости от различных обстановок кристаллизации. Например, в ранних мелкозернистых габброидах титаномагнетит преобладает над ильменитом, как и в более поздних петрографических сериях периода кристаллизации (крупнозернистое полосчатое габбро, среднезернистое габбро). В серии же плагиоклазита – рудного перидотита титаномагнетит преобладает в плагиоклазитах, ильменит – в рудном оливинитовом габбро, перидотитах и амфиболитизированных габбро. В целом же большее значение имеет температура кристаллизации, содержание и состав летучих компонентов.

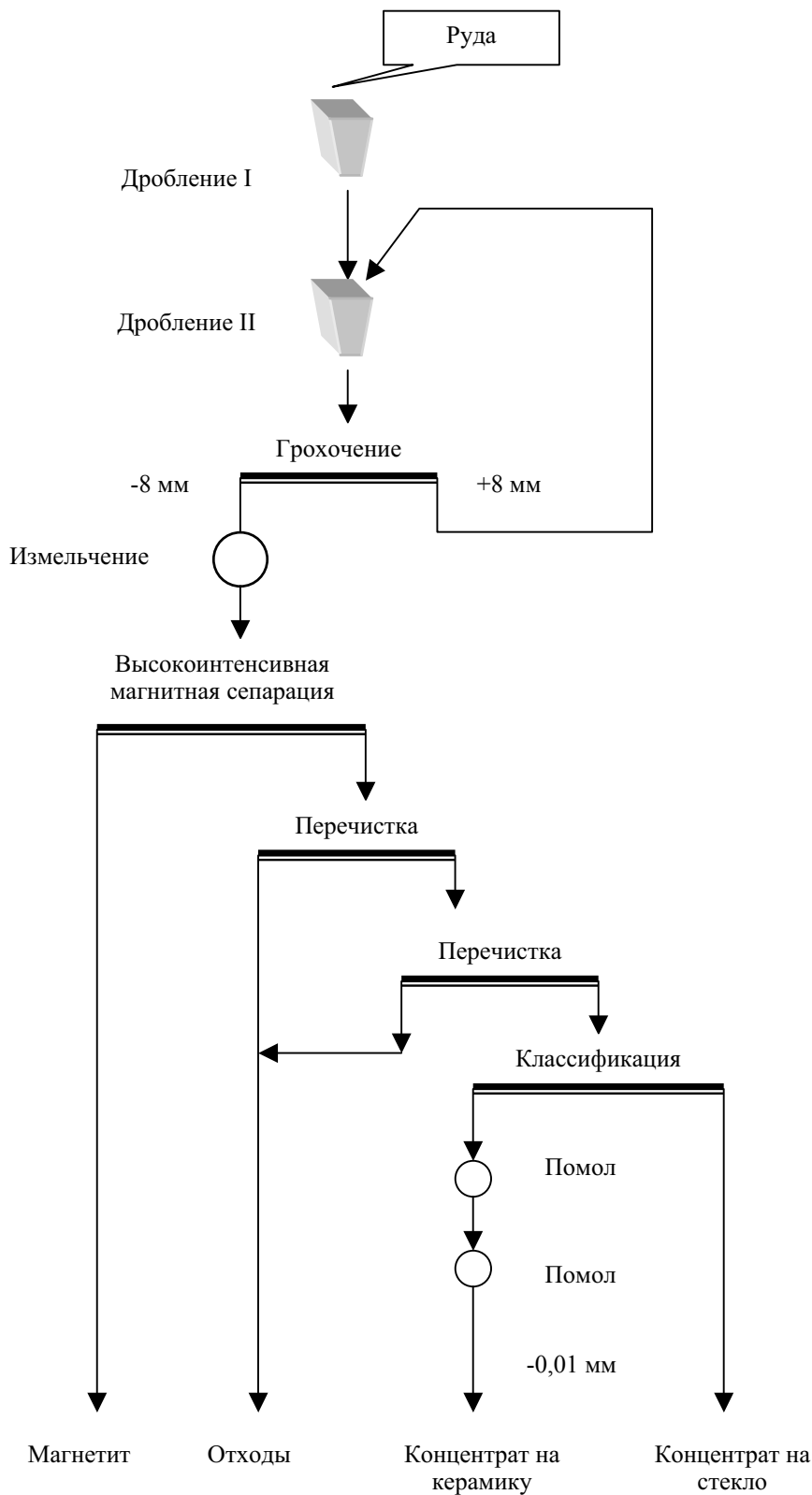
Титаномагнетиты и ильмениты образуют титаномагнетитовую (FeFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub> – FeTiO<sub>4</sub>) и ильменитовую (FeTiO<sub>3</sub> – Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) серии (Вахрушев, 1988). Крайними членами титаномагнетитовой серии являются магнетит (FeFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>) и ульвошпинель (FeTiO<sub>4</sub>). Титаномагнетиты относятся к промежуточным членам серии. Они представляют собой твердые растворы, содержащие продукты их распада (ульвошпинель) или окисления и распада (ильменит).

Титановые руды на Ельтьозерском массиве отмечены на нескольких участках (рис. 6).

Одним из таких участков является Кукаваара в северной оконечности массива. Титаномагнетитовый минеральный тип руд связывается с сидеронитовыми клинопироксенитами. Здесь по данным ранних работ (Зак, Киселев, 1957) определены содержания TiO<sub>2</sub> в клинопироксенитах от 3 до 8%.

В габброидах массива выделены два рудных поля – Западное и Восточное (Богачев и др., 1963).

В рудном поле «Западное» выявлены существенно титаномагнетитовые в мелкозернистом и крупнозернистом габбро, ильменит-титаномагнетитовые в среднезернистом габбро (нерасчлененном), апатит-титаномагнетит-ильменитовые в серии ортоклазового слюдистого габбро и слюдистого габбро-перидотита. Один из участков – это Нятоваара. Другой участок наименован как Межозерный. Здесь устанавливается в центральных частях рудных тел содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 6%. Этот минеральный тип, представленный переходной зоной мелкозернистого и крупнозернистого габбро, стал определенной причиной для того, чтобы относить Ельтьозерский массив к фосфор-железо-титановой специализации в щелочной габброидной и пироксенитовой формации (Минерально-сырьевая база..., 2005). В экономическом отношении на данном уровне исследований этот участок относится к абсолютно бесперспективным на апатит.



**Рис. 5. Схема обогащения нефелиновых сиенитов месторождения Стъерноя**

Рудный участок Суриваара Елетьозерского массива (Восточное рудное тело) является наиболее перспективным. В 1950-е гг. здесь были обнаружены и опробованы несколько залежей с различной минерализацией, представленной титансодержащим магнетитом и ильменитом. Выделены пять залежей – «Се-

верная», «Западная», «Центральная», «Параллельная» и «Главная».

Субмеридиональная залежь «Северная» представлена меланократовым оливиновым габбро, перидотитами и пироксенитами с крутым падением на запад. Мощность около 100 м. Устанавливаются висячем

боку залежи ильменит-титаномагнетитовые руды, в лежачем – титаномагнетит-ильменитовые. Основная часть разведанных запасов сосредоточена в залежи «Главная». Она сложена рудными оливиновыми крупнозернистыми и мелкозернистыми габбро, перидотитами и пироксенитами. Рудная залежь имеет падение на северо-запад под углами 40–75°. Максимальная рудоносность приурочена к лежачему боку и представлена титаномагнетит-ильменитовым типом. Залежь находится в самой отдаленной точке от дорог.

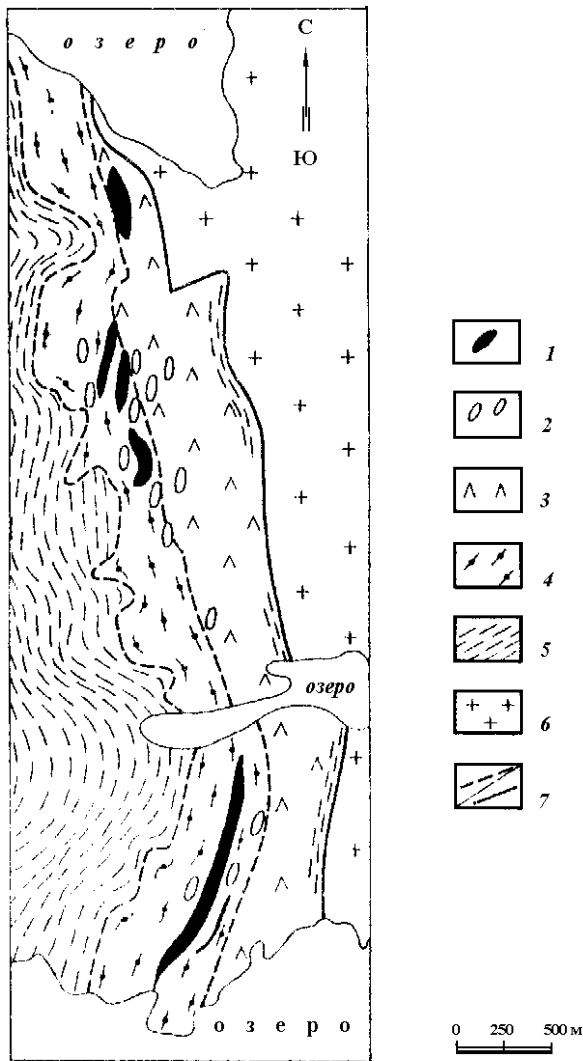


Рис. 6. Геологическая карта участка Суриваара (с использованием материалов: Богачев и др., 1963):

1 – титано-магнетитовые и ильменитовые руды (рудные оливиновые габбро, перидотиты, слюдистые перидотиты, амфиболиты); 2 – щелочные и нефелиновые сиенит-пегматиты; 3 – крупнозернистые габбро; 4 – лейкократовое ортоклазовое габбро, слюдистое габбро, слюдистые перидотиты; 5 – мелко- и среднезернистое габбро; 6 – пегматиты; 7 – а – контакты предполагаемые, б – границы массива

По содержанию диоксида титана руды подразделяются на три сорта:

- 1 сорт – выше 12%  $TiO_2$ ;
- 2 сорт – 8–12%  $TiO_2$ ;

3 сорт – 5–8%  $TiO_2$ .

Прогнозные ресурсы участка Суриваара составляют 182,5 млн т руды до глубины 200 м, в том числе  $TiO_2$  около 3,5 млн т.

Исследования по обогащению руд месторождения Суриваара проводились в институте «Механобр» (Зак, Киселев, 1957) на стадии поисково-оценочных и разведочных работ на рудах 1 и 2 сортов. Руды третьего сорта, содержащие менее 8%  $TiO_2$ , отнесены к забалансовым и технологически практически не изучались. Они оценены по 1 пробе – № 09. Минеральный состав 10 изученных проб приведен в табл. 3.

Технологически изучению подверглись, в основном, руды 1 сорта, обогащение проводилось по схеме (рис. 7), включающей дробление, измельчение, магнитную сепарацию в слабом поле для выделения магнетита с последующей концентрацией на столе для выделения ильменита. При доводке промежуточного продукта применялась сепарация в сильном поле и флотация ильменита.

Качественный состав ильменитовых концентратов, полученных из разных сортов, несколько различается по содержанию  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и серы, что в значительной степени связано с изменением состава и структуры пород (табл. 4).

Средний коэффициент извлечения  $TiO_2$  в ильменитовый концентрат составил 48,2%, при минимальном 35,4% и максимальном 66,9%. Среднее содержание  $TiO_2$  в концентрате – 41,58%.

Новый геолого-технологический этап изучения руд участка Суриваара проводился в 1993 г. (Кулмала и др., 1994). Для этих целей был выбран домен с наиболее обнаженной естественной поверхностью (залежи «Западная», «Центральная», «Параллельная»), что позволило провести опробование в необходимых интервалах для определения устойчивости или изменчивости тех или иных минералогических и технологических параметров (рис. 8).

Нами было установлено, что рудная минерализация приурочена к трем типам горных пород:

- 1) амфиболитизированные пироксениты;
- 2) оливиновые габбро;
- 3) крупнозернистые габбро.

Наиболее высокие значения  $TiO_2$  соответствуют двум первым типам (до 12%). Химические составы пород по данным опробования приведены в табл. 5, 6.

По минеральному составу рудные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом и ильменитом. Из других минералов главными являются полевой шпат, оливин, амфибол.

Ильменит представлен тремя генерациями: таблитчатыми зернами неправильной формы, тонкими пластинами, эмульсионной вкрапленностью в зернах магнетита. Наиболее часты срастания таблитчатых зерен ильменита с титаномагнетитом размером 0,45×0,6 мм, 0,7×0,35 мм, редко 4,0–1,3 мм. Более мелкие кристаллы ильменита размером 0,045×0,03 мм, 0,001×0,002 мм развиты вдоль контуров гнезд

титаномагнетита и по трещинам в титаномагнетите, а также скоплений вдоль поздних трещин (тип мозаичного кварца) размером 0,07×0,7 мм, 0,027×0,027 мм и т. д. (рис. 9).

Титаномагнетит образует изометричные выделения, представленные тонкорешетчатой структурой распада, в которых присутствуют единичные пластинки ильменита толщиной 10–20 мкм (рис. 9).

Таблица 3

Минеральный состав технологических проб (содержание, вес. %)

Минералы	Номер пробы									
	05	06	07	08	09	012	013	014	015	016
Ильменит	18	24	13,5	12	4	12–14	18–20	8–10	16–17	17–18
Титаномагнетит	11	6,5	31	36	6	5–7	12–14	12–14	8–9	10–12
Магнетит						2–3	3–4	2–5	3–5	2–3,5
Сульфиды	1	1	1,5	1,5	1	0,5	2,5	3	1	1–2
Пироксен	27	16,5	22	17	20	15	13	9	24	21
Плагиоклаз	16	12	10	16,5	39	18	10	14	7	13
Роговая обманка	16	34	11	6	–	16	11	10	17	11
Апатит	7	3	–	1	–	1	0,5	1	0,5	2
Оливин	2	–	2	4,5	–	10	4	–	9	6
Биотит	1	–	1	–	2	2	7	4	2	3
Шпинель	Ед.	Ед.	Ед.	Ед.	Ед.	Ед.	Ед.	Ед.	Ед.	10
Кальцит							1–2	3	Ед.	Ед.
Хромит					18	10	7	8	4	8
Гранат				0,5				1–2		
Серпентин							1–2	1		Ед.

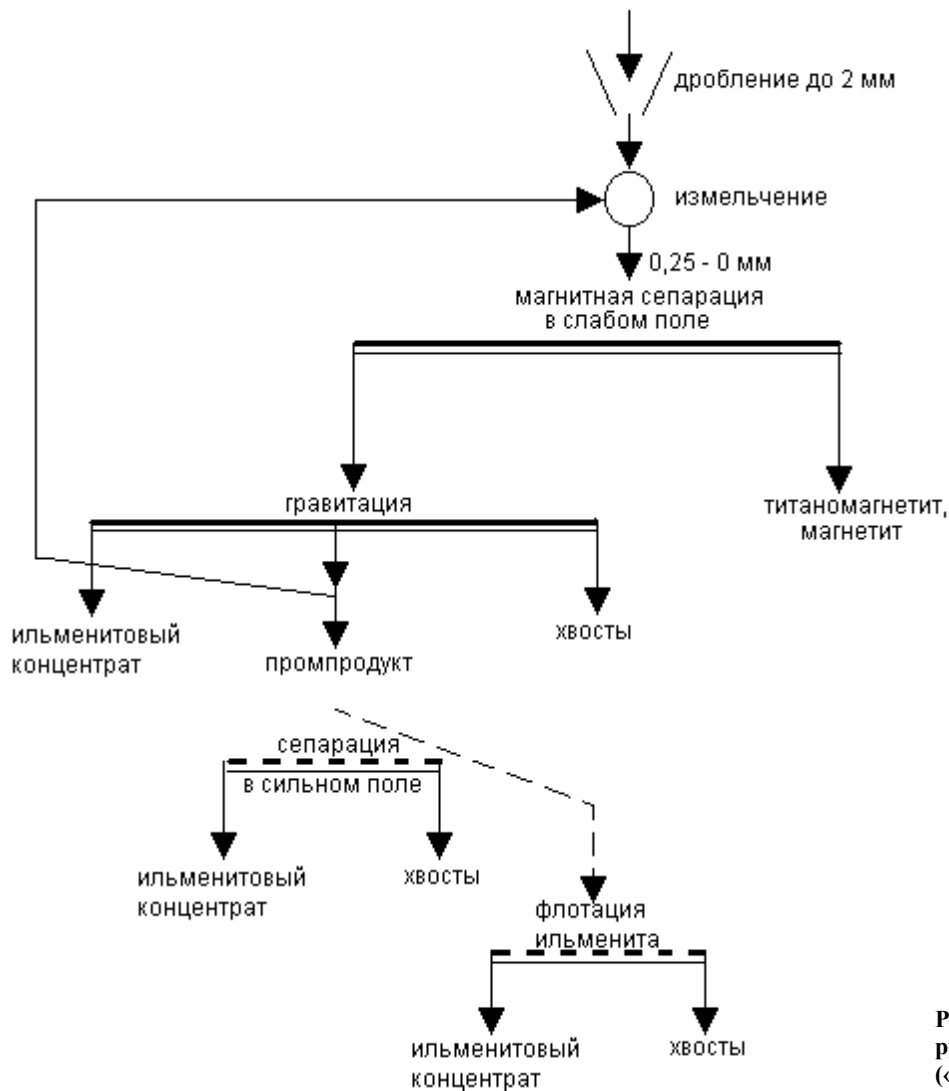


Рис. 7. Схема обогащения руд участка Суриваара («Механобр»)

Таблица 4

## Химический состав концентратов (Зак, Киселев, 1957)

Оксиды	Номер пробы									
	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	0,12	0,13	0,14	0,15	0,16
Fe вал.	36,54	36,90	34,65	34,47	35,40	33,40	33,3	37,8	35,18	35,10
TiO <sub>2</sub>	45,98	44,65	42,00	42,00	41,38	41,97	42,67	42,75	42,57	43,64
SiO <sub>2</sub>	0,65	1,15	0,64	0,52	1,06	1,36	1,96	0,96	1,16	1,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	сл.	0,44	2,04	2,34	2,50	1,90	1,60	1,75	1,90	1,35
MnO	0,5	0,46	0,48	0,48	—	—	—	—	—	—
CaO	1,12	0,89	0,89	1,03	1,06	1,22	1,48	0,76	0,76	1,16
MgO	2,15	1,87	2,87	4,12	2,96	4,11	3,60	3,41	4,28	4,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	сл.	сл.	0,03	0,03	0,15	0,14	0,25	0,03	0,25	0,14
S	0,35	0,74	0,63	0,73	0,81	1,06	0,72	1,45	1,06	0,62

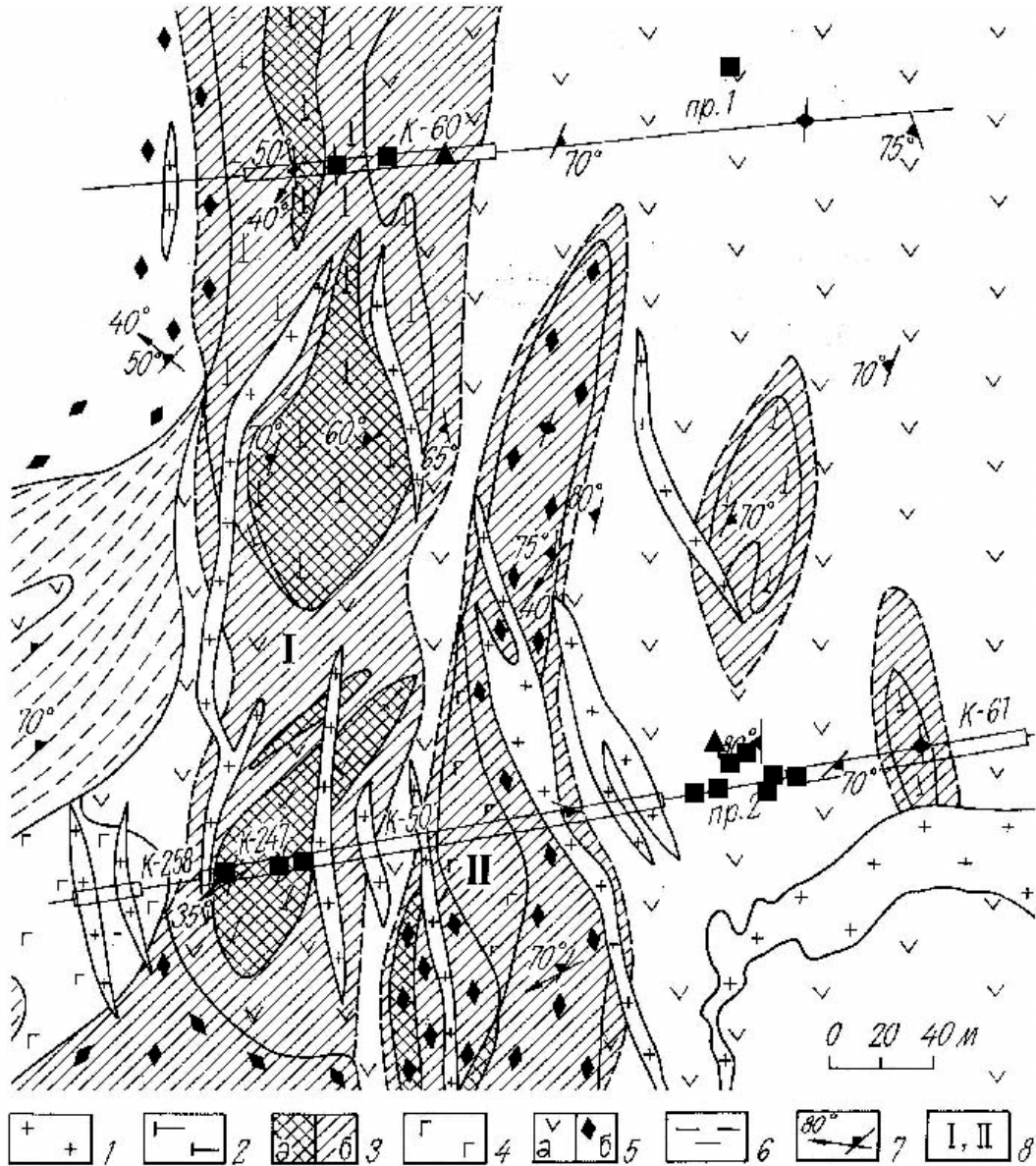


Рис. 8. Места отбора технологических проб, взятых на участках Суриваара (геологическая основа по данным А. И. Богачева и К. А. Ининой: Богачев и др., 1963):

1 – щелочные пегматиты; 2 – перидотиты, пироксениты; 3 – рудная залежь: а – титановая руда II сорта (TiO<sub>2</sub> 8–12%), б – титановая руда III сорта (TiO<sub>2</sub> 5–8%); 4 – габбро оливковое; 5 – габбро: а – крупнозернистое, б – среднезернистое, участками полосчатое; 6 – габбро мелкозернистое, 7 – полосчатость и линейность, 8 – залежи: I – Западная, II – Центральная. Места отбора проб: ■ – малые пробы (2 кг), ▲ – большие технологические пробы (10 кг)

Таблица 5

## Химический состав крупнозернистых габбро, % по массе

Оксиды	Су 17	Су 19	Су 34	Су 39	Су 40	Су 53	Су 56	Су 57	Су 68	Су 69	Су 38
SiO <sub>2</sub>	26,68	37,80	37,04	36,70	36,10	34,52	34,70	35,86	39,12	35,00	39,00
TiO <sub>2</sub>	6,80	4,20	2,20	2,96	3,06	5,00	5,24	4,30	2,55	4,70	3,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,90	8,81	17,40	23,31	22,71	13,60	14,00	14,80	14,54	14,43	12,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,82	8,73	8,09	8,12	6,47	8,83	7,67	8,42	6,35	8,56	6,19
FeO	14,65	10,34	9,10	6,82	9,48	11,13	12,09	10,78	9,58	12,09	9,55
MnO	0,248	0,186	0,172	0,130	0,132	0,186	0,174	0,176	0,178	0,170	0,165
MgO	8,51	11,19	10,20	3,67	5,51	8,44	7,50	6,30	9,40	7,30	9,98
CaO	11,18	16,70	11,22	13,11	12,20	14,60	14,60	15,54	14,56	14,98	16,57
Na <sub>2</sub> O	0,50	0,62	0,90	1,27	1,46	0,68	0,94	0,71	1,08	1,14	0,66
K <sub>2</sub> O	0,17	0,15	0,21	0,64	0,28	0,20	0,23	0,38	0,21	0,21	0,16
H <sub>2</sub> O	0,17	0,07	0,30	0,45	0,27	0,16	0,26	0,12	0,20	0,18	0,18
ппп	0,91	1,04	2,84	2,31	2,05	2,12	2,04	2,03	1,87	0,79	1,82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,12	0,10	0,08	0,10	0,13	0,16	0,12	0,03	0,07	0,08
Сумма	99,64	99,93	99,77	99,57	99,82	99,59	99,60	99,54	99,67	99,62	99,74

Таблица 6

## Химический состав оливинового габбро, % по массе

Оксиды	Су 21	Су 23	Су 25	Су 26	Су 28	Су 42	Су 43	Су 44	Су 46	Су 71	Су 72	Су 74	Су 75
SiO <sub>2</sub>	25,46	32,16	24,98	26,89	35,56	28,12	40,30	33,72	30,08	16,50	27,68	12,98	21,26
TiO <sub>2</sub>	6,45	4,52	7,00	6,80	4,72	5,48	2,44	4,40	5,48	11,00	7,40	12,00	9,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,16	15,71	11,77	9,40	8,25	17,76	16,80	14,65	16,13	12,38	13,70	11,46	15,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,24	11,24	18,29	17,57	10,79	11,71	4,62	8,31	11,10	21,93	13,11	25,06	17,25
FeO	17,24	12,93	15,94	16,76	10,63	16,28	8,94	13,76	15,20	24,90	17,72	25,89	20,83
MnO	0,22	0,186	0,246	0,194	0,198	0,218	0,04	0,196	0,216	0,226	0,220	0,246	0,258
MgO	5,88	8,55	7,94	8,30	11,80	8,95	9,00	8,85	7,95	5,27	6,78	5,96	4,85
CaO	7,22	11,89	10,47	11,54	15,85	8,35	15,02	13,20	9,78	5,18	10,22	4,48	7,56
Na <sub>2</sub> O	0,87	1,00	0,55	0,4	0,56	0,73	1,02	0,77	0,83	0,67	1,22	0,58	1,16
H <sub>2</sub> O	0,34	0,24	0,29	0,30	0,39	0,40	0,10	0,17	0,30	0,14	0,26	0,10	0,16
ппп	1,52	0,87	1,54	1,32	0,79	1,43	1,14	1,46	2,39	1,15	0,97	0,88	0,88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,18	0,18	0,11	0,12	0,14	0,08	0,08	0,10	0,10	0,07	0,13	0,11
Сумма	99,69	99,48	99,20	99,58	99,66	99,57	99,50	99,57	99,56	99,45	99,35	99,77	99,52

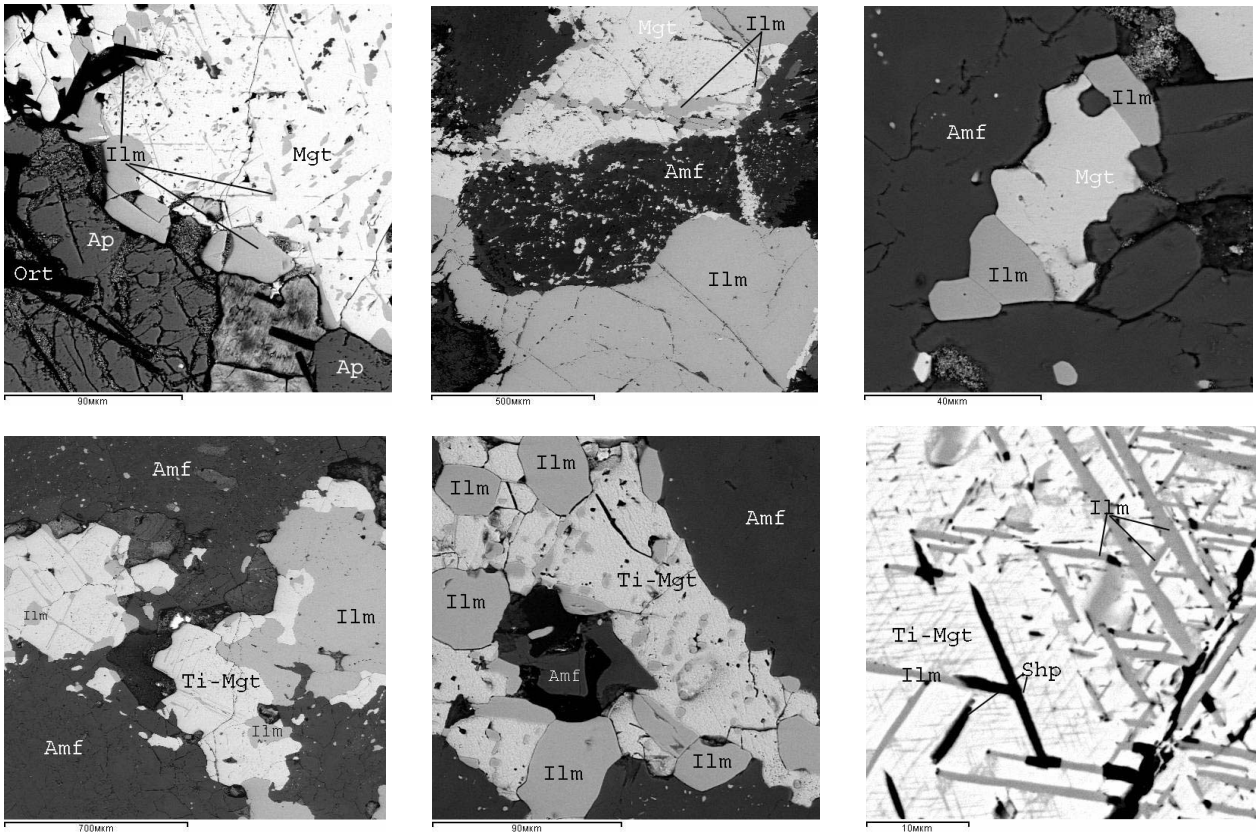


Рис. 9. Морфология выделений ильменита и титаномagnetита

Структурные особенности руд характеризуются данными табл. 7.

Таблица 7

**Структурные особенности руд по технологическим пробам**

Тип руд	Границы преобладающего размера вкраплений ильменита, мм	Количество проанализированных проб, %
Крупновкрапленные	Более 1,5	12,5
Мелковкрапленные	1,5–0,2	62,5
Тонковкрапленные	0,2–0,02	25

Руды с тонкой и эмульсионной вкрапленностью составляют 25%.

Анализ измельчаемости руд показал, что при одном и том же времени измельчения выход класса –0,074 мм не одинаков для всех типов руд. Распределение  $TiO_2$  по классам крупности весьма неравномерное и зависит от размера и формы выделений ильменита, типа сростаний ильменита с породообразующими минералами и титаномагнетитом. Оптимальная крупность, при которой достигается удовлетворительное раскрытие ильменита и сильно магнитных минералов, зависит от вкрапленности руд и для разных типов пород изменяется от 20,5 до 35% класса –0,07 мм.

При измельчении крупно- и мелковкрапленных руд включений ильменита зерна ильменита легко освобождаются от сростков с другими породообразующими минералами. Мелковкрапленные руды характеризуются тесным взаимным прорастанием минералов, что обуславливает трудную раскрываемость зерен ильменита. Сухая магнитная сепарация проб при различной напряженности поля показала, что основная масса ильменита извлекается при напряженности поля не выше 850 кА/м (рис. 10).

При обогащении руды, содержащей более 25% полевого шпата, лучшие результаты получены при использовании гравитационных методов. Разделением на концентрационном столе получены черновые концентраты, содержащие более 24,3%  $TiO_2$  из легкообогатимых руд, из труднообогатимых – не более 18%  $TiO_2$ . Руды, где преобладает оливин или амфибол, успешно обогащаются методом магнитной сепарации.

Качество извлекаемого магнитной сепарацией чернового ильменитового концентрата иллюстрируется табл. 8.

Таблица 8

**Качественно-количественные показатели основной магнитной сепарации**

Продукты	Выход	Содержание ильменита	Извлечение ильменита
Черновой ильменитовый концентрат	3–16	18,4–24,3	65–98
Промпродукт 1	16–24	0,11–2,8	0,7–9,12
Промпродукт 2	18–22	0,4–2,6	0,7–12,7
Хвосты	38–58	0,07–0,8	0,7–13,2

По характеру распределения  $TiO_2$  в магнитной и немагнитной фракции опробованные руды можно разделить на три группы:

1) содержание  $TiO_2$  в магнитной фракции равно содержанию  $TiO_2$  в немагнитной фракции – труднообогатимые руды;

2) содержание  $TiO_2$  в магнитной фракции больше, чем содержание  $TiO_2$  в немагнитной фракции, – среднеобогатимые пробы;

3) содержание  $TiO_2$  в магнитной фракции меньше, чем в немагнитной, – легкообогатимые.

Черновой концентрат легкообогатимых крупновкрапленных руд содержит 28–29%  $TiO_2$ . Степень обогащения таких руд в первичной стадии достигает 10. Селективность разделения труднообогатимых руд очень низкая. Степень их обогащения механическими методами не превышает 1,5.

Наиболее стабильна по составу и технологическим параметрам зона оливиновых габбро мощностью 60 м (разведочный профиль 36) со средним содержанием  $TiO_2$  9,93%. По характеру обогатимости руды зоны оливиновых габбро участка можно разделить на два типа:

– легкообогатимые руды, отличающиеся повышенным содержанием  $TiO_2$  в немагнитной фракции, – 87,5%;

– труднообогатимые руды с тонкой вкрапленностью, которые при магнитной сепарации дают продукты с одинаковым содержанием  $TiO_2$ , количество которых не превышает 12,5%.

Принципиальная схема комплексного обогащения таких руд, показанная на рис. 10, включает дробление до 15 мм, сортировку (возможно радиометрическую) для удаления пустой породы, доизмельчение, магнитную сепарацию в слабом поле с шестью пересчетками для выделения титаномагнетита, обесшламливание по зерну 0,02 мм, гравитационное обогащение для выделения ильменита и магнитной сепарации в сильном поле для выделения оливина и других слабомагнитных минералов и их сростков. Такая схема переработки позволяет использовать руду комплексно и является щадящей для экологии, так как исключает использование флотации.

Проведенные исследования ильменитовых руд не снимают с повестки практическую значимость выявленных еще в 50-е годы рудных залежей Суриваара, а наоборот, в силу возможного комплексного использования усиливают акцент в сторону актуальности дополнительного геолого-технологического изучения. Рентабельность разработки месторождения может быть повышена при полном или частичном использовании получаемых при обогащении полевых шпатов и оливина.

**Щелочные и нефелиновые сиениты (Елетьозерский массив)**

Нефелиновые и щелочные сиениты широко используются взамен полевошпатового сырья в качест-



ве флюса в составе керамических масс и алюмосиликатного компонента в стекольном производстве. Преимуществом этих пород перед традиционными источниками полевошпатового сырья (гранитными

пегматитами) является более высокое содержание в них щелочных оксидов и глинозема, выдержанное качество и очень большие запасы в пределах отдельных месторождений.

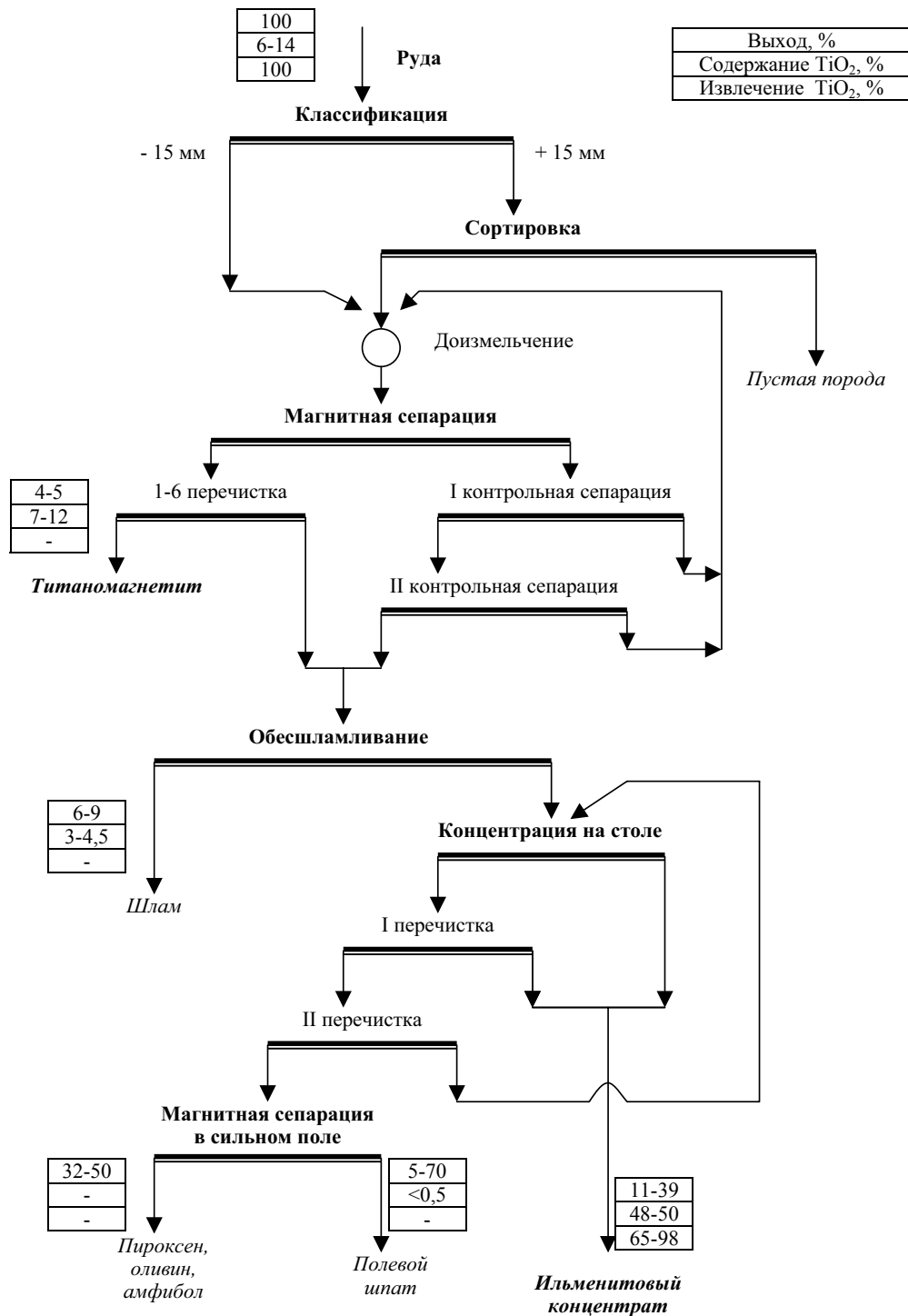


Рис. 10. Принципиальная схема обогащения забалансовых ильменитовых руд

Озеро Нижнее разделяет единое тело на два участка, названные нами как «Южный» и «Северный» (рис. 11). Контуры залегания сиенитов в значительной мере определяются по геофизическим данным.

В значительной степени сиениты перекрыты чехлом четвертичных отложений, мощность которых может превосходить 10 и более метров. Вместе с тем фиксируются участки, где встречены естественные

выходы на поверхность сиенитов. Как правило, это небольшие возвышенности, бугорки среди заболоченной низменной территории. С учетом стабильности состава, текстурно-структурных особенностей и хорошей обнаженности, основное внимание при изучении сиенитов уделено породам северной части месторождения, где выделено два перспективных участка.

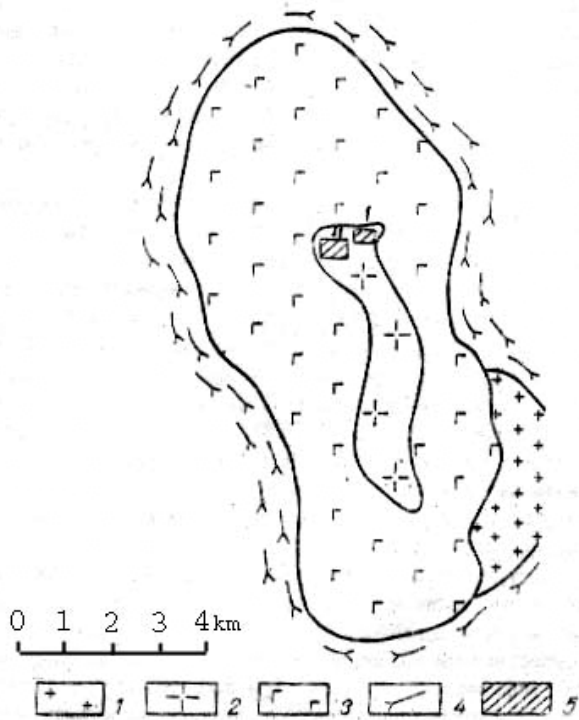


Рис. 11. Карта-схема с перспективными участками:

1 – гранит; 2 – щелочной сиенит; 3 – габброид; 4 – комплекс основного; 5 – детали участки

Участок «Южный» имеет субмеридиональную вытянутость на 6 км при ширине 2 км. Сиениты контактируют главным образом с оливинным габбро. В южной части нефелиновые сиениты обнажаются на гряде с отм. 159,2 м, вытянутой в субширотном направлении. Порода имеет средне- или крупнозернистые структуры, серый цвет и ярко выраженную трахитоидную текстуру. Визуально хорошо различимы в породе микроклин (3×6 мм) бледно-розового цвета, нефелин серого и темно-серого цвета (2×4 мм), гнездообразные скопления мелкозернистого биотита. Микроскопически определены полевой шпат (в основном микроклин-пертит) от 75 до 90%. Нефелин, наряду с фенокристовыми образованиями, представлен мелкими зернами, расположенными по периферии микроклин-пертитов. В составе сиенитов присутствуют биотит, эгирин, геденбергит. В виде аксессуарных отмечены канкринит, апатит, карбонат.

