
Геология и полезные ископаемые Карелии

5

ПЕТРОЗАВОДСК 2002

КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ



ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КАРЕЛИИ

Выпуск 5

**Ответственные редакторы:
А. И. Голубев, М. М. Филиппов**

ПЕТРОЗАВОДСК
2002

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

Рецензент В. С. СТЕПАНОВ

ISBN 5-9274-0088-4

© Карельский научный центр РАН, 2002
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2002

Л. И. Красный

ОПЫТ СИСТЕМАТИКИ ГЛУБИННЫХ ВОСХОДЯЩИХ (ФИДЕРНЫХ) СТРУКТУР И СВЯЗАННАЯ С НИМИ МИНЕРАГЕНИЯ

Введение

В последней трети XX столетия исследователи разных разделов наук о Земле (геологи, геофизики, геохимики, специалисты по полезным ископаемым) проявили внимание к глубинным восходящим столбообразным, грибовидным, перистым и близким к ним по форме структурам. Они характеризуются перемещением мантийного вещества, обособленно от окружающей среды, повышенной температурой, пониженной плотностью и геохимическими особенностями. Устанавливается, вероятно, наличие мощных импульсов (и тепловых взрывов) от границы ядро – мантия (или даже от жидкого ядра) (Летников, 2002). Одновременно речь идет о комбинированных (термохимических) процессах, участвовавших в формировании сверхглубинных восходящих структур (Лобковский, Котелкин, 2000; Добрецов, Верняховский, 2001). Обозначилось и их значение в минерагении. К ним достаточно надежно приурочены некоторые металлы (в том числе благородные и редкие), редкоземельные элементы, алмазы, а также (если учитывать значение мантийных флюидов) нефть и газ, возможно, газогидраты.

Основное понятие, обозначенное термином «плюм», было введено Дж. Вильсоном и В. Морганом. Впоследствии оно получило широчайшее распространение. Появившаяся многочисленная литература по этому поводу приведена в статьях А. Ф. Грачева (2000), Н. Л. Добрецова, В. Л. Верняховского (2001), К. Дж. Фарнетани и др. (Farnetani et al., 2002) и др. Ш. Маруяма (1994) разработал теоретические основы «плюмтектоники». Как обычно, появились многочисленные варианты: мантийный плюм, суперплюм, малый плюм, плюмовый вулканизм, а также кимберлитовые и суперкимберлитовые плюмы, метановые, флюидные и гидротермальные плюмы. Близкое понятие, иногда совпадающее по смыслу с мантийным плюмом, – мантийный диапир.

Подчеркивая, что подъем – восхождение – доминантный процесс, характеризующий все эти структуры, можно предложить для них общий термин *фидерные* (от англ. feeder – питатель, приспособление, подающее различные материалы; канал). В сущности, большинство из них следует относить к глубинным *дифидерным* (deepfeeder) структурам.

Уровни плюмообразования

Место образования плюмов в мантии Земли широко обсуждается различными исследователями. Л. И. Лобковский и В. Д. Котелкин (2000) в соответствии с разрабатываемой ими моделью термомеханической конвекции указывают, что нижнемантийные плюмы зарождаются в надъядерном слое D, а верхнемантийные – берут начало в переходном слое между нижней и верхней мантией.

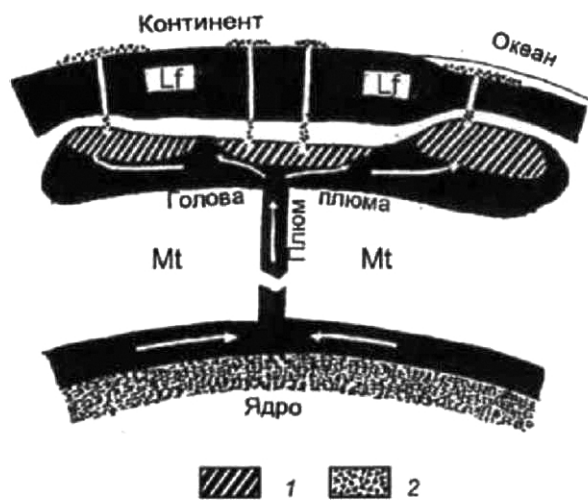
По мнению Н. Л. Добрецова и А. Г. Кирдяшкина (1998), плюмы могут зарождаться на трех уровнях от границы: ядро – мантия (2900 км); верхняя – нижняя мантия (660 км); субдуцируемой плиты (в тыловой ее части) с глубин 100–300 км. Резюмируя последние исследования плюмтектоники (по материалам С. Ebinger, N. Sleep, 1998), Г. Давиес (Davies, 1998) указал, что плюмы, стартуя от высоконагретого граничного слоя в основании мантии, имеют обширную сфероподобную «голову» до 1000 км в диаметре. При приближении к охлажденной литосфере на глубине 100–200 км диаметр блиноподобной структуры (рис. 1, А) достигает 2000 км и имеет толщину до 260 км. Именно такой плюм находится под Восточной Африкой, продуцируя близповерхностные платобазальты (flood basalt). Восходящие структуры такого размера следует называть мегаплюмами.

Периодичность плюмогенерации обсуждается также в исследовании А. Е. Ислей и Д. Х. Абботта (Isley, Abbott, 2002). Мантийный плюмовый магматизм, связанный с распределением в геологической истории высокомагнезиальных магм, повторяется периодически каждые 300 млн. лет. Намечаются также и более длинные, и короткие промежутки всплеск плюмообразования, фиксируемые горячими пятнами, связанными с высокомантийными лавами. В табл. 1 приведены примеры из работы А. Е. Ислей и Д. Х. Абботта (Isley, Abbott, 2002), фиксирующие 30-миллионную периодичность мезозойско-кайнозойских горячих пятен, являющихся головной частью плюмов.