Вещественный и минеральный состав сиенитов по участкам приведен в табл. 9, 10.

Таблица 9

Вещественный состав сиенитов Елетьозера

Химический состав	Северный участок	Центральный участок	Южный участок
SiO <sub>2</sub>	58,47	48,8–54,04	53,56–54,62
TiO <sub>2</sub>	0,80	0,3–0,75	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,43	20,15–24,83	20,39–22,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,91	0,6–2,54	2,30–2,91
FeO	0,16	2,16–3,02	2,16–3,32
CaO	0,70	0,12–0,22	0,1–0,22
MnO	2,16	0,05–0,71	0,46–0,79
MgO	6,37	0,63–16,01	0,42–1,97
Na <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,43	4,00–8,28	6,81–7,50
K <sub>2</sub> O	0,19	5,50–7,35	6,25–9,70
H <sub>2</sub> O	0,59	0,08–0,26	0,1
ппп		0,85–2,90	1–1,12

Сиениты центральной части более мелкозернисты. Полевые шпаты раздроблены. Состав пород непостоянный. Количество нефелина увеличивается до 26%, он часто замещается канкринитом. Увеличивается, по сравнению с северной частью, и содержание темноцветных минералов, среди которых преобладает мелкозернистый биотит и эпидот. Породы южной части микроклинизированы и характеризуются высоким содержанием магнетита.

На северном берегу оз. Нижнего в районе песчаной косы нами был вскрыт непосредственный интрузивный контакт габбро и сиенитов, который однозначно показывает внедрение последних в габбро. Восточный контакт в этой полосе имеет прямолинейный, резкий и активный характер. Все эти факты говорят в пользу того, что существовал определенный временной разрыв в формировании указанных комплексов. При изначальном недостатке кислорода и насыщении приростом щелочей произошло образование сиенитов, включая нефелиновые. Соотношение между кремнеземом и щелочами способствовало образованию недосыщенного кислородом нефелина.

Образования представлены лейкократовыми, серыми и светло-серыми щелочными сиенитами. Преимущественно порода среднезернистая (2–3 мм), реже мелкозернистая (0,5–1 мм) и крупнозернистая (0,5–1 см) до пегматоидной разновидности. Отмечается трахитоидность, выраженная субпараллельным расположением кристаллов полевых шпатов и темноцветных минералов (рис. 12).

Минеральный состав породы представлен микроклин-пертитом (75–85%), альбитом, нефелином. Меланократовые минералы – эгирин-авгит, арфедсонит, биотит. Акцессорные – сфен, апатит, магнетит, флюорит.

Плотность сиенитов северной части составляет 2,76–2,78 г/см<sup>3</sup>, увеличиваясь до 2,8 г/см<sup>3</sup> на участках пород, обогащенных темноцветными. Магнитная восприимчивость сиенитов (15–48 · 10<sup>-3</sup> ед. СИ) достаточно высокая для полевошпатовых пород и определяется присутствием магнетита, количество которого в пробах составляет 2,0–2,5%, железосодержащих слюд и ряда силикатов, характеризующихся высокими значениями удельной магнитной восприимчивости.

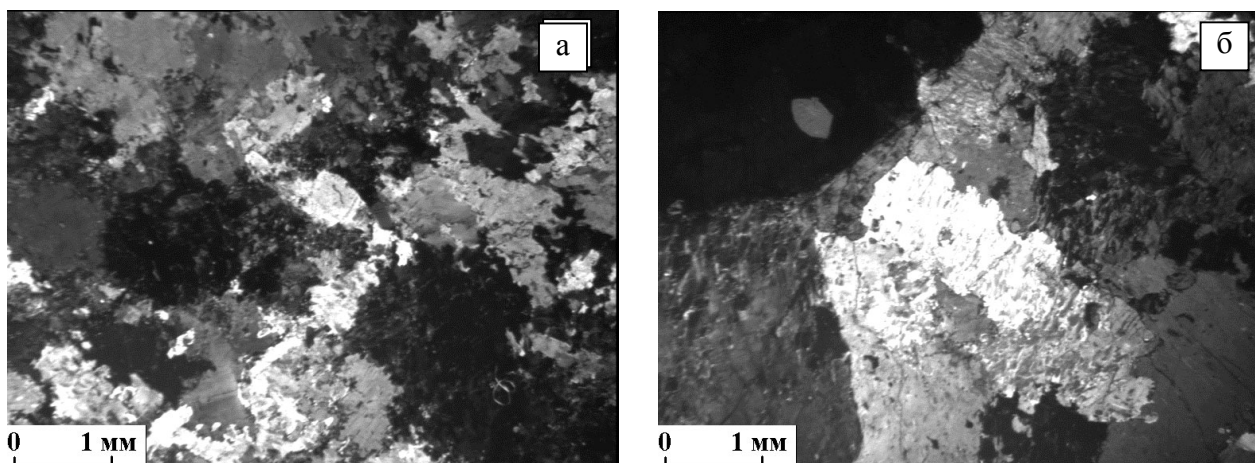


Рис. 12. Нефелиновые сиениты:

а – мелкозернистые; б – средне-, крупнозернистые

Таблица 10  
Минеральный состав сиенитов

Минералы	Северный участок	Центральный участок	Южный участок	Норвегия, м. Стьерноя
Микроклин	54,5–61,75	39,24–42,85	45,32–65,94	56
Плагиоклаз	17,72–22,06	3,05–22,65	14,3816,98	
Нефелин	1,2–1,45	0–25,87	4,1–8,85	34
Конкринит	–	0–6,72	2,26–4,04	
Скаполит	–	0–23,5	–	
Бiotит	3,73–6,71	9,6–11,99	1,82–6,53	
Щелочной амфиболит	4,0–5,1	–	0–20,86	
Апатит	0,43–0,75	0,01–0,16	0,12	
Магнетит	1,43–2,20	0,01	4,18	
Эпидот	0,03–0,06	15,93	–	
Сфен	0,89–1,05	0,01–0,74	–	
Пироксен	2,4–6,55	–	–	
Акцессорий	0,31–1,06	0,38–2,87	–	

Первые опыты по обогащению сиенитов выполнены в 1975 г. на материале двух проб – 1/75 и 2/75, отобранных в центральной части месторождения (Пекки, Скамницкая, 1977). По схеме, включающей сухую магнитную сепарацию в несколько стадий, были получены высококачественные концентраты, состоящие на 50–60% из микроклина, 40–45% альбита и нефелина. Сумма щелочных оксидов в концентратах составила 14,0–15,5, содержание оксидов железа – менее 0,15%.

Технологически сиениты Северного участка на всех стадиях изучались по лабораторным и укрупненным пробам. Оценивалась эффективность методов сухой магнитной сепарации (сепараторы Т-138СЭМ и 229 СЭ барабанного типа в полях с напряженностью 12000–17000 эрстед). Установлено, что обогащение методом мокрой магнитной сепарации на полиградиентных сепараторах 259-СЭ и 248-СЭ приводит к снижению содержания  $Fe_2O_3$  до 0,1% оксидов железа. В результате испытаний, проведенных в МНТК «Механобр», в режиме магнитной технологии получен маложелезистый концентрат с последующей наработкой по уточненной технологии (рис. 13) опытной партии маложелезистого концентрата в количестве 2 т.

Оптимальные показатели, которые следует ожидать при обогащении сиенитов Северного участка, пред-

ставлены в табл. 11, 12. В период с 2002 по 2004 г. ЗАО «Транском» осуществило разведку и подготовку к промышленной эксплуатации части Северного участка месторождения сиенитов с привлечением по хозяйственным ГУП РК «Северная ПРЭ», ФГУП «ГИГХС» и ИГ КарНЦ РАН. Был выбран участок, находящийся на контакте с габбро (Отчет..., 2005).

Таблица 11  
Оптимальные показатели полевошпатового концентрата

№ пп	Наименование показателя	Содержание, мас. %
1	Массовая доля окиси железа ( $Fe_2O_3$ ) не более	0,2
2	Массовая доля алюминия ( $Al_2O_3$ )	20–21
3	Массовая доля калия ( $K_2O$ )	6,5–7,5
4	Массовая доля натрия ( $Na_2O$ )	6,5–7,5
5	Массовая доля двуокиси кремния ( $SiO_2$ )	63–65
6	Массовая доля кальция и магния ( $CaO + MgO$ )	Не более 1
7	Массовая доля влаги не более	0,5
8	Массовая доля хрома ( $Cr_2O_3$ ) не более	0,07
9	Содержание серы и хлора	Отсутствие
10	Остаток на сетке не более:	
	0,315	0,6
	0,16	5–9,2
	–0,1	58–60

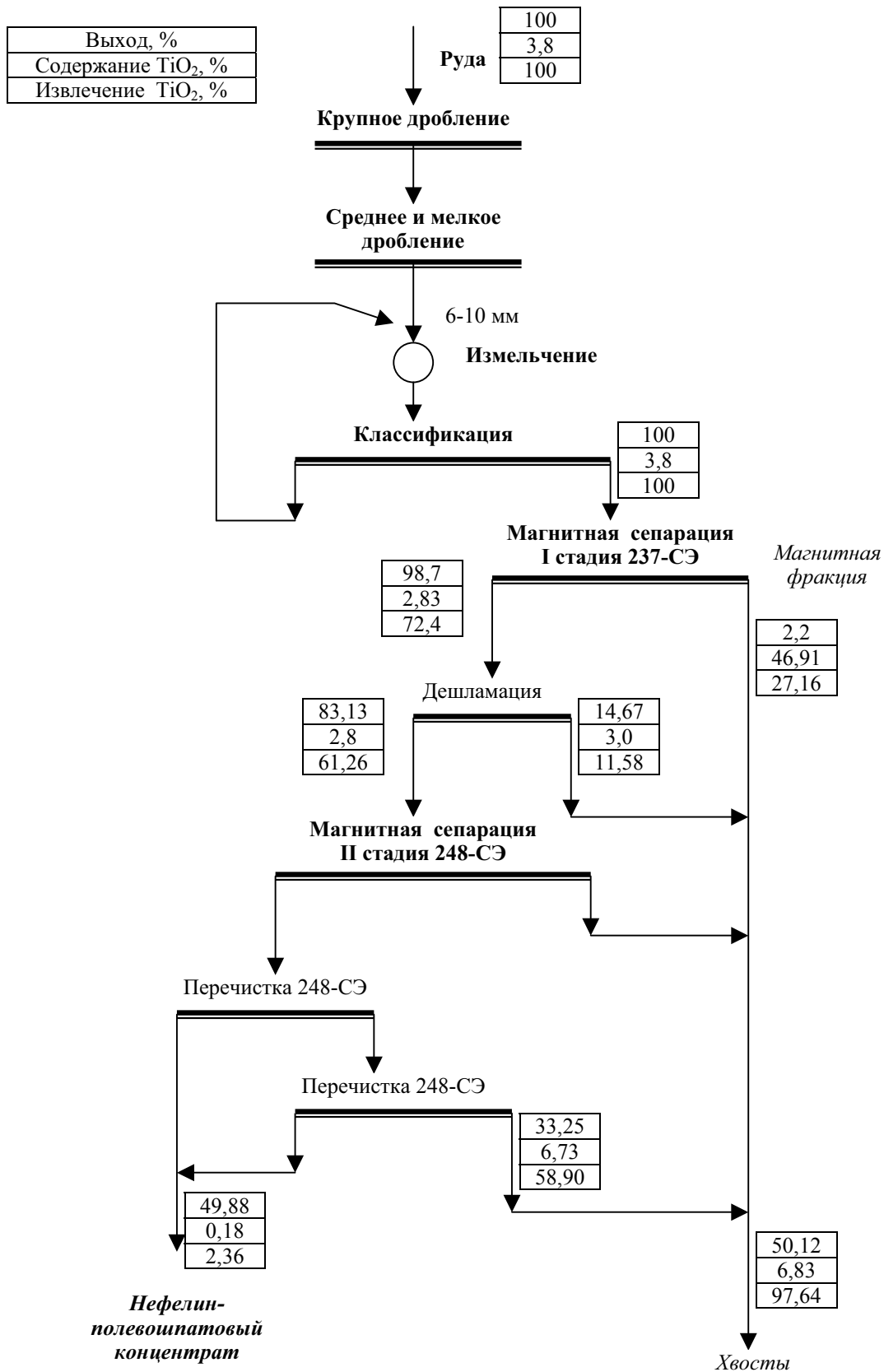


Рис. 13. Уточненная технологическая схема получения нефелинового концентрата (по данным укрупненных испытаний института «Механобр»)

Таблица 12

## Минералогический анализ продуктов, полученных при магнитном обогащении сиенитов Елетьозера

Минералы	Магнитная сепарация исходного материала, измельченного до крупности 32% – 0,074 мм					
	Готовый продукт – концентрат			Хвосты		
	Общее содержание, %	Содержание свободных минералов, %	Содержание минералов в сростках, %	Общее содержание, %	Содержание свободных минералов, %	Содержание минералов в сростках, %
Нефелин, полевые шпаты	99,3	91,2	8,1	52,0	–	52,0
Силикаты Fe-содержащие (эгирин, лепидомелан и др.)	0,5	0,20	0,30	43,7	30,8	12,9
Рудные минералы (магнетит, ильменит)	0,2	0,10	0,10	5,3	00,5	4,8
Апатит, карбонаты и др.	Ед. зерна			Ед. зерна		

Массовая доля полезных компонентов в руде этой части участка составила (%):  $\text{SiO}_2$  – 55,7–56,6;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 17,3–17,5;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  – 12,0. Калиевый модуль  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  – 1,0–1,1,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в среднем по руде – 6,8%.

Общий выход обогащенного сиенита с содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  общ. <0,2% из балансовой руды составил 51–52%. При использовании измельчительного комплекса КИ-0,36 выход продукции составил 55–56%.

Проведенные на этой стадии технологические испытания по магнитному обогащению показали возможность применения сепараторов на постоянных магнитах для получения высококачественного обогащенного сиенита с приемлемым выходом до 53% от балансовой руды. Схема обогащения при производительности комплекса 50 т/час (по оценкам специалистов фирмы Raoul LENOIR) по исходному сиениту включает три сепаратора: ТАР-1, SLT и Rollap-300 и

один роликовый магнитный сепаратор типа Rollap-300 (Киселев и др., 2005).

Запасы сиенитов для производства керамо-гранитной плитки утверждены протоколом № 14-04 ТКЗ при Управлении недропользования по Карелии в количестве 4282 тыс. т по категории  $\text{C}_1 + \text{C}_2$ .

## Выводы

Таким образом, комплексные исследования участков с развитием на них таких ценных минеральных образований, как ильменит, титаномагнетит и сиениты, показали промышленную значимость этих объектов. Совершенствование технологических методов позволяет оценить доступность недр с позиций современного взгляда на геологию, технологию, экономику и экологию, и как следствие прогнозируется формирование новых минерально-сырьевых потоков.

## ЛИТЕРАТУРА

Богачев А. И., Зак С. И., Сафронова Г. П., Инина К. А. Геология и петрология Елетьозерского массива габброидных пород Карелии (геология, петрография, петрология, металлогения). М.; Л., 1963. 160 с.

Вахрушев В. А. Рудные минералы изверженных и метаморфических пород. М., 1988. 199 с.

Зак С. И., Юдин Б. А. Главнейшие титаноносные формации Кольского полуострова и Северной Карелии // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971. С. 118–123.

Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии / Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др. М., 1965. 772 с.

Киселев В. А., Ноздря В. И., Саморукова В. Д. и др. Опыт обогащения нефелинсодержащих сиенитов в качестве сырья для изготовления керамо-гранитной плитки на сепараторах с постоянными магнитами // Проблемы рационального использования природного и техногенного сырья Баренцева региона в технологии строительных и технических материалов. Петрозаводск, 2005. С. 100–102.

Кулмала Т. К., Скамницкая Л. С., Щипцов В. В. и др. Петрохимия, геохимия и обогащение щелочных сиенитов Елетьозерского массива // Минеральное сырье Лоухского района. Петрозаводск, 1991. С. 35–54.

Кулмала Т. К., Савицкий А. И., Скамницкая Л. С., Щипцов В. В. Новый геолого-технологический этап изучения ильменитовых руд участка Суриваара (Елетьозерский мас-

сив) // Вопросы геологии, магматизма и метаморфизма докембрия Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 70–73.

Кухаренко А. А., Орлова М. П., Багдасаров Э. А. Щелочные габброиды Карелии. Елетьозерский массив – петрология, минералогия, геохимия. Л., 1969. 183 с.

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

Осокин А. С. Размещение и вещественный состав апатит-титаномагнетит-ильменитовых руд массива Гремяха-Вырмес. Апатиты, 1987. 90 с.

Пекки А. С., Разоренова В. И. Месторождение полевошпатового сырья Карелии. Л., 1977. 152 с.

Пекки А. С., Скамницкая Л. С. Нефелиновые сиениты Елетьозера – перспективный источник полевошпатового сырья // Минеральное сырье Карелии. Петрозаводск, 1977. С. 39–47.

Уйджер Л. П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., 1970. 552 с.

Шарков Е. В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М., 2006. 386 с.

Chernet T., Kärkkäinen N. Geology and mineralogy of the Koivusaarenneva ilmenite deposit, Kälviä, western Finland // Geol. Survey of Finland, Special paper 20, 1995. P. 17–22.

Duchesne J.-C. Fe-Ti deposits in Rogaland anorthosites (South Norway): geochemical characteristics and problems of interpretation // Mineralium Deposita. 1999. 34. P. 182–198.

#### Фондовая

*Kärkkäinen N.* The Koivusaarenneva gabbro, Finland // Papunen H. Mineral deposits; research and exploration, where do they meet? Proc. Fourth Biennial SGA Meeting, Turku/Finland. A.A.Balkema; Rotterdam, 1997. P. 443–444.

*Kärkkäinen N., Appelqvist H.* Genesis of a low-grade apatite-ilmenite-magnetite deposit in the Kauhajärvi gabbro, western Finland // Mineral Deposits. 1999. 34. P. 754–769.

*Korneliussen A.* Rutile associated with eclogites in Western Norway and scapolitized gabbros in Southern Norway // Norges geol. unders. Bull. 1995. N 427. P. 112–115.

*Korneliussen A., Foslie G.* Rutile-bearing eclogites in the Sunnfjord region of Western Norway // Norges geol. unders. Bull. 1985. N 402. P. 65–71.

*Korneliussen A., Ihlen P., Gautneb H. et al.* Industrial mineral resources in Norway – future outlook // Northern Lights – a mineral focus on Nordic countries & north-west Russia. Forum & Dinner Event Proceedings. Helsinki, 2006.

*Богачев А. И. и др.* Щелочные комплексы Карелии, их рудоносность и локальное прогнозирование (северная Карелия, Приладожье). Кн. 1 // Архив КарНЦ РАН. Петрозаводск, 1988.

*Григорьев Г. В. и др.* Отчет по теме: «Оценка перспектив апатитоносности габброидов Карело-Кольского региона» // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1982.

*Зак С. И., Киселев Ю. Ф.* Отчет о поисково-разведочных работах на Ельтьозерском титановом месторождении в 1954–1956 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1957.

*Кириллов А. И.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на апатит в пределах Ельтьозерского и Тикшозерского массивов за 1977–1981 гг. СПб., СЗГТФ, 1981 г.

*Неуструев Ю. С.* Окончательный отчет Тикшозерской партии № 12 (Геологическая съемка мелкого масштаба площади Ельтьозеро – Тикшозеро). СПб., СЗГТФ, 1937 г.

*В. И. Кевлич, П. И. Кукушкина*

## ВЫЯВЛЕНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ ФОРМ ЗОЛОТА В ПРОБАХ МЕТАСОМАТИТОВ УЧАСТКА ХАТУНОЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ОБОГАТИТЕЛЬНЫХ МЕТОДОВ

В настоящее время одним из главных направлений развития золоторудной отрасли является освоение наиболее экономически перспективных коренных золоторудных месторождений. Однако известно (Металлогения Карелии, 1999; Чантурия, 2001), что во многих случаях коренные руды характеризуются как упорные, что обусловлено формой нахождения золота в рудах, субмикроскопическими размерами частиц, их парагенезисом. В этой связи существенное место среди известных на стадии поисково-оценочных работ золотоносных руд занимает комплекс методов изучения – минералогических, мономинеральных фракций и обогатительных методов. В настоящей работе приводятся результаты исследований четырех минералого-технологических проб № 1–4 – обнажений 0790, X0204 (табл. 1) с участка Хатуноя.

Основная цель исследований – выявление форм нахождения, размеров и золотонесущих минералогических ассоциаций золота. Изучение вещественного состава этих пород проводилось на материале четырех технолого-минералогических проб, которые характеризуют опробованный участок метасоматитов участка Хатуноя (Ивашенко и др., 2007). Схема подготовки проб на рис 1.

Исследование состава проб и слагающих эти породы минералов осуществлялось с применением минералогического анализа и методов мономинеральных фракций. В соответствии с данными минералогического изучения (табл. 1) среди породообразующих минералов кварца в пробах – от 26,55 до 69,13%, серицита – от 14,75 до 71,20%, плагиоклаза – от 0,24 до 9,20%, сульфидов суммарно – от единичных знаков до сотых, десятых и целых процентов. Золото минералогическим анализом установлено только в одной пробе № 4 в качестве единичных знаков, в остальных трех пробах на этой крупности измельчения и детального фракционирования свободное золото не обнаружено, что свидетельствует о крайне неравномерном распределении и концентрации золота в интервале опробования. При обогащении традиционными методами золото извлекается крупнее 0,03–0,05 мм, с учетом наличия в измельченном материале проб классов крупности –0,05 мм возможны потери тонко вкрапленного золота с хвостами обогащения. В этой связи необходимо определение в руде соотношения крупных и мелких зерен, что позволяет примерно оценить долю возможных потерь и скорректировать технологическую схему. Важное значение имеет форма и состояние поверхности зерен; как свидетельствуют результаты минералогического анализа, наряду с зернами с прямолинейными границами соприкосновения, высвобождаются зерна с криволинейными, извилистыми и причудливыми границами, имеющими шероховатую, микроямчатую, микрокавернозную поверхность с наличием пленок, примазок и микровключений, в том числе и на выявленных зернах золота. В этой связи разработка методики выделения мономинеральных фракций (сфалерита, пирита, халькозина, арсени-

Т а б л и ц а 1

**Минеральный состав проб метасоматитов участка  
Хатуноя, вес. %**

Минеральный состав	Проба 1	Проба 2	Проба 3	Проба 4
Апатит	0,06	0,10	Ед. зн.	0,02
Циркон	Ед. зн.			Ед. зн.
Сфен	Ед. зн.	Ед. зн.		
Турмалин	0,05	0,06	0,10	0,04
Биотит	5,10	0,25	0,70	0,96
Серицит	14,75	71,20	43,56	63,30
Хлорит	0,35	0,10	0,02	0,96
Ярозит			Ед. зн.	
Гр. эпидота	0,07			
Кварц	69,13	26,55	54,60	31,83
Плагиоклаз	9,20	1,36		0,24
Золото				Ед.зн.
Молибденит	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	0,01
Сфалерит	0,01	Ед. зн.	Ед. зн.	0,01
Галенит	0,15			
Борнит	Ед. зн.			
Ковеллин	Ед. зн.			
Халькозин	0,02		Ед. зн.	
Пирит		0,30	1,00	2,57
Арсенопирит	0,06	Ед. зн.	Ед. зн.	
Халькопирит	0,89			
Пирротин	0,01	0,01	Ед. зн.	0,03
Гидроокислы	0,15	0,07	0,02	0,03
Сумма, %	100	100	100	100

рита, борнита, пирротина, галенита и др.) предусматривала использование комплекса методов – гравитационных, магнитных, избирательного растворения в кислотах, центрифугирования шлам (материал менее 50 мкм) в тяжелых жидкостях (2,9...3,5–4,2 г/см) – и МГС-сепарацию продуктов разделения руд. При этом обработка классов –50...+10 микрон и классов –0,5...+0,05 мм из навесок, которые были отобраны из проб № 1–4, проводилась отдельно. В пробах № 1–4 кварц серого, светло-серого, стально-серого цвета, кварц-серицитовые агрегаты серовато-желтоватого цвета, в ассоциации с ними находятся сульфиды, содержание которых от 2,62 до 0,38% и менее (табл. 1), содержание пирита – 0,3–2,57%, халькопирита – 0,89%, арсенопирита – от ед. знаков до 0,06%, пирротина – 0,01%, молибденита и сфалерита – до 0,01%, галенита – 0,15%, халькозина – 0,03%. Рудная минерализация имеет гнездовой характер распределения в метасоматитах или приурочена к маломощным кварцевым, хлорит-кварцевым и карбонат-кварцевым прожилкам. Свободное (самородное) золото отмечается в ассоциации с халькопиритом в виде обособлений и в интерстициях, при этом, несмотря на то, что свободное золото ассоциирует с халькопиритом, максимальное его содержание характерно для интенсивно прокварцованных метасоматитов, в которых доминирует пирит (Иващенко и др., 2007). В арсенопирите, который в породе находится в ассоциации с

другими сульфидами при содержании в пробе № 1 – 0,06%, а в остальных – ед. знаки (табл. 1), установлено так называемое упорное золото, которое находится в виде тонкодисперсной вкрапленности, содержание его незначительно. По данным опробования (Иващенко и др., 2007), характер распределения золота и его размерность существенно варьируют в пределах интервала отбора проб (табл. 2).

В соответствии с количественной оценкой содержания минеральных фаз, степени их раскрытия, свойств и поведения золотоносных пород в обогатительных аппаратах в процессе выделения мономинеральных фракций осуществлялся выбор методов для рациональной схемы обогащения и последующего изучения золота в пробах участка Хатуноя.

В зарубежной и российской практике подобные руды перерабатываются по гравитационно-флотационным схемам. Наличие тонкодисперсного свободного золота установлено в пробе № 4 в виде единичных знаков с размерностью –0,5...+0,05 мм и менее 0,05 мм и не установлено в остальных пробах в процессе выделения мономинеральных фракций. Вместе с тем особенности минерального состава (табл. 1), свойств и использование обогатительных методов в схемах выделения мономинеральных фракций позволили осуществить разработку технологической схемы обогащения для определения и выделения свободного золота из пород золоторудного проявления участка Хатуноя.

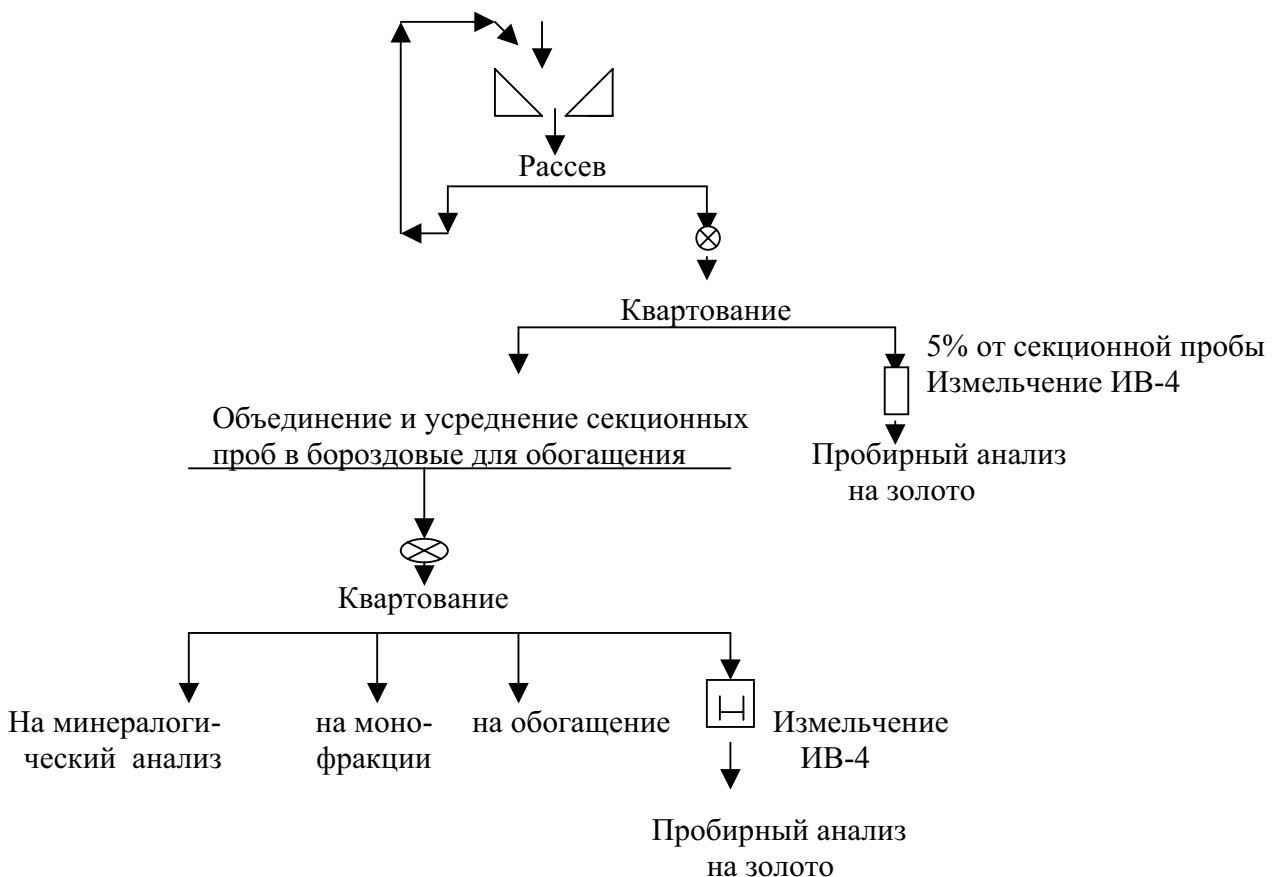


Рис. 1. Схема подготовки проб для качественного и количественного изучения с участка Хатуноя



Таблица 2

**Содержание золота в рудоносных метасоматитах участка Хатуноя (борздовое опробование), г/т**

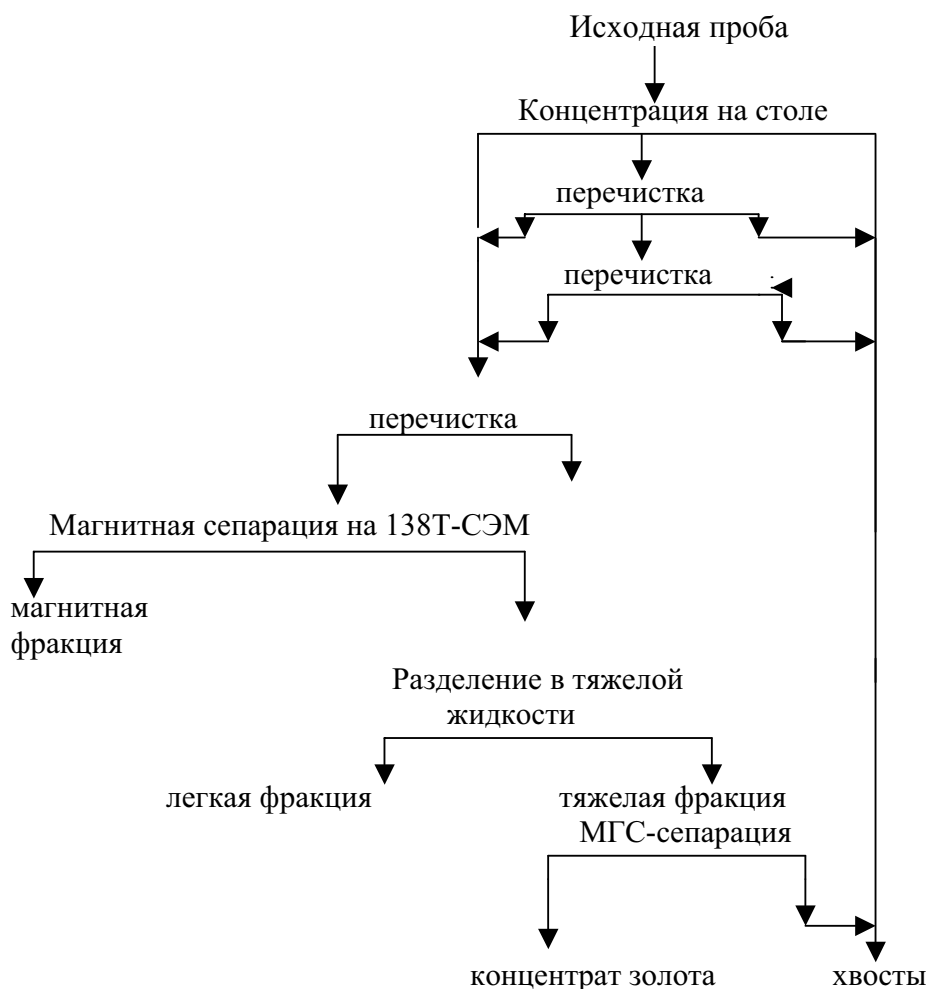
№ пробы	Вид пробы	Интервал, м	Порода Обн. 0790, X0204	Содержание золота	
				1	2
1	Борзда	2,30	Кв-Хл-Сер-метасоматиты с Cu-Pb-Zn-оруденением	0,76	0,078
2	”	2,45	Кв-Сер-метасоматиты с пиритом	0,10	0,041
3	”	1,95	То же	0,24	0,053
4	”	1,90	Кв-Сер-метасоматиты с пиритом, висмутином	0,83	1,08

Примечание. Вес проб – 3–4 кг. Здесь и в табл. 3: вид анализа содержания золота: 1 – золото-пробирный (Институт геологии КарНЦ РАН), 2 – золото-спектральный (Геологический институт КНЦ РАН).

Испытания по обогащению в соответствии с разработанной схемой включали гравитационные, магнитные методы и магнитогидростатическую сепарацию. В голове схемы (рис. 2) обработка проб на кон-

центрационном столе проводилась отдельно для зернистой части  $-0,5 \text{ мм} \dots +0,05 \text{ мм}$  и шламов с размером частиц  $-0,05 \text{ мм}$ .

Обогащение проб на концентрационном столе включало первичную обработку с углом наклона стола  $10^\circ$ , две перечистные операции промпродуктов с углами наклона стола  $8^\circ$  и  $7^\circ$  и одну перечистку концентрата с углом наклона стола  $6^\circ$ . Для шламов режим работы стола: СКЛ –  $4^\circ$ , частота 8–9, длина хода 8–6 – предусматривал одну основную и две перечистные операции. Полученные концентраты стола направлялись на магнитную сепарацию на индукционно-роликовом сепараторе 138Т-СЭМ в слабых (ток 0,5 А) и сильных (ток 3–5 А) полях. В магнитную фракцию в слабом поле выделяется пирротин и технологические примеси (стружка). В сильном поле в магнитную фракцию переходят биотит, серицит, хлорит, турмалин, сфалерит, частично халькопирит, минералы группы эпидота, гидроксилы железа. В немагнитную фракцию переходят кварц, плагиоклаз, циркон, апатит, золото и комплекс сульфидов (пирит, арсенопирит, молибденит, галенит и др.). С учетом достаточно высокого содержания кварца,



**Рис. 2. Принципиальная схема обогащения проб золоторудного проявления участка Хатуноя**

серицита и плагиоклаза, немагнитная фракция поступает на разделение в тяжелых жидкостях с плотностью  $3,0 \text{ г/см}^3$ , что позволяет в этом цикле извлечь основную массу легких минералов – кварц, плагиоклаз, слюду и др., и в  $3,7 \text{ г/см}^3$  для удаления сфена, апатита и сростков этих минералов с породообразующими во вторую легкую фракцию. В тяжелой концентрируются сульфиды, циркон, рутил и золото. Магнитогидростатическая сепарация тяжелой фракции в парамагнитной среде (хлористый марганец плотностью  $1,44 \text{ г/см}^3$ ) позволяет получить коллективный продукт сульфидов в легкой

фракции и концентрат золота – в тяжелой фракции (рис. 2, табл. 3).

Преобладающей формой выделения золота, сосредоточенного как в сульфидах, так и в силикатах, являются комковидно-угловатые с ямчатой и мелкоямчатой поверхностью, удлинённые, округлые и дендритовые образования, которые могут быть отнесены к интерстиционным видам. Среди выделенных зерен золота преобладают золотины бледно-желтого и желтого цвета (рис. 3). Состав золота по данным микронзондового анализа приближает его к электруму: Au – 69,29–68,83%; Ag – 29,88–30,63%.

Таблица 3

Технологические результаты обработки проб рудоносных метасоматитов участка Хатуноя

Номер пробы	Продукты обогащения	Выход продуктов, г	Содержание золота в г/т и зернах	Размеры золотин
1	Концентрат	0,372	0,002	0,1–0,05 мм
	Хвосты	11499,628	Не обн.	
	Исходная проба	11500,000	1 – 0,76; 2 – 0,078	
2	Концентрат	0,296	4 зерна	0,05–0,1 мм
	Хвосты	13999,704	–	
	Исходная проба	14000,000	1 – 0,1; 2 – 0,041	
3	Концентрат	0,050	2 зерна	0,05–0,07 мм
	Хвосты	12199,95	–	
	Исходная проба	12200,000	1 – 0,24; 2 – 0,053	
4	Концентрат	0,140	0,003	0,05 и 0,1 мм
	Хвосты	10999,970	–	
	Исходная проба	11000,000	1 – 0,83; 2 – 1,08	

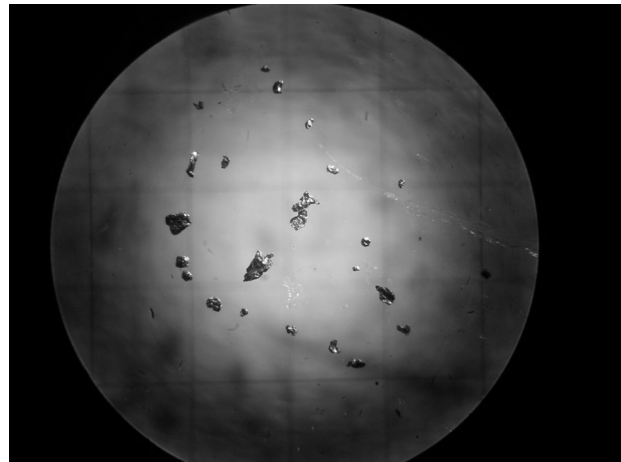
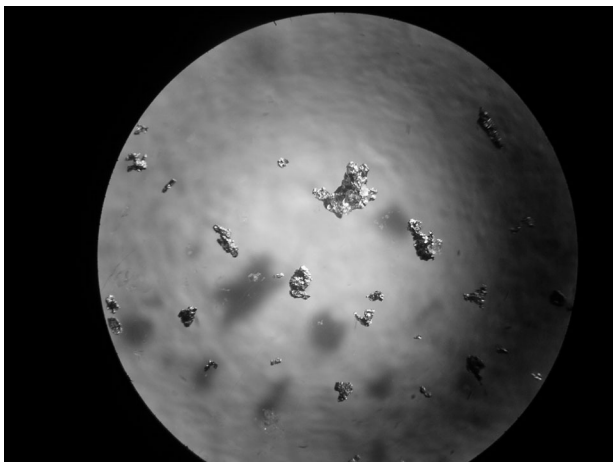


Рис. 3. Золото из проб № 1 и 4 рудоносных метасоматитов участка Хатуноя

Таким образом, характерной особенностью проб золоторудного проявления участка Хатуноя является наличие в них как макро-, так и микродисперсного золота, которое находится в свободном виде в интерстиционных промежутках кварца и серицита, а также ассоциировано с сульфидными минералами, главным образом с пиритом и частично с арсенопиритом.