Эпохи плюмогенерации

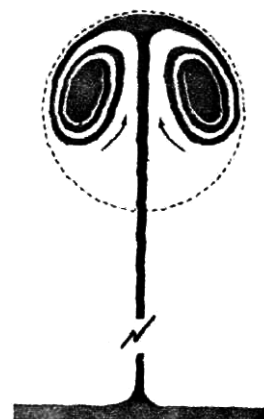
В истории Земли плюмотектонические процессы, по данным различных исследователей,

А

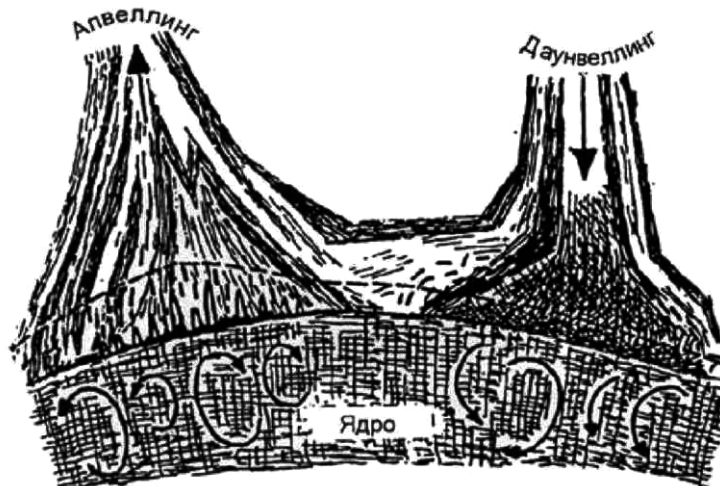


1 – зона плавления; 2 – потоки лавы; Lf – литосфера; Mt – мантия

Б



В



Г

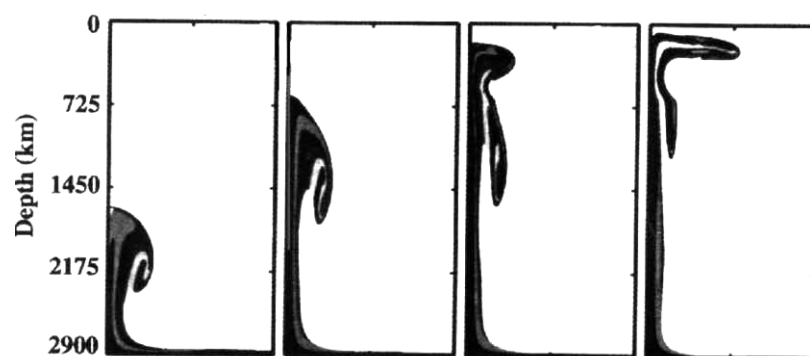


Таблица 1
Примеры периодичности мезозойско-кайнозойских
горячих пятен

Мезозойско-кайнозойские горячие пятна		
120 ± 5 млн. лет	90 ± 5 млн. лет	60 ± 5 млн. лет
Кергулен Марион*	Кергулен Галапагос Марион* Тристан-да-Кунья Тринидад	Иллоустон Реюньон* Исландия

* Запад Индийского океана.

начались в архее и продолжают в наши дни. Согласно И. Х. Кемпбеллу и др. (Campbell et al., 1989), в главных архейских гранит-зеленокаменных областях (Абитибии в Канаде, Барбертон в Южной Африке, Норсмен-Уилуна в Австралии) преобладает в ранней стадии формирования плюмов коматиитовая составляющая, а в поздней – базальтоидная. Образно выражаясь, в структуре плюма – головка базальтовая и хвост коматиитовый. Приводимая ими модель (рис. 1, Б) создана в лаборатории.

Вспышки палеозойской плюмогенерации широко обсуждаются на примерах конфокальных щелочных интрузий северо-восточной части Балтийского щита (Арзамасцев и др., 2002). «Плюм-литосферные» процессы здесь начались на рубеже силура и девона с внедрения субщелочных вулкано-генных и плутонических образований, заполнивших кальдеры проседания в зоне Хибин – Ловозеро – Курга – Контозеро – Ивановка.

Гипотетическая схема такого взаимодействия показана на рис. 2. В результате трехмерного плотностного моделирования подсчитано, что суммарный объем выплавок, генерированных из мантии в период 380–360 млн. лет, составляет $15000 \pm 2700 \text{ км}^3$.

Плюмы – горячие точки – плюмажи

Создаваемая в России и за рубежом плюмтектоника – учение, намечающееся в общих чертах

и требующее все еще дополнительных доказательств существования сверхглубинных восходящих – от ядра, границы ядра с мантией, а также от промежуточных мантийных геосфер – потоков или струй, отличающихся от окружающей среды повышенной температурой, пониженной плотностью и геохимическими особенностями.

В российской геологической литературе данной проблеме в последние годы уделяется большое внимание. Так, в конце 1980-х гг. В. В. Белосусов (1989) указал, что «часто наблюдаемые геологические события связывают в той или иной форме с явлениями мантийного диапиризма». При этом он обратился к представлению о проникновении горячей мантии в форме диапира через литосферу вплоть до подошвы коры. Уже тогда рядом геологов рассматривалось значение термальной и гравитационной составляющих поднимающихся ветвей конвективных течений.

Уточнение глубинного строения Земли методами сейсмической томографии обусловило круг проблем, ранее казавшихся неподвластными науке. Речь идет о границе ядра и мантии. Заслужой Н. Л. Добрецова и А. Г. Кирдяшкина (1994), Л. П. Зоненшайна и М. И. Кузьмина являются пионерные разработки плюмтектоники, показавшие вероятность восхождения сверхглубинных плюмов от этой границы. Т. Лей и др. (Lay et al., 1998) проиллюстрировали (рис. 1, В) положение о том, что ультранизкоскоростной слой D₁ – исходная зона для возникновения плюмов. Согласно этим авторам, зона, из которой плюмы экстрагируют вещество, должна быть высокотекучей и химически отличной от окружающей мантии.