Выполненный комплекс поисковых исследований по выявлению форм золота в рудоносных ме-

тасоматитах с применением минералогических и технологических методов (рудоподготовки, качественно-количественный минералогический анализ, методы мономинеральных фракций и др.) позволил осуществить разработку принципиальной технологической схемы обогащения руд и тем самым выявить формы, содержание золота в рудах, определить размеры и возможность извлечения золота с использованием комплекса традиционных обогатительных методов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Иващенко В. И., Лавров О. Б., Кондрашова Н. И., Соколов С. Я.* Комплексное благороднометальное оруденение участка Хатуная архейского зеленокаменного пояса Ялонвара – Иломанси // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск, 2007. С. 117–139.
- Иващенко В. И., Ручьев А. М., Лавров О. Б., Кондрашова Н. И.* Рудопроявление Пякюля – новый высокоперспективный тип благороднометального оруденения в докембрии Карелии // Доклады РАН. 2002. Т. 384, № 2. С. 232–237.
- 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.
- Металлогения Карелии* / Отв. ред. С. И. Рыбаков, А. И. Голубев. Петрозаводск, 1999. С. 273–280, 296–298.
- Чантурия В. А., Вигдергауз В. Е.* Электрохимия сульфидов. Теория и практика флотации. М., 1993.
- Чантурия В. А., Бунин И. Ж., Лунин В. Д. и др.* Использование мощных электромагнитных импульсов в процессах дезинтеграции и вскрытия упорного золотосодержащего сырья // Обогащение полезных ископаемых. Вып. 4. Новосибирск, 2001. С. 95–106.

П. В. Фролов

## К ВОПРОСУ О ЗНАЧИМОСТИ ПРИЗНАКОВ ТАЛЬКООБРАЗОВАНИЯ ДЛЯ ПОИСКОВОЙ ГЕОЛОГИИ (НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТ- ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА)

### Введение

Тальк образуется в природе в относительно широком диапазоне температур (200–500 °С) и давлений (1–10<sup>3</sup> МПа) (Романович, 1974). Тальковым преобразованиям могут подвергаться самые различные по составу породы (от ультраосновных до кислых) при привносе недостающих соответствующих компонентов (СО<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub>, MgO).

На территории Карелии при поисках медно-никелевых руд работами Карельской геологической экспедиции были попутно открыты проявления талькового сырья (Фурман и др., 1989, 1995; Фурман, Афолина, 1995). Затем обозначилось и тальковое направление поисков.

В процессе работ на различные виды минерального сырья (золото, алмазы и др.) в пределах зеленокаменных структур Карельского кратона исследователями нередко отмечались многочисленные признаки талькосодержащих образований. Талькообразование является процессом, характерным для породных комплексов зеленокаменных структур. Масштабы талькообразования зависят от ряда геологических факторов. Значимые объекты талькового сырья могут возникнуть при определенной их совокупности в полях развития перидотитовых коматиитов. Но процессы талькообразования имеют место и в пироксенитовых коматиитах, пикритах, магнезиальных базальтах, интрузивах мафит-ультрамафитового состава.

Тальк – вторичный минерал метаморфогенного либо метасоматического происхождения. Не образуясь одновременно с медно-никелевыми рудами, золотом, алмазами (так как РТ-условия образования рудообразующих минералов существенно отличаются), тальк может быть связан с указанными компонентами в *парагенезисе последовательного формирования* – в результате наложенных процессов. Генетическая связь может заключаться в структурно-тектоническом, петрографическом, стратиграфическом контроле.

### Некоторые аспекты минерации тальконосных полей зеленокаменных структур

Осадочно-вулканогенные комплексы зеленокаменных структур, состоящие снизу вверх по разрезу из мафитов базальтового плато, мафит-ультрамафи-

товой вулканогенной толщи, колчеданных горизонтов, хемогенных кварцитов, маркируют углеродистые сланцы. Тальковым преобразованиям, в первую очередь, подвержены высокомагнезиальные породы – ультрамафиты оливинитового и перидотитового ряда, в меньшей степени – пироксенитового и пикритового.

Материнскими для талькосодержащих образований породами являлись высокомагнезиальные лавы – перидотитовые коматииты, излившиеся в океанических условиях и преобразованные в процессе автаморфизма в серпентиниты. В последующем серпентиниты в условиях регрессивного метаморфизма были преобразованы в тальк-карбонатные породы под действием привнесенной из верхней мантии по зонам разломов глубинного заложения углекислоты. Позднее по этим зонам могли внедряться дайки различного состава (например, дайка габброидов вблизи финского месторождения талькового камня Верикаллио, дайки габбро и пироксенитов на Светлоозерском объекте восточной Карелии). Для геологических разрезов Финляндии, включающих залежи тальк-карбонатных пород (верхнеархейские комплексы зеленокаменного пояса Суомуссалми-Кухмо и нижнепротерозойские сланцевого пояса Кайнуу), характерно повсеместное присутствие маркирующих углеродсодержащих («черных») сланцев, венчающих вулканогенно-осадочные толщи зеленокаменных структур (на карельской части кратона сохранились эпизодически).

Залежам тальк-карбонатных пород в ряде случаев сопутствует сульфидно-никелевая минерализация (возможны даже пространственно совмещенные никелевые месторождения – карельские объекты Каменноозерской структуры) (Фурман и др., 1989, 1995). Сульфидно-никелевые залежи зеленокаменных поясов, как и залежи талькового сырья, контролируются зонами разломов глубинного заложения.

Внедрение гранитоидов по зонам тектонических нарушений с привносом кремнезема и глинозема (либо последующие гидротермальные процессы соответствующей специализации без внедрения интрузий) приводило к видоизменению тальк-карбонатных

образований и менее измененных серпентинитов в талькосодержащие породы более сложного минерального состава – с хлоритом, амфиболом и др. (месторождения и проявления талькового камня Сегозерской группы, объекты Костомукшской зеленокаменной структуры).

Тальк-хлоритовые породы месторождения талькового камня Сегозерской группы Каллиево-Муренанваара связаны с ультрамафитами перидотит-пикритового ряда. Серпентинизированные породы пикритовой части разреза практически не подверглись тальковым изменениям. Продуктивной на тальковый камень толщей явились перидотитовые коматииты, залегающие под пикритами, которые были преобразованы в тальк-карбонатные породы под действием углекислоты, а затем в тальк-хлоритовые при воздействии кремнезема и глинозема, – последнее являлось следствием гранитообразования.

В пределах Костомукшской зеленокаменной структуры, кроме того, имеют место проявления тальк-тремолит-доломитового камня в районе участка Таловейс, в непосредственной близости от гранодиоритового штока. Данный минеральный парагенезис также характерен для вмещающих тальковые объекты ультрамафитовых комплексов, расположенных на сравнительно небольшом удалении от гранитоидных массивов в толщах пород, претерпевших метаморфизм зеленокаменной стадии (Коренбаум, 1967).

#### **Талькообразование и генетическая связь талькосодержащих пород с рудными и нерудными полезными ископаемыми**

##### **Высокомагнезиальное сырье**

Признаки значительного талькообразования указывают в первую очередь на наличие высокомагнезиальных ультрамафитов в породных комплексах. Высокомагнезиальные породы могут представлять объекты нерудных полезных ископаемых. Наличие талькосодержащих пород является *прямым поисковым признаком* на тальковый камень, тальковые руды и, во многих случаях, существенно серпентинизированные породы ультраосновного состава (серпентиниты). При достаточных масштабах и соответствующих условиях тела указанных видов сырья могут являться объектами месторождений полезных ископаемых:

– области применения талькового камня связаны с его теплоаккумулирующими свойствами, легкостью механической обработки, устойчивостью к агрессивным средам и др.;

– тальк совершенно необходим в самых различных направлениях человеческой деятельности, – в технике он играет незаменимую роль, кроме того, используется в медицинской, пищевой, бумажной и других отраслях промышленности;

– серпентиниты, кроме известных направлений их применения как строительного материала (обли-

цовочный камень, материал для керамики, огнеупоров), химической промышленности (производство удобрений, высокодисперсного кремнезема) и других (Рылеев и др., 1990), находят свое применение в нанотехнологиях и триботехнике (Ващёнок и др., 2002) – на их основе получены составы для обработки трущихся поверхностей, безразборной технологии ремонта машин и механизмов.

Республика Карелия является потенциальной минерально-сырьевой базой талька и талькового камня в Северо-Западном экономическом регионе России (Фролов, 2003; Минерально-сырьевая база..., 2006).

Маложелезистый тальк апокарбонатного типа связан с горизонтами магнезиально-карбонатных пород в терригенно-карбонатно-глинистых отложениях туломозерской свиты верхнего ятулия (онежская серия нижнего протерозоя). Тальковый камень и железистые карбонат-тальковые руды Карелии локализованы в поле развития ультрамафитов вулканогенных толщ верхнеархейских (лопийских) зеленокаменных структур. На финской территории тальковые руды добывают из ультрамафитов нижнепротерозойского сланцевого пояса Кайнуу.

Тальковый камень финских месторождений Нунналаhti, Кианта Стоун, Верикалио по главным параметрам соответствует тальк-магнезит-брейнеритовому камню ряда объектов Карелии (Светлоозерский, Повенчанка, Игнойла и другие); породы последних были апробированы и в качестве тальковых руд (Фролов, 2003; Фролов, Фурман, 2003).

Тальковые руды верхнеархейских ультрамафитов Светлоозерского объекта по минеральному составу аналогичны нижнепротерозойским рудам объектов сланцевого пояса Кайнуу Финляндии. Для сравнения пород лабораторией АО «Оутокумпу» был выбран «эталонный» финский образец (Фролов, Фурман, 2003). Основное отличие карельского талька – более высокая железистость и содержание магнетита в рудах до первых процентов (в финском «эталонном» образце магнетит практически отсутствует). Медно-никелевая минерализация присутствует в обоих случаях. Возможно, главные по масштабам процессы талькообразования в границах Карельского кратона происходили в нижнем протерозое.

##### **Генетическая связь с никелем**

На примере никелевых месторождений Западной Австралии рядом исследователей строились модели месторождений, связанных с образованиями коматиитовой серии (Заскинд и др., 1979). При проектировании поисковых работ на никель Карелии в основу была взята модель западноавстралийского месторождения Камбалда (Фурман и др., 1989).

Сульфидные медно-никелевые руды в коматиитах представляют группу ликвационных образований. Пространственно и генетически связаны с ультрамафическими породами коматиитовой серии, являющимися производными обогащенной магнием перидотитовой магмы.

По геологическим условиям образования медно-никелевые месторождения в коматиитах можно условно разделить на три типа: эффузивные удаленной и околожерловой (дистальный и проксимальный типы) и интрузивные субвулканической фаций.

Геологический разрез в районе Камбалды состоит из трех толщ: нижней толеит-базальтовой, средней ультрамафитовой и верхней коматиит-базальтовой. Собственно рудовмещающей является средняя толща.

При разделении ультрамафитов на типы австралийские геологи (Гровс, 1982) основываются, главным образом, на содержании MgO и в меньшей степени на петрографической характеристике пород. Выделяются пикриты (20–28 мас. %), перидотиты (28–36 мас. %) и оливиновые перидотиты (более 36 мас. %). Последние, как правило, содержат более 60% оливина. Они представляют кумулятивную часть потока (кумулятивные фазы – оливин и аксессуарный хромит) и могут быть продуктивными на медно-никелевые руды. В кровле потоки несут маломощную (до 2–10 м) зону пород со спинифекс-структурами.

Минеральный состав руд: главные минералы – пирротин и пентландит, второстепенные – халькопирит, магнетит и хромшпинелид. Местами в рудах в значительных количествах могут встречаться пирит и миллерит в ассоциации с магнетитом. В геохимическом отношении руды маломедистые.

Размещение продуктивных для никелевых руд зон контролируется троговыми структурами в подошве ультраосновной толщи. Это довольно узкие структуры шириной до первых сотен метров и протяженностью до первых километров, сложной морфологии, в поперечном сечении имеющие форму грабенов или обратных грабенов, либо неправильной формы «залитов» в подстилающие базальты. Некоторая часть троговых структур является топографическими депрессиями в базальтовом ложе, на которое изливались ультраосновные лавы.

Сульфидно-никелевые месторождения зеленокаменных поясов контролируются зонами разломов глубинного заложения.

Учитывая мировой опыт, можно сделать вывод: никелевые месторождения коматиитового типа встречаются в позднеархейских зеленокаменных поясах, возраст которых оценивается в  $2,8 \pm 0,1$  млрд лет и в структурах раннего протерозоя. Вероятно, именно в эти периоды магма имела соответствующую специализацию благодаря ликвационным процессам на больших глубинах. Вышеперечисленному соответствуют верхнеархейские зеленокаменные пояса Суомозерско-Кенозерский, Суомуссалми-Кухмо, нижнепротерозойский сланцевый пояс Кайнуу.

В пределах Каменноозерской зеленокаменной структуры Суомозерско-Кенозерского пояса выявлены никелевые проявления Светлоозерское, Лебяжинское, Восточно-Вожминское. С ними пространственно совмещены и объекты тальк-карбонатного камня. Пространственное совмещение объясняется ликваци-

онными процессами. Происходит гравитационная садка сульфидов, ликвация магмы, в результате в кумулятивной части концентрируется наиболее магнетиальная – оливинитовая и перидотитовая – составляющая ультраосновной магмы, в благоприятных геологических и физико-химических условиях являющаяся исходным субстратом для материнских пород тальковых объектов.

Так, например, в восточной части Западно-Светлоозерского массива ультрамафитов в серпентинитах и тальк-карбонатных породах локализована чечевицеобразная линзовидная залежь, сложенная густокрапленными сульфидными рудами (пирротин, пентландит, пирит (марказит), виоларит, халькопирит) с содержанием никеля от 0,2 до 0,5%, среди которых отмечаются богатые сульфидные жилы и прожилки мощностью от первых сантиметров до 1 м с содержанием никеля до 11,6%. Средние содержания меди в руде – 0,1–0,2%, кобальта – 0,03–0,06%. На Каменноозерской площади, кроме перечисленных видов полезных ископаемых, выявлены проявления медно-цинковых руд, серного колчедана, хризотил-асбеста (в частности, в Восточно-Светлоозерском массиве), точки минерализации золота, хрома. Все это, указывая на многообразие произошедших здесь геологических событий, может в перспективе представлять промышленный интерес (Фролов, Фурман, 2003).

Светлоозерский объект можно считать комплексным месторождением. Главным по значимости (имеются в виду качество, масштабы) полезным ископаемым является тальк-карбонатный камень, который можно рассматривать как тальковый камень и тальковые руды. С тальковыми рудами пространственно совмещены сульфидные никелевые руды. В момент формирования субвулканической интрузии и излияния коматиитовых потоков образовались сингенетические пирротиновые руды. В процессе метасоматического преобразования перидотитовых коматиитов в серпентиниты и тальк-карбонатные породы происходило перераспределение химических элементов в породах и изменение их минерального состава, в результате образовались эпигенетические виоларит-миллеритовые руды.

#### Генетическая связь с золотом

Предполагается генетическая связь талькообразования с золотом. Структуры рудных полей могут быть общими. Как золоторудная минерализация, так и процессы талькообразования связаны с зонами разломов глубинного заложения. Внедрение интрузий средне-кислого состава может определять типы золотой минерализации, а также минеральный состав и качество талькового камня. Так, в пределах Костомукшской зеленокаменной структуры, в районе золоторудного объекта порфирирового типа Таловойс выявлено не менее трех объектов талькового камня предположительно промышленного масштаба, состав которого существенно варьирует (работы силами

ИГ КарНЦ РАН в рамках программы приграничного сотрудничества TACIS).

Процессы лиственитизации ультраосновных пород происходят вслед за талькообразованием. При этом кроме метасоматических изменений минералов происходит и перераспределение рудных компонентов. Листвениты нередко являются золотоносными (Сазонов, 1975).

Золоторудный объект Рыбозеро Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса относится к золото-сульфидно-кварцевой прожилково-вкрапленной стратиформной рудной формации в коматиитах, базальтах и алюмокремнистых породах (Ивашенко, 2006). В метасоматитах выявлено два крутопадающих линзовидно-пластовых рудных тела с прожилково-вкрапленным оруденением. Одно из них – среди лиственитизированных ультрамафитов хлорит-талк-карбонатного состава. Имеет среднюю мощность 1,5 м, прослеживаясь по простиранию на 850 м и падению 300 м. Оруденение представлено золотоносными сульфидами, реже самородным золотом. Содержание золота – от 1,4 до 3,87 г/т (Минерально-сырьевая база., 2005).

Другим примером может служить Золотопорожский участок Каменноозерской зеленокаменной структуры (проявление талькового камня), хотя золотая минерализация проявлена здесь незначительно. Теоретически предлагается построение следующей метасоматической колонки: неизменные ультраосновные породы (оливиниты, дуниты, перидотиты и др.) → серпентиниты → тальк-карбонатные породы → тальк-карбонат-хлоритовые сланцы → кварц-карбонат-талк-хлоритовые породы полосчатые (за счет кварц-карбонатных и тальк-хлоритовых обособлений) → листвениты → кварцевые жилы (Фролов и др., 2004).

Тела ультраосновных пород нижней части кумбуксинской толщи картируются здесь по данным магниторазведки положительными аномалиями и отмечаются в многочисленных обнажениях вдоль обоих бортов реки Кумбуксы.

Ультрамафиты, как правило, превращены в карбонат-талковые, хлорит-карбонат-талковые (талк-карбонатные, карбонат-талк-хлоритовые) рассланцованные породы, реже представлены массивными серпентинитами.

Со стороны лежачего бока пластовых тел тальк-содержащих пород отмечаются линзы зеленовато-серых и серых лиственитов (мощностью до 5–7 м в раздувах, протяженностью до 50 м). В первых из них наряду с кварц-карбонатными линзовидными обособлениями присутствует оторачивающая их зеленая слюдка – фуксит. Вторые (серые) сложены кварцем и карбонатом и имеют массивный облик; с ними ассоциируют кварцевые жилы.

По простиранию зеленых лиственитов встречены выходы кварц-хлорит-карбонатных пород с порфиробластовой структурой (по зернам карбонатов), содержащих миллерит-пиритовую минерализацию

(миллерит тонкоиглочатый, можно увидеть в аншлифах; пирит кубический, до 1 мм в поперечнике, содержание до 5%; содержание никеля – до 2% – рассматривается как богатая никелевая руда, масштаб запасов весьма незначительный).

Серые листвениты отмечены в небольшом коренном выходе. Залегают в контакте с карбонатизированными, оталькованными породами и прорываются жилой молочно-белого сливного кварца (до 0,5 м мощностью) с включениями кристаллов крупного кварца, карбонатов (доломита или анкерита).

Все отмеченные образования представляют собой члены единой гидротермально-метасоматической колонки лиственитизации ультрамафитов, развивающейся вдоль зон тектонических нарушений (по результатам изучения обнажений и керн скважин масштаб этого процесса незначителен). Карбонат-, тальк-, хлоритсодержащие (и другие) породы могут рассматриваться как промежуточные разности процесса; нулевым членом колонки лиственитизации являются серпентиниты, а крайними (завершающими) – собственно листвениты и кварцевые жилы.

Содержание золота в кварцевых жилах в среднем не превышает 1% (Фурман, Фролов, 2002).

Можно считать, что наличие кварцевых жил, линз, гнезд в ультраосновных породах (особенно с признаками оталькования) может являться одним из возможных поисковых признаков на золото.

#### Тальксодержащие породы как дополнительный поисковый признак при поисках алмазов

При поисках алмазоносных объектов Карелии отряды Карельской геологической экспедиции в качестве главного метода использовали шлиховое опробование, позволяющее изучать ареолы рассеяния минералов-спутников алмазов (пироп, пикроильменит, хромдиопсид, хромшпинелид). Использовался также и валунный метод, дополняющий шлиховой на макроуровне.

Наличию в обломочном материале оталькованных пород следует уделять повышенное внимание, особенно в зонах шлиховых и магнитных аномалий, – ультраосновные кимберлитовые породы (особенно древние кимберлиты – например, нижнепротерозойские объекта «Кимозеро») большей частью были серпентинизированы и подвержены оталькованию в различной степени.

В зонах повышенного талькообразования проявлен *структурно-тектонический фактор*, определяющий структуру тальконосных полей (зоны разломов, узлы их пересечений). *Те же самые зоны разломов глубинного заложения могут определять и структуры кимберлитовых полей.*

#### Тальксодержащие образования и геоморфология

Тальксодержащие образования, достаточные по геометрическим размерам, часто отражаются геоморфоло-

гически. Если в топографических превышениях имеют место коренные выходы серпентинизированных пород, а в непосредственной близости расположены плоские пониженные (обычно заболоченные) равнины, здесь с большой долей вероятности может располагаться объект талькового камня. При этом серпентиниты могут представлять собой вмещающие породы (например, слабо оталькованные пироксенитовые коматииты) либо серпентинитовые ядра в теле талькосодеждающих образований (проявления талькового камня в районе золотородного объекта Таловейс и др.).

Иногда может иметь место и «обратный» рельеф. Сильно оталькованные (до тальк-карбонатных) породы в ряде случаев выходят на поверхность в виде узких и не очень протяженных гряд (шириной от первых метров до самых первых десятков метров, протяженностью до нескольких десятков метров; пример – Вожемское проявление серпентинитов и талькового камня Центральной Карелии). В формировании такого рельефа главную роль, очевидно, играют процессы неотектоники.

#### **Роль признаков оталькования при геологическом картировании ультрамафитов**

При геологическом картировании древних ультрамафитов наличие признаков оталькования может играть существенную роль.

Коматииты лопийских зеленокаменных структур метаморфизованы и подверглись вторичным изменениям: начело серпентинизированы, в различной степени оталькованы. Коматиитовые потоки разделяются по текстурным признакам – автобрекчии, шаровая отдельность, в кровле потоков – структуры спинифекс. В благоприятных для талькообразования условиях ультрамафиты имеют разную степень оталькования в зависимости от магнезиальности первичной породы. Если серпентинизированные перидотитовые коматииты существенно оталькованы (до тальк-маг-

незит-брейнеритовых пород), пироксенитовые нередко могут быть лишь серпентинизированы с небольшой степенью оталькования (характерный пример – участок Таловейс Костомукшской зеленокаменной структуры). По степени оталькования в подобных случаях можно уверенно расчленять дифференцированные потоки лав ультраосновного состава.

Дайки ультраосновных пород, прорывающие вулканогенно-осадочные толщи лопия, как правило, полностью серпентинизированы и в меньшей степени оталькованы (Золотопорожский участок Каменноозерской зеленокаменной структуры, участок «Уросозеро» Центральной Карелии, расположенный в западной части Уросозерской структуры и другие). Вероятно, для оталькования ультрамафитовых интрузивов требуются более энергетически интенсивные процессы, чем пород лавовых фаций. Признаки и степень оталькования, наряду с геоструктурными и структурно-текстурными факторами, помогут установить фаціальную принадлежность ультраосновной породы.

Таким образом, в полях развития талькосодеждающих образований *степень оталькования пород* может являться одним из ведущих признаков для картирования мафит-ультрамафитовых комплексов.

#### **Заключение**

Процессы талькообразования могут дополнять процессы образования рудных месторождений – медно-никелевых, алмазов, золота и других.

Структуры тальконосных полей могут соответствовать полям развития рудовмещающих образований.

Поэтому признаки талькообразования возможно считать «универсальным» поисковым признаком – прямым для объектов талькового камня, тальковых руд, серпентинитов и косвенным для рудных объектов, связанных с ультрамафитами, и алмазоносных кимберлитовых пород.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

Ващенок А. В., Казарезов В. В., Таловина И. В., Костенко В. В. Серпентиниты в триботехнике // Аналитические идеи, методы, технологии. Вып. 1. СПб., 2002. С. 43–50.

Гровс Д. Медно-никелевые сульфидные месторождения Западной Австралии // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 8. М., 1982. С. 99–112.

Заскинд Е. С., Кочнев-Первухов В. И., Юдина В. В. Некоторые особенности докембрийских никеленосных структур // Труды ЦНИГРИ. Вып. 144. М., 1979. С. 18–28.

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

Коренбаум С. А. Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М., 1967. 280 с.

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

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 2 / Под ред. В. П. Михайлова и В. Н. Аминова. Петрозаводск, 2006. 356 с.

Романович И. Ф. Тальк. М., 1974. 77 с.

Рылеев А. В., Пудовкин В. Г., Соколов В. И. и др. Отчет по теме № 100: Геологическое и технологическое изучение новых промышленных минералов и горных пород Карелии с целью их комплексного использования и охраны окружающей среды. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 1990. 71 с.

Сазонов В. Н. Листвениты и оруденение. М., 1975. 172 с.

Фролов П. В. Тальк Карелии. Размещение проявлений, некоторые особенности геологии и минерагении залежей промышленных типов руд // Геолого-технологические исследования промышленных минералов Фенноскандии. Петрозаводск, 2003. С. 38–51.

Фролов П. В., Фурман В. Н. Светлоозерское проявление руд железистого талька – эталонный объект комплексных месторождений зеленокаменных поясов Карелии // Геоло-



гия и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск, 2003. С. 58–66.

*Фролов П. В., Иванов А. А., Фурман В. Н.* Геологические условия образования различных типов талькового сырья Карельского кратона // Рудные и нерудные полезные ископаемые: XIV Геологический съезд Республики Коми. Сыктывкар, 2004. С. 235–236.

*Фурман В. Н., Афонина Е. Н.* Отчет о результатах поисков тальковых руд и тальк-хлоритового камня в Республике Карелия в 1990–1994 г. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1995.

*Фурман В. Н., Фролов П. В.* Отчет о результатах геохимических поисков золота, выполненных на части площади объекта «Кивиярви» в 2001 г. // Фонды АО «Кивиярви» в КГЭ. Петрозаводск, 2002.

*Фурман В. Н. и др.* Отчет о результатах поисков медно-никелевых руд, связанных с коматиитами в Каменноозерской структуре за 1985–1989 г. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1989.

*Фурман В. Н. и др.* Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на карбонат-тальковые руды в пределах Светлоозерского массива ультрамафитов в 1990–1994 г. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1995.

## ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛОЧНОГО КАМНЯ ПО ХАРАКТЕРУ ТРЕЩИНОВАТОСТИ

В земной коре существует несколько различных деформационных режимов, обеспечивающих напряженное состояние участков недр. Впервые это было опубликовано в работе Е. М. Андерсона (1951). Он сформулировал принцип, основанный на представлении, что ниже области, топографически не являющейся альпийской, одно главное направление напряжений в общем почти вертикально и два других горизонтальны, распространив его на верхнюю часть земной коры. Учитывая данное предположение, с учетом литостатической нагрузки, Е. М. Андерсон выделил три варианта ориентации главных осей нормальных напряжений и соответственно три группы разрывов: надвиги, сдвиги и сбросы (Гинтов, 2005) (рис. 1).

Несмотря на упрощенность подхода и существование других классификаций деформационных режимов, для условий типизации месторождений блочного камня такой подход представляется наилучшим, поскольку, не используя дополнительных факторов, интересных для узкого круга геологов, изучающих структурные особенности горных массивов, позволяет с достаточной точностью описать основные понятия в этой области. Следует учесть, что при классификации технологических объектов, к которым относятся месторождения блочного камня, следует учитывать не

только их природные характеристики, но и технологические приемы, используемые при извлечении полезного ископаемого. Нужно отметить, что данная классификация не рассматривает случая, связанного с отколом в направлении, перпендикулярном горизонтальной поверхности. Поэтому мы ввели еще один тип, характерный для месторождений блочного камня, который показан на рис. 2. Это уточненная классификация разрывов, ориентированная на промышленность, занимающуюся добычей блоков, которая включает и случай плоского отрыва в поверхностных (до нескольких десятков метров) слоях массивов.

Принимая во внимания эти представления, на основании наблюдений за распределением трещиноватости на действующих месторождениях блочного камня сегодня можно выделить несколько типов трещиноватости, обусловленной тектонической историей и тектонофизическими условиями, сформировавшими современную систему трещин в массивах, учитывая технологическое проектирование на действующих карьерах блочного камня.

Типизация месторождений и их трещиноватости выполнена на основе требований к форме и размеру блока, главным образом действующих на крупных российских и зарубежных карьерах, а также технологии его извлечения в карьере.

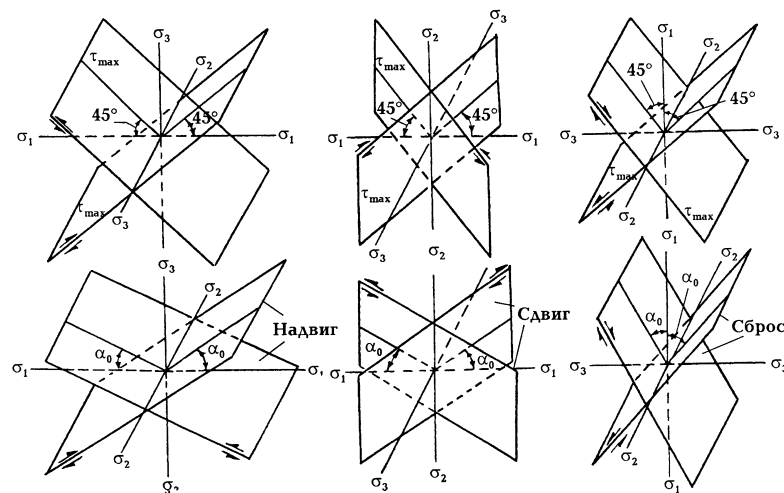
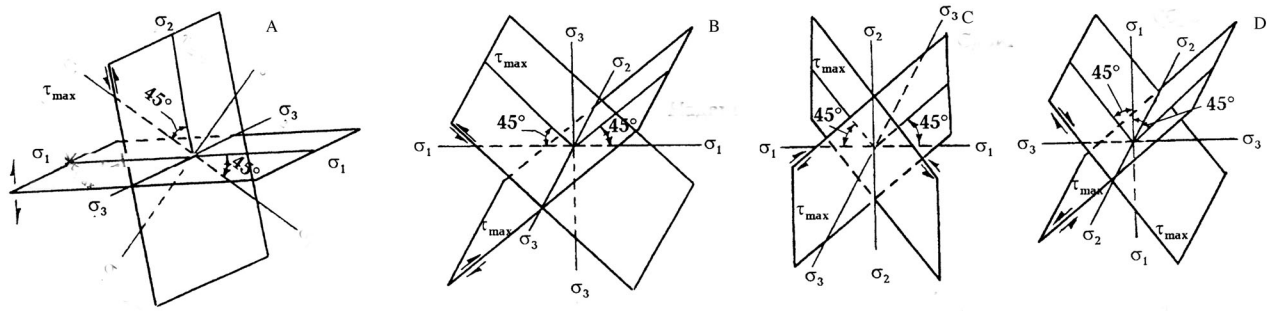
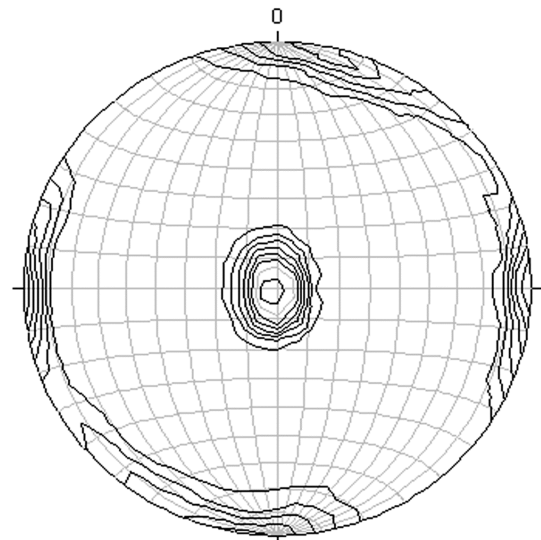


Рис. 1. Три типа разрывов по Е. М. Андерсону



**Рис. 2. Уточненная классификация типов разрывов:**

A – откол при горизонтальном сжатии; B – надвиг; C – сдвиг; D – сброс



**Рис. 3. Основные системы трещин на месторождении гранит-мигматитов Кашина Гора (а) и круговая диаграмма трещиноватости (б) (количество замеров 682, равноплощадная проекция, верхняя полусфера)**

Подразумевается, что разработка карьера всегда производится горизонтальными слоями, с отделением от них вертикальных блоков меньшего размера, его опрокидыванием и разделкой на окончательный продукт.

На основании предложенной классификации возможна типизация месторождений блочного камня.

### **Месторождения, приуроченные к пологим трещинам. Тип А**

Месторождения такого типа приурочены к массивам, расположенным в условиях, близких к литостатическому режиму или режиму, когда главными сжимающими напряжениями являются горизонтальные.

В качестве примера в Республике Карелия можно привести месторождение гранитов Кашина Гора, габбро – Авнепорог, габбродолеритов – Восход (рис. 3).

Месторождение Кашина Гора расположено в Пудожском районе Карелии, на правом берегу нижнего течения реки Водлы, в 8 км от ее устья. Для гранитов данного месторождения, как и района в целом, характерно средне-, крупнозернистое сложение, иногда

порфировидный облик, развитие гранобластовых, порфиробластовых структур, массивной и гнейсовидной текстуры.

По результатам замеров элементов залегания трещин на месторождении Кашина Гора выделяются три основные системы трещин.

Крутопадающие системы: I – с азимутом падения 20° и углом падения около 85°; II – с азимутом падения 90° и углом падения около 90°. Пологозалегающая система III субгоризонтальная, с падением на юг и углом падения около 5°. На диаграмме видно, что азимуты падения в системе I непостоянны и изменяются в пределах 40°. В субмеридиональной системе также наблюдаются отклонения в азимутах падения, но в данной системе они не столь значительны (рис. 4).

Несмотря на различный минеральный состав, преобладающими трещинами на месторождениях такого типа являются пологие, пересекаемые вертикальными трещинами иногда через все «слои», иногда разбивая лишь один слой. Для таких месторождений характерным является сложность оценки и выделения систем трещин с поверхности, поскольку наиболее важными здесь являются трещины горизонтальные.

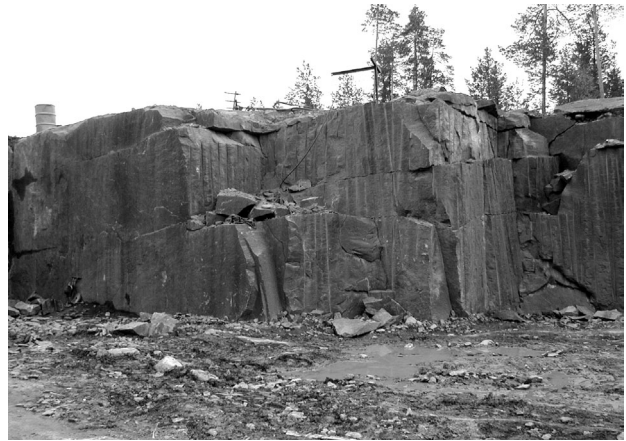


Рис. 4. Основные системы трещин на месторождениях габбродолеритов Восход (слева) и Авнепорог (справа)

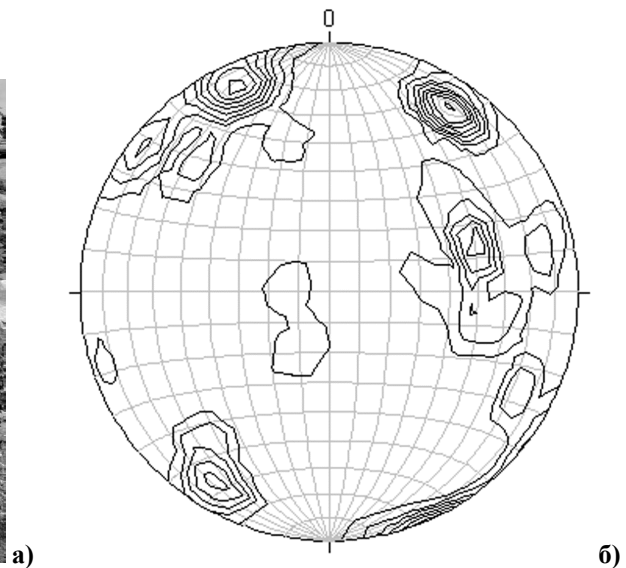


Рис. 5. Основные системы трещин на месторождении гранитов Сиговое (а) и круговая диаграмма трещиноватости (б) (количество замеров 190, равноплощадная проекция, верхняя полусфера)

С другой стороны, такой тип месторождений является предпочтительным с точки зрения его отработки, поскольку его отработку можно развивать с учетом пологих трещин, которые снижают расходы на раскрой месторождения и разделку больших блоков на товарные блоки, а также уменьшают выход окола при пассивровке.

Надо отметить, что месторождения такого типа сегодня наиболее распространены, поскольку с технологической точки зрения их отработка может быть организована оптимально, что позволяет получить большие экономические преимущества.

**Месторождения, приуроченные к субвертикальным и наклонным трещинам.  
Тип В, С, D**

Месторождения такого типа относятся к сдвиговым или сбросовым.

Такой тип месторождений характерен для районов, где происходили значительные сдвиговые или сбросо-

вые деформации, определившие системы трещин, характеризующиеся достаточно большим разбросом в падении наклонных до субвертикальных трещин и практически полным отсутствием пологих трещин.

Для условий Республики Карелия примерами могут являться изученные месторождения, приуроченные к различным структурам и имеющие различный генезис, а как следствие – минеральный состав. Месторождения гранитов Степанова Гора и Сиговое в Лоухском районе именно поэтому не были вовлечены в эксплуатацию, а месторождение габброноритов Северный Кейносет, расположенное в южной части Карелии в пределах Кааламского массива, по той же причине имеет весьма невысокие показатели как по качеству, так и по количеству производимой продукции.

Месторождение Сиговое находится в Лоухском районе в 34 км к западу от п. Чупа. Месторождение выявлено Северной экспедицией в 1992 г. при проведении поисковых работ на облицовочный камень (рис. 5).

Месторождение представляет собой возвышенность размером 0,8×1,2 км, расположенную в центральной части Ломакковаракской интрузии розовых и красных гранитов, вытянутую в субмеридиональном направлении.

Плаггиомикроклиновые нижнепротерозойские граниты залегают среди пород Тикшеозерской серии, представленных преимущественно разнообразными гнейсами и в меньшей степени кристаллическими сланцами и амфиболитами. Процессы мигматизации и гранитизации в породах проявлены слабо.

В структурном отношении месторождение расположено в центральной части полосы развития нижнепротерозойских гранитов от Колвоваракского (севернее горы Винга 4×2 км) на севере до Сигозерского (Ломакковарака 8×3,5 км) массива на юге.

Внутренняя структура гранитов параллельна контактам и сопряжена со складчатой структурой вмещающих пород.

Из круговой диаграммы (рис. 5, б) видно, что на месторождении проявлены две крутопадающие системы, одна пологозалегающая и одна наклонная. Крутопадающие системы: I – с азимутом падения 34° и углом падения 69°; II – с азимутом падения 334° и углом падения около 70°. Пологозалегающая система III – с азимутом падения 260° и углом падения 15°. Наклонная система IV – с азимутом падения 75° и углом падения 50°, причем азимут падения в данной системе изменяется до 100° и угол до 75°. Кроме того, трещины пологозалегающей системы также изменяют азимут падения с западного на юго-западный.

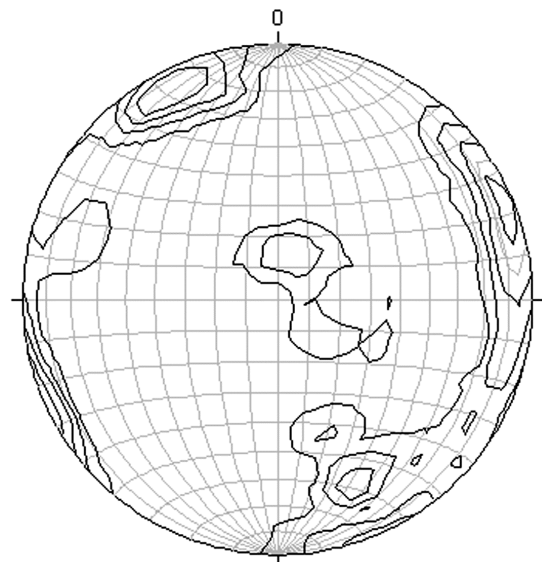
Месторождение Северный Кейносет расположено на территории, подчиненной Сортавальскому горсовету, в 30 км к северо-западу от г. Сортавалы, в пределах Кааламского массива основных пород.

Кааламский массив представляет собой интрузию основного, ультраосновного состава, приуроченную к пересечению субширотного и северо-западного разломов (Металлогения Карелии, 1999). Вмещающими породами являются биотитовые гнейсы и сланцы ладожской серии. Массив имеет зональное строение, выраженное в изменении слагающих его пород от центральной части к периферии, от норита, габбронорита, роговообманковых габбро до диорита и кварцевого диорита (Светов и др., 1990).

Из круговой диаграммы (рис. 5, б) видно, что на месторождении проявлены две крутопадающие системы, одна пологозалегающая и одна наклонная. Крутопадающие системы: I – с азимутом падения 34° и углом падения 69°; II – с азимутом падения 334° и углом падения около 70°. Пологозалегающая система III – с азимутом падения 260° и углом падения 15°. Наклонная система IV – с азимутом падения 75° и углом падения 50°, причем азимут падения в данной системе изменяется до 100° и угол до 75°. Кроме того, трещины пологозалегающей системы также изменяют азимут падения с западного на юго-западный.



а)



б)

Рис. 6. Основные системы трещин на месторождении габброноритов Северный Кейносет (а) и круговая диаграмма трещиноватости (б) (количество замеров 211, равноплощадная проекция, верхняя полусфера)

Из диаграммы видно (рис. 6, б), что на данном месторождении развиты три крутопадающие системы, одна пологозалегающая и две наклонные. Из крутопадающих наиболее развиты трещины систем: I – с азимутом падения 330° и углом падения около 80°; II – с азимутом падения 75° и углом падения 82°. Из пологозалегающих наиболее широко развиты трещины системы III с азимутом падения, близким к 10°, и углом падения около 15°. Кроме того, представлены трещины систем: крутопадающей – IV с азимутом падения 105° и углом падения около 80°; наклонных – V с азимутом падения 160° и углом падения около 70°; VI с азимутом падения 160° и углом падения около 50°.

Таким образом, хотя основных систем три – две крутопадающие и одна пологозалегающая, наличие трещин дополнительных трех систем говорит о значительной степени передробленности породы на данном участке.

#### Месторождения смешанной трещиноватости

Месторождения такого типа представляют собой сложное взаимодействие всех четырех типов. В худшем случае все четыре типа объединяются в одну массу. Такого сорта объекты заведомо непригодны для разработки и получения крупных блоков, хотя, например, на месторождении габбродолеритов

Другая Река-3 есть участки, которые в подобных условиях позволяют получать достаточно большие массивные куски, пригодные в качестве блочно-го камня. Но общее правило остается – сложное взаимодействие различных систем трещин значительно снижает выход блоков.

В случаях, когда объединяются не более двух групп разрывов, возможна добыча блоков, зависящая от интенсивности тектонических процессов и, как следствие, передробленности массивов.

На рис. 7 приведена фотография такого рода участка для габбродолеритов месторождения Другая Река-3.

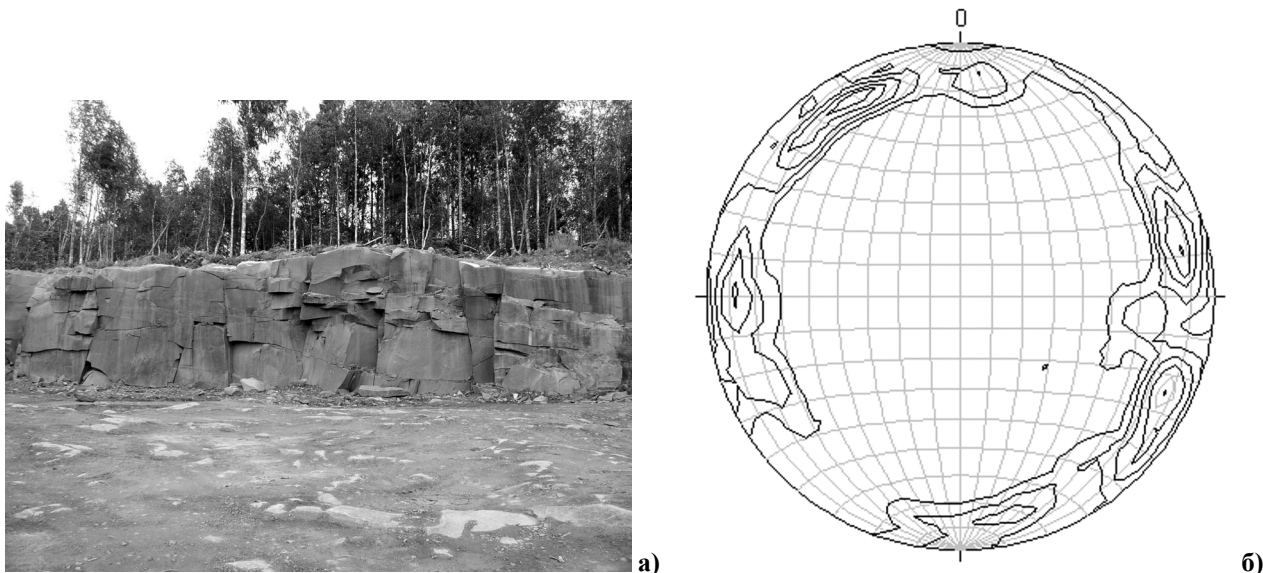


Рис. 7. Основные системы трещин на месторождении габбродолеритов Другая Река-3 (а) и круговая диаграмма трещиноватости (б) (количество замеров 211, равноплощадная проекция, верхняя полусфера)

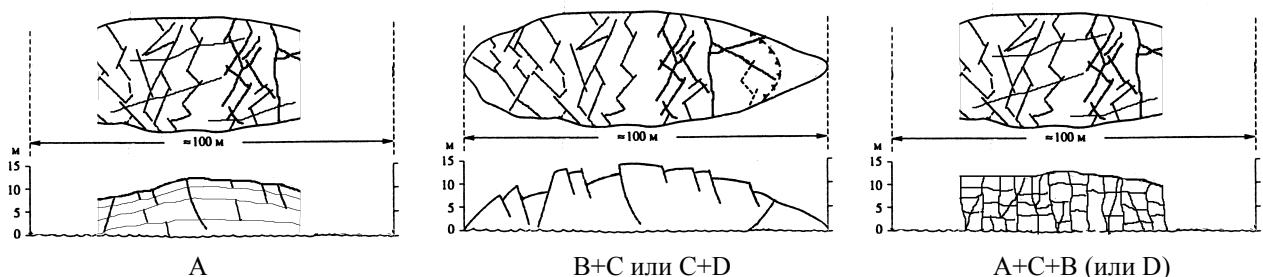


Рис. 8. Классификация месторождений блочного камня с учетом тектонофизических факторов

Месторождение Другая Река-3 расположено в 110 км к югу от г. Петрозаводска, в пределах мощного (до 200 м) силла габбродолеритов палеопротерозойского возраста.

Круговая диаграмма построена по замерам элементов залегания крутопадающих и субвертикальных трещин, без учета пологих трещин, которые также присутствуют на месторождении в значительном количестве.

Из диаграммы видно, что на месторождении развиты как минимум четыре крутопадающие системы, формирующие полигональный характер субвертикальной трещиноватости.

#### Классификация месторождений

Диаграммы трещиноватости в большинстве случаев хорошо отражают суммарную трещиноватость

массива, но совершенно не учитывают их генетических особенностей, что не позволяет классифицировать месторождения по этому признаку.

Однако, принимая во внимание классификацию групп разрывов с учетом уточнений, приведенных выше, можно предложить следующую геометризованную классификацию месторождений блочного камня, основанную на учете четырех вариантов ориентации главных осей нормальных напряжений.

Важной особенностью такого подхода является понимание того, что параметры трещин, наблюдаемые с поверхности, во многих случаях не позволяют относить месторождения к тому или иному типу. Это можно наблюдать на рис. 8 – основную фактуру месторождения определяют параметры трещины в слое, а не их пересечение с поверхностью. Этот факт свидетельствует еще и о том, что поверхностное изучение элементов залегания трещин не всегда отража-

ет реальную картину трещиноватости массива, особенно при отсутствии вертикального уступа, позволяющего оценить пологие трещины.

Месторождения различного типа на практике имеют свои особенности и при применении соответствующей технологии их отработки, что можно будет учесть уже при оценке месторождения на стадии его геологического изучения. Таким образом, типизация месторождений блочного камня позволяет планировать и соответствующую технологию выемки блоков из массива.

Предложенный подход позволяет приурочить месторождение блочного камня к той или иной

специфической провинции, где в процессе формирования и эволюции земной коры наведенные поля напряжений обусловили развитие трещинной тектоники определенного типа. Исходя из этого, можно выделить поисковый признак, позволяющий путем реконструкции палеонапряжений на выбранной территории прогнозировать наличие того или иного типа месторождений блочного камня и уже с учетом их декоративных, технологических, инфраструктурных характеристик принимать решение о возможности их использования.

## ЛИТЕРАТУРА

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

*Металлогения Карелии* / Отв. ред. С. И. Рыбаков, А. И. Голубев. Петрозаводск, 1999. 340 с.

*Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. И.* Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск, 1990. 320 с.

*Anderson E. M.* The dynamics of faulting. Edinburg, 1951. 206 p.

*В. П. Ильина, А. С. Заверткин*

## **ВЛИЯНИЕ СВЯЗУЮЩИХ КОМПОНЕНТОВ НА СВОЙСТВА ТЕПЛОИЗОЛЯЦИОННЫХ ОБЛИЦОВОЧНЫХ МАТЕРИАЛОВ НА ОСНОВЕ ТАЛЬКСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД**

Тальковый камень обладает ценными свойствами, которые определяют области его использования. К таким свойствам относится способность хорошо обрабатываться, что дает возможность выпиливать из него цельнопиленые кирпичи, использовать в качестве огнеупоров, вытачивать мелкие технические детали и бытовые изделия прикладного искусства. Тальковый камень после термической обработки отличается высокой химической стойкостью, сопротивляемостью тепловым ударам, низким термическим расширением, малой теплопроводностью, что позволяет использовать его для изготовления теплоизоляционных облицовочных материалов (Строительные материалы, 1970).

В Карелии известны два месторождения и более десяти проявлений тальксодержащих пород, которые в настоящее время изучены как сырьевой материал многоцелевого назначения (Щипцов, 1997, 2008). Исследована возможность применения тальксодержащих пород Карелии в качестве теплозащитных блоков для изготовления каминов и предметов бытового назначения и мелких фракций для изготовления футеровочных материалов, наполнителей в композиционных материалах и др. (Соколов, 1995). Установлено, что добавка талько-хлоритовых сланцев в массу облицовочной плитки способствует повышению прочности и снижению усадки плиток по сравнению с традиционным составом, при минимальном количестве компонентов в шихте. При этом различия минерального состава талько-хлоритовых сланцев оказывают существенное влияние на показатели физико-механических свойств керамики (Ильина и др., 2006).

Для изготовления теплоизоляционных облицовочных материалов наиболее перспективным является использование мелких фракций тальксодержащих пород. Это связано с тем, что при распиловке блоков образуется много мелких отходов, кроме того, тальксодержащие породы являются вскрышными и вмещающими породами при добыче полезных ископаемых. Так, в пределах Костомукшского месторождения и, в частности, в контурах Центрального карьера кроме железных руд, геллефлинты развиты тальксодержащие породы: талько-хлоритовые, тальк-амфи-

бол-хлоритовые, тальк-карбонат-биотитовые. Они залегают в виде жил линзовидной и пластообразной формы мощностью от 1–2 до 30–40 м и протяженностью от несколько сотен метров до 1,2–1,5 км. Запасы этих пород только в пределах Центрального участка по ориентировочному подсчету составляют не менее 35–40 млн т. Однако эти запасы рассредоточены в многочисленных разобренных жильных телах, и утилизация их может быть осуществлена при условии селективной добычи (Вскрышные..., 1983).

С учетом результатов проведенных ранее исследований природных и термообработанных тальксодержащих пород Карелии, нами проведены разработка и испытание теплоизоляционных материалов, полученных из мелких фракций тальксодержащих пород Костомукшского месторождения и различных связующих, и выполнено сравнение их свойств с природными тальк-амфибол-хлоритовыми сланцами (проба № 53) месторождения Турган-Койван-Аллуста (Соколов, 1995).

### **Теплоизоляционные материалы на основе тальксодержащих сланцев и связующих компонентов**

#### **Объекты и методы исследования**

При разработке теплоизоляционных материалов в качестве наполнителя использована проба тальксодержащих сланцев Костомукшского месторождения. Проба отбиралась на Центральном карьере в количестве 4 т. Химический состав тальксодержащих пород и глины приведен в табл. 1.

Минеральный состав пробы тальковых сланцев определен с помощью оптической микроскопии, рентгенофазового, дифференциально-термического (ДТА) и термогравиметрического (ДТГ) анализов.

По количеству  $H_2O$ , выделяющейся при дегидратации талька и определенной методом ДТГ, рассчитано содержание талька в сырье. В пробе тальксодержащих сланцев Костомукши основными минералами являются тальк (38%), хлорит и амфибол с примесью доломита (2%). Минеральный состав пробы № 53 месторождения Турган-Койван-Аллуста (табл. 1) представлен: тальком



(20,5%), хлоритом (49,5%), карбонатом (3,1%), амфиболом (25,6%), биотитом (1,0%), магнетитом (0,3%) (Соколов, 1995). Химический состав пробы Костомукшского месторождения (табл. 1) соответствует среднему

(по 14 анализам) составу ранее исследованных проб сланцев (Вскрышные..., 1983). Проба № 53 по химическому составу отличается от костомукшской по содержанию оксидов железа и кальция (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

Химические составы сырьевых материалов

Сырье	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	ппп
Проба Костомукшского м-я	40,00	0,36	6,07	0,69	8,26	0,14	26,2	4,77	0,02	0,07	0,08	12,9
Проба № 53	40,22	0,20	5,13	5,01	6,47	0,28	26,68	2,74	0,03	0,02	0,02	12,21
Глина	62,70	0,85	15,45	3,24	2,70	0,03	2,50	0,97	0,21	5,19	1,11	4,46

По результатам проведенных исследований тальк-амфибол-хлоритового сланца № 53, характерно то, что проба в основном состоит из минералов, разлагающихся при нагревании. Разложение минералов сопровождается дегидратацией талька и хлорита, диссоциацией карбонатов, выносом части продуктов распада – воды и газа. Для пробы № 53, содержащей амфибол, по дифрактограммам установлено уменьшение его количества с ростом температур обжига и при 1000 °С превращение амфибола в пироксен. При дегидратации талька и хлорита выделяется аморфный кремнезем, способствующий спеканию материала и увеличению его прочности (Соколов, 1995).

Для пробы Костомукшского месторождения в температурном интервале до 1000 °С по данным ДТА (рис. 1) характерна дегидратация (эндозффекты при 605, 680°) и перекристаллизация хлоритов (экзоэффект при 840°). Диссоциацию доломита отражают два эндозффекта с минимумом при температуре 815–830 °С. Дегидратация талька происходит при 980 °С (эндозффект при 980°).

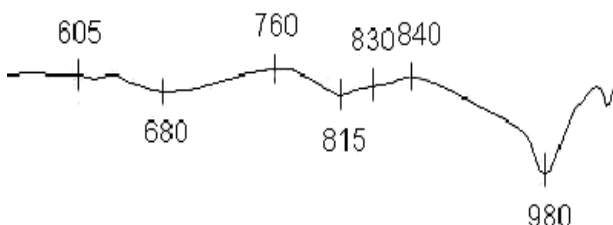


Рис. 1. Дериватограмма талько-хлорита

В качестве связующих компонентов использовали: портландцемент марки 400, жидкое стекло натриевое с плотностью 1300 кг/м<sup>3</sup> и кембрийскую глину Чекаловского месторождения, которая применяется на Никольском заводе (Ленинградская обл.) для производства керамической плитки. По рентгенофазовому анализу глина состоит из кварца, гидрослюд, хлорита, полевого шпата (Ильина и др., 2006).

Глина измельчалась в лабораторной шаровой мельнице, а талько-хлоритовые сланцы – в промышленных условиях завода АО«Петрозаводскмаш».

В табл. 2 представлены составы масс. Для изготовления образцов с глиной использовали одну фракцию тальковой породы – менее 0,063 мм, а с портландцементом и жидким стеклом две фракции –

0–5 мм (22–35%) и 10–30 мм (30–45%). В массы добавлялась вода: с глиной и жидким стеклом – 6–7%, с портландцементом – 18–20%. В качестве отвердителя для жидкостекольной смеси применялся кремнефтористый натрий в количестве 1,25–1,9% от массы жидкого стекла. Изготовление образцов выполнено по технологии полусухого прессования на лабораторном прессе марки МС-1000, давление составляло 100 МПа. Для определения спекаемости и прочности опытных масс формовались образцы в виде цилиндров и плиточек.

Т а б л и ц а 2

Составы масс теплоизоляционных материалов

№ образца	Содержание компонентов, %			
	Талько-хлорит	Портланд-цемент М 400	Жидкое стекло, пл. 1300 кг/м <sup>3</sup>	Глина
1	85	15	–	–
2	80	20	–	–
3	75	25	–	–
1	87,5	–	12,5	–
2	85	–	15	–
3	82	–	18	–
1	20	–	–	80
2	30	–	–	70
3	40	–	–	60

Образцы подвергались предварительной сушке при 105 °С, а затем обжигались в лабораторной силиковой печи КО-14 при 900–1100 °С с интервалом 50°. Средняя скорость подъема температуры составляла 2–3 град./мин., выдержка образцов в печи при достижении необходимой температуры – 40 мин. Образцы охлаждались вместе с печью.

Методы контроля выполнены по соответствующим ГОСТам (530-95: предел прочности при сжатии и изгибе кирпича определяли по ГОСТ 8462, среднюю плотность, водопоглощение и морозостойкость изделий – по ГОСТ 7025, теплопроводность – по ГОСТ 26254 в лабораторных условиях).

### Результаты и их обсуждение

По результатам испытаний свойств образцов показана зависимость изменения свойств от количества связующего компонента в массе (рис. 2). Проведено сравнение свойств с образцами, изготовленными из пробы № 53 (образцы вырезались из породы в виде кубика 30×30 мм и обжигались при 1050–1100 °С).

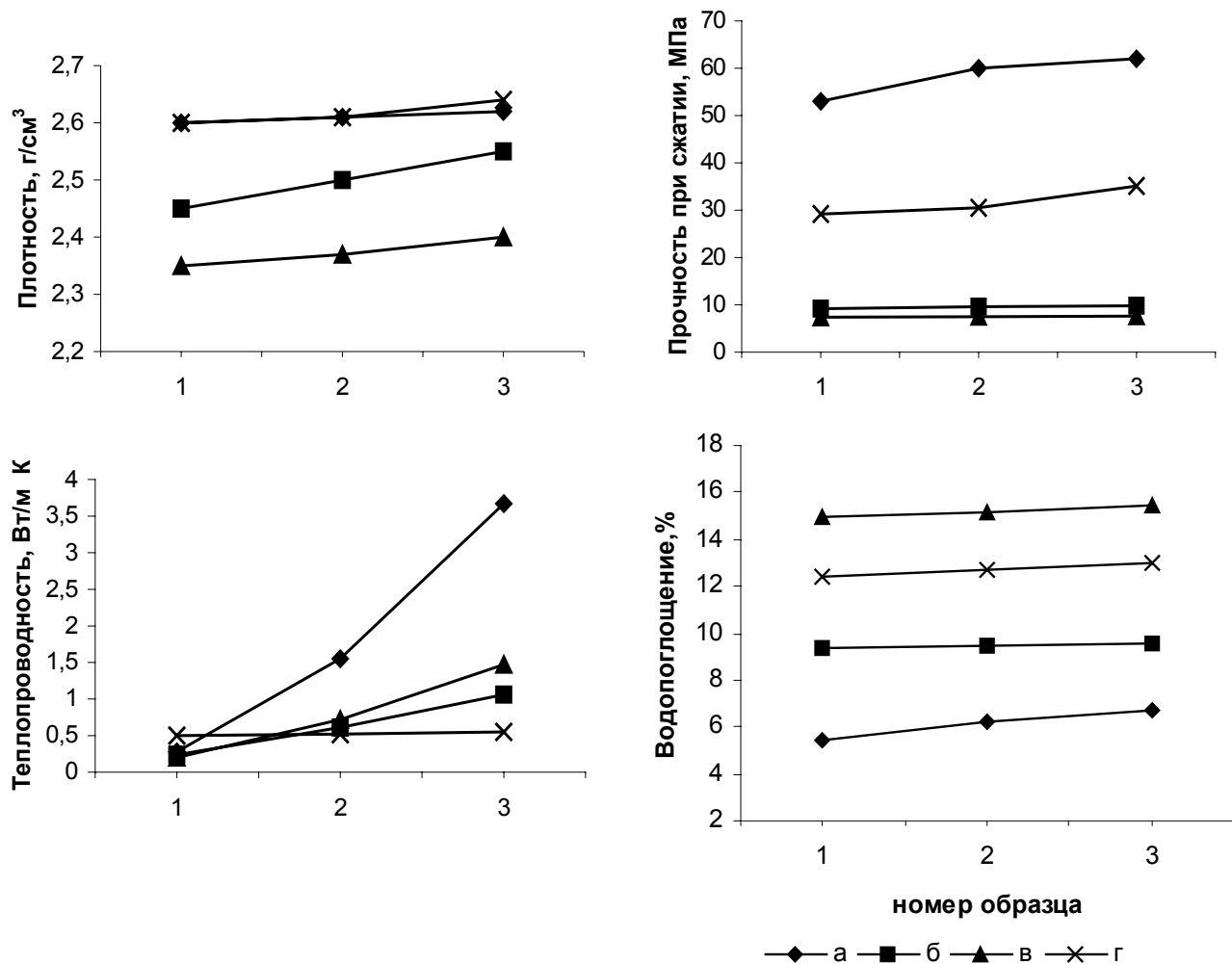


Рис. 2. Изменение свойств образцов (№ 1–3) из талько-хлоритовых сланцев в зависимости от количества связующего компонента:

а – проба № 53 (без связующего); б – проба Костомукши с портландцементом; в – с жидким стеклом; г – с глиной

Установлено, что образцы с высокой прочностью и хорошей спекаемостью получают при температуре обжига соответственно: образцы с глиной – при 1050 °С, с портландцементом и жидким стеклом – 1100 °С. У образцов с портландцементом при оптимальной температуре обжига (1100 °С) повышается плотность и механическая прочность (рис. 2, б) и уменьшается водопоглощение по сравнению с образцами, содержащими жидкое стекло. Очевидно, это является следствием реакции аморфного кремнезема, образовавшегося при дегидратации талька и хлорита с цементом. При 700–900 °С в результате реакций, протекающих в твердом состоянии, активный кремнезем связывает окис кальция, способствуя спеканию и прочности материала (Строительные материалы, 1970). Образцы с жидким стеклом имеют низкую плотность (рис. 2, в), что свидетельствует об увеличении пористости в результате дегидратации талька при 1100 °С. Это обуславливает снижение прочности и повышение водопоглощения. Образцы с портландцементом и жидким стеклом уступа-

ют по прочности обожженным при 1100 °С природным сланцам пробы № 53 (рис. 2, а), но при этом имеют аналогичную им теплоемкость и низкие значения теплопроводности.

Снижение количества глинистого связующего компонента (от 80 до 60%) за счет повышения талькосоудержающего сланца приводит к повышению плотности и прочности теплоизоляционных материалов (рис. 2, г), что свидетельствует о хорошей спекаемости при оптимальной температуре обжига (1050 °С). По плотности изделия с глиной и талькосоудержающим сланцем Костомукши близки к термообработанным образцам пробы № 53. Кроме того, они имеют высокую механическую прочность (29–35 МПа) по сравнению с образцами, содержащими портландцемент и жидкое стекло, а также с природным сланцем (при 100 °С – 25–30 МПа), но меньше, чем у обожженного при 1050 °С образца пробы № 53 – 53–62 МПа.

Теплофизические свойства материалов из мелкофракционного талькосоудержающего сланца Костомукши и связующих компонентов характеризуются

минимальными значениями коэффициента теплопроводности (образцы с портландцементом – 0,2–0,5, с жидким стеклом – 0,2–0,52, с глиной – 0,5–0,55 Вт/м · К) по сравнению с природным сланцем (1,47–4,31 Вт/(м · К)) и близки к обожженным при 1100 °С сланцам месторождения Турган-Койван-Аллуста (0,71–0,95 Вт/(м · К)). Они имеют близкие к природным сланцам значения теплоемкости – при 25 °С 835–850 Дж/(кг · град). Это, вероятно, связано с увеличением контактного теплового сопротивления между частицами разнородного материала.

Фазовые превращения в температурном интервале 950–1100 °С исследованы на составах, содержащих 60% глины и 40% талькосодержащего сланца Костомукшского месторождения. По результатам рентгенофазового анализа, при 950 °С начинается перекристаллизация талька с образованием клиноэнстатита, при 1000 °С резко снижается интенсивность линий талька и повышается интенсивность линий клиноэнстатита. При 1000–1050 °С распадаются гидрослюды, содержащиеся в глинистом сырье. Некоторый рост интегральной интенсивности галло на рентгенограммах указывает на тенденцию увеличения количества стеклофазы при обжиге плиток от 950 до 1100 °С, что способствует повышению прочности образцов.

По термостойкости различий между образцами с Костомукшским сланцем и связующими и сланцем Турган-Койван-Аллуста (пробы № 53) не наблюдает-

ся (более 18 теплосмен при 700 °С). Морозостойкость всех образцов – более 35 циклов.

Для проведения рабочих испытаний были выполнены элементы топки, теплоизоляции и теплоаккумулирующей вставки в натуральную или уменьшенную в два-три раза величину. После рабочих испытаний на образцах не наблюдалось трещин и заметных внешних изменений на поверхности.

### Заключение

Использование талькосодержащих сланцев Костомукшского месторождения позволит утилизировать отходы после распиловки блоков и вскрышные породы, а также снизить стоимость теплоизоляционного материала (кирпича) по сравнению с блоком из талькового камня. Теплоизоляционные материалы из мелких фракций талькосодержащих сланцев Костомукши и связующих компонентов (портландцемент, жидкое стекло, глина) по теплофизическим свойствам (теплоемкость, теплопроводность) близки к обожженным природным сланцам (блокам) месторождения Турган-Койван-Аллуста. Изделия, изготовленные из мелких фракций талькосодержащего сланца Костомукши и связующих компонентов, после обжига при 1050–1100 °С и выдержке 40 мин. пригодны для изготовления воздушных каналов и теплоизоляции топки и рабочего тела стационарных теплоаккумуляторов СТЭ типа «печь».

### ЛИТЕРАТУРА

Ильина В. П., Лебедева Г. А., Озерова Г. П., Инина И. С. Использование техногенного минерального сырья Карелии для получения керамической плитки // Строительные материалы. 2006. № 2. С. 47–49.

Соколов В. И. Талько-хлоритовые сланцы и пути их комплексного использования. Петрозаводск, 1995. 128 с.

Строительные материалы / Под ред. М. И. Хигеровича. М., 1970. 367 с.

Щитцов В. В. Современная минерально-сырьевая база индустриальных минералов Республики Карелия

// Геолого-технологическая оценка индустриальных минералов и пород Республики Карелия и отдельных регионов Европейского континента. Петрозаводск, 1997. С. 7–20.

Щитцов В. В. Систематизация индустриальных минералов Карелии по конечному продукту // Научные основы химии и технологии переработки комплексного сырья и синтеза на его основе функциональных материалов: Всерос. науч. конф. с междунар. участием. Ч. 2. Апатиты, 2008. С. 239–242.

---

*В. С. Рожкова, И. В. Кочнева, В. В. Ковалевский*

## **МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД С ВОДОЙ**

### **Введение**

Шунгитовые породы образуют большую группу углеродсодержащих вулканогенно-осадочных докембрийских пород Карелии, выявленных главным образом в Онежской структуре на площадях в несколько тысяч квадратных километров. Шунгитовые породы представляют собой углерод-минеральные композиционные материалы с микро- и нанодисперсным распределением и характерной морфологией минеральных и углеродистой компонент. В состав шунгитовых пород входит шунгит (от 1 до 99%), а также кварц, сложные алюмосиликаты и карбонаты с незначительным содержанием сульфидов и других акцессорных минералов. Шунгит состоит из углерода со следами N, O, H и S и содержит органически связанные с ним слоистые и кластерные примеси различных микроэлементов. В составе минеральной фракции выявлены такие минералы, как мусковит, эпидот, апатит, биотит, роговая обманка, плагиоклаз, пироксен, рутил и турмалин, обусловленные поступлением пирокластического материала и его разрушением. Также обнаружены рудные минералы: пирит, сфалерит, халькопирит и сульфиды различных поступлений. В зависимости от свойств углерода, содержания и параметров минералов, а также их распределения изменяются физико-химические свойства пород.

К настоящему времени показано, что шунгитовые породы являются ценным сырьем для современных технологий. В частности, в рамках решения экологических проблем показана перспективность шунгитовых сорбентов для очистки воды от органических и неорганических веществ. Шунгитовые сорбенты способны извлекать из сточных вод целлюлозно-бумажных производств широкий спектр органических веществ, таких, как фенол, олеиновая кислота, амилвый спирт, веществ лигноуглеводного комплекса древесных и торфяных гидролизатов, водорастворимых смол термолитиза целлюлозы и древесины. Хорошие результаты получены при использовании шунгитовых сорбентов для очистки производственных стоков от нефтепродуктов. Очистка воды шунгитом оказалась более эффективной, чем обработка хлором, коагуляция, электрохимическая обработка

(Шунгиты..., 1984; Дюккиев и др., 1993). Достигнута степень очистки до норм сброса воды в рыбохозяйственные водоемы. Выявлена способность шунгитовых фильтров обеззараживать сточные воды после биологической очистки от бактериальных клеток, извлекать фосфор. В настоящее время шунгитовые породы используются в бытовых фильтрах для подготовки питьевой воды. Вместе с тем, несмотря на широкое применение в водоочистке и водоподготовке, фактически не проводилось минералогическое исследование процессов гидролиза шунгитовых пород различного генезиса. О гипергенезе минералов шунгитовых пород судят по вторичным признакам, в основном используя образцы одного, Зажогинского месторождения (Копяткевич, Суханов, 2000; Бородулина, Рыжаков, 2008). Трудность и проблематичность минералогического подхода вызвана прежде всего сложным составом пород и мелкодисперсным характером распределения минеральной и углеродистой компонент. В надежде восполнить этот пробел и проведение данное исследование, которое возможно рассматривать не как законченную работу, а скорее как попытку разработки методических подходов к изучению минералогических аспектов взаимодействия шунгитовых пород с водой.

### **Методика эксперимента**

Исследования изменения состава минеральной фракции шунгитовых пород при взаимодействии с водой проводились на сканирующем электронном микроскопе VEGA 11 LSH фирмы TESCAN с энергетической анализирующей приставкой INCA Energy фирмы OXFORD Instruments. Поскольку шунгитовые породы содержат мелкодисперсные минеральные компоненты, сопоставимые по размерам с диаметром области рассеяния электронного пучка, то с одной контрольной точки снималось несколько анализов разными операторами. Исследуемый минерал подлежал дальнейшему анализу при совпадении данных результатов. Аншлифы шунгитовых пород помещались в дистиллированную воду объемом 1 литр и выдерживались в течение 80 суток. Для определения состава вещества, переходящего из шунгитовых пород в воду, навески массой  $75,00 \pm 0,01$  г (размер

частиц 5–20 мм) заливали дистиллированной водой объемом 100 мл и выдерживали в течение 5 суток в стандартных условиях (Копяткевич, Суханов, 2000). После этого раствор отфильтровывали и выпаривали при температуре 80 °С. Данную процедуру повторяли несколько раз с периодичностью в 5 суток, параллельно осуществлялось измерение рН получаемых водных сред. Морфология и состав сухих остатков водных вытяжек исследовались с помощью электронного микроскопа VEGA 11 LSH, а их структурное состояние – с помощью электронной микроdifракции (электронный микроскоп ЭМ-125) и рентгенографии (ДРОН-3М).

### Результаты и обсуждение

Процессы выветривания горных пород определяют рядом факторов, в том числе структурой, составом, размером и совершенством порообразующих минералов, а также текстурно-структурными особенностями самих пород, в частности, пористостью, трещиноватостью и наличием пленок выветривания (Оллиер, 1987). В целом процессы выветривания отдельных минералов определены вполне однозначно. Например, кварц очень устойчив к химическому выветриванию, полевые шпаты менее устойчивы, плагиоклазы, особенно с кальцием, выветриваются гораздо легче. Наличие хорошей спайности в кристаллах обуславливает их более интенсивное выветривание, как, например, для пироксенов. В то же время амфиболы более устойчивы к выветриванию, чем пироксены (Оллиер, 1987; Азимов, Бушмин, 2007). Однако в более сложных, многокомпонентных системах процессы выветривания изучены недостаточно полно.

Для исследования были выбраны шунгитовые породы III типа из месторождений Лебещина и Чеболакша, которые характеризуются различным генезисом, составом минеральных компонент и структурой углеродистого вещества. Образцы из месторождения Лебещина являются представителями шунгитовых пород натрового ряда (табл. 1). Углеродистое вещество (УВ) образует матрицу с хорошо развитой макропористостью и вкраплениями мелкодисперсных кристаллов. Исследование реплик с извлечениями позволило установить слоистый характер скола углеродистой матрицы и наличие в ней относительно крупных кристаллов кварца и альбита и более мелких – хлорита и слюды. Все кристаллы образуют, как правило, небольшие скопления и имеют, за исключением слюды, слабые следы огранки. Электронномикроскопическое наблюдение тонких сколов образца на просвет при большом увеличении выявило следы глобулярного строения УВ, преобладающим элементом

надмолекулярной структуры которого являются микро-слои, а также иглоподобные области – ламелли. Исследование молекулярной структуры УВ, проведенное с помощью микроdifракции электронов, свидетельствует о его существенной анизотропии.

Образцы из месторождения Чеболакша, представляющие шунгитовые породы калиевого ряда (табл. 1), характеризуются хорошо развитой макропористостью углеродистой матрицы и наличием в ней довольно крупных кристаллов кварца и пирита и более мелких – слюды и ортоклаза, образующих небольшие скопления. При большем увеличении выявляются сфероидные частицы углеродистого вещества, образующие матрицу и покрывающие поверхность отдельных кристаллов. Причем каждая частица характеризуется явно выраженной глобулярной структурой с хорошо развитой слоистостью. По данным электронной микроdifракции углеродистое вещество является анизотропным.

На рис. 1 представлено изображение одного из исследованных участков аншлифа шунгитовых пород в исходном состоянии и после длительной выдержки в воде. В целом морфоструктура поверхности аншлифа существенно не изменилась, хотя на поверхности наблюдается появление новообразований (стрелки на рис. 1), которые содержат в основном SiO<sub>2</sub> (табл. 2) и могут быть представлены в виде опалового кремнезема или криптокристаллического халцедона (Оллиер, 1987). Наибольшие изменения зафиксированы для пирита, в элементном составе которого после 80-дневной выдержки в воде появляется значительное количество кислорода, что свидетельствует об интенсивных процессах его окисления (табл. 3). При этом согласно известным схемам выветривания сульфидов (Оллиер, 1987), на первой стадии происходит образование сульфата и серной кислоты. Появление серной кислоты вызывает резкое падение рН водной среды (рис. 2) и, в свою очередь, инициирует процессы преобразования других минералов шунгитовых пород.

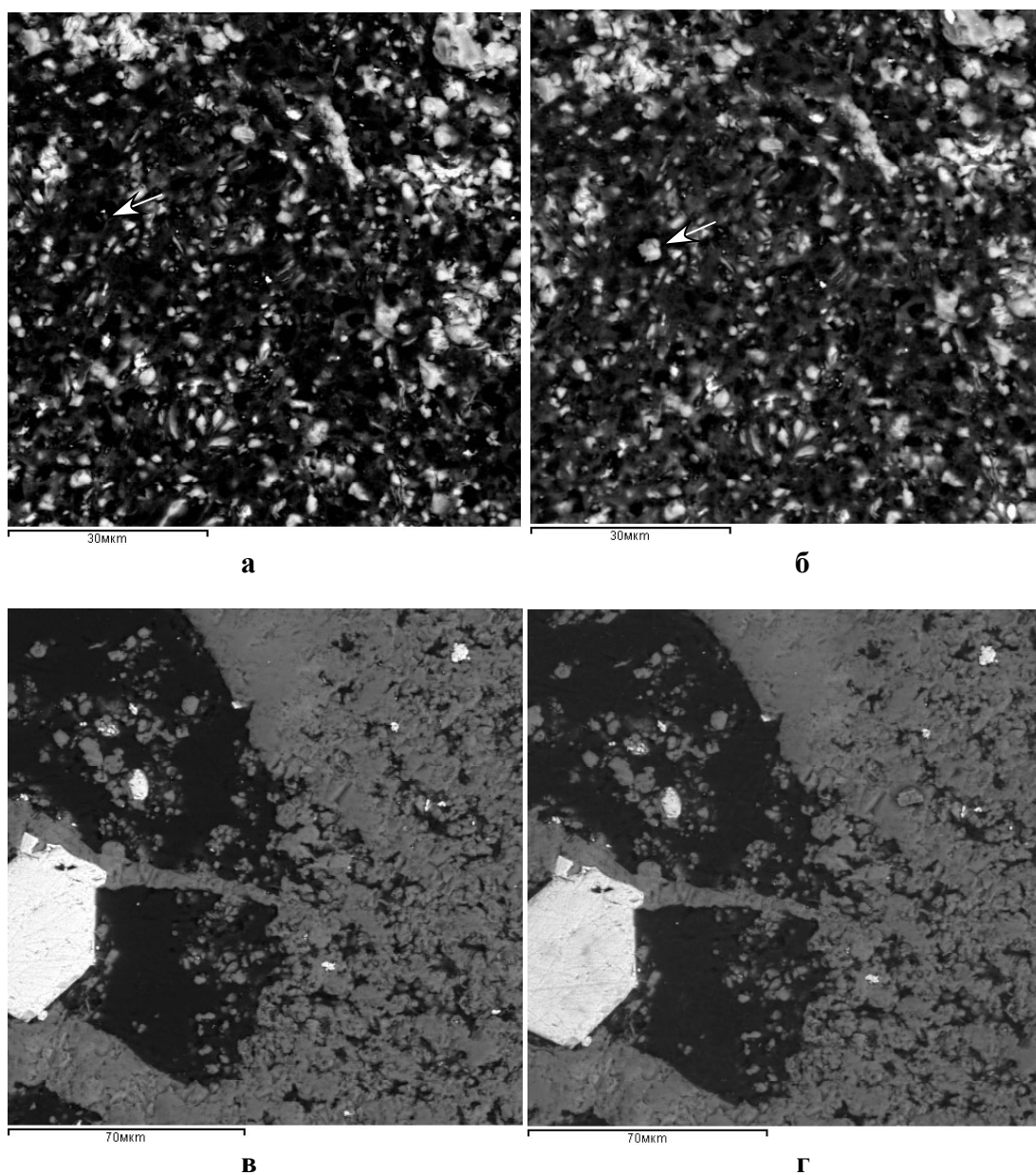
Выветривание различных минералов альбита в шунгитовой породе из месторождения Лебещина однотипно и связано с уменьшением Na<sub>2</sub>O и CaO в формульном составе (от 1,006 до 0,844 и от 1,004 до 0,933 для минералов, представленных в табл. 2) при относительном постоянстве SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Вместе с тем для клинопироксенов примерно одинакового химического состава процесс вымывания принципиально различен, что подтверждает «бесполезность чисто химического подхода к изучению выветривания» (Оллиер, 1987, с. 86) и требует более тщательного изучения текстурно-структурных особенностей отдельных минералов шунгитовых пород в процессе гидролиза.

Таблица 1

Результаты химического анализа исследованных шунгитовых пород

Месторождение	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	ппп
Лебещина	31,5	0,39	7,21	3,45	3,05	0,098	4,53	1,78	2,54	0,06	44,9
Чеболакша	61,3	0,21	3,66	2,30	0,71	0,016	0,52	0,21	0,004	1,71	28,8

Примечание. Потери при прокаливании (ппп) включают углерод.



**Рис. 1.** Растровые электронномикроскопические снимки шлифов шунгитовых пород из месторождений Лебецина (а, б) и Чеболакша (в, г) в исходном состоянии (а, в) и после 80-дневной выдержки в воде (б, г). Стрелками отмечен исходный участок (а) и новообразование, появившееся на этом участке (б)

Таблица 2

**Сопоставительный химический состав минералов шунгитовых пород из месторождения Лебецина в исходном состоянии (исх.) и после гидролиза (гидр.)**

	Альбит		Альбит		Клинопироксен		Клинопироксен		Хлорит		Новообразования
	Исх.	Гидр.	Исх.	Гидр.	Исх.	Гидр.	Исх.	Гидр.	Исх.	Гидр.	
SiO <sub>2</sub>	69,77	71,38	69,08	70,67	52,33	44,44	51,24	57,89	27,60	24,68	99,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,33	18,54	18,76	18,25	3,50	4,76	2,53	1,05	14,07	9,79	0,75
FeO					21,98	31,60	23,98	12,36	49,45	57,61	
MgO					13,19	12,04	12,78	15,74	7,20	6,22	
CaO			0,32	0	9,00	7,16	9,47	12,96	1,68	1,70	
Na <sub>2</sub> O	11,90	10,08	11,85	11,09							

Примечание. Результаты анализа следует рассматривать как полуколичественные вследствие присутствия углерода и мелкодисперсного распределения минеральных компонент.

Таблица 3

**Сопоставительный химический состав минералов шунгитовых пород из месторождения Чеболакша в исходном состоянии (исх.) и после гидролиза (гидр.)**

	Пирит		Ортоклаз		Ортоклаз		Слюда	
	Исх.	Гидр.	Исх.	Гидр.	Исх.	Гидр.	Исх.	Гидр.
SiO <sub>2</sub>			64,36	66,9	67,27	67,46	57,13	59,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			18,92	18,1	18,18	17,20	29,38	28,08
FeO (Fe)	30,3	20,8					1,24	1,51
MgO							2,31	1,34
K <sub>2</sub> O			15,8	15,0	14,55	14,27	9,93	10,06
(O)	0	44,6						
(S)	69,7	34,7						

Примечание. Для пирита содержание элементов в атомных процентах.