Главные параметры, относящиеся к плюмтектонике: физические, физико-химические, структурные, хронологические и другие, подробно проанализированы многими исследователями. Особое значение придается пересечению плюмами граничных (межоболочечных, межгеосферных) интервалов. Согласно Ю. Н. Пинковскому (2002),

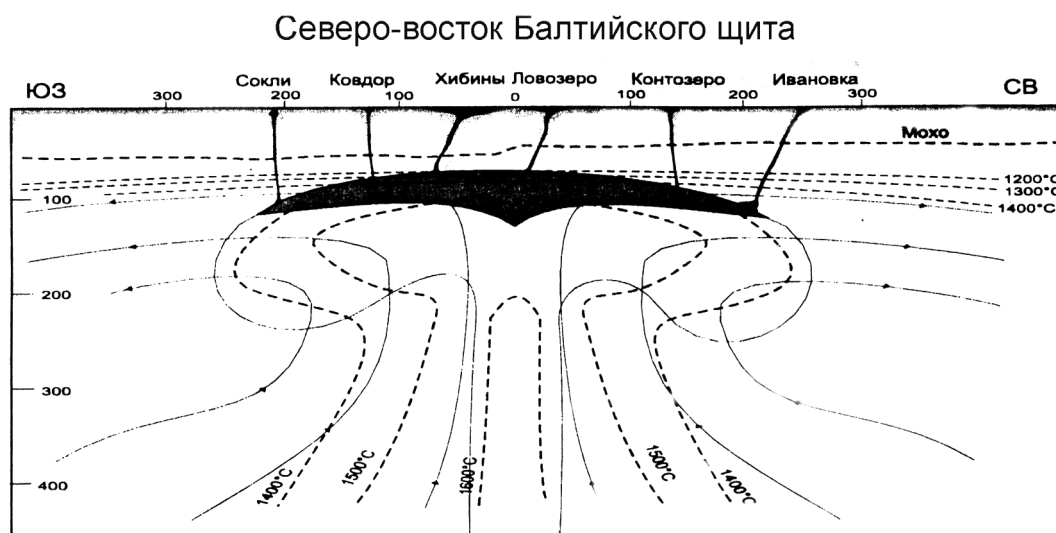


Рис. 2. Схема плюм-литосферного взаимодействия в зоне развития палеозойского магматизма (Арзамасцев и др., 2002, с. 139)

кроме наиболее надежного на уровне 670 км (нижняя граница верхней мантии) имеются и другие (840, 1700, 2200 м), что резко осложнило общую глубинную геодинамическую картину.

В. Е. Хаин (2002) считает, что имеются два главных плюмогенерирующих уровня: слой DII в низах мантии, создающих суперплюмы, и плюмы, рождающиеся на границе нижней и верхней мантии (или под верхней мантией). По Ф. А. Летникову (2002): «Нарушение стационарности внешнего ядра сопровождается тепловыми взрывами со спонтанными массовыми выбросами газов и формированием на их основе суперплюмов...». Этот автор большое значение придает генерации тепла в жидком ядре Земли (рис. 3): «Интерес вызывает проблема импульсов отделения от жидкого ядра Земли сжатых высокотемпературных флюидных скоплений, именуемых плюмами. По сути, это тепловые взрывы, проявляемые в гигантских масштабах».

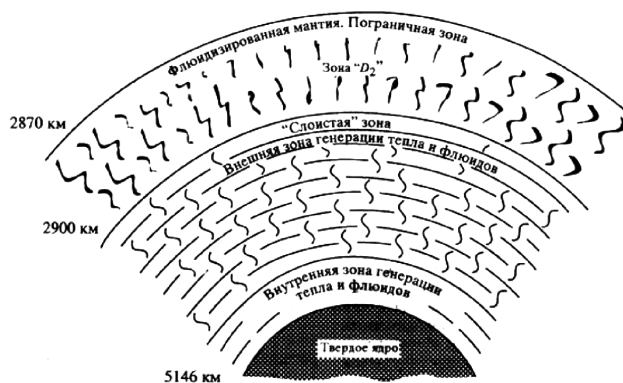


Рис. 3. Обобщенная модель генерации тепла в жидком ядре Земли (Летников, 2001)

Признаки плюмтектоники на поверхности Земли выражаются в эндогенных магматических проявлениях: А. Ф. Грачев (2002) к ним относит следующие: 1) трещинные излияния; широкое развитие плато-базальтовых, щитовых и лавовых вулканов;

2) базальты преобладающего типа Fe-Ti; 3) базальты, отличающиеся высоким содержанием MgO; 4) специфическое распределение РЗЭ: важные показатели отношения $(La/Sm)_N$ и $(Ce/Yb)_N$; 5) присутствие в лавах шпинелевых и гранатовых лерцолитов, а также дунитов, гарцбургитов как фрагментов мантийного вещества различной степени деплетированности. Другая сторона влияния плюмов на глубокие осадочные бассейны разработана О. В. Петровым и С. Л. Костюченко (2002) на примере впадин на севере Западно-Сибирской плиты и в пределах Сибирской платформы. Заложение и развитие определялось воздействием «малых» мантийных плюмов. Последние рассматриваются в качестве элементов, генерировавших из крупных суперплюмов.

Исследования мантийных плюмов К. Дж. Фарнетани и др. (Farnetani et al., 2002) выявили ряд вопросов: 1. является ли неоднородная природа мантийных плюмов унаследованной от глубинного источника или идет «нагружение» его в ходе развития; 2. это «нагружение» (и смешивание) наиболее эффективно в голове плюма или в его долгоживущем хвосте; 3. насколько привлечение геохимических факторов обуславливает флюидно-динамическую модель плюмогенерации. Эти авторы предлагают ряд мобильных моделей и эволюции плюмов. Нами в качестве примера приведена одна из них (рис. 1, Г). В заключительной части (Farnetani et al., 2002) содержатся ответы на поставленные выше вопросы. Главный вывод — термальная граница слоя, из которого выходит плюм весьма эффективен и геохимически неоднородная его природа унаследована от глубинного источника. Привлекается внимание к взаимодействию головы плюма с окружающей средой, к ее деформированности и связи с тектоническими событиями, имевшими место при проникновении его в литосферу.

Обращаясь к *горячим пятнам* (рис. 4), близповерхностным структурам, единодушно признаваемым в качестве элементов, *завершающих плюмы*, следует подчеркнуть неточность употребляемого

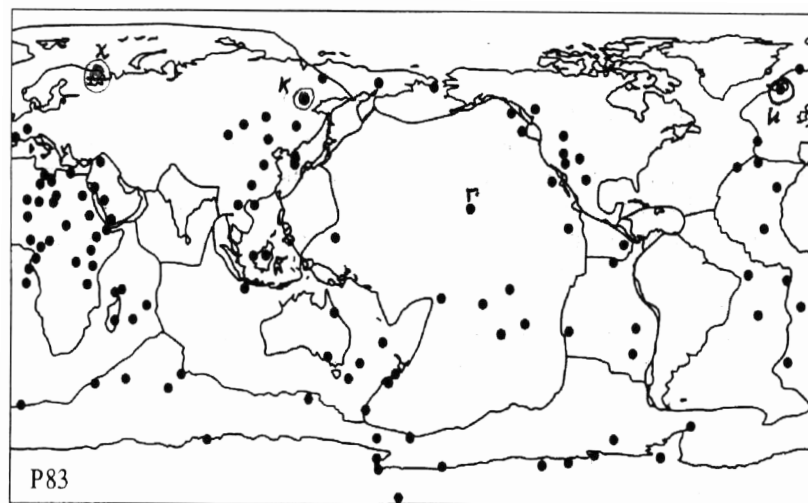


Рис. 4. Распределение горячих пятен на поверхности Земли по Поллаку и др., 1983 (Грачев, 2000):

Х — Хибины, К — Кондер, Г — Гавайи

в нашей литературе термина *горячая точка* взамен принятого за рубежом *hotspot*. Так, например, Исландское *горячее пятно*, существующее более 100 млн. лет, имеет площадь $103 \cdot 10^4$ км². По новым данным (Nobasco et al., 1998), это горячее пятно, венчающее верхнемантийный плюм, имеющее около 300 км в диаметре, расположено на глубинах между 400 и 100 км, и в его пределах наблюдается температурный перепад с окружающей мантией около 200–300 °С. Есть и более обширные вулканогенные образования этого класса. Многие типы магматических проявлений, связываемые с горячими пятнами на континентах, в океанах (существенно островах), – платобазальты, щелочные породы; карбонатиты. Они сравнительно широко представлены начиная с раннего протерозоя (Металлогения..., 1999).

Наиболее обоснованно они вычленены в конце мезозоя и в кайнозой. Ярким, хорошо и всесторонне изученным примером горячего пятна является о. Гавайи, обнаруживающий геохимические признаки, в частности, максимальные аномалии по изотопам гелия, указывающие на возможное происхождение от границы ядро – мантия. Подчеркивается, что Гавайский плюм – один из самых мощных среди действующих. Его мощность оценивается около $3 \cdot 10^8$ кВт (Добрецов, Верняховский, 2001, со ссылкой на Дж. Давиес и М. Ричардса, 1992).

Изученное магнитно-теллурическим методом горячее пятно островов Сосайети (Nobasco et al., 1998) имеет диаметр 270 км и ассоциируется с плюмом (по авторам, Hotspot plume), расположенным в гетерогенной мантии под литосферой, нижняя часть которого находится на глубине 70–130 км. Сводка океанских горячих пятен дана в книге С. И. Андреева и др. (1997).

Завершая раздел, посвященный плюмам и горячим пятнам, подчеркну, что «плюм» – в переводе дымок, струя пара и «плюмаж» – украшение из перьев – подразумевают подъем, вертикальное распространение вещества.

Минерагенические аспекты плюмтектоники

В обзоре восходящих (фидерных) структур (Красный, 2000) указывалось, что в моделях, увязывающих плюмтектонику с минерагением, предпочтение отдается расположенным в коре трубообразным, конусовидным (конфокальным) магматическим телам щелочно-ультрамафитового, щелочного и близкого к ним составов. Различаются месторождения в пределах континентов, океанов и в граничной полосе на сочленении этих суперструктур. Ю. Г. Гатинский (1998) привел ряд формаций существенно щелочного магматизма, коррелируемых со стадиями подъема плюма и переработки литосферы над ним.

В последних исследованиях Н. Л. Добрецова и В. А. Верняховского (2001) и Ф. А. Летникова (2001), а также в сборнике «Дегазация Земли...» (2002) проблема связи плюмогенерации с рудообразованием, алмазонасностью и нефтегазоносностью рассмотрена весьма широко и пред-

ставляет как теоретический, так и практический интерес.

Ф. А. Летников (2001), подчеркивая значение сверхглубинных процессов, пишет: «Учитывая громадные размеры ядра и его высокий энергетический потенциал, очевидно, что даже незначительные флуктуации в мантии жидкого ядра будут сопровождаться значимыми по величине выбросами тепловой энергии в виде плюмов (подчеркнуто мной. – Л. К.)» (с. 300). По этому автору, рудообразующие системы являются производными глубинных флюидных систем, трансформированных в ходе взаимодействия с веществом литосферы (рис. 1, Д). При этом подчеркивается роль астеносферы как зоны флюидизированной мантии. Автору, разработавшему глобальную систему геоблоковой делимости литосферы (Красный, 1984), близки предположения, что в соответствии с ее зрелостью каждый астеносферный слой характеризуется своей рудно-геохимической специализацией (рис. 5). Аномально высокое содержание в магматических мантийных и коровых выплавках Mg, Cu, Ni, Pt и ЭПГ указывает, по Ф. А. Летникову, на их первичную плюмовую природу. Этот исследователь установил, что импульсы интенсивной дегазации жидкого ядра Земли интерпретируются как плюмы. Их основу составляют восстановленные газы. В первую очередь водород. Под воздействием плюмов выделяются два типа флюидных систем: водородно-углеродная и водородно-сернистая. На базе первых из них формируются карбонатиты и на меньших глубинах – скопление углеводородов. Вторые – служат основой формирования скоплений сульфидов и сернисто-водородных систем в малоглубинных вулканических комплексах.