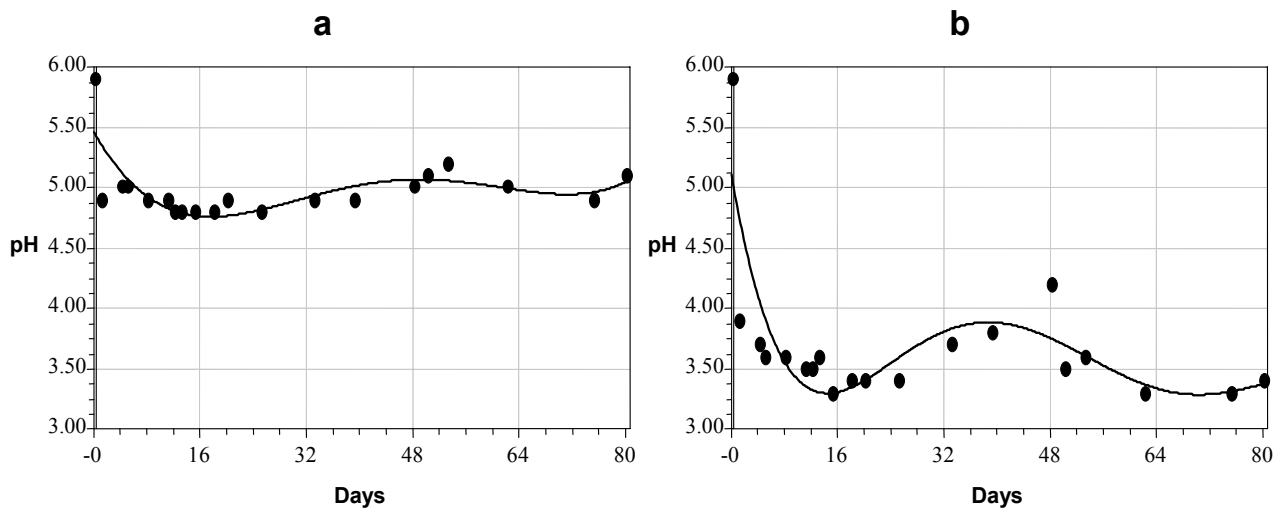


Рис. 2. Характер изменения pH-водных вытяжек из шунгитовых пород месторождений Лебещина (а) и Чеболакша (б)

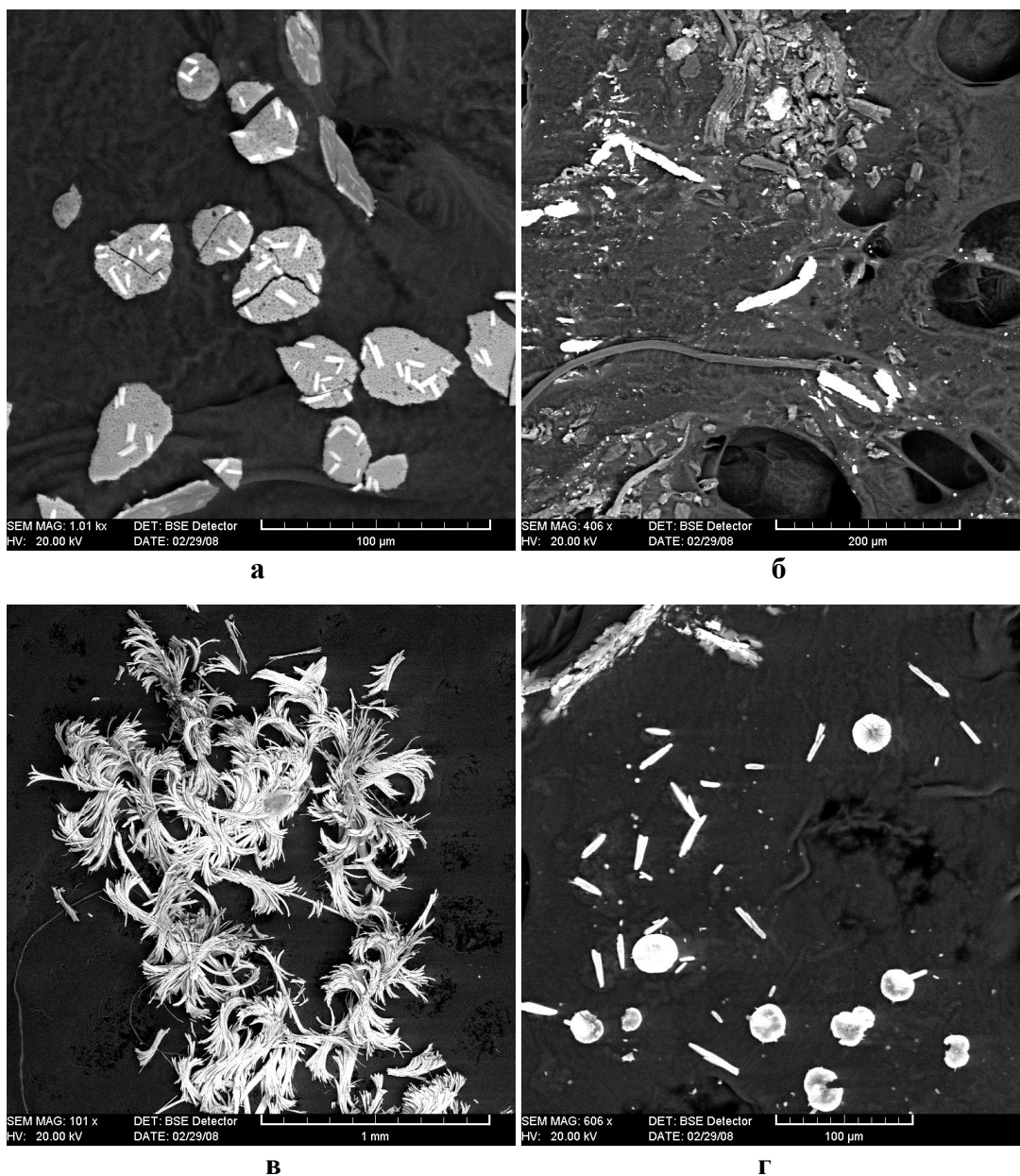
Таблица 4

**Химический состав минералов, обнаруженных в выпаренных остатках водных вытяжек шунгитовых пород через 5 и 25 суток**

	Месторождение Лебещина		Месторождение Чеболакша	
	5 суток (бассанит+гексагидрит+?)	25 суток (бассанит+ гипс+гексагидрит+ ?)	5 суток (бассанит+?)	25 суток (бассанит+Mg-Fe гидроксокарбонат+?)
MgO	3,69	1,52		3,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		21,29		4,61
SiO <sub>2</sub>	2,69	1,03		2,21
SO <sub>3</sub>	59,61	1,31	49,14	61,58
CaO	24,28	14,0	50,86	9,54
FeO		8,48		13,41
NiO				2,26
CuO				2,41
Na <sub>2</sub> O	5,58			
K <sub>2</sub> O	2,80	11,43		0,97
		10,03		1,33

Характер длительного взаимодействия шунгитовых пород с водой контролировался измерением pH водных вытяжек. Во временном промежутке от нескольких часов до 15 суток наблюдается резкое уменьшение pH водной вытяжки от 5,9 (pH дистиллированной воды) до 4,9 для образца месторождения Лебещина и 3,3 для образца месторождения Чеболакша (рис. 2). В интервале от 16 до 80 суток характер изменения pH становится различным для этих типов шунгитовых пород. Так, для первых наблюдается бо-

лее плавное изменение, чем для вторых. Для контроля процессов вымывания шунгитовых пород проводилось исследование выпаренных остатков водных вытяжек после 5- и 25-дневной выдержки (рис. 3, табл. 4). Изучение сухих остатков с помощью электронной микродифракции показало значительную неоднородность как по размерам образовавшихся из растворов кристаллов, так и по структурному состоянию конденсированного вещества – от аморфного до кристаллического. Рентгенодифракционные спектры



**Рис. 3.** Растровые электронномикроскопические снимки сухих остатков, образовавшихся из водных вытяжек шунгитовых пород из месторождений Лебещина (а, б) и Чеболакша (в, г) после 5- (а, в) и 25-дневной выдержки (б, г)

содержат большое количество пиков, полная расшифровка которых является весьма трудоемкой и не входит в задачи данного исследования. Вместе с тем полученные данные свидетельствуют об образовании в процессе выпаривания водных вытяжек бассанита ( $\text{CaSO}_4 \cdot 0,67\text{H}_2\text{O}$ ), гипса ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), гексагидрита ( $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ), магнево-железистого водного гидрокарбоната ( $\text{Mg}_{10}\text{Fe}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_{24} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) и других кристаллогидратов.

### Выводы

1. Шунгитовые породы различного генезиса имеют различный характер взаимодействия с водой, что

определяется не только химическим, но также минеральным составом и, возможно, структурно-текстурными особенностями пород и сопровождается как выветриванием, так и образованием новых минеральных компонентов при гидролизе.

2. Для водных вытяжек всех типов шунгитовых пород наблюдается резкое уменьшение pH (увеличение кислотности) в пределах выдержки от нескольких часов до 15 суток и последующее изменение величины этого параметра, свидетельствующее о сложности процессов взаимодействия шунгитовых пород с водой.

3. Выветривание минералов, образующих шунгитовые породы, определяется преимущественным вы-



мыванием отдельных элементов с изменением их кристаллохимических формул.

*Авторы благодарят А. Н. Сафронова за проведение рентгенодифракционных исследований.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Азимов П. Я., Бушмин С. А.* Растворимость минералов метаморфических и метасоматических пород в гидротермальных растворах разной кислотности: термодинамическое моделирование при 400–800 °С и 1–5 кбар // *Геохимия*. 2007. № 12. С. 1305–13.

*Бородулина Г. С., Рыжаков А. В.* О возможности использования шунгита для очистки водопроводной воды // *Научные основы химии и технологии переработки комплексного сырья и синтеза на его основе функциональных материалов: Материалы науч. конф. Ч. 2. Апатиты*, 2008. С. 105–108.

*Дюккиев Е. Ф., Зайденберг А. З., Заверткин А. С. и др.* Проблемы изучения и краткие итоги технологиче-

ских исследований шунгитовых пород // *Проблемы геологии докембрия Карелии*. Петрозаводск, 1993. С. 119–123.

*Копяткевич М. С., Суханов А. А.* Изучение процесса вымывания водой материала породы из шунгитов Карелии // *Углеродсодержащие формации в геологической истории: Тр. междунар. симпоз. Петрозаводск*, 2000. С. 134–139.

*Оллиер К.* Выветривание. М., 1987.

*Шунгиты – новое углеродистое сырье* / Под ред. Соколова В. А., Калинин Ю. К., Дюккиева Е. Ф. Петрозаводск, 1984. 182 с.

А. Г. Туполев, Н. Н. Рожкова

## ВКЛАД НАНОРАЗМЕРНЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ В ЭЛЕКТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА УГЛЕРОДНЫХ МАТЕРИАЛОВ

### Введение

Электрофизические характеристики углеродных материалов определяются особенностями их структуры и поверхностных свойств (Соловов и др., 1990). Способность электропроводных материалов ослаблять интенсивность электромагнитного излучения была использована для получения экранирующих материалов на основе шунгитсодержащих композитов для защиты персонала и аппаратуры (Solovov et al., 1990).

Углерод шунгитовых пород содержит наноразмерные структурные элементы, подобные углеродным материалам нового поколения (фуллереноподобные частицы, нанотрубки, луковичные структуры и ультрадисперсные алмазы), которые отличаются высокоразвитой поверхностью и реакционной способностью (Rozhkova, 2002). Показана возможность активации наночастиц (их высвобождения) в шунгитовых породах при получении высоконаполненных композитов (Rozhkova, 2002). В связи с этим возникла необходимость проанализировать вклад в электрофизические свойства наноразмерных составляющих углерода, используя недавно полученные данные по структуре и свойствам поверхности шунгитового углерода (ШУ), основываясь на ранее предложенных моделях, описывающих электрофизические свойства углеродсодержащих материалов.

В качестве метода изучения свойств пористых углеродных материалов широко применяется исследование частотной зависимости их комплексного сопротивления (импеданса) – импедансная спектроскопия (Стрелко и др., 1987). Данная методика была применена при оценке способности ШУ и композиционных материалов на его основе к экранированию от электромагнитных излучений (Тарасевич, 1984).

Для описания электрофизических свойств увлажненных пористых углеродных материалов была предложена эквивалентная электрическая схема (ЭЭС) с частотно независимыми параметрами: сопротивлением ( $R$ ), характеризующим протекание тока внутри частиц и в местах непосредственного контакта между ними, и емкостью ( $C$ ), которая описывает протекание переменного тока между частицами, не имеющими непосред-

ственного контакта. Эти параметры в отличие от проводимости и диэлектрической проницаемости постоянны на разных частотах. Их значения связаны со структурой материала (размером зерен, характером пористости), свойствами поверхности (степенью окисленности, наличием поверхностных групп), а также условиями эксперимента (поляризацией постоянным или переменным током). Для более точного описания протекающих процессов в ЭЭС был введен импеданс Варбурга ( $W$ ), вызываемый диффузионными процессами при прохождении тока в увлажненном материале (Соловов и др., 1990). Необходимость учета данного параметра вызвана наличием в порах электролита – диссоциированных ионов  $H^+$  и  $OH^-$ , а также влиянием ионов примесей, содержащихся в природных материалах. Характер протекания тока в проводящих частицах (поток электронов) и в электролите между частицами (движение ионов) различен. Кроме того, следует учитывать диффузионные процессы, происходящие в местах соприкосновения исследуемого образца с электродами, подводящими ток. Поэтому полная ЭЭС содержит три ячейки, образованные упомянутыми элементами (рис. 1). Ячейка с индексами «1» характеризует условия опыта. Учет ее параметров необходим для корректного моделирования параметров ЭЭС материала.

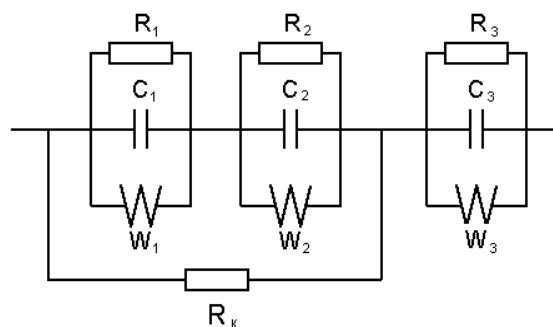


Рис. 1. Полная эквивалентная электрическая схема влажного пористого материала с проводящими включениями:

$R_1, C_1, W_1$  – электроды, подводящие ток;  $R_2, C_2, W_2$  – электролит;  $R_3, C_3, W_3$  – электропроводные частицы (углерод);  $R_k$  – сопротивление непосредственных контактов между частицами

Использование предложенной ЭЭС в диапазоне частот до 100 МГц позволяет описывать электрические свойства шунгитовых и других влажных пористых материалов и моделировать их радиозранирующую способность в широком диапазоне частот (Solovov et al., 1990). Данные материалы, содержащие электропроводные частицы с размерами от десятков нанометров (характерный размер структурных элементов ШУ) до сотен микрон, а также электролит представляют собой довольно сложный по структуре конгломерат, занимающий по своим свойствам промежуточное положение между совершенными диэлектриками и проводниками. Усложнение характера распространения электромагнитного поля в пористых влажных материалах затрудняет изучение закономерностей происходящих в них явлений.

Целесообразно рассмотреть и другой, достаточно большой класс материалов, в которых процессы в приэлектродной области являются неотъемлемыми свойствами самих материалов. К ним относятся естественные и искусственные композиции, состоящие из пористой среды с проводящими включениями, в частности, шунгиты, в которых проводящим материалом являются наночастицы углерода.

В большинстве работ по изучению свойств композиционных материалов в переменных полях приводятся экспериментальные зависимости проводимости и диэлектрической проницаемости от частоты. При этом отмечается существенная частотная зависимость данных параметров (Чмутин и др., 1996). Использование предложенной модели ЭЭС позволяет описать поведение электрических параметров и экранирующей способности в близком соответствии с экспериментально получаемыми данными.

Существенное влияние на электрофизические свойства оказывает диффузия ионов, находящихся в порах материалов (Стрелко и др., 1987). Вода, связанная со структурными элементами ШУ, прежде всего микropорами, составляет 2–7 вес. % (Zaidenberg et al., 1996). Показано, что при взаимодействии с наночастицами углерода в пастах и гелях вода существенно изменяет характеристические свойства: понижается температура плавления (Korobov et al., 2007) и коэффициент диффузии воды (Рожков и др., 2005). Поэтому важным этапом исследований явилось определение вклада диффузии в частотные зависимости электрофизических свойств, кроме того, предстояло оценить вклад наноразмерной компоненты ШУ в параметры ЭЭС.

### Экспериментальная часть

Для исследования на низких частотах были выбраны следующие углеродные материалы: шунгиты I разновидности месторождений Загогино (удельная поверхность 200 м<sup>2</sup>/г), Нигозеро (450 м<sup>2</sup>/г), а также активированные угли АГ-3 (850 м<sup>2</sup>/г) и БАУ (700–800 м<sup>2</sup>/г), широко использующиеся в качестве адсорбентов и катализаторов вследствие большой удель-

ной поверхности и пористости (Пирский, 2005, Уголь-ГОСТ).

Изучение порошков этих материалов на частотах в диапазоне 10<sup>4</sup>–1 Гц проводилось в специальной электрохимической ячейке из стеклоглуглерода (рис. 2), как описано в работе В. К. Соловова и др. (1990). В качестве рабочего электролита был использован 0,1 М раствор H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>. Циклирование потенциала (или тока) задавалось с помощью потенциостата П-5827М.

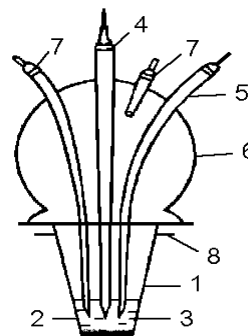


Рис. 2. Электрохимическая ячейка:

1 – СУ тигель; 2 – порошок исследуемого материала; 3 – электролит; 4 – электрод сравнения; 5 – вспомогательный электрод; 6 – стеклянный колпак; 7 – трубки подвода и отвода газа; 8 – токоподвод к тиглю

В качестве модели влажного пористого материала для измерений на высоких частотах использовались листы фильтровальной бумаги, пропитанные слабым раствором электролита (0,025% раствором CuSO<sub>4</sub>). Замеры электрических свойств такой системы производились в измерительной ячейке, представляющей собой плоский конденсатор с медными обкладками площадью 20 см<sup>2</sup>. При измерении в диапазоне частот 5 Гц – 30 МГц фиксировались модуль  $|Z|$  и фаза  $\phi$  комплексного импеданса ячейки для различного количества слоев фильтровальной бумаги.

Для моделирования свойств пористого материала с проводящими включениями был использован искусственный бетон с наполнителем из шунгита. Для экспериментального определения электрических параметров данного материала (модуля и фазы) использовался измеритель комплексных сопротивлений ВМ-560.

### Результаты

Анализ результатов измерений на низких частотах показал наличие активной (сопротивление) и реактивной (емкость) составляющих комплексной проводимости, о чем свидетельствует положение фазы импеданса между 0 и 90°. Модуль импеданса изменялся с частотой практически линейно для всех порошков с наклоном около 0,6 в логарифмических координатах, фаза уменьшалась от 60–70° до 40–50° для разных образцов. Зависимость логарифма модуля и фазы импеданса от логарифма частоты приводится на рис. 3.

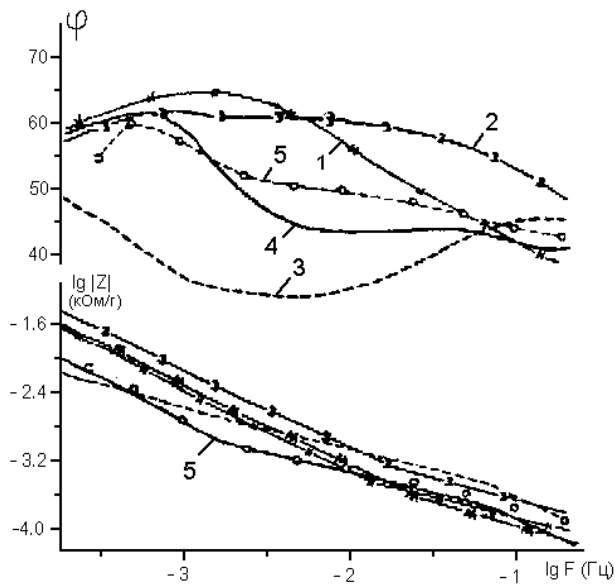


Рис. 3. Зависимость фазы и логарифма модуля импеданса от частоты в диапазоне частот  $10^{-4}$ – $10^1$  Гц:

1 – Нигозеро; 2 – Зажогоино; 3 – АГ-3; 4 – БАУ; 5 – расчет по ЭЭС

Наилучшее совпадение этих зависимостей с кривыми, построенными по предложенной модели, наблюдалось при использовании параметров ЭЭС, приведенных в табл. 1.

Таблица 1

Вычисленные параметры ЭЭС для исследованных углеродных материалов

Параметры	Исследуемые углеродные материалы			
	БАУ	АГ-3	Зажогоино	Нигозеро
$R_1, \text{Ом}$	10	15	22,4	80
$C_1, \text{Ф}$	170	200	45	35
$W_1, \text{Ом}\cdot\text{с}^{-1/2}$	$\infty$	$\infty$	$\infty$	10
$R_2, \text{Ом}$	$\infty$	3	$\infty$	0,8
$C_2, \text{Ф}$	0	3,3	0	0
$W_2, \text{Ом}\cdot\text{с}^{-1/2}$	0,14	0,3	0,07	0,12

Различия в параметрах ячеек ЭЭС свидетельствуют о проявлении в исследуемых материалах двух различных процессов заряжения: быстрого, описываемого импедансом Варбурга (диффузионными процессами), и медленного, описываемого RC-цепочкой. Переход к медленному процессу для шунгитов начинается при более высоких частотах, чем для активных углей. По данным работы (Лазарева и др., 1986) время перехода ( $t_{\text{пер}}$ ) к медленному процессу зависит от пористой структуры изучаемого объекта, при этом большим значениям  $t_{\text{пер}}$  соответствует меньший эффективный диаметр пор.

Для определения вклада пор и электролита в значения параметров ЭЭС были обработаны результаты измерений электропроводности увлажненной фильтровальной бумаги с разной толщиной слоя. Обработка полученных данных производилась методом последовательных приближений параметров ЭЭС. При этом добивались наилучшего совпадения расчетных

кривых с экспериментом. Найденные значения параметров схемы приводятся в табл. 2. Результаты измерений и вычислений представлены на рис. 4.

Таблица 2

Вычисленные параметры ЭЭС для фильтровальной бумаги с разной толщиной слоя

Параметры	Количество слоев бумаги в образце			
	3	5	10	20
$R_1, \text{Ом}$	2250	2100	2750	2800
$C_1, \text{мкФ}$	14,4	20	15,8	14
$W_1, \text{кОм}\cdot\text{с}^{-1/2}$	2,9	3,3	5,2	5,0
$R_2, \text{Ом}$	51	112	246	395
$C_2, \text{пФ}$	900	650	295	175
$W_2, \text{кОм}\cdot\text{с}^{-1/2}$	140	295	645	1000

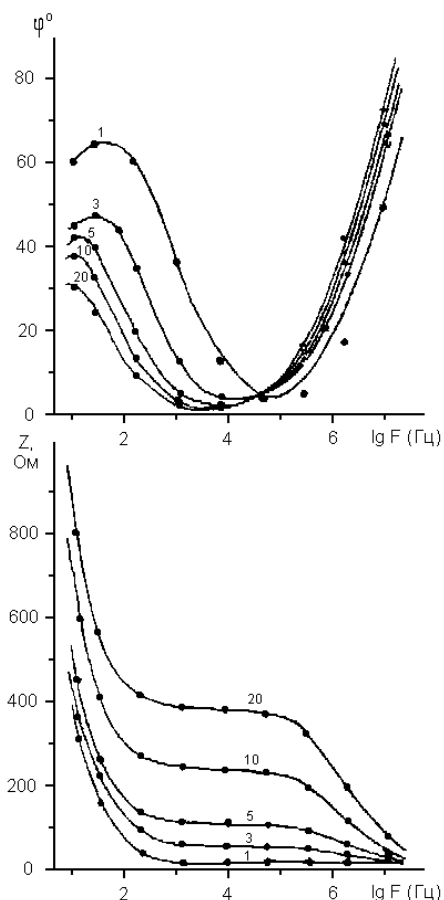


Рис. 4. Экспериментальные (точки) и расчетные (кривые) зависимости модуля и фазы комплексного импеданса от частоты в диапазоне 5 Гц – 100 МГц для влажных пористых материалов различной толщины. Числа означают количество слоев фильтровальной бумаги

При рассмотрении характера зависимости значений  $R$ ,  $C$  и  $W$  от толщины слоя можно заметить однозначное изменение параметров с индексом «2» при увеличении толщины и, следовательно, объема пор и количества электролита. При этом не отмечается строгой корреляции с толщиной параметров с индексом «1». Вероятнее всего, разброс связан с невозможностью точного воспроизведения приэлектрод-

ной зоны при подготовке образцов к замерам. Отсутствие проводящих включений позволяет исключить в этом эксперименте из рассмотрения ячейку с параметром «3».

Переходя к композиционным материалам с проводящими включениями и порами, содержащими электролит, приведем экспериментальные и расчетные зависимости модуля и фазы импеданса на высоких частотах при различной степени уплотнения этих образцов, что влияет на суммарное сопротивление непосредственных контактов между проводящими частицами. Результаты представлены на рис. 5.

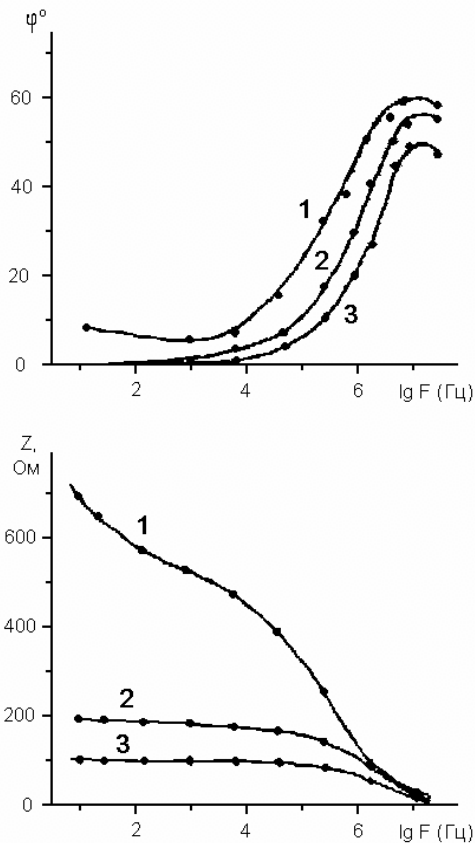


Рис. 5. Экспериментальные (точки) и расчетные (кривые) зависимости модуля и фазы комплексного импеданса от частоты в диапазоне 5 Гц – 100 МГц для влажных пористых материалов с проводящими включениями. Цифры от 1 до 3 показывают увеличение усилия уплотнения

Можно отметить, что предложенная модель позволяет адекватно описывать электрофизические свойства композиций на основе шунгита. Исходя из известных значений параметров ЭЭС, можно определять эффективные значения проводимости  $\sigma$  и диэлектрической проницаемости  $\epsilon$  композиций на разных частотах. Эти зависимости для шунгитонаполненной резины (концентрация шунгитового наполнителя 450 в.ч./100 в.ч.р.) представлены на рис. 6.

Применение описанной схемы дает значительно лучшее совпадение с экспериментом, чем другие модели, не учитывающие импеданс Варбурга, напри-

мер, модель Кавамото (Kavamoto, 1986). Точками отмечены экспериментальные данные.

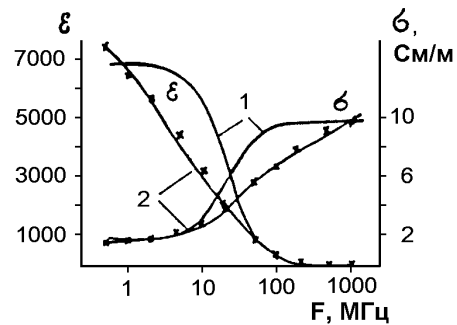


Рис. 6. Зависимость проводимости и диэлектрической проницаемости шунгитонаполненной резины от частоты: 1 – модель Кавамото; 2 – модель, описанная в настоящей статье

В связи с возможностью активации наноразмерных составляющих ШУ (в высоконаполненных резинах) их стабилизации через воду (рис. 7) и в других средах для использования в качестве наполнителя композиционных материалов (Рожкова и др., 2003; Rozhkova et al., 2007), необходимо оценить вклад наночастиц в параметры ЭЭС на различных частотах.

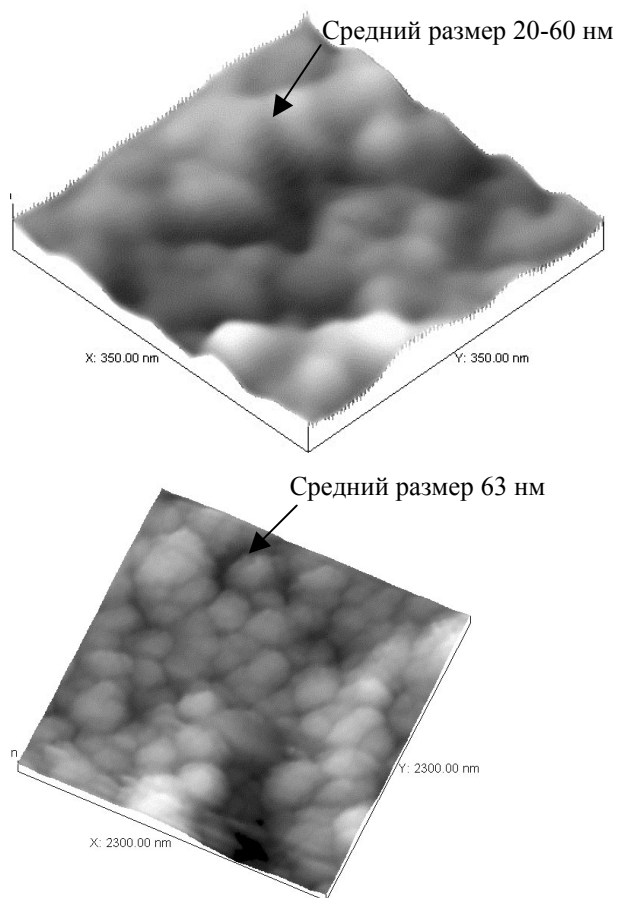


Рис. 7. АСМ скола высокоуглеродистого шунгита (Шуньга) и наночастиц ШУ, осажденных из устойчивой водной дисперсии

Была сделана попытка оценить, как будут вести себя параметры ЭЭС ( $R$ ,  $C$ ,  $W$ ) при уменьшении размера проводящих частиц. Если частицы раздроблены, например до половины их начального размера (см. схему на рис. 8), то общее сопротивление ( $R$ ) останется прежним или близким к прежнему, поскольку возможно изменение формы частиц в процессе диспергирования.

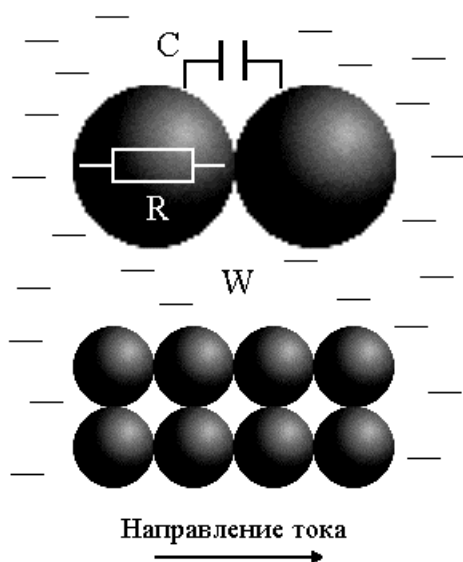


Рис. 8. Иллюстрация изменений параметров влажного электропроводящего материала при уменьшении размера частиц проводящей фазы

Электрическая емкость частиц ( $C$ ) зависит от заряда каждой частицы, который пропорционален массе и, следовательно, объему частицы. При измельчении объем уменьшается в 8 раз, также уменьшается и емкость. Учитывая наличие 4-х параллельных цепочек и в 2 раза большее количество частиц в каждой из них, общая эффективная емкость системы уменьшится в 4 раза. Можно показать, что при измельчении частиц не в 2, а в  $N$  раз, емкость будет уменьшаться пропорционально  $N^2$ .

Импеданс Варбурга ( $W$ ) характеризует распределенный заряд в диффузионном слое электролита между частицами и внутри пор (ур. 1). Исходя из того, что общий объем электролита не меняется при измельчении, можно предположить, что  $W$  тоже не ме-

няется. Однако структурирование воды в нанопорах и вблизи наночастиц (Рожков и др., 2005) существенно изменяет свойства диффузионного слоя (коэффициент диффузии  $D$ ) и, как следствие, импеданс Варбурга и свойства всей системы.

$$W = \frac{RT}{n^2 F^2 C \sqrt{2D}}, \quad (1)$$

где  $R$  – газовая постоянная,  $T$  – абсолютная температура,  $n$  – валентность ионов,  $F$  – постоянная Фарадея,  $C$  – объемная концентрация ионов,  $D$  – коэффициент диффузии. Изменить параметры  $D$  и  $n$  можно также вводя в электролит дополнительные ионы. Увеличение этих параметров приведет к уменьшению  $W$ .

Рассмотренные модельные представления подтверждаются на реальных системах – высоконаполненных резинах с шунгитовым наполнителем, в которых происходит высвобождение и структурирование наночастиц шунгитового углерода: сопротивление изменяется мало, в основном за счет активной составляющей импеданса Варбурга, но наблюдается увеличение диэлектрической проницаемости с частотой (Rozhkova et al., 2002).

## Выводы

1. Предложенная ранее ЭЭС, описывающая электрофизические свойства пористых шунгитосодержащих материалов (углеродных материалов) в широком диапазоне частот, была применена для описания свойств композиционных материалов, содержащих наночастицы.
2. При замене традиционных углеродных наполнителей на наноразмерные (при условии их стабилизации) происходит уменьшение емкости композиционного материала.
3. Направленное изменение электрофизических свойств наночастиц углерода возможно прежде всего при изменении состава и свойств диффузионного слоя (импеданса Варбурга). Эти изменения особенно заметны на высоких частотах.
4. Свойства высоконаполненных резин, содержащих наночастицы углерода, высвобождающиеся на стадии получения материала, удовлетворительно могут быть описаны с помощью предложенной ЭЭС.

## ЛИТЕРАТУРА

Лазарева Л. П., Артемьянов А. П., Хабалов В. В., Глушченко В. Ю. Влияние пористой структуры углеродных материалов на их электрохимические свойства. Деп. в отд. НИИТЭХИМ. Черкассы, № 965 – ХП – 1986.

Пирский Ю. К. Координационные соединения переходных 3d-металлов как прекурсоры для электрокатализаторов восстановления кислорода // Фундаментальні проблеми електрохімії: Вісник Харківського національного університету. 2005. № 648. Хімія. Вип.12 (35). С. 55–58.

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.

Рожкова Н. Н., Кочнева И. В., Пятов И. С. и др. Многофункциональность шунгитового углерода в высоконаполненных резинах на основе нитрильного каучука // Геолого-технологические исследования промышленных

минералов Фенноскандии / Ред. В. И. Соколов. Петрозаводск, 2003. С. 89–92.

Соловов В. К., Зверев А. А., Туполев А. Г. и др. Моделирование электрических свойств влажных пористых гетерогенных сред // Проблемы изучения докембрийских образований геофизическими методами. Петрозаводск, 1990. С. 112–126.

Стрелко В. В., Картель Н. Т., Клименко Л. А., Каздо-тин К. А. Электрохимические свойства углеродных гемосорбентов // ЖПХ. 1987. Т. 60, № 6. С. 1257–1260.

Тарасевич М. Р. Электрохимия углеродных материалов. М., 1984. С. 141.

Уголь активированный БАУ-А (ГОСТ 6217-74).

Чмутин И. А., Рывкина Н. Г., Пономаренко А. Т., Шевченко В. Г. Концентрационная зависимость электропроводности композитов в области высоких частот // Высокомолекулярные соединения, А. 1996. Т. 38, № 2. С. 291–296.

Kavamoto H. Electrical properties of carbon plastic composites // Sony consumer electronic laboratories, Paramus, New Jersey, 1986. P. 135–162.

Korobov M. V., Avramenko N. V., Bogachev A. G. et al. Nanophase of Water in Nano-Diamond Gel // J. Phys. Chem. C. 2007. 111. P. 7330–7334.

Rozhkova N. N. Role of Fullerene-like Structures in the Reactivity of Shungite Carbon as Used in New Materials with Advanced Properties // E. Osawa (ed.). Perspectives of Fullerene Nanotechnology. Dordrecht, 2002. P. 237–251.

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).

Rozhkova N. N., Chmutin I. A., Sokolov V. I. Conductive properties of high-filled shungite rubbers // Carbon'02. An International conference 15–19 September 2002. Beijing, China. Program and Short abstr. P. 183 (CD).

Rozhkova N. N., Griбанov A. V., Khodorkovskii M. A. Water mediated modification of structure and physical chemical properties of nanocarbons // Diamond and related materials. 2007. 16. P. 2104–2108.

Solovov V. K., Tupolev A. G., Zaidenberg A. Z. et al. Int. Composites Conf. / Eds. I. N. Fridlyander, V. I. Kostikov. London, 1990. P. 1343–1347.

Zaidenberg A. Z., Rozhkova N. N., Kovalevski V. V. et al. Physical chemical model of fullerene-like shungite carbon // Mol. Mat. 1996. Vol. 8. P. 107–110.

Т. С. Шелехова, Н. Б. Лаврова

## ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ

### Введение

Территория исследований находится в низовье р. Выг, где расположены древние наскальные памятники Залавруги (рис. 1). Здесь развиты породы беломорской серии архея, представленные биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами с взаимным переслаиванием и переходами друг в друга (Девятова, 1976). Рельеф субчетвертичной поверхности осложнен складчатым строением фундамента, разбит сбросами и подвергнут длительной денудации, частично законсервирован и скрыт под покровом четвертичных отложений. Целью наших исследований было изучение сохранившихся четвертичных отложений на ска-

лах Залавруги, Ерпин Пудаса, Безмянного острова, а также залегающих здесь культурных слоев атлантического и суббореального времени, уточнение рубежей в развитии природной обстановки и увязка их с хронологией археологических памятников.

### Материалы и методика

В обрыве левого берега старого русла реки Сороки на абс. отм. 12,5 м к ССВ (аз. 5–10°) от старой Залавруги сделана расчистка глубиной 80 см. В разрезе выделено 5 горизонтов, из которых послойно отобрано 12 образцов на спорово-пыльцевой и диатомовый анализы. В шурфе сверху вниз прослежены следующие отложения:

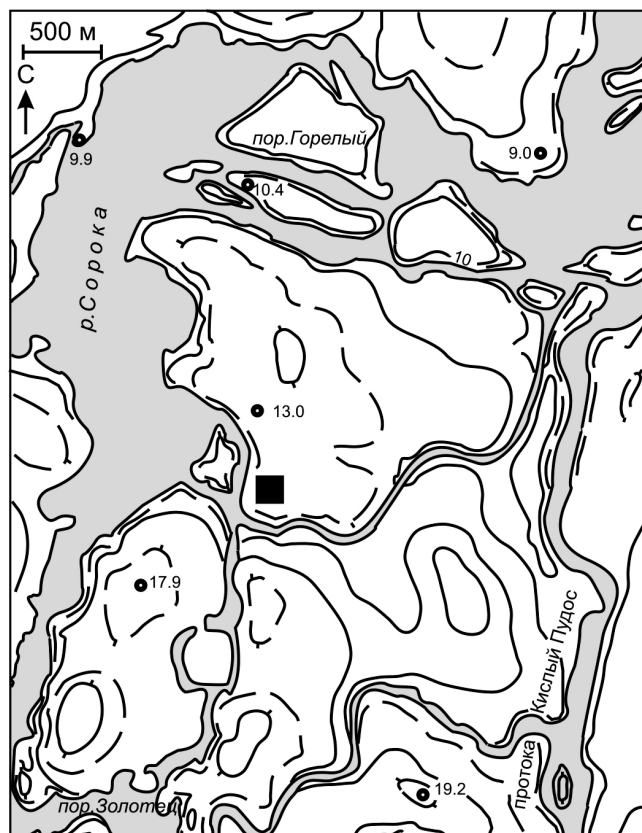
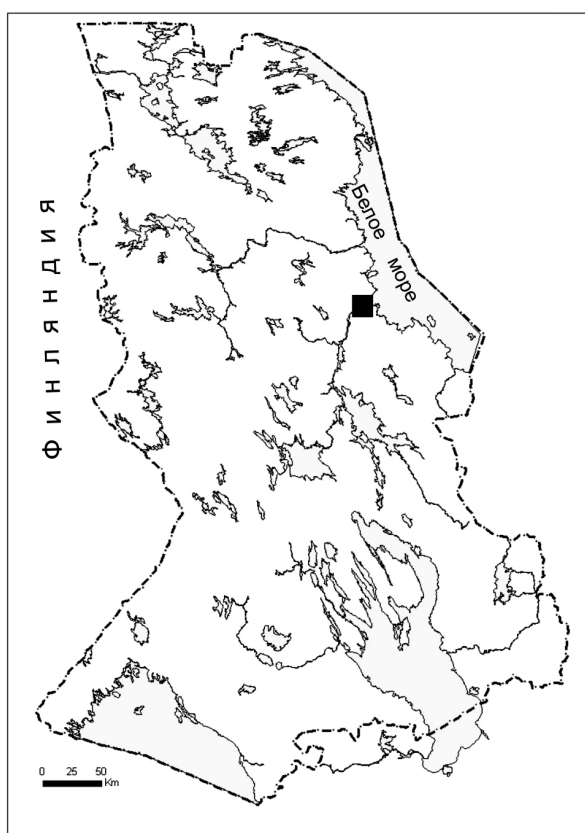


Рис. 1. Месторасположение изученных разрезов



0–5 см – лесная подстилка (почвенно-растительный горизонт) с большим содержанием листьев, корневой, органики. Контакт неровный с замывами;

5–17 см – суглинок с включениями небольших валунов 4×5 см 2–3 класса окатанности. Контакт неровный, размытый, волнистый;

17–29 см – массивная глина с незначительной примесью суглинка (переходный слой) серого цвета с размытой органикой. Контакт нечеткий, неровный, волнистый;

29–60 см – массивная глина серого цвета очень плотная. Контакт с нижележащим речным аллювием неровный, резкий, кармановидный, волнистый;

60–76 см – речной аллювий темно-коричневого цвета, сильно гумусированный с включениями хорошо окатанных гальки и валунов небольших размеров (15×20 см).