Насколько увязываются рудогенерирующие процессы в обширные области влияния суперплюмов, еще далеко не ясно. Однако в этом отношении любопытна попытка сопоставить наличие

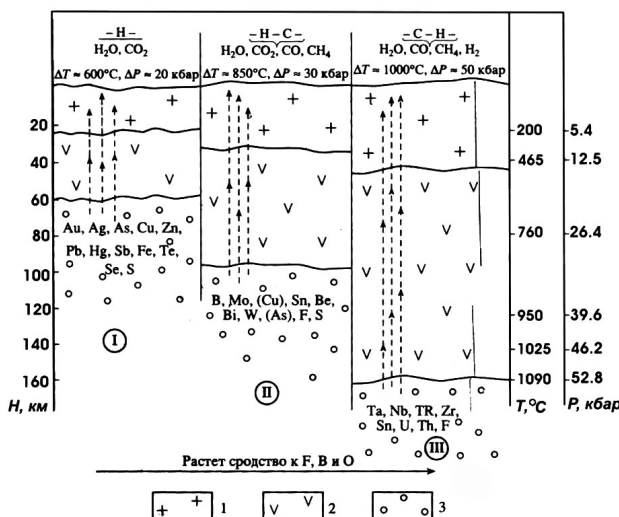


Рис. 5. Флюидно-геохимическая специализация астеносферных флюидных систем под литосферами разной степени зрелости (от I к III зрелость литосферы возрастает) (по Летникову, 2001):

1 – земная кора, 2 – истощенная мантия, 3 – астеносфера

уникальных и крупных месторождений по периферии траппов Сибирской платформы с соответствующим суперплюмом. К ним принадлежат а) Pt-Cu-Ni месторождения Норильска; б) апатит-магнетит, Cu-Ni (с Au) Гулинского массива; в) магнетитовые месторождения Ангара-Илимского района (Добрецов, Верняховский, 2001).

К другому суперплюму, располагающемуся под юго-восточной Африкой, приурочен богатейший мультиминералогический геоблок (Красный, 2000). Схема строения его показана на рис. 1, А.

По мнению Н. Л. Добрецова и В. Л. Верняховского (2001), важнейшие проявления мантийных плюмов – кимберлитовые ареалы. Соответствующие магмы рождаются вблизи границы нижней и верхней мантии. Главные их максимумы палеозойские – 460–440, 410–400, 380–370 и 320–250 млн. лет и мезозойские – 220–180, 160–140 и 120–90 млн. лет. На рис. 6 наглядно показаны их распределения в мантийных глубинах и по времени. Эти же авторы выделили конкретные эпохи плюмогенерации: а) ареал Сибирских траппов – 249–245 млн. лет; б) провинция Феррар (Антарктида) – 183,6 млн. лет и Карру (Южная Африка) – 183,7 млн. лет; в) Святой Елены и Тристан (Атлантика) – 130 млн. лет. Применительно к Гавайским и Исландским горячим пятнам доказывается наличие длительно существующих – более 70 млн. лет – плюмов.

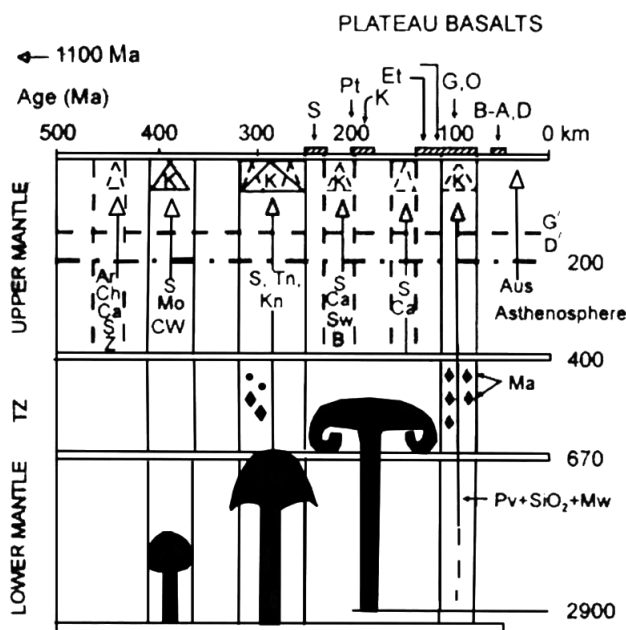


Рис. 6. Схема выплавления «суперкимберлитовых плюмов» (по Хэггерти, 1994) (Добрецов, Верняховский, 2001) с изменениями:

минеральные реакции: Pv – перовскит (+SiO₂) + Mw – магнезиовюстит; Ma – майджеритовый гранат; переход алмаза в графит (D' и G'). Кимберлиты: Af – Африка, Ar – Архангельск, Aus – Австралия, B – Ботсвана, Ca – Канада, Ch – Китай, CW – Колорадо, Gr – Гренландия, I – Индия, Kn – Кентукки, Mo – Миссури, S – Сибирь, Z – Зимбабве. Протобазальты: B-A – Британо-Арктическая провинция, D – Деккан, Et – Этендека, G – Гондвана, K – Карру, O – Онтонгон-Ява, Pt – Патагония, Pa – Парана, S – Сибирь

Пристальное внимание к плюмтектонике проявили специалисты, занимающиеся геологией алмазов. Согласно В. Д. Суворову (1993), кимберлитовые магмы рождаются в районе границы верхней и нижней мантии. Нижнемантийный плюм вблизи границы с тугоплавким гранатитовым веществом слоя «С» в верхней мантии растекается подобно грибу. Задействованы и другие термины: нижнемантийный плюм, рождающий кимберлитовую магму, мантийный диапир, образующий глубокий магматический очаг и ответвляющийся от него мантийный диапир-сателлит, и астеносферный диапир. Признается, что взаимодействие глубинных плюмов с корневыми зонами кратона указывает на единый астеносферный источник окисленных флюидов, производящий поздний метасоматизм и плавление вещества верхней мантии. Он также ответствен за возникновение кимберлитовых расплавов. Н. Л. Добрецов и А. Г. Кирдяшкин (1994) приводят схему выплавления *суперкимберлитовых плюмов* (Haggerty, 1994). На нем высота плюмов отражает их активность для различных эпох. Главные максимумы следующие (в млн. лет): 460–440, 380–370, 350–250, 220–200, 160–140 и 120–90. Большинство этапов кимберлитового магматизма представлено в Сибири; наиболее молодой – миоценовый – в Австралии. Древнейшие кимберлиты известны в Южной Африке с возрастом 1,8 (трубка Премьер) и 1,1 млрд. лет (Гренландия, Индия, Бразилия, Сибирь, Австралия).

А. А. Фельдман и Л. В. Морозова (1989) на основе глубинного геоплотностного разреза, учитывающего данные по скоростным характеристикам горных пород, приводят геолого-геофизический разрез (рис. 7) до глубины 80 км. Они указывают на относительно медленное, пульсирующее развитие восходящих магматических колонн. По их предположению, исходный мантийный диапир проявился 1200 млн. лет назад, диапир-сателлит, послуживший источником периферийного магматического очага, – 860–740 млн. лет и кимберлитовая трубка, внедрившаяся в платформенный чехол, – 340 млн. лет.

Еще недавно было достаточно считать, что в нефтегазовой геологии при изучении термобарических условий флюидных систем восходящие горячие потоки (струи) заметно ускоряют преобразование органического вещества в углеводороды, а также эмиграцию из нефтематеринских пород в коллектора. Элементы разгрузки глубинных флюидов известны в верхних горизонтах осадочных бассейнов. На примере Терско-Каспийского прогиба (рис. 8) показано, что эти системы и связанные с ними нефть и газ представлены высокоминерализованными рассолами с большим количеством рудных и нерудных элементов (Богдасаров и др., 1999).

Углубляясь в самые сокровенные сферы Земли, вплоть до ядра, исследователи предлагают концепции существования плюмов: «водородных», «метановых» и «флюидных». Согласно Ю. М. Пинковскому (2002), имеет место гидротермальная флюидодинамическая модель миграции углеводородов плюмами. Она связана с механизмом абиогенного

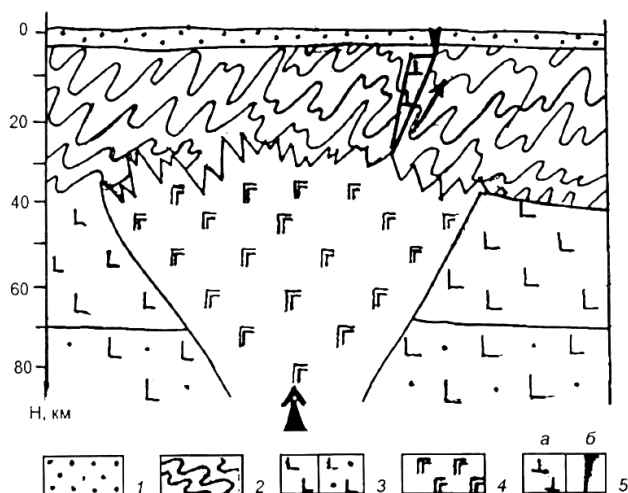


Рис. 7. Глубинная физико-геологическая модель кимберлитового поля с изменениями (Фельдман, Морозова, 1989):

1 – платформенный чехол; 2 – складчатый кристаллический фундамент; 3 – глубинные слои с разными скоростными характеристиками; 4 – головка плюма (исходный мантийный диапир; 5 – периферийный мантийный очаг (а – диапир-сателлит, б – алмазоносная трубка)

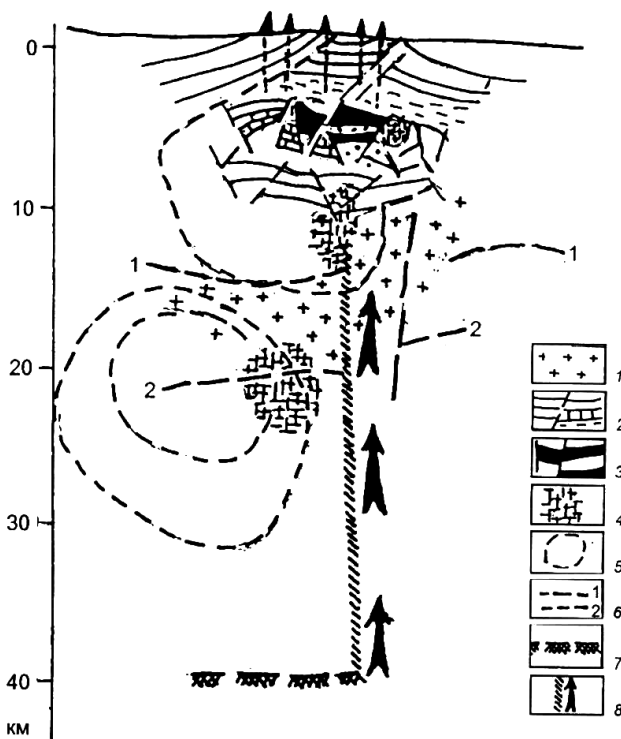


Рис. 8. Глубинная геодинамическая система Терско-Каспийского прогиба (Богдасаров и др., 1999) с изменениями:

1 – домезозойский фундамент; 2 – складчатая толща мезозоя и кайнозоя; 3 – залежи углеводородов; зоны: 4 – расчетные максимальных напряжений, 5 – разуплотненных пород по данным гравиметрии; 6 – сейсмические границы; 7 – граница Мохо; 8 – восходящие флюидные системы

синтеза, что играет ведущую роль в скоплении углеводородов. По этому автору, «...углеводороды – в силу гравитационного фактора постепенно концентрируются в верхних этажах плюма, где формируется очаг нефтегазообразования» (с. 408). Прин-

ципально важно исследование серпентизации мантийных перидотитов. Л. В. Дмитриев и др. (2002) указывают, «...что благоприятные условия для образования углеводородов в океанической коре наблюдаются на уровне 9–10 км, где протекают реакции средне- и высокотемпературного метаморфизма, ... наиболее продуктивная область образования метана может находиться в подошве корового горизонта, в котором происходит серпентизация» (с. 120). Здесь поднимающиеся водородные струи испытывают взаимодействие с растворенной в окислительном водородом флюиде углекислотой. При этом в благоприятных условиях образуется огромный объем CH_4 , формирующий «метановые плюмы».