Образцы на спорово-пыльцевой анализ подготовлены по стандартной методике с применением тяжелой жидкости. Спорово-пыльцевая диаграмма (рис. 2) строилась с помощью программы TILIA, TILIA-GRAPH (Grimm, 1990), статистическая обработка данных и определение границ пыльцевых зон проводились при помощи программы CONISS.

Техническая обработка проб и приготовление постоянных препаратов на диатомовый анализ производились по общепринятой методике (Диатомовый анализ, 1949–1950; Давыдова, 1985). Образцы дезинтегрировались в пиррофосфорнокислом натрии с последующей отмывкой от него методом декантации. Дальнейшая обработка и подъем диатомей производились с помощью калиево-кадмиевой тяжелой жидкости. В качестве твердой среды использовалась анилин-формальдегидная смола (показатель преломления 1,68). Подсчет и определение створок диатомей проводились по горизонтальному ряду в средней части стекла до 250 экземпляров. По возможности идентификация створок проводилась до вида, разновидности и формы. При этом использовалась следующая справочная литература: Диатомовый анализ. Кн. 1 и 2, 1949; Определитель..., 1951; Molder, Tynni, 1967–1973; Tynni, 1975–1980, Krammer, Lange-Bertalot, 1986. Для выявления роли отдельных видов и состава доминирующих комплексов диатомей подразделялись на единичные, численность которых в осадках составляет менее 1% (на диаграмме они обозначены +); обычные – 1–5%; массовые – более 5%. Среди последних выделялись доминанты: более 10% створок и субдоминанты: от 5 до 10%. Результаты диатомового анализа представлены на диаграмме (рис. 3).

При распределении диатомей в зависимости от концентрации солей в воде были выявлены: зугалобы, развивающиеся при 30–40‰, мезогалобы – 5–20‰, живущие в опресненных бухтах и внутренних морях, галофилы, обитающие обычно в пресной воде, но наибольшего развития достигающие при солености 0,4–0,5‰; индифференты – предпочитающие водоемы с минерализацией 0,2–0,3‰; галофобы – обитатели пресных вод, с максимальным содержанием солей до 0,02‰.

Один из важных показателей гидрохимических условий водоема – pH среды. В свое время Хустедтом (Hustedt, 1937–1939) была предложена стройная система категорий диатомей по отношению к pH, в которой выделены: алкалибионты (alkb) –  $\text{pH} > 7$ ; алкалофилы (alkf) –  $\text{pH} \geq 7$ ; индифференты (ind – circumneutral)  $\text{pH} = 7$ ; ацидофилы –  $\text{pH} < 7$ ; ацидобионты, максимум развития при  $\text{pH} < 5,5$ . Этой системы мы придерживались в своих построениях, используя новейшие данные отечественных и зарубежных исследователей (Давыдова, 1985; Merilainen, 1967; Renberg, Hellberg, 1982; Charles, 1986; Tolonen et al., 1986 и др.) По составу ископаемой диатомовой флоры выполнены реконструкции теоретических значений pH среды (по: Renberg, Hellberg, 1982). Используя полученные результаты, проводили подсчет видов (в %) по отношению к географическому распространению: арктоальпийских, boreальных и космополитов. Все эколого-географические характеристики приведены на рис. 4.

### Результаты исследований

Спорово-пыльцевые спектры изученного разреза достаточно представительны для реконструкции условий, в которых шло формирование отложений. Но, тем не менее, фрагментарность диаграммы, как и состав спорово-пыльцевых спектров, не позволяют сделать заключение о точном возрасте осадков.

Главной особенностью диаграммы разреза является наличие «немного» в отношении пыльцы и спор горизонта. В отложениях, разделенных этим «немным» горизонтом, преобладает пыльца древесных, затем следуют кустарники, совершенно незначительно участие травянистых. Тенденции хода кривых пыльцы всех таксонов практически не нарушены перерывом в палиноспектрах. Это позволяет сделать предположение о том, что отсутствие микрофоссилий связано не с результатами изменения в растительном покрове или климате, а со сменой условий формирования спектров, а именно: очень высокой скоростью седиментации. Стабильный состав спорово-пыльцевых спектров и выдержанное направление кривых пыльцы основных пород позволяют предположить, что это событие было весьма кратковременным.

Спорово-пыльцевые спектры диаграммы характеризуются преобладанием пыльцы древесных на всем протяжении исследованной толщи, но при этом нельзя не отметить разнообразие травянистых – помимо *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, *Cyperaceae*, присутствует пыльца *Asteraceae*, *Apiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Cichoriaceae*, *Brassicaceae*, *Fabaceae*, *Rosaceae* (не определенная до вида), *Geum rivale*, *Filipendula ulmaria*, *Potentilla*, *Primulaceae*, *Lamiaceae*, *Hypericaceae*, *Scrophulariaceae*, *Pedicularis*, *Ranunculaceae*, *Thalictrum*, *Cornus suecica*, *Chamaenerion angustifolium*, *Polygonum sp.*, *Rumex*, *Geraniaceae* и др. Но лишь пыльца *Thalictrum* и *Filipendula* создает непрерывные кривые, хотя в количественном отношении содержание ее невелико (не более 0,5%). Поэтому в диаграмме изображены не кривые содержания разнотравья, а лишь присутствие пыльцевых зерен.

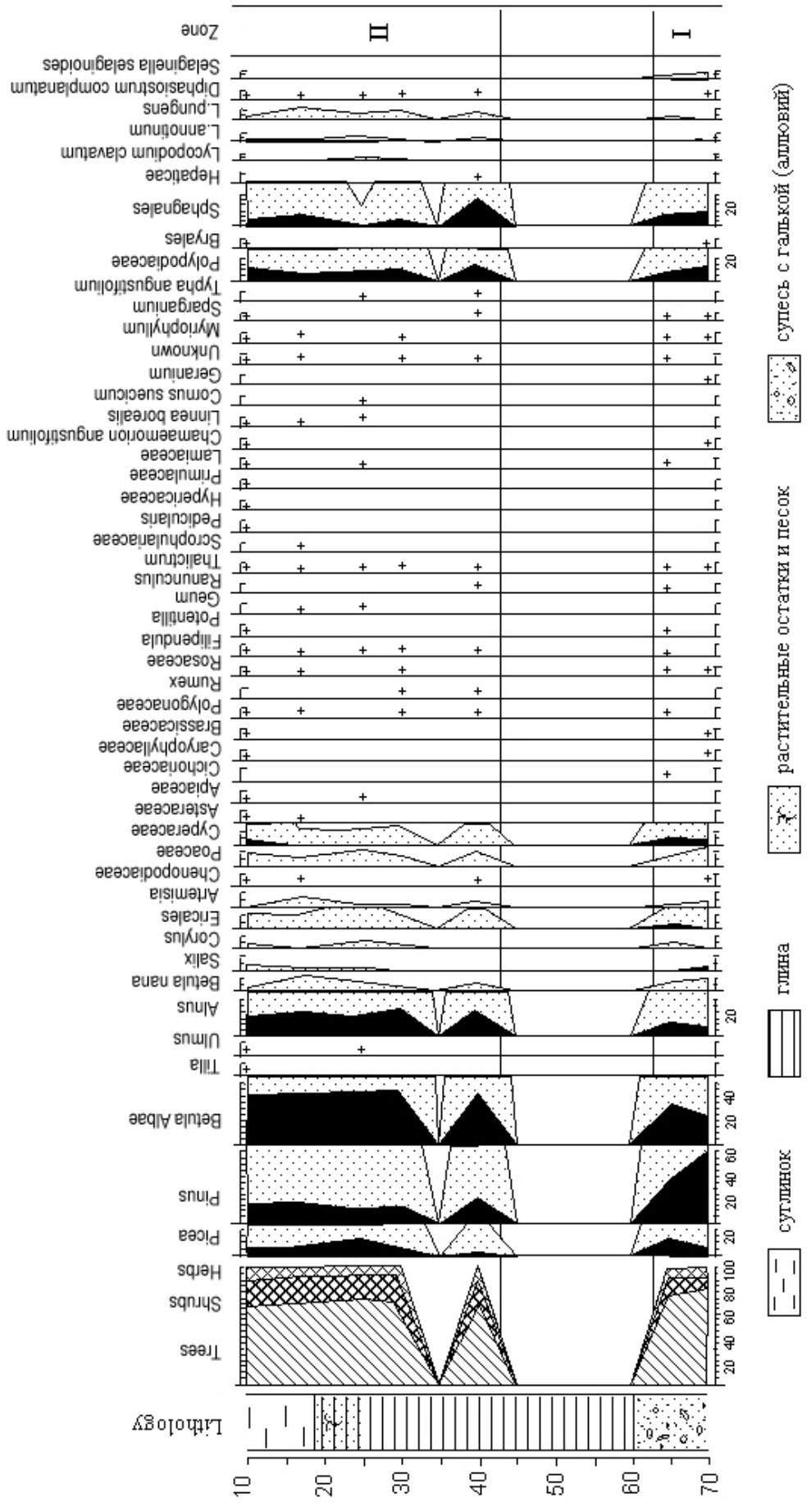


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Загалуга-4 (аналитик Н. Б. Лаврова)

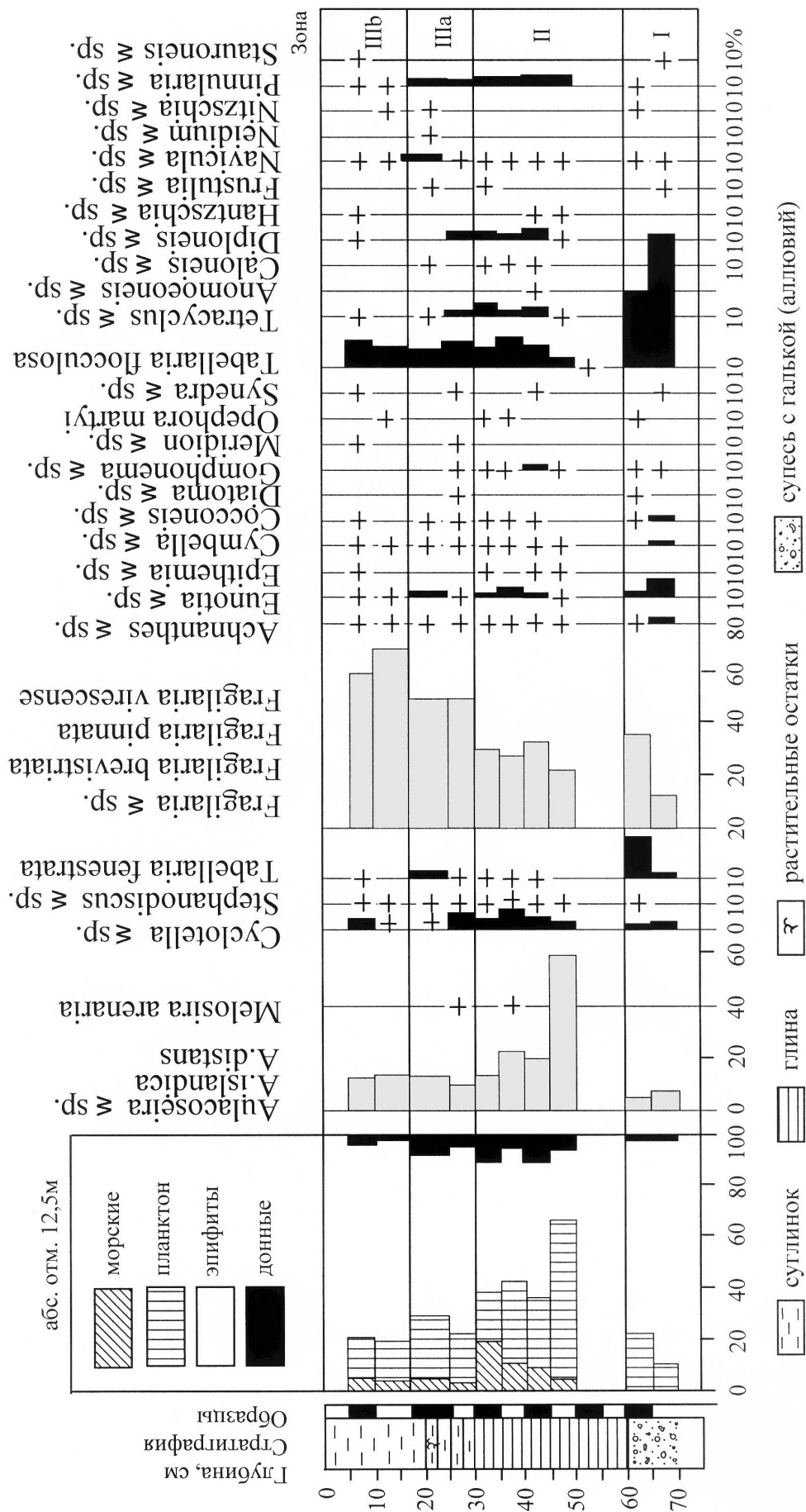


Рис. 3. Диатомовая диаграмма разреза Заларуга-4 (аналитик Т. С. Шелехова)

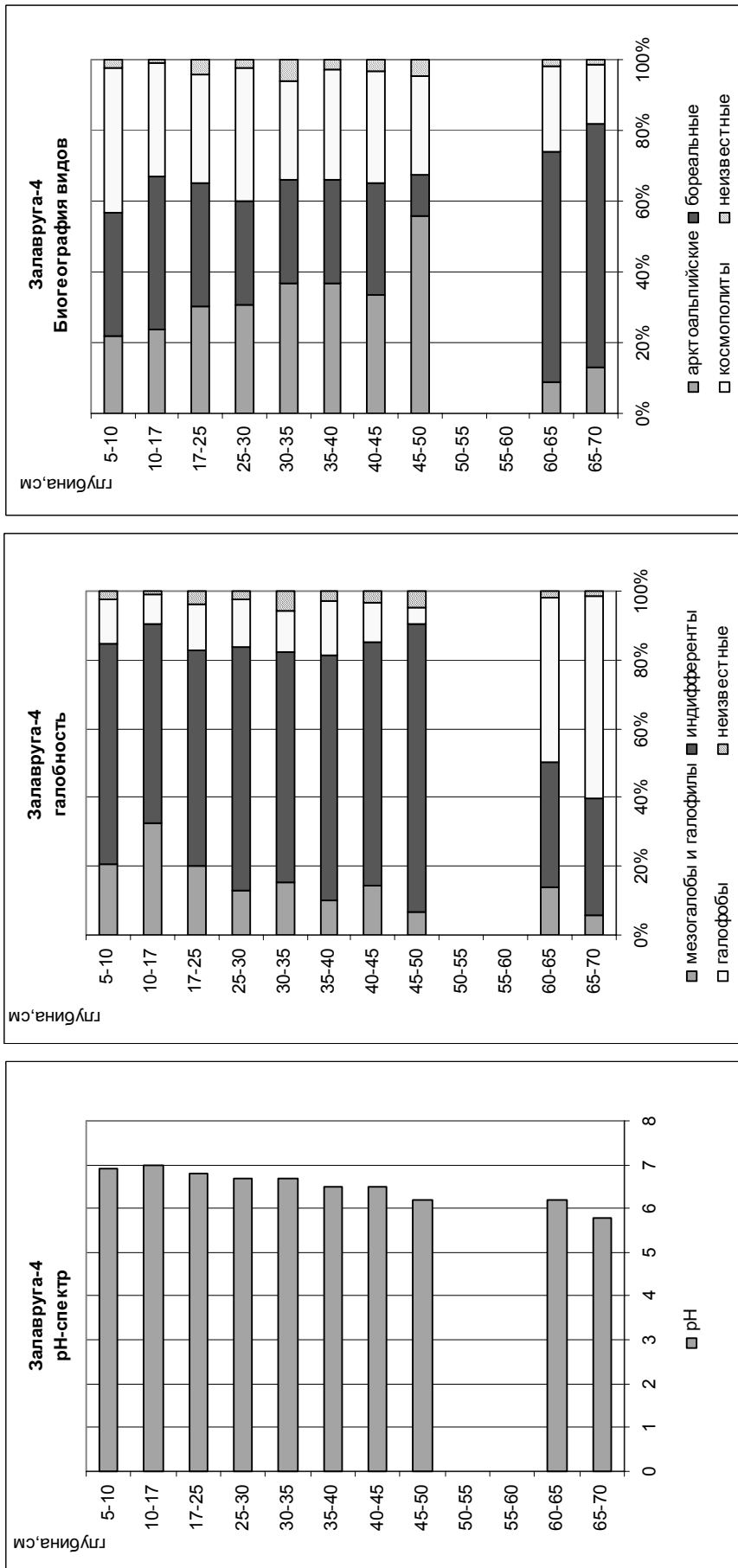


Рис. 4. Эколого-географическая характеристика и рН-спектр диатомового комплекса разреза Залавруга-4

Среди древесных преобладает пыльца *Betula sect. Albae*, меньшие значения имеет *Pinus*, второстепенные позиции занимает пыльца *Picea*. Спорадически встречается пыльца древесных неморальных видов: *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*. Она, по всей вероятности, синхронна времени накопления осадков, но, принимая во внимание ее ничтожную долю в отложениях, вряд ли можно предположить, что они произрастали на месте нашего исследования. Скорее всего, северная граница их распространения располагалась на некотором расстоянии. Наряду с пыльцой термофильных пород встречена пыльца гипоарктических видов (*Betula nana*, *Lycopodium pungens*), которые были приурочены к болотам и прибрежным местообитаниям. Основная часть флоры представлена бореальными элементами.

Анализ полученных данных позволяет выделить 2 пыльцевые зоны, отражающие определенные этапы в развитии растительности.

**Палинозона I** (гл. 70–60 см) выделена в слое гумусированного аллювия с включением гальки. Основные ее характерные черты таковы: преобладание пыльцы древесных, среди них господствует пыльца *Pinus*, меньшее значение имеет *Betula sect. Albae* (при этом доля пыльцы *Pinus* уменьшается, а *Betula sect. Albae*, напротив, увеличивается). На втором месте споры, среди которых преобладает *Polypodiaceae* и *Sphagnales*. Хотелось бы упомянуть непрерывную кривую спор *Selaginella selaginoides*, которые, как правило, появляются в суббореальных и субатлантических отложениях Карелии (Елина, 1981). Количество пыльцы кустарниковых и травянистых невелико и представлено, главным образом, *Alnus* и *Cyperaceae*. Тем не менее состав пыльцы трав весьма разнообразен: *Cichoriaceae*, *Polygonaceae*, *Rosaceae*, *Filipendula*, *Potentilla*, *Thalictrum* и др. Отмечена пыльца макрофитов: *Myriophyllum*, *Sparganium*. Таким образом, учитывая основные факторы формирования палиноспектров (пыльцевую продуктивность и дальность разноса пыльцы), можно предположить, что растительность была представлена березовыми лесами, постоянным компонентом травянисто-кустарничкового яруса которых были папоротники. Меньшее значение имеют ельники, судя по составу спектров, высокотравные. Сосновые сообщества произрастали на возвышенностях и включали светолюбивые ксерофильные виды растений и сфагновые мхи в напочвенном покрове. Ольшаники с флористической свитой влажных лесов тяготели к прибрежной зоне реки, мелководья которой зарастали осоками, урутью и ежеголовкой. Отметим, что в спорово-пыльцевых спектрах данной палинозоны зафиксирована пыльца *Chamaenerion angustifolium*, иван-чая, который наряду с березой входит в состав постпирогенных сообществ. Возможно, именно пожароопасная обстановка привела к снижению роли сосновых ценозов, произраставших на наиболее высоких участках суходолов. Такие условия могли возникнуть при снижении уровня грунтовых вод в результате понижения общего базиса эрозии, регрессии моря.

Выше слоя гумусированного аллювия на глубине 60–45 см залегают массивные глины, что указывает на изменение гидрологического режима. Пыльца в этих отложениях практически отсутствует (встречаются единичные пыльцевые зерна *Pinus*, *Betula sect. Albae*). Это обусловлено, по всей вероятности, высокой скоростью седиментации во время морской трансгрессии.

**Вторая палинозона** выделена на глубине 45–5 см в слое массивных глин и залегающих на них суглинков. Глины и суглинки разделяет переходный слой, представленный массивными глинами с примесью суглинка.

Формирование спорово-пыльцевых спектров возобновляется, но носит нестабильный характер: в образце, отобранном с глубины 35 см, пыльца и споры вновь отсутствуют. В последующих образцах состав спектров и тенденция изменения кривых пыльцы основных пород остаются прежними. Вероятно, отсутствие пыльцы в образце с глубины 35 см также обусловлено особенностями формирования спорово-пыльцевых спектров в условиях резко меняющегося гидрологического режима. В период накопления осадков на глубине ~40–35 см скорость седиментации уменьшается настолько, что «пыльцевой дождь» оседает на поверхность и захороняется в отложениях. Затем следует лавинообразный привнос осадочного материала, при котором в осадки успевает попасть лишь ничтожная доля пыльцы. И лишь при накоплении переходного слоя появляются условия для формирования спорово-пыльцевых спектров.

В этой зоне, в отличие от первой, доминирующие позиции занимает пыльца *Betula sect. Albae*, количество же *Pinus* значительно меньше. Напомним, что такие тенденции отмечаются в еще первой палинозоне, следовательно, увеличение роли березы не связано с изменением условий осадконакопления. Процессу вытеснения сосны могло способствовать понижение уровня грунтовых вод и, как следствие, возрастание пожароопасности территории, особенно возвышенностей, где доминировали сосновые леса. В верхней части диаграммы увеличивается количество пыльцы *Cyperaceae*, зафиксированы *Sparganium*, *Myriophyllum*, а также *Typha angustifolia*. Эти факты вкуче с огрублением состава осадков свидетельствуют об обмелении русла реки.

Как отмечала Э. И. Девятова (1976), состав основных лесобразующих пород в юго-западном Беломорье мало менялся во времени, основными компонентами их в течение всего поздне-последнеледникового была сосна и береза. В спорово-пыльцевых диаграммах разрезов низовьев реки Выг первые позиции в отложениях позднеледникового занимает пыльца березы. Как правило, в отложениях голоцена превалирует пыльца сосны, лишь в некоторых разрезах пыльца березы начинает вновь занимать доминирующее положение в суббореале-субатлантикуме (Девятова, 1976). Безусловно, формирование изученных палиноспектров происходило в позднем голоцене, но, как уже говорилось выше, без подтверждения этого радиоуглеродным датированием трудно сказать точнее.

Диатомовый комплекс представлен 127 пресноводными видами из 27 родов (табл. 1). Кроме этого, выявлено 5 видов морских форм и силикофлагеллята, которые находятся в основном в обломочном состоянии. Сохранность всей флоры очень плохая, большинство створок разрушено. По составу диатомовых комплексов в развитии диатомей выделяется три этапа.

**I этап (70–60 см)** – время накопления речного аллювия темно-коричневого цвета, сильно гумусированного, с включениями хорошо окатанной гальки и валунов небольших размеров (15×20 см). Диатомовый комплекс полностью пресноводный, в нем преобладают формы обрастаний *Tabellaria flocculosa* и *Tabellaria fenestrata* – бореальные ацидофилы и галофобы, которые в сумме составляют около 50%. В качестве субдоминантов к ним присоединяются мелкие эпифиты *Fragilaria brevistriata*, *F. virescense*, *F. pinnata*, составляя 12–36%. Из планктонных в незначительном количестве представлены *Aulacoseira distans*, *A. granulata* и *Cyclotella* sp. Донные формы единичны. Обнаружены единичные десмидиевые *Ephidatia muellery*. Выявленные по комплексу показатели pH колеблются в пределах 5,8–6,1, т. е. слабокислая среда с тенденцией повышения до нейтральной сохраняется на протяжении всего времени развития флоры. Данный этап характеризуется преобладанием арктоальпийских и бореальных видов до 80%, а также галофобов, что свидетельствует о достаточно суровых условиях формирования диатомового комплекса. С гл. 60 см аллювий сменяется плотными серыми глинами, в которых на отрезке 60–50 см створки диатомей не обнаружены. Это может быть связано как с холодными климатическими условиями, так и с быстрым поступлением терригенного материала и значительным его разбавлением.

**II этап (50–30 см)**. Выше по разрезу в глине выявлен обильный смешанный диатомовый пресноводно-морской комплекс с морскими и эвригалинными формами в количестве от 4 до ~20%. Среди них: *Paralia sulcata*, *Thalassiosira baltica*, *Hyalodiscus scoticus* – глубоководные арктобореальные, *Pleurosigma* sp., *Grammatophora marina*, *Endictya oceanica*, *Plagiogramma stauraphorum*, *Nitzschia punctata*, *Coscinodiscus* sp. Характеристика морских видов представлена в табл. 2.

Доля пресноводных планктонных *Aulacoseira* sp., *Cyclotella* sp., *Stephanodiscus* sp., *Tabellaria fenestrata* снижается с 58 до 20%. Среди них преобладают *Aulacoseira islandica*, *A. italica*, *A. distans*, постоянно присутствуют виды рода *Cyclotella* в количестве 2–8%. Формы обрастаний достигают 20–30%, как и на I этапе, они представлены *Fragilaria brevistriata*, *F. virescense*, *F. pinnata*. Около 2% приходится на эпифиты *Tetracyclus lacustris*, *Eunotia* sp., донные *Diploneis* и *Pinnularia*. Все остальные единичны. Значения pH остаются прежними, однако резко сокращается доля галофобов, вытесненных индифферентами. Последние доминируют по всему разрезу и составляют около или более 70%. Преобладание холодолюбивых видов (арктоальпийских и бореальных),

индифферентов по отношению к солености свидетельствует о холодных климатических условиях накопления данного типа отложений, а наличие вышеперечисленных морских видов может указывать на поступление морских вод – трансгрессию моря. Плохая сохранность флоры лишней раз подтверждает разрушение створок прибором.

**III этап (30–5 см)**. В это время накапливалась с 30 до 17 см массивная глина с незначительной примесью суглинка (переходный слой) серого цвета с размытой органикой, а выше (17–5 см) суглинок с включениями небольших валунов. Во время седиментации этих отложений пресноводный диатомовый комплекс незначительно отличался от предыдущего, но снизилась доля *Cyclotella*, несколько возросло содержание *Tabellaria fenestrata* (от единичных экземпляров до 2%) и эпифитов *Fragilaria*, указывая на снижение уровня воды. Доля морских видов снизилась с 20 до 4–6% и была практически постоянной на всем протяжении этапа, что также подтверждает падение уровня воды и уменьшение притока морских вод. Присутствие морских и эвригалинных форм (табл. 2), идентичных комплексу, описанному Э. И. Девятовой (1976), а также возрастание содержания мезогалофобов и галофилов с 20 до 30%, предпочитающих повышенное содержание солей в воде (*Navicula peregrina*, *Diploneis interrupta*, *D. smithi*, *D. smithi* var. *pumilla*), показывают, что во время формирования пойменной субатлантической террасы, имевшей максимальные абс. отм. 13–12,5 м, поступление морских вод можно считать бесспорным.

### Заключение

Как следует из анализа спорово-пыльцевой диаграммы, в период формирования осадков основной фон растительности был представлен березовыми лесами. В интервале глубин 60–45 см пыльца практически отсутствует, а на глубине 60–50 см отсутствуют и створки диатомовых водорослей. По данным Г. А. Елиной (Елина и др., 2000), около 4000 л. н. в Белом море началась суббореальная регрессия, во время которой абсолютные отметки уровня моря существенно снизились и составляли около 15 м (по Э. И. Девятовой – 13,5–19 м). Затем, с 2000 до 1800 л. н., зафиксирована новая кратковременная трансгрессия. Как нам представляется, эти трансгрессивно-регрессивные колебания нашли свое отражение и в диатомовой, и в спорово-пыльцевой диаграммах. Примерно 2000 л. н. речная долина была затоплена и превратилась в залив. Перемешивание двух водных масс, соленой морской и пресной, нашло отражение в составе диатомовой флоры. Состав осадков, представленных глинами, также говорит о существовании глубокого морского залива. Изменения уровня реки практически не отразились на характере зональной растительности, что говорит о кратковременности этого трансгрессивного периода. Отсутствие пыльцы в интервале 60–40 см может указывать на быстрый лавинообразный привнос терригенных осадков в водоем,

Таблица 1

## Систематический список диатомовой флоры разреза Залавруга-4

№	Залавруга	Т.н.4 Название видов	Место- обитание	Биогео- графия	Галоб- ность	Отноше- ние к рН	Глубина, см											
							5-10	10-17	17-25	25-30	30-35	35-40	40-45	45-50	50-55	55-60	60-65	65-70
1	Achnanthes	conspiqua	0	b	ind	alkf	1											
2	Achnanthes	exiqua	0	k	ind	alkf					1							1
3	Achnanthes	gracillima	0	k	ind													
4	Achnanthes	lanceolata	0	k	ind	ind		1										2
5	Achnanthes	lanceolata	0	k	ind	alkf											3	3
6	Achnanthes	linearis	0	b	ind	ind												1
7	Achnanthes	minutissima	0	a	ind	ind												
8	Achnanthes	peragalloi	0	a	ind	ind	1	2										
9	Achnanthes	oestrupii	0	a	ind	ind								1				
10	Achnanthes	sp.	0	a	hb	acf					1							4
11	Anomoeoneis	serians	b	a	hb	acf												10
12	Aulacoseira	distans	p	a	ind	acf								7				6
13	Aulacoseira	granulata	p	k	ind	alkf							6					3
14	Aulacoseira	islandica	p	a	ind	ind												3
15	Aulacoseira	italica	p	k	ind	alkf	24	29					50					
16	Caloneis	silicula	b	k	ind	alkf	3	2					5					
17	Caloneis	sp.	b	k	ind	alkf							1					
18	Cocconeis	diminuta	0		hl	alkf												
19	Cocconeis	pediculus	0	a	ind	alkf												1
20	Cocconeis	placentula	0	b	ind	alkf												1
21	Cocconeis	scutellum	0	b	mz-eu	alkb												
22	Cocconeis	sp.	0															3
23	Cyclotella	comita	p	k	ind	alkf	11	4					16					1
24	Cyclotella	comita	p	k	ind	alkf												
25	Cyclotella	kuetzingiana	p	b	hl	ind												
26	Cyclotella	kuetzingiana	p	b	hl	ind												5
27	Cyclotella	kuetzingiana	p	b	hl	ind												
28	Cyclotella	ocellata	p	b	ind	ind												
29	Cyclotella	stelligera	p	k	ind	ind												
30	Cymbella	aspera	o	a	ind	alkf												2
31	Cymbella	hebridica	o	a	ind	acf												1
32	Cymbella	sinuata	o	b	ind	ind												
33	Cymbella	ventricosa	o	k	ind	alkf												7
34	Cymbella sp.		o															
35	Diatoma	elongatum	b-p	b	hl	alkf												4
36	Diatoma	vulgare	o	b	ind	alkf												
37	Diploneis	doblittensis	b	b	ind	ind												
38	Diploneis	elliptica	b	k	ind	alkf												
39	Diploneis	interrupta	b	b	mz	alkf												
40	Diploneis	smithi	b	b	mz	alkf												
41	Diploneis	smithi	b	b	mz	alkf												
42	Diploneis	sp.	b	b	mz	alkf												
43	Eunotia	arcus	o	k	hb	acf												
44	Eunotia	diodon	o	a	hb	acf												
45	Eunotia	exigua	o	k	hb	acf												
46	Eunotia	faba	o	a	hb	acf												
47	Eunotia	lunaris	o	k	hb	acf												1
48	Eunotia	pectinalis	o	k	hb	acf												5







Таблица 2

## Список морских диатомовых водорослей из разреза Залавруга-4

№	Диатомовые водоросли	Экология	Глубина, см											
			5-10	10-17	17-25	25-30	30-35	35-40	40-45	45-50	50-55	55-60	60-65	65-70
1	<i>Paralia sulcata</i> (Ehr.) Kütz.	Морской, широко распространен в литорали северных морей	12	2	12	5	38	24	19	9				
2	<i>Thalassiosira baltica</i> (Grun.) Ostf.	Солоноватоводный, планктонный, неритический, в опресненных участках морей. Борсальный	2						1					
3	<i>Hyalodiscus radiatus</i> (O'Meara) Grun.	Морской, северные моря		9										
4	<i>Hyalodiscus scoticus</i> (Kütz.) Grun.	Литораль морей и солоноватые воды (литорина Балтики, межледниковые)			3		5	1	1					
5	<i>Pleurosigma angulatum</i> W.Sm.	Солоноватоводно-морской, северные моря, континентальные водоемы			3	1			3					
6	<i>Nitzschia punctata</i> (W.Sm.) Grun.	Солоноватоводный, в прибрежной части морей. В устьях рек, в соленых континентальных водоемах (межледниковье Карелии)					3		1					
7	<i>Grammatophora marina</i> (Lyngb.) Kütz.	Широко распространен в литорали всех морей, межледниковые					12							
8	<i>Endictya oceanica</i> Ehr.	Северные моря, межледниковые, морские					1							
9	<i>Rhabdonema arcuatum</i> (Lyngb.) Kütz.	Литораль северных морей, межледниковые							1					
10	<i>Plagiogramma staurophorum</i> (Greg.) Helb.	Северные моря, межледниковые, морские							3					
11	<i>Cocconeis</i> sp.	Морской, пелагический											1	
12	<i>Cocconeis scutellum</i> Ehr.	Литораль морей, эугалоб			2	2		3	2					
13	Неопределенные							2					1	
	Итого		14	11	20	8	59	34	27	11				
	<i>Silicoflagellatae</i>												1	

вопрос о генезисе которых рождает много предположений, но до проведения дополнительных исследований его следует оставить открытым. Около 1800 л. н. после падения уровня моря русло реки Сороки приобрело современные очертания, при этом образовалась старица, в которой накапливались суглинки с диатомовой флорой, включающей морские формы, идентичные ком-

плексу, описанному Э. И. Девятовой (1976), и соответствующие отложениям пойменной субатлантической террасы, с максимальными абсолютными отметками 13–12,5 м. Таким образом, диатомовая зона I отражает низкий уровень воды в реке (вероятно, соответствует суббореальной регрессии), II – трансгрессивную фазу и III – снова регрессивную.

## ЛИТЕРАТУРА

*Диатомовые водоросли СССР*. Ископаемые и современные. Т. 1. Л., 1974. 403 с.

Давыдова Н. Н. Диатомовые водоросли – индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Л., 1985. 243 с.

Девятова Э. И. Геология и палинология голоцена и хронология памятников первобытной эпохи в юго-западном Беломорье. Л., 1976. 121 с.

Елина Г. А. Принципы и методы реконструкции и картирования растительности голоцена. Л., 1981. 156 с.

Елина Г. А., Лукашов А. Д., Юрковская Т. К. Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии (Палеорастиельность и палеогеография). Петрозаводск, 2000. 242 с.

Определитель пресноводных водорослей СССР. Вып. 4: Диатомовые водоросли. М., 1951. 619 с.

Grimm E. C. Tilia and Tilia-Graph: Pollen-spreadsheet and graphics programs // Programs and Abstracts, 8th International Palynological Congress, Aix-en-Provens, September 6-12, 1992. P. 56.

Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. 1. Teil: Naviculaceae // Süßwasserflora von Mitteleuropa, Bd 2/1/Veb Gustav Fischer Verlag, Jena, 1986. 876 p.

Renberg I., Hellberg T. The pH history of Lakes in Southwestern Sweden, as calculated from subfossil diatom flora of the sediments // Ambio. 1982. Vol. 11, N 1. P. 30–33.

Tynni R. Über Finnlands rezente und subfossile Diatomeen VIII-XI // Geol. Survey of Finland. 1975. Bull. 274. P. 1–55; 1976. Bull. 284. P. 1–37; 1978. Bull. 296. P. 1–55; 1980. Bull. 312. P. 1–93.

Д. С. Рыбаков

## РИСКИ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ И ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РИСКИ ПРИ СТРОИТЕЛЬСТВЕ И ЭКСПЛУАТАЦИИ ГАЗОПРОВОДА В КАРЕЛИИ

В настоящей статье предпринята попытка нового подхода к изучению экологических проблем, возникающих при строительстве и эксплуатации трубопроводных систем для транспортировки газа. Указанный подход предполагает, с одной стороны, разграничение понятий риска воздействия на окружающую среду (ОС) и экологического риска, включающего риск здоровью человека (населения), а с другой стороны – использование структурных связей между этими рисками для целей оценки риска.

По данным концерна British Petroleum (BP) мировые доказанные запасы природного газа составляют более 180 трлн м<sup>3</sup> (табл.). Мировая обеспеченность человеческого общества этим энергетическим ресурсом составляет 63 года. Россия обладает 26,3% мировых запасов и обеспечена ими на 78 лет вперед. На остальные страны Европы и Азии приходится 9,0% мировых запасов.

Россия добывает более 21% природного газа от всей его мировой добычи, доля внутреннего потребления при этом составляет 14–15%, а доля транспортировки по трубопроводам в Европу – свыше 28% от мирового экспорта (BP Statistical Review..., 2007).

На территории Республики Карелия планируется строительство магистрального трубопровода для продолжения транспортировки газа, поступающего через Мурманскую область со Штокмановского газоконденсатного месторождения (ГКМ). Месторождение располагается на шельфе российского сектора Баренцева моря. Его запасы по категории C<sub>1</sub>+C<sub>2</sub> составляют 3,8 трлн м<sup>3</sup> газа и около 37 млн т газового конденсата (Деловой Петербург, 2008). Для дальней-

шей транспортировки газа в европейские государства на территории Ленинградской области планируемый трубопровод намечено соединить с Северо-Европейским газопроводом.

Предполагаемая протяженность основной нитки трубопровода по территории Республики Карелия – 704,5 км. Трубопровод намечается провести вдоль существующей автомагистрали федерального значения М-18 с отклонением от нее в западном направлении в южной части прохождения трассы. Технологической схемой предусмотрено подключение газопроводов-отводов. Наиболее протяженный участок – на Костомукшу. Отводы на Сегежу и Медвежьегорск короткие, так как основная нитка пройдет близко к этим населенным пунктам. В зависимости от вариантов добычи и подачи газа на территории Республики Карелия планируется строительство двух или пяти компрессорных станций и ряда других сопутствующих объектов (Комплексное освоение..., 2006, кн. 1).

Прокладка и эксплуатация нового трубопровода будет сопровождаться определенными рисками, к которым относятся:

- технологические, социально-экономические и прочие риски при строительстве и эксплуатации трубопровода;
- риски воздействия на ОС при строительстве трубопровода и его инфраструктуры;
- риски воздействия на ОС находящегося в эксплуатации трубопровода, включая аварийные ситуации;
- риски воздействия факторов природного, антропогенного происхождения и иных внешних факторов на находящийся в эксплуатации трубопровод;

Доказанные запасы природного газа (BP Statistical Review..., 2007)

	В конце 1986 г., трлн м <sup>3</sup>	В конце 1996 г., трлн м <sup>3</sup>	В конце 2005 г., трлн м <sup>3</sup>	В конце 2006 г.		
				трлн м <sup>3</sup>	Доля в общем количестве	R/P
Россия	Нет данных	Нет данных	47,66	47,65	26,3%	77,8
Европа и Азия	47,22	63,55	64,30	64,13	35,3%	59,8
Всего в мире	107,67	147,89	180,20	181,46	100,0%	63,3

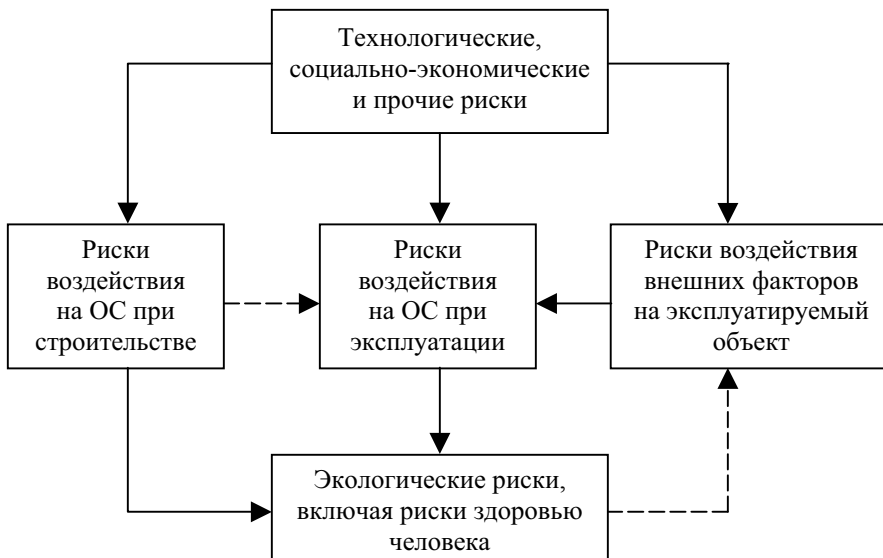
П р и м е ч а н и е . Доказанные запасы природного газа обычно принимаются равными таким количествам, извлечение которых в будущем из известных месторождений при ныне существующих экономических и эксплуатационных условиях можно с разумной долей уверенности ожидать на основании имеющейся геологической и технической информации; коэффициент обеспеченности запасами (R/P) – если запасы, остающиеся в конце любого года, поделить на объем добычи в том же году, то полученный результат представит продолжительность времени, на которое хватит этих запасов при поддержании добычи на одном уровне.

- экологические риски, связанные с различными факторами воздействия при строительстве и эксплуатации трубопровода и его инфраструктуры, включая риски здоровью человека (населения, рабочих).

Все выделенные риски имеют сложную структуру и могут быть связаны между собой разнообразными связями (рис.).

Технологические, социально-экономические и прочие риски возникают из-за недостатка научных, технических и технологических решений, твердой финансовой базы, слабости законодательства, куль-

турных и производственных отношений, отсутствия взаимоприемлемых договоренностей с общественностью и населением по социальным, экологическим и другим вопросам, связанным с жизнедеятельностью местных сообществ. Это базовые риски, обусловленные суммой научных знаний, качеством и честностью экспертных оценок, социально-политическими отношениями в обществе. Наличие указанных рисков влечет за собой последовательное возникновение других рисков, разрушительных для природы и общества (рис.).



**Принципиальная модель взаимосвязи разнообразных рисков при строительстве и эксплуатации трубопровода для сухопутной транспортировки природного газа**

Риски воздействия на ОС при строительстве трубопровода и его инфраструктуры будут возникать в результате (Комплексное освоение..., 2006, кн. 2):

- поступлений в атмосферный воздух вредных веществ, содержащихся в выхлопных газах строительной техники, транспорта, образующихся при проведении сварочных работ, перегрузке сыпучих материалов;

- непосредственного забора воды из поверхностных водных источников на хозяйственно-бытовые и производственные нужды, а также загрязнения водных объектов ливневыми сточными водами с повышенным содержанием взвешенных веществ и нефтепродуктов;

- техногенного воздействия на земельные ресурсы, выражающегося в нарушении рельефа, гидрологического режима, естественных физико-механических и химико-биологических свойств почвенного слоя;

- обращения с жидкими и твердыми отходами, образующимися в результате осуществления технологических процессов и жизнедеятельности персонала;

- шумового загрязнения ОС вследствие проведения технологических работ и при работе строительной техники;

- резко возрастающей техногенной и антропогенной нагрузки на растительный и животный мир.

Указанные риски связаны с прохождением трубопровода через карельские леса и болота, пересечением

им водных объектов и, как следствие, изменением ландшафтно-геохимических условий на всем протяжении трассы. Эти условия характеризуются перемежением кислой и кислой глеевой обстановок водной миграции химических компонентов (Рыбаков и др., 2001).

Особую чувствительность к загрязнению проявляют верховые болота, характеризующиеся, с одной стороны, очень низкими показателями рН (3,0–3,5 по солевой вытяжке КС1) (Почвы Карелии, 1981), а с другой – своей микроавтономностью. Отсутствие связи с грунтовыми и подземными водами определяет их бедность макро- и микроэлементами. Показатели рН снижаются благодаря сфагновым мхам, дающим большое количество кислых гумусовых веществ.

Почвы верховых болот обладают очень низким и низким потенциалом самоочищения от органических и минеральных загрязняющих веществ (Требования., 1999). В случае загрязнения они будут накапливать загрязнители вследствие сорбции их торфом. Пересечение трассы трубопровода с геохимическими ландшафтами верховых болот возможно в районе озера Кереть, рек Поньгомы и Кеми, реки Онды, озера Сегозеро и на некоторых других участках.

Геохимические ландшафты кислого класса (по классификации А. И. Перельмана) на протяжении трассы трубопровода сформированы, в основном, на песках и супесях. Этот вид геохимических ландшафтов является основой для формирования разнообраз-

ных вариаций автоморфных подзолистых почв с произрастающими на них главным образом сосновыми растительными фациями в северотаежных геохимических ландшафтах и сосновыми и еловыми – в среднетаежных. По данным Е. М. Никифоровой и Е. П. Сококиной (Требования..., 1999), потенциал самоочищения подзолистых почв характеризуется как очень высокий в случае минеральных загрязнителей и ниже среднего – в случае органических.

Реже (последние примерно 50 км трассы до границы с Ленинградской областью) геохимические ландшафты кислого класса характеризуются наличием в них подзолистых и дерново-подзолистых почв, формирующихся на суглинках. В целом геохимические ландшафты на суглинках отличаются от песчано-супесчаных ландшафтов большей емкостью биологического круговорота и частичной замедленностью геохимической миграции в почвенных растворах.

Восстановительная глеевая обстановка формируется в подчиненных ландшафтах, характеризующихся застойным водным режимом переходных, редко низинных болот с формированием болотных торфяных и торфяно-глеевых почв. В этих ландшафтах в случае прямого загрязнения или миграции из автономных ландшафтов возможно накопление как минеральных загрязнителей, так и нефтепродуктов. Потенциал самоочищения болотных почв переходных и низинных болот как от минеральных, так и от органических загрязнителей такой же, как и у торфяных почв верховых болот, – низкий и очень низкий (Требования..., 1999).

Риски воздействия на ОС, формирующиеся в период строительства трубопровода и его инфраструктуры, влекут за собой неизбежное возникновение экологических рисков. Кроме того, некоторые риски, возникшие в период строительства объекта, будут сохраняться и поддерживаться в период его эксплуатации (рис.). В частности, будет усиливаться воздействие на растительные сообщества в связи с возможным изменением в результате ранее проведенных земляных работ гидрологического режима прилегающей к объекту территории.

Риски воздействия на ОС в период эксплуатации трубопровода будут возникать в результате (Комплексное освоение..., 2006, кн. 2):

- выделения газа в атмосферу и водную среду из линейной части трубопровода при нарушениях технологического режима и авариях;
- загрязнения атмосферы диоксидом азота, оксидом азота, оксидом углерода, метаном и, в меньшей степени, другими вредными веществами в результате выбросов компрессорных станций;
- сброса загрязненных стоков в ОС в период эксплуатации компрессорных станций (в случае нештатных ситуаций);
- ведения земляных работ, сопровождающегося преимущественным воздействием на растительный покров;
- шумового загрязнения от компрессорных станций;

- обращения с жидкими и твердыми отходами, образующимися в результате эксплуатации оборудования и жизнедеятельности персонала.

Для рисков воздействия на ОС в период эксплуатации трубопровода, так же как и для периода строительства, важен, а при решении вопросов ликвидации последствий аварий – особенно, учет ландшафтно-геохимических условий территории. В этом случае возможна минимизация экологических рисков, возникающих в результате воздействия на ОС.

Риски воздействия внешних факторов на трубопроводную систему, являющуюся объектом повышенной опасности, в период ее эксплуатации могут формироваться природными, антропогенными и иными (экстремальными) причинами.

*К природным факторам воздействия* могут относиться некоторые опасные и неблагоприятные геодинамические и гидрологические процессы. В ряде случаев эти же процессы могут вызываться техногенными (антропогенными) причинами.

Территория прохождения трубопровода в карельской его части характеризуется равнинным рельефом с абсолютными превышениями 50–150 м в северной части региона и до 200 м – в южной части. Максимальные отметки расположены в районе Нелгомозера – 242 м и на Олонецкой возвышенности – 313 м.

В целом Республика Карелия не относится к регионам с существенным развитием опасных геологических процессов. Вместе с тем в связи с фиксируемыми иногда значительными отрицательными температурами воздуха до абсолютных минимумов: –50 °С в Лоухском районе, –43 °С в Кемском районе и г. Петрозаводске (Атлас..., 1989; Медико-географический..., 1990) – и резкими перепадами зимних температур следует обратить внимание на возможность небольших проявлений криогенных процессов. Согласно генетико-термическому почвенному районированию, Карелия относится к подзоне сезоннопромерзающих почв с умеренно прохладным, но весьма неоднородным почвенным климатом (Медико-географический..., 1990). Некоторые грунты Карелии при промерзании дают деформацию до десятков сантиметров, например, ленточные глины – 20 см на 1 м промерзания (Серба и др., 1989).

Сведений о проявлении такого неблагоприятного процесса, как суффозия, недостаточно. Судя по имеющимся данным, этот процесс не носит масштабного характера. Вместе с тем следует идентифицировать и проанализировать локальные, имеющие признаки техногенной суффозии литотехнические нарушения, возникшие на одном из участков строительства коммерческой железной дороги Ледмозеро – Кочкома.

Согласно многолетним наблюдениям, из неблагоприятных природных факторов характерны подтопления при прохождении паводковых вод (Государственный доклад..., 2004). Подъем воды во время паводка ежегодно фиксируется на реке Шуе Балтийского бассейна, считающейся одним из наиболее опасных водотоков в период половодья. Также опасной в этом

отношении считается река Кумса в Медвежьегорском районе. Борьба с паводками ведется методом подрыва ледяных заторов на реках. Заторы могут возникать в связи с наличием инженерных сооружений, например, мостов. В этом случае данный фактор следует относить к природно-антропогенным. В связи с глобальным потеплением возможны изменения в сезонных проявлениях и режиме прохождения паводковых вод.

Большое влияние на безопасность трубопровода могут оказать лесные пожары, а также горение мусора, незаконно размещаемого на трассе трубопровода. Если лесные пожары могут иметь как природное, так и *антропогенное происхождение*, то горение несанкционированной свалки мусора – чисто антропогенный фактор, несмотря на то, имеет ли место поджог или самовозгорание.

Риски воздействия на эксплуатируемый трубопровод могут возникнуть и в связи с *внешними причинами иного рода, носящими заведомо экстремальный характер*, в том числе грубыми ошибками персонала («человеческий фактор»), техногенными катастрофами (падение летающего объекта), террористическими актами и т. п.

Нарушение работы трубопроводной системы газа из-за воздействия внешних факторов влечет за собой возникновение рисков воздействия на ОС, с которыми, в свою очередь, связаны экологические риски (рис.).

Экологический риск – это вероятность развития у биоты, включая человека, каких-либо возникающих под воздействием измененной ОС (среды обитания) отклонений, влекущих за собой ущерб состоянию (здоровью, численности, воспроизведению и т. п.) организма, популяции, сообщества, экосистемы.

Экологические риски, так или иначе формирующиеся на всех этапах строительства и эксплуатации трубопровода, могут иметь различные последствия для живых организмов и экосистем. Для будущего исследования целесообразно, прежде всего, выделить экологические риски по отношению к:

- редким и исчезающим видам;
- прочим видам растений и животных, включая промысловые виды;
- биоценозам;
- здоровью человека.

В ходе строительства трубопровода будут разрушены значительные по площади местообитания наземной биоты. При этом в первую очередь экологические риски возрастут в отношении редких и исчезающих видов. Для млекопитающих и птиц, населяющих близкие к трассе участки или имеющих там кормовую базу, экологические риски будут возрастать за счет шумового воздействия и распространения химических загрязнителей в среде обитания. Часть популяций может сократиться и даже исчезнуть. Частичное восстановление будет возможно после окончания строительства. В период эксплуатации производственный шум и загрязнение атмосферы от компрессорных станций будут оказывать аналогич-

ное воздействие практически постоянно. Для растений вероятна замена привычных, прежде всего, редких и уязвимых видов на рудеральные и сеgetально-рудеральные (Комплексное освоение..., 2006, кн. 2).

Сведения о распространении редких и исчезающих видов содержатся в «Красной книге Карелии» (Красная книга..., 2007).

Воздействие на промысловые виды будет сопровождаться не только экологическими рисками для популяций, но и социально-экономическими рисками для местного населения.

Основное воздействие на биоценозы (лесные, болотные, озерно-речные) будет оказано в период строительства, за время которого может быть повреждено и утрачено большое количество биотопов как непосредственно в местах прохождения трассы, так и на прилегающих территориях (Комплексное освоение..., 2006, кн. 2).

*Оценка экологического риска* осуществляется путем выбора характерных параметров среды обитания и соответствующих им критериев оценки. Так, при сокращении площади ареала или местонахождения вида (фактор экологического риска) применительно к данной территории целесообразно использовать следующие пары «характерный параметр – критерий оценки»:

- численность популяций представителей видов – процент утраченных индивидуумов, число утраченных местообитаний редких и исчезающих видов;
- видовое разнообразие – число привычных видов (процент от исходного), количество привнесенных (чужеродных) видов по отношению к привычным;
- состояние растительности – процент повреждения разных по чувствительности видов.

Далее оценка может осуществляться по четырехранговой шкале «норма – риск – кризис – бедствие» в зависимости от особенностей, связанных с конкретным оцениваемым видом, в том числе частоты встречаемости на территории региона, а также нанесенного виду (популяции) экологического ущерба.

Уровень профессиональной заболеваемости персонала объекта должен контролироваться развитой системой медицинского обслуживания, а также проведением специальных исследований в области оценки риска здоровью. Мировым Банком риск здоровью определен как «критерий вероятности того, что опасность для здоровья причинит вред специфической группе людей». Воздействие на здоровье, в свою очередь, представляет собой «любое изменение в риске здоровью (уменьшение или увеличение сферы действия болезни), которое разумно соотносится со строительным объектом» (World Bank., 1997).

Теоретически экологический риск, формирующийся вследствие воздействия на персонал факторов измененной ОС, может повлечь за собой воздействие «человеческого фактора» на находящуюся в эксплуатации систему трубопровода (рис.). Эта возможность, на первый взгляд, выглядит не самой

разумной применительно к рассматриваемому объекту. Однако полностью ее исключить нельзя, учитывая, например, уровни шумового и частично вибрационного воздействия на персонал компрессорных станций.

В данной работе не рассмотрены риски, возникающие при выведении магистрального трубопровода из эксплуатации. Одним из существенных рисков после ликвидации объекта может быть отсутствие альтернативных энергетических ресурсов в районах подачи газа из ликвидируемого трубопровода. Указанный риск усилится в случае значительного развития в период газоснабжения хозяйственной инфраструктуры районов. В связи с этой проблемой вопрос об использовании возобновляемых источников энергии должен ставиться параллельно обсуждению вопросов, связанных с трубопроводом.

В заключение следует отметить, что, несмотря на всю взаимную связь, следует различать факторы (риск) воздействия на ОС (среду обитания) и факторы экологического риска (риска здоровью). Риски воздействия на ОС создаются на всех этапах реализации строительного проекта, и их минимизация может быть достигнута путем предварительной оценки воз-

действия на окружающую среду (ОВОС) и последующим устранением (смягчением) факторов риска воздействия на основе этой оценки.

Экологические риски и риски здоровью – это следствие влияния изменившихся под воздействием каких-либо неблагоприятных факторов компонентов ОС (воздуха, воды, почвы) на живой организм, популяцию, сообщество (биоценоз) или социальную структуру. Возникающие факторы экологического риска (например, повышенная концентрация токсичного вещества в организме, сокращение ареала и т. д.) – это факторы, провоцирующие или увеличивающие риск развития экологически обусловленных заболеваний (повреждений), смертности организмов, сокращения или иного неблагоприятного изменения популяции, вида, сообщества. Минимизация экологических рисков достигается путем оценки экологического риска, управления экологическим риском и распространения информации о риске. Все эти действия представляют в совокупной последовательности анализ риска (аналитический процесс для получения информации, необходимой для предупреждения негативных последствий для здоровья и жизни человека, других представителей биоты, естественного существования биоценозов и экосистем в целом).

## ЛИТЕРАТУРА

- Атлас Карельской АССР.* М., 1989. 40 с.
- Государственный доклад о состоянии окружающей природной среды Республики Карелия в 2003 году / Управление природных ресурсов и охраны окружающей среды МПР России по Республике Карелия.* Петрозаводск, 2004. 313 с.
- Деловой Петербург:* [www.dp.ru/spb/news/fuel/2008/02/260995](http://www.dp.ru/spb/news/fuel/2008/02/260995)
- Комплексное освоение Штокмановского ГКМ.* Т. XIII: Материалы предварительной оценки воздействия на окружающую среду. Ч. 5: Трубопроводный транспорт газа. Республика Карелия. Кн. 1: Существующее положение. НПФ «ДИЭМ», 2006. 137 с.; Кн. 2: Оценка воздействия. НПФ «ДИЭМ», 2006. 200 с.
- Красная книга Республики Карелия.* Петрозаводск, 2007. 368 с.
- Медико-географический справочник Карельской АССР / Под ред. А. А. Келлера.* Петрозаводск, 1990. 196 с.
- Почвы Карелии.* Справочное пособие / Р. М. Морозова, А. М. Володин, М. В. Федорченко и др. Петрозаводск, 1981. 192 с.
- Рыбаков Д. С., Хейсканен Е. К., Осипова Г. Н.* Подходы к составлению ландшафтно-геохимической карты Республики Карелия масштаба 1 : 1 000 000 // Геология и геоэкология Фенноскандинавского щита, Восточно-Европейской платформы и их обрамления: Материалы XII конф., посвящ. памяти К. О. Кратца. СПб., 2001. С. 151–156.
- Серба Б. И., Левкин Ю. М., Самохвалов В. А.* Грунты Карелии. Петрозаводск, 1989. 164 с.
- Требования к производству и результатам многоцелевого геохимического картирования масштаба 1 : 1 000 000.* Приложения. М., 1999. 144 с.
- BP Statistical Review of World Energy June 2007:* [www.bp.com/statisticalreview](http://www.bp.com/statisticalreview)
- World Bank.* Health aspects of environmental assessment. Environmental assessment sourcebook Update No 18. Washington (DC) World Bank; 1997. 10 p.



---

---

Н. В. Крутских

## ФУНКЦИОНАЛЬНОЕ ЗОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ г. ПЕТРОЗАВОДСКА

Изучение влияния техногенного воздействия на экогеосистемы в пределах урбанизированных территорий является чрезвычайно важным, так как города представляют собой сложные экогеорайоны, характеризующиеся различными видами техногенного воздействия на окружающую среду – селитебным, промышленным, транспортным, горнодобывающим, водохозяйственным, агропромышленным.

Техносфера является важным структурным элементом экогеосистемы. Она представляет собой уникальное образование на планете, индивидуальность которого обусловлена искусственностью происхождения, кратким временным периодом возникновения и развития, интенсивностью, нередко катастрофичностью воздействия на биосферу. В целом техносфера представляет собой сложный комплекс искусственных полей, объектов и сооружений, отличающихся собственными параметрами функционирования (Косинова, 1999).

Одним из основных проявлений техногенного воздействия на природный комплекс является процесс загрязнения. В городских условиях он характерен практически для любых видов техногенных воздействий, имеет повсеместное распространение, протекает в течение всего времени освоения и использования территории и отражается на всех составляющих природного комплекса (Геоэкология., 1996).

Под функциональным зонированием понимается выделение в пределах города относительно однородных по природным особенностям и техногенной нагрузке участков с целью разработки дальнейших мероприятий по оптимизации и рациональному пользованию ими.

Функциональная организация территории города отражена на рисунке и проведена с учетом методических рекомендаций (Учет и оценка., 1996). Данная методика предполагает выделение функциональных зон как систем взаимодействия человеческого общества и природной среды.

В пределах г. Петрозаводска выделены следующие типы функционального использования территорий: промышленный, селитебный, транспортный, водохозяйственный, рекреационный.

К *промышленным* зонам относятся территории, в пределах которых преимущественное распростране-

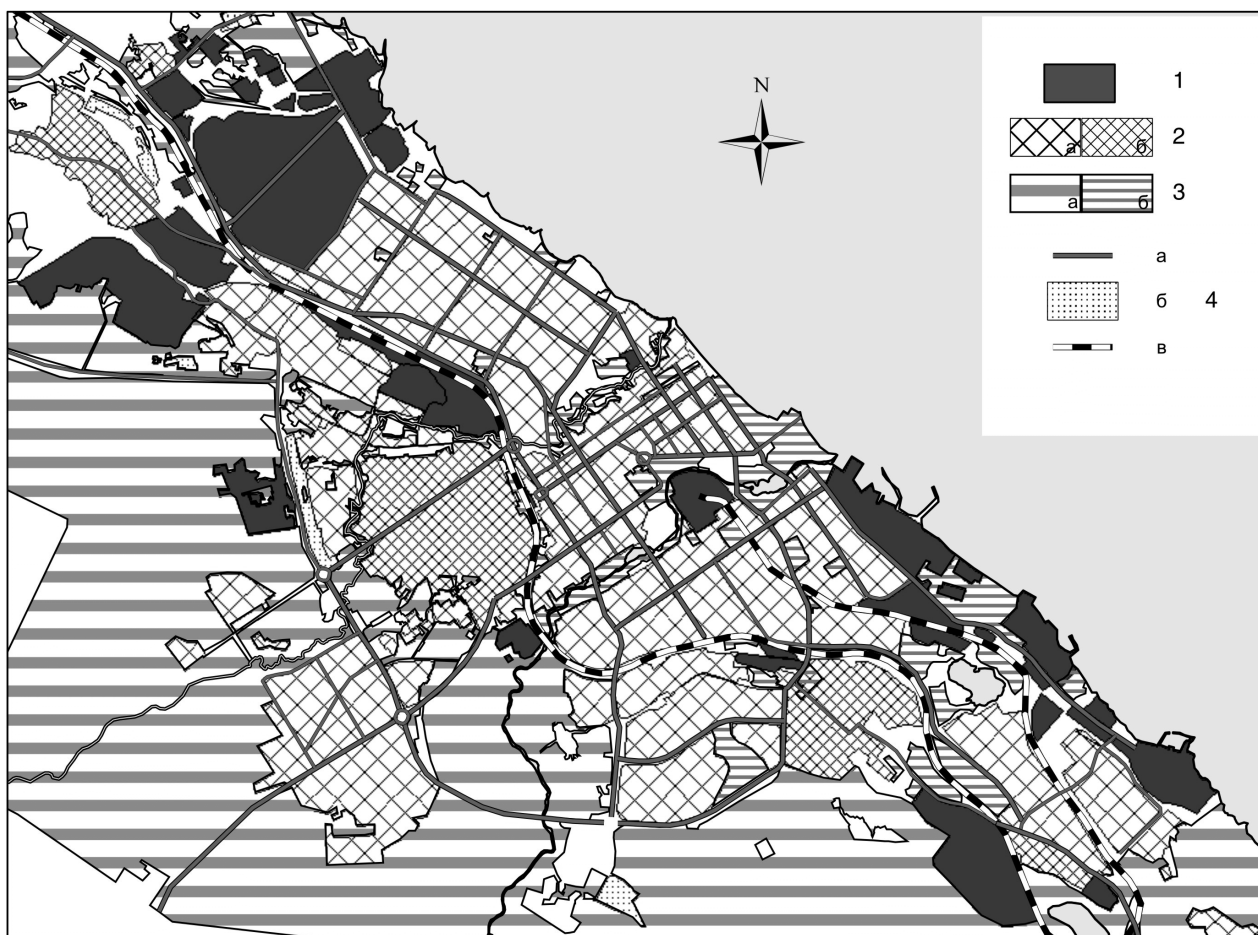
ние имеют промышленные предприятия. В пределах города расположено множество различных предприятий как тяжелой, так и легкой промышленности, а также автозаправочные станции, нефтебазы, накопители и отстойники отходов предприятий, карьеры, теплоэлектростанции, очистные сооружения. Функционирование этих техногенных объектов предполагает выброс различных токсичных элементов в атмосферу и приповерхностную часть литосферы, что оказывает негативное воздействие на высшие и низшие экосистемы.

Территории, в пределах которых основной является жилая застройка, определяют преимущественно *селитебный* тип функционального использования. В пределах данных территорий целесообразно выделение подзон с высотной застройкой и частные секторы. Это связано с различной плотностью населения, различными типами коммунально-бытовых отходов, ведением сельского хозяйства в пределах частного сектора.

К *транспортному* типу относятся участки, занятые под автомобильные дороги и железнодорожные пути. Транспортные магистрали, как известно, оказывают определенное негативное влияние на геологическую среду, что проявляется в возникновении динамических напряжений в грунтах, тиксотропии (особенно это проявляется под железнодорожными линиями) и т. п. Кроме того, асфальтовое покрытие дорог вызывает локальный прогрев грунтов и грунтовых вод, под действием чего происходит изменение физических свойств грунтов, повышение агрессивности подземных вод, увеличение скорости течения химических реакций, а также биологической, химической и электрохимической коррозии. Широко известно влияние автомобильных выбросов на геохимические параметры природной среды. Наибольшую опасность представляют крупные перекрестки, так как двигатели внутреннего сгорания производят максимальное количество выбросов при минимальных оборотах.

*Рекреационными* зонами являются территории, в пределах которых распространены зеленые насаждения. Рекреационные зоны разделены на две подзоны:

- леса и лесопарки (территории, где частично или полностью сохранились естественные условия);
- городские сады, парки, скверы.



### Схема функциональной организации территории г. Петрозаводска

Типы использования земель: 1 – промышленный тип; 2 – селитебный тип: а – высотная застройка, б – частный сектор; 3 – рекреационный тип: а – леса и лесопарки, б – парки, скверы; 4 – транспортный тип: а – автодороги, б – гаражные кооперативы, в – железные дороги

В пределах г. Петрозаводска выделены также резервные территории, не относящиеся ни к одному из описанных выше типов. К ним относятся пустыри, заброшенные карьеры и т. д.

Наиболее крупные промышленные зоны выделены в северной части города. В пределах улиц Заводской, Зайцева расположено множество предприятий, относящихся к различным типам промышленности. Здесь широко развиты складские помещения, автотранспортные и ремонтные мастерские, деревообрабатывающие предприятия, предприятия металлообработки и металлопроката.

В северо-западной части расположена промышленная зона, в пределах которой основным предприятием является Петрозаводская ТЭЦ. Данный объект оснащен как высотными, так и приземными источниками выбросов. Также здесь расположены небольшие предприятия различных типов промышленности.

В пределах участка Октябрьской железной дороги от ул. Шотмана до ул. Достоевского расположены предприятия вспомогательного комплекса. Здесь ведутся погрузочно-разгрузочные работы для перевозки железнодорожным транспортом. Также здесь расположены складские помещения, автомастерские и др.

В пределах центрального района в излучине р. Лососинки выделена зона, образованная тракторным заводом.

Весьма интенсивной техногенной нагрузкой характеризуются территории, расположенные в юго-восточной части города. Наиболее крупными источниками техногенной нагрузки являются такие предприятия, как Судостроительный завод, ЛВЗ «Петровский», Карельский рыбокомбинат. В пределах данной зоны также расположены предприятия легкой, пищевой промышленности, металлообрабатывающие предприятия и др.

Преимущественное распространение гражданской застройки в центре города предполагает значительное развитие сети автомобильных дорог. Проблема транспорта в городе приобретает все большую актуальность. Неблагоприятным фактором является применение некачественного бензина, использование старой техники. Помимо перечисленных факторов, экологическую опасность представляют участки подъемов. При работе двигателей на низких оборотах происходит максимальный выброс продуктов сгорания: угарного газа, окислов азота, пыли, свинца и др. Низкая

пропускная способность городских дорог, а также рост численности автомобилей увеличивают загрязнение природной среды.

Несомненным преимуществом г. Петрозаводска является большое количество зеленых насаждений. С трех сторон город окружен лесами, сохранившимися в естественных условиях. Также в черте города находится множество парков и лесопарков.

Проведенное зонирование техногенной нагрузки позволяет предварительно выделить ключевые участки для дальнейших геоэкологических исследований. К таким участкам относятся:

- промзона, ограниченная ул. Заводской, ул. Зайцева, Первомайским проспектом;
- промзона ТЭЦ;
- промзона в пределах ул. Ригачина, ул. Онежской Флотилии;
- южная промзона;
- центральная часть города, водораздел рек Лососинки и Неглинки.

Для более точного определения направления исследования рекомендуется проведение зонирования территории с большей детальностью. Предлагаемый масштаб – 1 : 25 000. Такой масштаб наиболее применим для эколого-геологических исследований на урбанизированных территориях.

Анализ полученных результатов позволяет сделать следующие выводы:

1. Основная промышленная нагрузка сосредоточена в северной и юго-восточной частях города.
2. В пределах города видна дифференциация по характеру техногенной нагрузки и типам техногенных систем. Центральная часть города занята преимущественно гражданской застройкой. Промышленные зоны в большей мере расположены в окраинных частях города.
3. Широкий спектр техногенной нагрузки и ее значительная плотность становятся ведущим фактором, определяющим состояние приповерхностной части литосферы.

## ЛИТЕРАТУРА

*Косинова И. И., Мячина Д. Е.* Методические особенности оценки эколого-геологических систем селитебного класса на примере территории г. Воронежа // Вестник ВГУ, сер. геол. Вып. 8. Воронеж, 1999. С. 223–229.

*Геоэкология урбанизированных территорий:* Сб. тр. Центра Практической Геоэкологии / Под ред. В. В. Панькова, С. М. Орлова. М., 1996. 108 с.

*Учет и оценка природных ресурсов и экологического состояния территорий различного функционального использования:* Методические рекомендации. М., 1996. 98 с.

---

---

**ПАМЯТИ  
АЛЕКСАНДРА СТЕПАНОВИЧА  
ПЕККИ**

*28.08.1924 – 14.05.2008*

14 мая 2008 г. на 84 году ушел из жизни известный ученый-геолог, заслуженный работник народного хозяйства Карелии, канд. геол.-минер. наук Александр Степанович Пекки.

А. С. Пекки родился 28 августа 1924 г. в многодетной крестьянской семье ингерманландских финнов Степана Степановича и Иды Павловны Пекки из деревни Мустыла Лемболовского прихода (ныне Всеволожский район Ленинградской области). Тяжелая и сложная судьба выпала на пору его детства и юности, но он смог преодолеть непреодолимое. В 1950 г. окончил Карело-Финский госуниверситет по специальности «геолог-геохимик (петрограф)». Работал инженером-геологом Приладожского рудоправления, затем в тресте «Ленгеолнеруд» и Коми-Ненецком Геолуправлении (г. Воркута), проводил в Карелии, Архангельской области, Белоруссии, Республике Коми поиск и разведку месторождений неметаллических полезных ископаемых и строительных материалов. В 1960 г. занимался поиском золотоносных кварц-арсенопиритовых руд на Полярном Урале.

С 1961 (год основания института) по 1987 г. (в 1987 г. вышел по состоянию здоровья на пенсию) работал в Институте геологии КарНЦ РАН. С первых дней в структуру института входил отдел минерального сырья под патронажем проф. П. А. Борисова. В этом отделе начал свою научную и продолжил практическую деятельность А. С. Пекки, став в 1964 г. завлабораторией минерального сырья (впоследствии лаборатория керамических материалов и петрургии). Основное направление его исследований было посвящено изучению керамических пегматитов и других горных пород Карелии в качестве технологического сырья различного промышленного назначения. Экспедиции проходили и за пределами Карелии – в Средней Азии и на Северном Кавказе. В 1971 г. А. С. Пекки защитил кандидатскую



диссертацию на тему «Месторождения полевошпатового сырья Центральной и Южной Карелии, их геолого-промышленная оценка». Руководителем его диссертационной работы был проф. Ленинградского горного института А. В. Скропышев, с которым он долгое время поддерживал дружественные отношения. По рекомендации Пекки была начата эксплуатация месторождения Линнаваара для стекольного производства. Для десятков стекольных заводов СССР в то время поставлялся линнаваарский пегматит. Одновременно решалась задача по поискам заменителей пегматитов. Эти исследования явились продолжением идей проф. П. А. Борисова. Изучались граниты рапакиви, кварцевые порфиры, аркозовые и другие породы. В 1977 г. вышла в свет монография в соавторстве с В. И. Разореновой «Месторождения полевошпатового сырья Карелии», до сих пор привлекающая внимание специалистов широтой и глубиной описательных характеристик объектов полевошпатового сырья. В 1983 г. под научным руководством А. С. Пекки подготовлена новая монография «Вскрышные породы Костомукшского железорудного месторождения и пути их использования в народном хозяйстве». И эта изданная книга до сих пор сохраняет актуальность, являясь хорошим практическим примером девиза «Наука – производству». Еще к одному из примеров относится постановка пилотных геолого-технологических исследований сиенитов Елетьозерского массива.

С 1984 по 1987 г. А. С. Пекки был руководителем Музея геологии докембрия при Институте геологии.

Им опубликовано более 70 научных работ. Кроме того, он автор многих статей в республиканских газетах, особенно часто можно было видеть интересные публикации в газете «Петрозаводский Университет». Среди них можно выделить такие, как «Первый директор» (воспоминания о П. А. Борисове), «Тысячелетия слюдяного промысла в Карелии»,

«Китайские секреты и минералы Карелии», «Памяти академика А. Е. Ферсмана», «Избранники КЛИО и шокшинский порфир» и др.

За активную исследовательскую и общественную деятельность А. С. Пекки занесен в Книгу почета Коми-Ненецкого Геологического Управления и КарНЦ РАН, отмечен почетными дипломами, награжден золотой и бронзовой медалями ВДНХ СССР, медалью «За доблестный труд», юбилейной медалью к 100-летию со дня рождения В. И. Ленина, почетными грамотами АН СССР, СМ и ВС КАССР и др. В 1984 г. ему при-

своено звание «Заслуженный работник народного хозяйства Карелии», имеет знак «Отличник недр».

Похоронен Александр Степанович Пекки на Сулажгорском кладбище № 1 в Петрозаводске.

Добрая и светлая память об Александре Степановиче Пекки, о добром и замечательном человеке, сохранится в сердцах всех знавших его людей.

*Сотрудники Института геологии  
Карельского научного центра РАН,  
коллеги и друзья, родные и близкие*

---

---

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>В. Н. Кожневиков.</i> Раннедокембрийские кратоны: глобальные корреляции, к перспективам алмазности Карельского региона .....	5
<i>А. В. Степанова, А. И. Слабунов, И. И. Бабарина.</i> Неоархейские лейкогаббро островов Супротивные (Белое море): геология и особенности состава .....	18
<i>О. И. Володичев, О. В. Парфенова, Т. И. Кузенко.</i> Палеопротерозойские эклогиты Беломорского подвижного пояса (об эклогитизации габбро в дайке комплекса лерцолитов – габбро-норитов) .....	37
<i>О. С. Сибелев.</i> Метаморфическая эволюция сапфириносодержащих кианитовых апоэклогитов Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс .....	62
<i>Н. Е. Король.</i> Эндербиты периода региональной мигматизации и гранитизации в гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексах Карелии .....	77
<i>В. С. Куликов, В. В. Куликова.</i> Геологическое строение докембрийского фундамента территории заповедника «Кивач» .....	103
<i>С. А. Светов.</i> Ликвационная дифференциация в базальтовых системах (на примере суйсарских вариолитов Ялгубского кряжа) .....	120
<i>А. И. Светова, С. А. Светов, Т. Н. Назарова.</i> Мезоархейские седиментационные ансамбли в пределах офиолитоподобных комплексов Центрально-Карельского террейна .....	135
<i>Т. Н. Назарова, А. И. Светова.</i> Специфика сумийского осадконакопления (Кумсинская структура) .....	142
<i>Л. В. Кулешевич.</i> Геологическое строение и рудная минерализация Большозерской структуры .....	146
<i>А. И. Голубев, В. И. Иващенко, Н. Н. Трофимов, Н. И. Кондрашова, О. Б. Лавров.</i> Рудные формации и металлогенические комплексы Карелии .....	155
<i>В. И. Иващенко, А. И. Голубев.</i> Новые типы золоторудных проявлений Карельского региона и их металлогенические перспективы .....	177
<i>Н. К. Дятярев, Н. Н. Трофимов.</i> Геологическое строение и благороднометалльная минерализация северной части Шалозерского блока Бураковского плутона .....	188
<i>В. В. Щитцов, Л. С. Скамницкая, Т. П. Бубнова.</i> Промышленные минералы Елетьозерского массива и их аналоги на Фенноскандинавском щите .....	203
<i>В. И. Кевлич, П. И. Кукушкина.</i> Выявление минеральных форм золота в пробах метасоматитов участка Хатуоя с использованием обогащательных методов .....	221
<i>П. В. Фролов.</i> К вопросу о значимости признаков талькообразования для поисковой геологии (на примере гранит-зеленокаменных областей Карельского кратона) .....	226
<i>В. А. Шеков, А. А. Иванов.</i> Типы месторождений блочного камня по характеру трещиноватости .....	232
<i>В. П. Ильина, А. С. Заверткин.</i> Влияние связующих компонентов на свойства теплоизоляционных облицовочных материалов на основе талькосодержащих пород .....	238
<i>В. С. Рожкова, И. В. Кочнева, В. В. Ковалевский.</i> Минералогическое исследование процессов взаимодействия шунгитовых пород с водой .....	242
<i>А. Г. Туполев, Н. Н. Рожкова.</i> Вклад наноразмерных составляющих в электрофизические свойства углеродных материалов .....	248
<i>Т. С. Шелехова, Н. Б. Лаврова.</i> Палеоэкологические условия развития юго-западного Беломорья в голоцене .....	254
<i>Д. С. Рыбаков.</i> Риски воздействия на окружающую среду и экологические риски при строительстве и эксплуатации газопровода в Карелии .....	266
<i>Н. В. Крутских.</i> Функциональное зонирование территории г. Петрозаводска .....	271
Памяти Александра Степановича Пекки .....	274

---

---

## CONTENTS

<i>V. N. Kozhevnikov</i> . Early Precambrian cratons: global correlations and the diamond potential of the Karelian region	5
<i>A. V. Stepanov, A. I. Slabunov, N. I. Babarina</i> . Neoproterozoic leucogabbro from Suprotivnye Islands, White Sea: geology and composition	18
<i>O. I. Volodichev, O. V. Parfenova, T. I. Kuzenko</i> . Paleoproterozoic eclogites of the Belomorian mobile belt (on eclogitization of gabbro in a lherzolite-gabbro dyke)	37
<i>O. S. Sibelev</i> . Metamorphic evolution of sapphirine-bearing kyanitic apoclogites from the Gridino mélange zone, Belomorian mobile belt	62
<i>N. E. Korol</i> . Enderbites from a regional migmatization and granitization period in Karelian granulite-enderbite-charnockite complexes	77
<i>V. S. Kulikov, V. V. Kulikova</i> . Geological structure of the Kivach Reserve basement	103
<i>S. A. Svetov</i> . Liquation differentiation in basaltic systems (examples from Suisari variolites, Jalguba ridge)	120
<i>A. I. Svetova, S. A. Svetov, T. N. Nazarova</i> . Mesoarchean sedimentary ensembles in ophiolite-like complexes of the Central Karelian terrain	135
<i>T. N. Nazarova, A. I. Svetova</i> . Sumian sedimentation pattern, Kumsa structure	142
<i>L. V. Kuleshevich</i> . Geological structure and ore mineralization of the Belomorian structure	146
<i>A. I. Golubev, V. I. Ivashchenko, N. N. Trofimov, N. I. Kondrashova, O. B. Lavrov</i> . Ore formations and metallogenic complexes of Karelia	155
<i>V. I. Ivashchenko, A. I. Golubev</i> . New types of Karelia's gold occurrences and their metallogenic perspectives	177
<i>N. K. Dyagterev, N. N. Trofimov</i> . Geological structure and noble-metal mineralization of the northern Shalozero block of the Burakovian pluton	188
<i>V. V. Shchiptsov, L. S. Skamnitskaya, T. N. Bubnova</i> . Economic minerals of the Yeletozero massif and their analogues on the Fennoscandian Shield	203
<i>V. I. Kevlich, P. I. Kukushkina</i> . Revealing the mineral forms of gold in metasomatic rock samples from the Hatunoja locality by dressing methods	221
<i>P. V. Frolov</i> . On the significance of indications of talc formation for prospecting geology (examples from the granite-greenstone provinces of the Karelian craton)	226
<i>V. A. Shekov, A. A. Ivanov</i> . Types of dimension stone deposits based on fracturing pattern	232
<i>V. P. Ilyina, A. S. Zaverkin</i> . The effect of binding components on the properties of thermal insulation talc-bearing rock-based facing materials	238
<i>V. S. Rozhkova, I. V. Kochneva, V. V. Kovalevsky</i> . Mineralogical study of shungite rock-water interaction	242
<i>A. G. Tupolev, N. N. Rozhkova</i> . Contribution of nanodimensional constituents to the electrophysical properties of carbonaceous materials	248
<i>T. S. Shelekhova, N. B. Lavrova</i> . Paleoenvironmental conditions of the Holocene evolution of the southwestern White Sea region	254
<i>D. S. Rybakov</i> . Hazardous impact on the environment and environmental risks in the construction and maintenance of the pipeline in Karelia	266
<i>N. V. Krutskikh</i> . Functional zoning of the Petrozavodsk area	271

## РЕФЕРАТЫ

УДК 551.2/71/72:553.48/81

**Раннедокембрийские кратоны: глобальные корреляции, к перспективам алмазоносности Карельского региона. Кожевников В. Н.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 5–17: ил. 7, табл. 1. Библиогр. 50 назв.