Диапиры, гранито-гнейсовые купола

Проблема астеносферного диапира широко обсуждается при геолого-геофизическом изучении Азиатско-Тихоокеанской активной транзитали. А. Г. Родников и др. (2000) считает ее отличительной особенностью распространение в верхней мантии астеносферного слоя. Именно здесь развиты диапиры аномальной мантии, характеризующиеся пониженной плотностью, высоким поглощением сейсмических волн, повышенной электропроводностью, связанной с частичным плавлением и наличием флюид. Высказывается мнение, что астеносферный диапир с частичным плавлением вещества представляет собой канал, по которому горячие мантийные флюиды проникают из астеносферы в осадочные бассейны.

Диапировые воздымания в кристаллических щитах, создавшие гнейсовые купола и овалы, изучались К. Вегманом, П. Эскола, Л. И. Салопом и многими другими исследователями раннего докембрия (рис. 9). Значение гранито-гнейсовых куполов как элементов кратонов и ряда складчато-надвиговых систем было подчеркнуто Е. В. Склярным и др. (2000). Эти авторы привели ряд вариантов экспонирования куполов. Определяя значение изостатического всплывания легкого гранитоидного субстрата, они приводят пример образования комплексов метаморфических ядер кордильерского типа Забайкалья и провинции Бассейнов и Хребтов (США). Геометрические формы куполов разнообразны: от выгнутых вверх структур до сложных лопастевидных и грибообразных. Механизмы их образования – ремобилизация глубинного материала коры с последующим диапиризмом. Коровые восходящие образования более доступны для подробного изучения. К ним также относят соляные, гипсовые и другие диапиры и валы, выдавливаемые вследствие разной плотности по сравнению с окружающими породами. К ним тяготеют крупные нефтегазовые месторождения. В нашей стране известна сводка этого типа структур, сделанная в начале 1940-х гг. Ю. А. Косыгиным. Доказано, что имел место процесс всплывания разогретых пород в более холодный покров и наблюдался скачок плотности между ядром купола и его обрамлением. Сейчас принято считать, что спусковым механизмом их

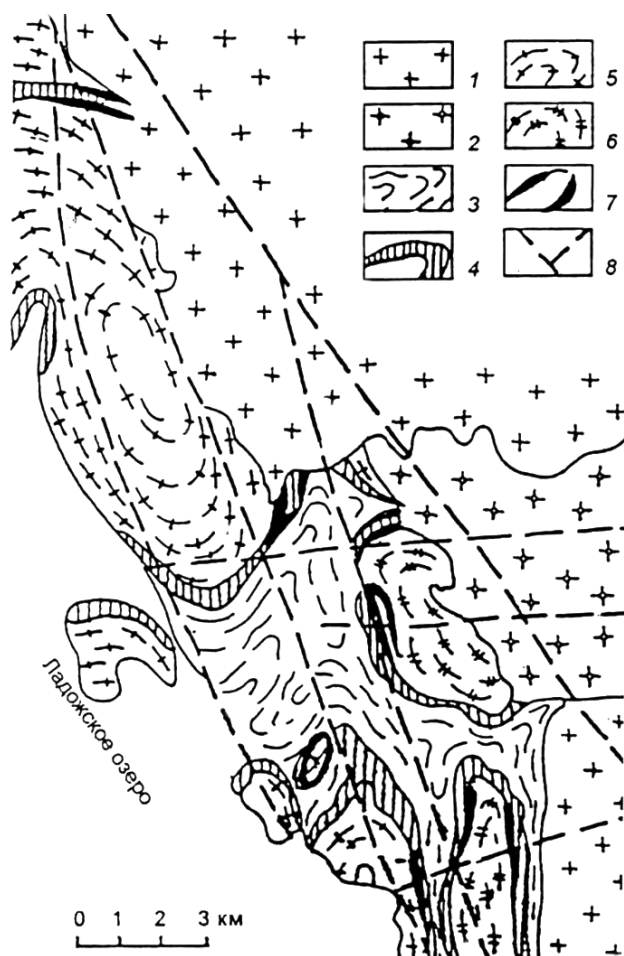


Рис. 9. Схема геологического строения Питкярантского рудного района (Красный, 2000) с упрощением:

1 – граниты рапакиви Салминского массива; 2 – порфирировидные биотит-амфиболовые граниты (виборгиты, питерлиты); 3 – высокоглиноземистые сланцы и гнейсы ладожской серии; 4 – амфиболиты с горизонтами карбонатных пород (питкярантская свита); 5 – гранито-гнейсы куполов; 6 – куполоподобный подъем кровли Салминского массива; 7 – месторождения (Be, Sn, полиметаллические); 8 – разрывные нарушения

образования были возмущения, связанные с горизонтальными вариациями в плотности на участках локальных температурных неоднородностей. По современным работам, формирование куполов связывается с коллизионным этапом эволюции раннепротерозойских систем. Пример такой системы показан на рис. 9.

Венерианские плюмы

Обращаясь к понятиям, связанным с плюм-тектоникой, уместно обратиться к исследованиям М. З. Глуховского, В. М. Моралева, М. И. Кузьмина (1994) и Ф. Ниммо и Д. Мак Кензи (1996), справедливо акцентирующих внимание на широком проявлении процессов вертикального переноса глубинного вещества на Венере. В ее пределах на платообразно приподнятой области расположены крупные эвоидные структуры (супервенцы), которые авторы сравнивают с архейскими гнейсовидными куполами. Ссыла-

ясь на ряд работ, они указывают, что «центры вулканизма венцы и супервенцы единодушно связываются с вертикальными мантийными плюмами единой зоны апвеллинга и рассматриваются в качестве горячих точек Венеры» (Глуховский и др., 1994).