На основании обобщения новых собственных и литературных данных и представлений по раннедокембрийской истории кратонов в более развернутом виде, чем было сделано автором ранее, показаны черты сходства Карельского и Сьюпириор кратонов. Глобальный анализ свидетельствует о пространственном антагонизме алмазоносных регионов и кратонов, в которых есть зеленокаменные пояса с коматиитами камбалдинского типа, что обусловлено спецификой термального и геодинамического режима выплавки последних. Отсутствие проявлений в Карельском кратоне позднеархейского предельно высокотемпературного магматизма выступает как неблагоприятный фактор при оценке региона на медно-никелевые руды камбалдинского типа. Одновременно этот факт выступает как дополнительный региональный благоприятный фактор при оценке территории Карелии на алмазы. Новые выявленные фундаментальные закономерности в развитии раннего докембрия открывают новые подходы к оценке перспектив Карельского региона.

The similarity of the Karelian and Superior cratons is shown on the basis of the authors' data and the literature and the concepts of the Early Precambrian evolution of the cratons discussed in more detail by the author. Global analysis indicates the spatial antagonism of diamondiferous regions and cratons in which greenstone belts with Kambalda-type komatiites occur, which is due to the distinctive thermal and geodynamic melting regime of the latter. The absence of Late Archean extremely high-temperature magmatism in the Karelian craton has an unfavourable effect on evaluation of the Kambalda-type copper-nickel ore potential of the region. At the same time, this fact is an additional regional factor favourable for Karelia's diamond potential. New fundamental characteristics, revealed in Early Precambrian evolution, offer new approaches to evaluation of the Karelian region's perspectives.

УДК 552.311:551.721:550.42 (470.22)

**Неоархейские лейкогаббро островов Супротивные (Белое море): геология и особенности состава. Степанова А. В., Слабунов А. И., Бабарина И. И.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 18–36: ил. 9, табл. 4. Библиогр. 32 назв.

В статье рассмотрены геология, минералого-петрографические и петрогеохимические характеристики неоархейских (2711 млн лет) металекогаббро о-вов Супротивные. Эта работа является первым детальным описанием габбро-

роидов этого типа. Приводятся составы породообразующих минералов, рассмотрены петрогеохимические особенности пород, на основании анализа которых проведено сопоставление с другими интрузивными мафическими комплексами Беломорской провинции.

The authors discuss the geology and mineralogical-petrographic and petrogeochemical characteristics of Neoproterozoic (2711 Ma) metaleucogabbro from Suprotivnye Islands. The paper is the first detailed description of this type of gabbroids. The compositions of rock-forming minerals are described and the petrogeochemical characteristics of the rocks are discussed. Based on their analysis, they were correlated with other intrusive mafic complexes of the Belomorian province.

УДК 552.48+551.72(470.22)

**Палеопротерозойские эклогиты Беломорского подвижного пояса (об эклогитизации габбро в дайке комплекса лерцолитов – габбро-норитов). Володичев О. И., Парфенова О. В., Кузенко Т. И.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 37–61: ил. 16, табл. 8. Библиогр. 47 назв.

В статье приводятся результаты детального геолого-петрологического изучения дайки эклогитизированных оливиновых габбро-норитов комплекса лерцолитов – габбро-норитов с возрастом 2,43–2,44 млрд лет и вмещающих пород (восточная окраина с. Гридино). Геолого-петрологические данные позволяют сделать вывод о том, что эклогиты по габброидам в дайках образовались автономно, очевидно, в автоклавных условиях с активным участием флюидов. При этом кристаллизация вещества в магматической камере происходила в субсолидусных – метаморфических условиях в соответствии с трендом изобарического остывания от  $T = 900\text{ }^{\circ}\text{C}$  до  $700\text{ }^{\circ}\text{C}$  при  $P = 13$  кбар с образованием в интервале  $760\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$  эклогитов при переходе от высокобарической гранулитовой фации к эклогитовой. На этом фоне в центральной части дайки развивались последующие стадии процесса с образованием эклогитов при  $P = 15$  кбар,  $T = 770\text{--}810\text{ }^{\circ}\text{C}$  и до  $P = 20$  кбар,  $T = 930\text{ }^{\circ}\text{C}$ , которое, вероятно, обусловлено сверхдавлениями остаточных флюидов. Ретроградные процессы развивались в режиме субизотермической декомпрессии до условий метаморфизма внешней среды ( $P = 6,5\text{--}7,5$  кбар,  $T = 650\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$ ).

The results of the detailed geological and petrological study of an eclogitized olivine gabbro-norite dyke from a 2.43–2.44 Ga lherzolite-gabbro-norite complex and host rocks (eastern end of the Town of Gridino) are reported. Geological and petrological data have led the authors to conclude that eclogites after gabbroids were formed autonomously, obviously under autoclave conditions, fluids being active. The matter was crystallized in a magmatic chamber under subsolidus-metamorphic conditions in accordance with the isobaric cooling trend at a temperature of 900 to 700°C and a pressure of 13 kbar. As a result, eclogites were formed in the temperature range 760–700°C on transition from the high-pressure



granulite facies to the eclogite facies. Subsequent stages of the process evolved in the central part of the dyke to give rise to eclogites at a pressure of 15 kbar and temperatures of 770–810°C to a pressure of 20 kbar and a temperature of 930°C, which is probably due to the extremely high pressures of residual fluids. Retrograde processes evolved in a subisothermal decompression regime to the metamorphic conditions of the external medium (P = 6.5–7.5 kbar, T = 650–700°C).

УДК 552.163:552.4 (470.22)

**Метаморфическая эволюция сапфиринсодержащих кианитовых апоэклогитов Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс. Сибелев О. С.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 62–76: ил. 13, табл. 6. Библиогр. 27 назв.

При петрографических и микрозондовых исследованиях кианитовых апоэклогитов Гридинской зоны меланжа, субстратом которых являются палеопротерозойские габбронориты, выявлены редкие парагенезисы, содержащие шпинель, сапфирин, хётбомит, ставролит и другие. Закономерные изменения химического состава породообразующих минералов, зональность и многочисленные реакционные взаимоотношения новообразованных и ранних минералов позволили проследить последовательную смену парагенезисов. Метаморфическая эволюция пород включает в себя экологитизацию протолита, субизотермическую декомпрессию, а также прогрессивную и регрессивную ветви позднего высокотемпературного метаморфизма. Его возраст оценивается как свекофенский, а температурный «пик», маркируемый сапфиринсодержащими минеральными ассоциациями, отвечает условиям гранулитовой фации.

The petrographic and microprobe study of kyanitic apoclogites from the Gridino mélange zone, the substrate of which is provided by Paleoproterozoic gabbronorites, has revealed rare parageneses that contain spinel, sapphirine, chaetbomite, staurolite etc. Variations in the chemical composition of rock-forming minerals, zoning and numerous reaction relations between newly-formed and early minerals have made it possible to trace a succession of parageneses. The metamorphic evolution of rocks includes the eclogitization of the protolith, subisothermal decompression and the prograde and retrograde branches of high temperature metamorphism. It is believed to have occurred in Svecofennian time, and the temperature “peak”, marked by sapphirine-bearing mineral associations, is consistent with granulite-facies conditions.

УДК 552:552.163:552.18:552.3:552.4 (470.22)

**Эндербиты периода региональной мигматизации и гранитизации в гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексах Карелии. Король Н. Е.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 77–102: ил. 15, табл. 14. Библиогр. 65 назв.

В статье рассматриваются и впервые обобщены геолого-петрологические особенности ультраметагенных и интрузивных эндербитов периода региональной мигматизации и гранитизации, являющихся неотъемлемой составляющей архейских гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексов Карелии. По данным химических и микрозондовых анализов установлено, что PT-параметры формирования эндербитов (750–870 °C при умеренных или пониженных давлениях) совпадают с таковыми для гранулитовых образований в каждом из ГЭЧ комплексов. Показана ключевая роль эндербитов при осуществлении процессов гранулитовой амфиболитизации в метаморфической эволюции ГЭЧ комплексов.

The geological and petrological characteristics of ultrametagenic and intrusive enderbites, generated during the regional migmatization and granitization period and considered as a part of Karelian Archean granulite-enderbite-charnockite complexes, are discussed and generalized for the first time. Chemical and microprobe analyses have shown that the PT-parameters of enderbite formation (750–870°C and moderate to low pressures) coincide with those of granulitic rocks in each of the GEC-complexes. Enderbites are shown to have played a key role in granulitic amphibolization during the metamorphic evolution of GEC-complexes.

УДК 551.21+552.312+551.82(1-751.2) (470.22)

**Геологическое строение докембрийского фундамента территории заповедника «Кивач». Куликов В. С., Куликова В. В.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 103–119: ил. 16, табл. 1. Библиогр. 15 назв.

Рассмотрено геологическое строение докембрийского фундамента заповедника «Кивач» и его приграничных территорий на основе новых полевых исследований, дешифрирования космической информации, изучения вещественного состава слагающих его палеопротерозойских карбонатных, вулканогенно-осадочных, интрузивных ультрамафит-мафитовых пород и специфических брекчий. Подготовлена схема геологического строения с учетом данных по глубинным геофизическим работам и тепловому полю Земли. В изучении вещественного состава пород наряду с классическими использованы новые микрозондовые технологии, что позволило, в частности, дать первую интерпретацию генезиса брекчий, развитых по берегам р. Суны. Проведена палеореконструкция территории на время около 2,0 млрд лет в сравнении с некоторыми областями современного вулканизма.

The geological structure of the Precambrian basement of Kivach Reserve and border areas is discussed on the basis of new field evidence, analysis of satellite images and the mineralogical composition of its Paleoproterozoic carbonate, volcanic-sedimentary, intrusive ultramafic to mafic rock and distinctive breccia constituents. A geological-structural scheme is made with regard for the data obtained by deep geophysical study and the Earth's thermal field. To analyse the mineralogical composition of the rocks, both classical and new microprobe technologies were used. The first attempt to interpret the genesis of the breccia, occurring on the Suna river banks, was thus made. Paleoreconstruction of the area for a time of ca. 2.0 Ga was made to compare it with some modern volcanic activity areas.

УДК 552.125.3

**Ликвационная дифференциация в базальтовых системах (на примере суйсарских вариолитов Ялгубского кряжа). Светов С. А.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 120–134: ил. 10, табл. 4. Библиогр. 23 назв.

В статье приводятся новые данные литогеохимического и микрозондового исследования продуктов силикатной несмесности – ликвации в пикробазальтовых расплавах протерозойского (суйсарского) возраста в пределах разреза Ялгубского кряжа (Центральная Карелия). Показаны результаты геохимического изучения минеральных парагенезов и состава ликвационных фаз. Установлено, что образование вариолитов связано с процессами «низкотемпературной» метастабильной ликвации, проходящей в режиме «in situ» в пределах лавовых потоков, покровов и отдельных подушек после их излияния.

New data, obtained by the litho-geochemical and microprobe study of silicate immiscibility-liquation products in Proterozoic (Suisarian) picobasaltic melts in the Jalguba ridge unit, Central Karelia, are presented. The results of the geochemical study of mineral parageneses and the composition of liquation phases are discussed. Variolite formation is shown to be related to *in situ* metastable “low temperature” liquation that occurred in lava flows, sheets and individual pillows after their outpouring.

УДК 550.4:552.514 (470.22)

**Мезоархейские седиментационные ансамбли в пределах офиолитоподобных комплексов Центрально-Карельского террейна. Светова А. И., Светов С. А., Назарова Т. Н.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 135–141: ил. 1, табл. 3. Библиогр. 15 назв.

В статье приводятся результаты детального изучения седиментационных ансамблей, приуроченных к мезоархейским разрезам коматиит-базальтовых «офиолитоподобных» комплексов Центрально-Карельского террейна. Описана смена характера осадочных последовательностей, отражающая различия в геодинамических режимах формирования мафит-осадочных парагенезов в пределах террейна и подтверждающая слайдерный характер современного разреза.

The results of the detailed study of the sedimentary ensembles, restricted to the Mesoarchean units of the komatiitic-basaltic “ophiolite-like” complexes of the Central Karelian terrain, are reported. Changes in the sedimentation sequence pattern that reflect differences in the geodynamic regimes of formation of mafic-sedimentary parageneses within the terrain and corroborate the sliding pattern of the modern sequence are described.

УДК 551.72 (470.22)

**Специфика сумийского осадконакопления (Кумсинская структура). Назарова Т. Н., Светова А. И.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 142–145: ил. 1. Библиогр. 7 назв.

В работе детально рассмотрена характеристика осадочной части стратотипического разреза сумийского комплекса в пределах Кумсинской структуры, Центральная Карелия. Показано, что развитие сумийского седиментационного бассейна проходило в условиях, приближенных к геодинамическому режиму активной континентальной окраины.

The sedimentary unit of the stratotypic column of the Sumian complex within the Kumsa structure, Central Karelia, is described in detail. The Sumian sedimentation basin is shown to have been evolving under conditions close to the geodynamic regime of an active continental margin.

УДК 551+552.2 (470.22)

**Геологическое строение и рудная минерализация Большозерской структуры. Кулешевич Л. В.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 146–154: ил. 3, табл. 1. Библиогр. 6 назв.

Большозерская структура – небольшая наложенная на граниты и складчатые лопийские образования впадина, ограниченная СЗ (аз. пр. 340°), СВ (аз. пр. 40–50°) и субширотной сдвиговыми зонами. Структура выполнена палеопротерозойскими (сумийско-сариолийскими) вулканитами, конгломератами, осадками, прорванными габбро-долеритами. Метамор-

фический парагенезис лопийских толщ характеризуется присутствием хлоритоида, ставролита, граната, слюд и магнетита, в андезитобазальтах и гальках конгломератов, относимых к сумийско-сариолийскому комплексу – граната, роговой обманки или куммингтонита, биотита, эпидота, слоистые метапесчаники прорваны пегматитовыми жилами, участками интенсивно биотитизированы и турмалинизированы. Для западной части Большозерской структуры характерны СВ простирания пород и z-образные складки, для восточной части структуры – расланцевание и левосторонние СЗ сдвиговые деформации. В лопийском обрамлении структуры известны рудопроявления железистых кварцитов. С бедной сульфидной вкрапленностью в гранитах и гранит-аплитах и корой выветривания по ним связаны отдельные повышенные концентрации золота (до 1,3–3,8 г/т), выявленные работами ВСЕГЕИ. Кварцевые жилы секут в том числе палеопротерозойские толщи. Со слабо деформированными габбро-долеритами (PR<sub>1</sub>) связаны альбититы, эпидозиты и бедная сульфидная минерализация (халькопирит, пирит).

The Bolshozero structure is a small depression superimposed on granites and folded Lopian rocks and bounded by NW- (az. ca. 340°), NE- (az. ca. 40–50°) and near-E-W-trending zones. The structure is filled with Paleoproterozoic (Sumian-Sariolian) volcanics, conglomerates and sediments cut by gabbro-dolerites. The metamorphic paragenesis of the Lopian rocks is characterized by the presence of chloritoid, staurolite, garnet, micas and magnetite. Occurring in the andesite-basalts and pebbles of conglomerates, considered as part of the Sumian-Sariolian complex are garnet, hornblende or cummingtonite, biotite and epidote. Layered metasandstones are cut by pegmatite veins and are locally biotitized and tourmalinized. NE-striking rocks and z-shaped folds are characteristic of the western Bolshozero structure, whereas schistosity and left-hand NW deformation shifts are typical of the eastern part of the structure. Iron formation occurrences are known in the Lopian rim of the structure. Associated with poor sulphide dissemination in granites and granite-aplites and a crust of weathering after them are individual high gold concentrations (up to 1.3–3.8 g/t) revealed by VSEGEI geologists. Quartz veins also cut Paleoproterozoic rocks. Associated with slightly deformed gabbro-dolerites (PR<sub>1</sub>) are albitites, epidotes and poor sulphide mineralization (chalcopyrite and pyrite).

УДК 553.078:551.71 (470.22)

**Рудные формации и металлогенические комплексы Карелии. Голубев А. И., Иващенко В. И., Трофимов Н. Н., Кондрашова Н. И., Лавров О. Б.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 155–176: табл. 3. Библиогр. 86 назв.

Охарактеризованные закономерные ассоциации определенных рудных и геологических формаций, установленные в результате рудноформационного анализа всей совокупности месторождений и проявлений в пределах Карельского региона, подтверждают и дополнительно аргументируют правомерность его подразделения на три металлогенические субпровинции (Карельскую, Свекофеннскую и Беломорскую), а также служат обоснованием выделения для каждой из них главных металлогенических комплексов, предопределяющих их металлогеническую специфику и промышленную перспективность. Главными металлогеническими комплексами *Карельской субпровинции* являются: среднелопийские – медно-золоторудный вулканогенный и медно-никелевый коматиит-андезитобазальтовый зеленокаменных поясов; позднелопийские – золото-редкометалльный плутоногенно-гранитный и золото-железорудный джеспилитовый; сумийский благородно-

тально-хромитовый расслоенных плутонов; свекофенские – комплексный (V, U, Ti, МПГ, Au, Cu, Mo) пикрит-долерит-черносланцевый палеорифтовый и алмазоносный кимберлитовый пломовый; среднерифейский алмазоносный кимберлит-лампроитовый пломовый и вендский благороднометалльный конгломератовый авлакоген; *Свекофеннской субпровинции* – среднерифейский урановый зон несогласия авлакогенов; раннерифейский редкометалльно-оловорудный зон тектоно-магматической активизации и свекофенский комплексный (V, Mo, МПГ) черносланцевый островодужный; *Беломорской субпровинции* – свекофенский редкометалльный зон тектоно-магматической активизации и позднелопийский золото-хром-никелевый ультрамафитовый пломовый.

The associations of some ore and geological formations, revealed by ore-formation analysis of deposits and occurrences in the Karelian region, provide an additional argument in favour of its subdivision into three metallogenic subprovinces (Karelian, Svecofennian and Belomorian) and are used as a basis for differentiating metallogenic complexes responsible for the metallogenic pattern and economic potential of each subprovince. The main metallogenic complexes of the *Karelian subprovince* are: a Middle Lopian copper-gold volcanogenic and copper-nickel komatiite-andesite-basaltic complex of greenstone belts; a Late Lopian gold-rare-metal plutogenic-granitic and gold-iron ore jaspilitic complex; a Sumian noble-metal-chromite layered pluton complex; a Svecofennian composite (V, U, Ti, PGM, Au, Cu, Mo) picrite-dolerite-black shale paleorift and diamondiferous kimberlitic plume complex; a Middle Riphean diamondiferous kimberlite-lamproite plume and Vendian noble-metal conglomerate aulacogen complex. The main metallogenic complexes of the *Svecofennian subprovince* are: a Middle Riphean uranium, aulacogen unconformity zone complex and an Early Riphean rare-metal-tin, tectonomagmatic activation zone complex and a Svecofennian complex (V, Mo, PGM) black shale island-arc complex. The main metallogenic complexes of the *Belomorian subprovince* are a Svecofennian rare-metal, tectonomagmatic activation zone complex and a Late Lopian gold-chromium-nickel ultramafic plume complex.

УДК 553.491 (470.22)

**Новые типы золоторудных проявлений Карельского региона и их металлогенические перспективы. Иващенко В. И., Голубев А. И.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 177–187: ил. 3, табл. 2. Библиогр. 38 назв.

Открытие в конце прошлого века в протерозойских структурах зарубежной части Фенноскандинавского щита большого числа золоторудных месторождений и среди них крупнейшего в Европе – Суурикуосикко (>110 т Au) в Лапландском палеопротерозойском зеленокаменном поясе предопределило высокую вероятность потенциальных перспектив и протерозоя Карелии на промышленное золото, до этого связывавшихся преимущественно с архейскими зеленокаменными поясами. На продолжении Лапландского зеленокаменного пояса в Карелии в зоне сочленения Карельского кратона и Беломорского мобильного пояса известно несколько мелких золоторудных объектов и выявлен в последние годы ряд новых рудопроявлений, относящихся к высокоперспективному для докембрия мезотермальному орогеническому типу золоторудных месторождений. В Северном Приладожье на продолжении Раахе-Ладожской металлогенической зоны с известными мезотермальными золото-арсенидными месторождениями обнаружено несколько аналогичных по генезису проявлений, а также оруденение золото-теллуридного типа, что в совокупности с комплексом других данных свидетельствует о высоко-

вероятной перспективности на благороднометалльное оруденение области сочленения Карельского кратона и Свекофеннского складчатого пояса в целом. На территории Карелии имеются определенные предпосылки для выявления крупных комплексных с благородными металлами месторождений порфирирового типа или возможен перевод в такой ранг при соответствующем доизучении уже известных рудных объектов – Лобаш-1 и Ялонвара, которые могут представляться как большеобъемные месторождения с бедными рудами.

In the late 20<sup>th</sup> century many gold deposits, including Suurikuosikky, Europe's biggest deposit (over 110 t Au), in the Paleoproterozoic Lapland greenstone belt, were discovered in the non-Russian part of the Fennoscandian Shield, suggesting that in Russian Karelia economic gold concentrations are likely to occur not only in Archean greenstone belts, as has been thought before, but also in Proterozoic rocks. Several small gold localities are known in the extension of the Lapland greenstone belt, in the Karelian craton – Belomorian mobile belt jointing zone, and more ore occurrences of a mesothermal orogenic type of gold deposits, highly perspective for the Precambrian, have been discovered in the past few years. Several genetically similar occurrences and a gold-telluride-type mineralization were located in the northern Lake Ladoga region, in the extension of the Ladoga-Raahe metallogenic zone with well-known mesothermal gold-arsenide deposits. This, together with other evidence, shows that the Karelian craton – Svecofennian foldbelt jointing zone is likely to host noble-metal mineralization. Large complex porphyry-type deposits with noble metals are likely to be discovered in Karelia, and the already known Lobash-1 and Jalonvaara deposits will probably be re-evaluated as big low-grade ore deposits of the above rank, provided additional study is carried out.

УДК 553.32+553.491 (470.22)

**Геологическое строение и благороднометалльная минерализация северной части Шалозерского блока Бураковского плутона. Дегтярев Н. К., Трофимов Н. Н.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 188–202: ил. 7. Библиогр. 9 назв.

В северной части Шалозерского блока выделены три тектонически обособленные площади участка Северный: Западная, Центральная и Восточная. Они отличаются друг от друга строением разрезов Расслоенной серии и Боковой краевой зоны. Характерная особенность разрезов Расслоенной серии в северной части Шалозерского блока – появление в пироксенитовой зоне пижонитовых габброноритов, занимающих иногда от 30 до 50% ее объема, выклинивание по простиранию и падению отдельных горизонтов, а также верхней подзоны габброноритовой зоны, неравномерное распространение среди габброидов пород с такситовой текстурой.

В разрезе Расслоенной серии выделены два основных стратифицированных уровня благороднометалльной минерализации малосульфидного типа: зона «В» и горизонт «А». Зона «В» мощностью от 13 до 54 м приурочена к нижней части разреза пижонитовых габброноритов и кровле габброноритовой зоны. Максимальные концентрации платиноидов (до 1,3 г/т) установлены в обогащенных сульфидами горизонтах такситовых и мезократовых габброноритов. Впервые в зоне пижонитовых габброноритов определены минеральные формы платиновых металлов и самородное золото.

Платинометалльный горизонт «А» локализован в мезо-меланократовых габброноритах в средней части разреза пироксенитовой зоны под сульфидным горизонтом. Максимальная мощность его 15 м установлена в пределах выступа интрузии на участке пологого залегания пород. Распределение плати-

ноидов в горизонте неравномерное и изменяется от 0,12 до 1,07 г/т. Определены минеральные формы ВМ, представленные теллуридами висмута и арсенидами Pd и Pt.

Three tectonically isolated prospects of Severny locality – Western, Central and Eastern – are distinguished in the northern Shalozero block. They differ in the structure of the sections of the Layered series and the Lateral marginal zone. In the Layered series sections in the northern Shalozero block pigeonitic gabbro-norites typically occur in the pyroxenite zone, sometimes making up 30-50% of its volume; some horizons and the upper subzone of the gabbro-norite zone wedge out along the strike and dip; and taxitic-textured rocks are distributed irregularly in the gabbroids.

Two major strata-bound levels of noble-metal, low sulphide-type mineralization, such as zone B and horizon A, are distinguished in the column of the Layered series. Zone B, varying in thickness from 13 to 54 m, is restricted to the lower part of the pigeonitic gabbro-norite unit and to the top of the gabbro-norite zone. Maximum platinum concentrations (up to 1.3 g/t) were estimated in the sulphide-enriched horizons of taxitic and mesocratic gabbro-norites. The mineral forms of platinum metals and native gold were determined for the first time in the pigeonitic gabbro-norite zone. PGM horizon A is located in mesomelanocratic gabbro-norites in the middle part of the pyroxenite zone unit, beneath the sulphide horizon. Its maximum thickness of 15 m was estimated in the intrusion scarp, in the gently dipping rock unit. Platinum distribution in the horizon is irregular, varying from 0.12 to 1.07 g/t. The mineral forms of ВМ, represented by telluro-bismuthides and Pd and Pt arsenides, were determined.

УДК 553.55

**Промышленные минералы Елетьозерского массива и их аналоги на Фенноскандинавском щите. Щипцов В. В., Скамницкая Л. С., Бубнова Т. П.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 203–220: ил. 13, табл. 12. Библиогр. 26 назв.

Показано, что в составе Елетьозерского пироксенит-габбро-щелочного магматического комплекса выявлены ильменитовые и титаномагнетитовые проявления, а также щелочные и нефелиновые сиениты как источники полевого шпата, и дан краткий обзор промышленных объектов ильменитовых руд и нефелиновых сиенитов Фенноскандинавского щита. К наиболее привлекательным рудным участкам на Елетьозерском массиве относится проявление ильменитовых руд Суриваара (Восточное рудное тело). На этом примере приводится геолого-технологическая характеристика, раскрывающая особенности ильменитовых руд данного массива. Другим важным объектом промышленных минералов являются площади распространения в центральной части массива нефелиновых сиенитов. По результатам геолого-технологических исследований делается заключение о пригодности этих проявлений для многоцелевого использования в различных производствах как в необогащенном, так и в обогащенном виде. Совокупность полученных геолого-технологических данных по ильменитовым и титаномагнетитовым рудам и маложелезистым полевошпатовым концентратам из нефелиновых сиенитов позволяет оценить эти объекты и предполагать доступность недр с позиций современного взгляда на геологию, технологию, экономику и экологию.

The Yeletozero pyroxenite-gabbro-alkaline magmatic complex is shown to host ilmenitic and titanomagnetitic occurrences as well as alkaline and nepheline syenites as the sources of feldspar. A brief review of economic ilmenitic ore and nepheline syenite localities, known on the Fennoscandian Shield, is presented. The Suurivaara ilmenitic ore occurrence (Eastern ore body), the most

attractive ore prospect in the Yeletozero massif, is used as an example to show the geological and technological characteristics of the ilmenitic ore of the massif. Another essential industrial mineral occurrence is the central part of the nepheline syenite massif. Geological and technological study has led the authors to conclude that the above occurrences can be used in both dressed and undressed form in various industries. Based on the geological and technological data obtained on ilmenitic and titanomagnetitic ores and low-iron feldspathic concentrates from nepheline syenites, these occurrences can be evaluated, and the mineral reserves are assumed to be accessible from the modern geological, technological, economic and environmental points of view.

УДК 622.017.2: 549.514.81

**Выявление минеральных форм золота в пробах метасоматитов участка Хатуноя с использованием обогащательных методов. Кевлич В. И., Кукушкина П. И.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 221–225: ил. 3, табл. 3. Библиогр. 6 назв.

В предлагаемой статье приводятся результаты использования комплекса минералогических и технологических методов, что позволило осуществить разработку принципиальной технологической схемы обогащения руд и тем самым выявить формы, содержание золота в рудах, определить размеры и возможность извлечения золота с применением комплекса традиционных обогащательных методов.

Mineralogical and technological methods were used to develop a flow diagram of ore dressing to reveal the forms and percentages of gold in the ores, to estimate the sizes and recoverability of gold by conventional dressing methods. The results obtained are presented.

УДК 550.812:553.673 (470.22+480)

**К вопросу о значимости признаков талькообразования для поисковой геологии (на примере гранит-зеленокаменных областей Карельского кратона). Фролов П. В.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 226–231. Библиогр. 17 назв.

Тальковым преобразованиям могут подвергаться породы от ультраосновных до кислых в широком диапазоне температур и давлений при привносе недостающих для образования талька химических компонентов. Масштабы талькообразования зависят от ряда геологических факторов. Значимые объекты талькового сырья возникли при определенной их совокупности в полях развития перидотитовых коматитов. Но процессы талькообразования имеют место и в пироксенитовых коматитах, пикритах, магнизиальных базальтах. В целом процессы талькообразования характерны для породных комплексов зеленокаменных структур. Они нередко дополняют процессы образования рудных и нерудных месторождений – медно-никелевых, алмазов, золота и других, создавая *парагенезисы последовательного формирования*. Пространственная связь в ряде случаев заключается в структурно-тектоническом, петрографическом, стратиграфическом контроле.

Наличие талькодержащих образований может являться «универсальным» поисковым признаком – *прямым* для объектов высокомагнезиальных пород (серпентинизированных, оталькованных ультрамафитов – серпентиниты, тальковый камень, тальковые руды) и *косвенным* для рудных объектов, связанных с ультрамафитами, и алмазоносных кимберлитовых пород.

Talc transformations may be suffered by ultramafic to felsic rocks in a wide temperature and pressure range when chemical components, required for talc formation, are added. The scope of talc formation depends on some geological factors. Significant talc deposits were produced by a certain combination of these factors in peridotitic komatiite fields. However, talc is also formed in pyroxenitic komatiites, picrites and Mg-rich basalts. Talc-forming processes are characteristic of the rock complexes of greenstone structures. They often add to the formation of copper-nickel, diamond, gold and other ore and non-ore deposits, producing the *parageneses of consecutive formation*. A spatial relationship in some cases is provided by structural-tectonic, petrographic and stratigraphic control.

The presence of talc-bearing rocks may provide a general-purpose *direct prospecting sign* for high-Mg rock units (serpentinized, talcified ultramafic rocks – serpentinites, soapstone and talc ores) and an *indirect prospecting sign* for ultramafics-related ore deposits and diamondiferous kimberlitic rocks.

УДК 553.085+553.086

**Типы месторождений блочного камня по характеру трещиноватости. Шеков В. А., Иванов А. А.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 232–237: ил. 8. Библиогр.

В статье сформулированы теоретические основы различных деформационных режимов земной коры, обеспечивающих напряженное состояние участков недр, впервые предложенные Е. М. Андерсоном, который, с учетом литостатической нагрузки, выделил три варианта ориентации главных осей нормальных напряжений и соответственно три группы разрывов: надвиги, сдвиги и сбросы.

Авторами предложен еще один тип разрывов, характерный для месторождений блочного камня, связанный с отколом в направлении, перпендикулярном горизонтальной поверхности. Предложена уточненная классификация типов разрывов.

Приведена типизация месторождений на основе наблюдений за характером трещиноватости на действующих месторождениях блочного камня.

Предложена классификация месторождений блочного камня, основанная на учете четырех вариантов ориентации главных осей нормальных напряжений.

The authors formulate a basic theory of the deformation regimes of the Earth's crust that provide the stressed state of some zones of mineral resources. The theory was first proposed by E. M. Anderson, who described three versions of the orientation of the main axes of normal stresses and, accordingly, three groups of ruptures: overthrusts, dislocations and faults, with regard for lithostatic load.

The authors propose one more type of ruptures characteristic of dimension stone deposits caused by cutting-off in the direction perpendicular to the horizontal surface. A revised classification of rupture types is put forward.

Types of deposits, distinguished on the basis of the study of fracturing patterns in active dimension stone deposits, are discussed.

A classification of dimension stone deposits, based on four versions of the orientation of the main axes of normal stresses, is proposed.

УДК 666.32/36+62-431

**Влияние связующих компонентов на свойства теплоизоляционных облицовочных материалов на основе талькосодержащих пород. Ильина В. П., Заверткин А. С.**

// Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 238–241: ил. 2, табл. 2. Библиогр.

Представлены результаты исследований теплоизоляционных материалов из мелкофракционных талькосодержащих сланцев с различными связующими: кембрийской глиной, порландцементом, жидким стеклом. Материалы характеризуются минимальными значениями коэффициента теплопроводности (образцы – 0,2–1,3 Вт/м · К, тальк-амфибол-хлоритовый сланец – 0,3–3,67 Вт/(м · К)) и близки к обожженному тальковому камню по теплоемкости (при 25 °С 835–850 Дж/(кг · град)). По термостойкости (более 18 теплосмен) различий между образцами с мелкофракционным талькосодержащим сланцем и связующими компонентами и природным сланцем не наблюдается. Морозостойкость всех образцов – более 35 циклов. Использование мелких фракций талькосодержащих пород позволит утилизировать отходы после распиловки блоков и отвалы вскрышных пород, а также снизить стоимость теплоизоляционного материала (кирпича) по сравнению с блоком природного талькового камня в 10 раз.

The results of the study of thermoinsulating materials from fine-fraction talc-chlorite schists with various binders, such as Cambrian clay, Portland cement and liquid glass, are presented. The materials exhibit minimum thermal conductivity coefficient values (samples 0.2–1.3 Wt/(m · K), talc-chlorite 0.3–3.67 Wt/(m · K)) and are similar in thermal capacity (at 25°C 835–850 J/(kg · deg) to kilned talc-chlorite. No differences in heat resistance (over 18 heat changes) between samples with fine-fraction talc-chlorite and binding components and natural talc-chlorite were observed. The frost resistance of all the samples is over 35 cycles. The use of fine talc-chlorite fractions will make it possible to utilize block sawing waste and overburden waste and to make the thermoinsulating material (brick) cheaper than a natural talc-chlorite block.

УДК 551.3.053:553.9

**Минералогическое исследование процессов взаимодействия шунгитовых пород с водой. Рожкова В. С., Кочнева И. В., Ковалевский В. В.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 242–247: ил. 3, табл. 4. Библиогр. 6 назв.

В работе изучены минералогические аспекты взаимодействия шунгитовых пород с водой. Показано, что шунгитовые породы различного генезиса имеют различный характер взаимодействия с водой, что определяется не только химическим, но также минеральным составом и сопровождается как выветриванием, так и образованием новых минеральных компонент при гидролизе. Выветривание минералов, образующих шунгитовые породы, определяется преимущественным вымыванием отдельных элементов с изменением их кристаллохимических формул.

The mineralogical aspects of shungite rock – water interaction were studied. Genetically different shungite rocks were shown to differ in interaction pattern, which depends on both chemical and mineral composition and is accompanied by weathering and the formation of new mineral components upon hydrolysis. The weathering of shungite rock-forming minerals depends primarily on the washing-out of some elements, so that their crystallochemical formulas are changed.

УДК 553.9:546.03:544.77.022.52

**Вклад наноразмерных составляющих в электрофизические свойства углеродных материалов. Туполев А. Г.,**

**Рожкова Н. Н.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 248–253: ил. 8, табл. 2. Библиогр. 17 назв.

Проанализирована модель эквивалентной электрической схемы природных и искусственных пористых материалов, содержащих влагу, для описания их электрофизических свойств. Показана необходимость использования в данной модели импеданса Варбурга, вызываемого диффузионными процессами при прохождении тока в увлажненном пористом материале. Установлено соответствие результатов вычислений по этой модели в широком диапазоне частот экспериментальным данным, полученным для порошков шунгита и активированного угля, помещаемых в специальную ячейку, для непроводящих материалов (в качестве экспериментальных образцов выбраны слои фильтровальной бумаги, пропитанной электролитом), для композиционных материалов (шунгитобетон), для шунгитонаполненных резин. Показано лучшее соответствие полученных результатов экспериментальным данным, чем для моделей, использовавшихся в других работах (Kavamoto). Произведен анализ изменения свойств композиционных материалов при переходе от микро-размеров наполняющих частиц к наноразмерам, а также при добавлении в поры проводящих частиц электролита.

A model of an equivalent scheme of natural and artificial moisture-bearing porous materials is analysed to describe their electrophysical properties. It is shown that Warburg impedance, caused by diffusion processes as current passes in a moistened porous material, should be used in the model. The results of calculations for the model were found to agree over a wide frequency range with experimental data obtained for shungite powders and activated coal placed in a special cell, for nonconductive materials (electrolyte-impregnated filter paper layers were used as experimental samples), for composite materials (shungite concrete) and for shungite-filled rubbers. It is shown that the results obtained are in better agreement with the experimental data than with the models used in other studies (Kavamoto). Changes in the properties of the composite materials, observed upon transition from the microsizes of filling particles to nanosizes and upon addition of conductive electrolyte particles to the pores, are analysed.

УДК 551.8: 574: 551.794 (470.22)

**Палеоэкологические условия развития юго-западного Беломорья в голоцене. Шелехова Т. С., Лаврова Н. Б.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 254–265: ил. 4, табл. 2. Библиогр. 10 назв.

В статье приводятся результаты комплексного исследования отложений верхнего голоцена, расположенных в районе древних наскальных памятников Залавруги. Проведена реконструкция условий, в которых шло накопления осадков. По особенностям формирования спорово-пыльцевых спектров, составу комплексов диатомей показана динамика уровня режима моря. Установлено три этапа трансгрессивно-регрессивной деятельности Белого моря в суббореальном – субатлантическом периодах.

The results of the integrated study of Upper Holocene deposits, located near Zalavruga ancient rock carvings, are reported. The sedimentation environment was reconstructed. The spore-pollen spectrum formation pattern and the composition of diatom complexes were used to show sea level regime dynamics. Three stages in the transgressive-regressive activity of the White Sea in the Subboreal-Subatlantic periods are distinguished.

УДК 504: 629.4.063.2

**Риски воздействия на окружающую среду и экологические риски при строительстве и эксплуатации газопровода в Карелии. Рыбаков Д. С.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 266–270: ил. 1, табл. 1. Библиогр. 12 назв.

Впервые для территории Республики Карелия поставлены вопросы интеграции оценки воздействия на окружающую среду (ОС) и оценки экологических рисков при строительстве и эксплуатации магистрального трубопровода для сухопутной транспортировки газа. Показано, что выделенные риски имеют сложную структуру и могут быть связаны между собой разнообразными связями. Построена принципиальная модель взаимосвязи разнообразных рисков при строительстве и эксплуатации объекта. Экологические риски, последовательно возникающие в результате воздействия на ОС на всех этапах строительства и эксплуатации трубопровода, могут иметь различные негативные последствия для живых организмов и экосистем.

Problems in the integrated assessment of the impact of the construction and maintenance of the main ground gas pipeline on the environment and evaluation of environmental risks for the Republic of Karelia are put forward for the first time. It is shown that the risks are structurally complex and could be interrelated. A principal model, showing the interaction of various risks caused by the construction and exploitation of the pipeline, was developed. The environmental risks, arising at all construction and exploitation stages, are likely to have various negative consequences for living organisms and ecosystems.

УДК 502.64

**Функциональное зонирование территории г. Петрозаводска. Крутских Н. В.** // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 271–273: ил. 1. Библиогр.

Проведено изучение техногенной нагрузки г. Петрозаводска. Выполнено зонирование территории г. Петрозаводска по функциональному использованию земель с выделением промышленных, жилых, рекреационных зон. Зонирование территории города позволило определить ключевые участки для дальнейших геоэкологических исследований.

The impact of human activities on the City of Petrozavodsk was studied. The city territory was divided into industrial, living and recreational zones on the basis of functional land use to delineate key areas for subsequent geological studies.

Научное издание

**ГЕОЛОГИЯ  
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ  
КАРЕЛИИ**

**Выпуск 11**

*Печатается по решению Ученого совета  
Института геологии  
Карельского научного центра РАН*

Редактор *Л. В. Кабанова*  
Оригинал-макет *Г. А. Тимонен*

Сдано в печать 30.12.08 г. Формат 60x84<sup>1</sup>/<sub>8</sub>. Гарнитура Times.  
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 31,7+0,4 (цв. вкл.). Усл. печ. л. 33,1. Тираж 300 экз. Изд. № . Заказ № .

Карельский научный центр РАН  
Редакционно-издательский отдел  
Петрозаводск, пр. А. Невского, 50