Заключение

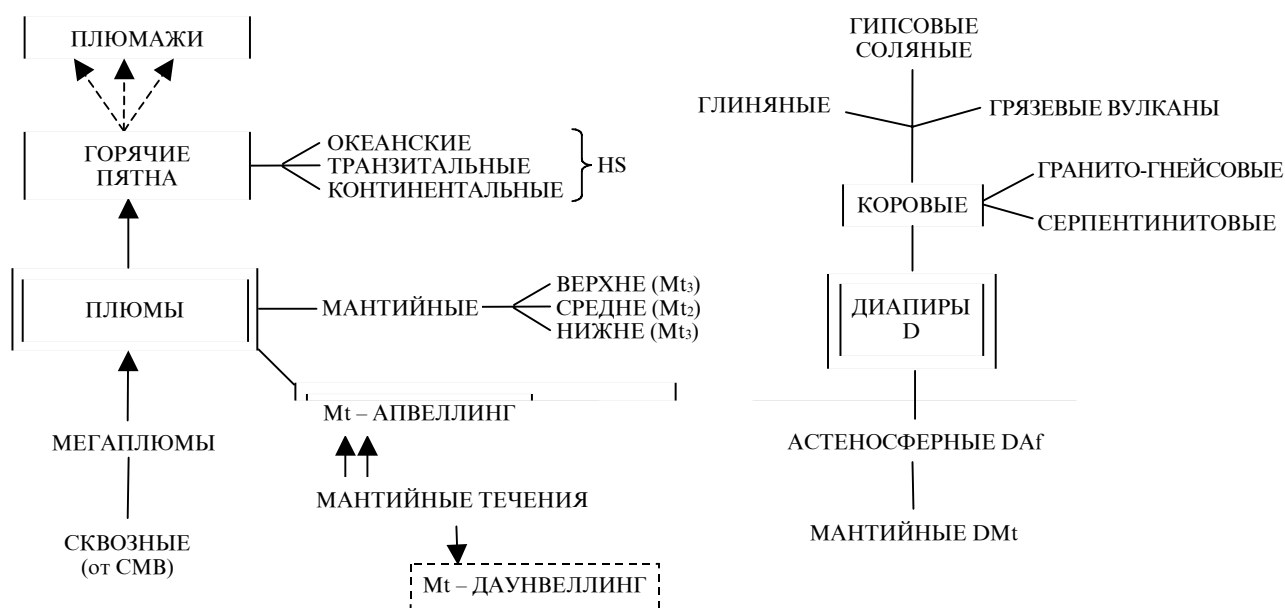
В обобщенном термине «плюм-тектоника» обозначен принципиально новый виток в науках о Земле. Восходящие столбообразные мантийные струи, достигающие литосферы и обозначенные в близповерхностной геологии и минерации специфическими процессами, привлекли внимание многих геологов, геофизиков и геохимиков. Подчеркивается, что посредством их осуществляется разрядка различных видов сверхглубинной и глубинной энергии.

Предложения по систематике восходящих структур и приуроченной к ним минерации приведены в табл. 2 и 3. Перечисленные в ней подразделения, связанные с процессами в оболочках разной глубинности, формируются в условиях подъема разогретого в разной степени геохимически сложного (плюмы, мантийные и астеносферные диапиры) или более однородного по физико-геохимическим особенностям (коровые диапиры) вещества. При этом первостепенное значение имеет и плотностная обособленность их от окружающей среды.

Опираясь на изучение ядра и геосфер мантии Земли с использованием сейсмотомографических карт, а также возможных минеральных ассоциаций глубинных оболочек, многие исследователи установили существенные элементы фидерных структур. Мною дана принципиальная схема размещения фидерных структур (рис. 10). От надъядерного неустойчивого ультранизкоскоростного слоя воздымаются как сквозьмантийный мощный плюм, так и промежуточные его ответвления, обусловленные изменением физико-химической обстановки при пересечении им межгеосферных интервалов. На границе с подлитосферной мантией плюм может расходиться на ряд локальных плюмов, создавая ветвистую систему плюмажа. В коре «побеги» от столбообразного плюма создают как одиночные горячие пятна, так и их группы, выраженные, например, в многочисленных «полях» алмазоносных трубок, известных на Сибирской и Африканской платформах.

Прослеживая использование понятийной базы и соответствующей ей терминологии, обнаруживаем разночтения, уже указанные в современной литературе. Поэтому для обсуждения геологической общественностью можно предложить попытку такой систематизации (рис. 10). В ней выделен самостоятельный блок мантийных течений с апвеллингом и даунвеллингом. Автору представляется, что в соответствии с высказыванием Е. К. Меланхолиной и др. (2001), «...крупные системы апвеллингов и даунвеллингов представляют важнейшие радиальные элементы в структуре

Таблица 2
Предложения по систематике фидерных структур



Примечание. Mt – мантия; HS – горячее пятно (Hotspot); СМВ – граница ядро – мантия (Core Mantle Boundary).

Таблица 3
Восходящие фидерные структуры

КОРА	Горячее пятно (точка)		Мантийный (астеносферный) диапир	Плюмтектоника	
	Кимберлиты, лампроиты – D i Щелочные магматиты, карбонатиты (P, REE – La, Ce, Nd и др.)		Обширный спектр рудных месторождений; нефть – газ	Формирование полезных ископаемых рассматривается в связи с аккрецией и деструкцией континентальной и океанической литосфер	
	Близповерхностное выражение (головка) мантийного плюма. Наиболее четко обозначена в современных вулканогенных структурах		Структура астеносферного воздымания, приводящая в одних регионах в ранней (предрифтовой) стадии к внутриконтинентальным поднятиям, а в других – в поздней стадии – к обширным раздвигам и проседаниям в коре	СУПЕРПЛЮМ (СП)	В подлитосферной мантии СП расщипляются на плюмы второй генерации, ответственные за формирование горячих полей, горячих пятен и горячих линий
МАНТИЯ	ПЛЮМ (ПЛЮМАЖ)	Ветвящиеся плюмы создают плюмажи. Восходящая из надъядерного слоя D ^{II} столбообразная струя высоконагретого и менее плотного, чем окружающая среда, вещества, обычно обогащенная металлоносными флюидами	АСТЕНОСФЕРА <		

Земли, определяющие действие общемантийной конвекции (подчеркнуто авторами. – Л. К.). Эти термины охватывают более объемное понятие, чем «плюм», и если можно интерпретировать даунвеллинг как охлажденный нисходящий поток, то, с учетом вышеизложенного представления о плюме как о фидерной – восходящей структуре, термин «холодный плюм» нежелателен.

Проявление фидерных структур в мантии и литосфере означает направленную эволюцию глубинного вещества, преобразованного в коре, активно влияющего на формирование полезных ископаемых определенного класса. Они должны рассматриваться совместно с флюидодинамикой, обеспечивающей приток элементов из глубинных уровней в близповерхностные.

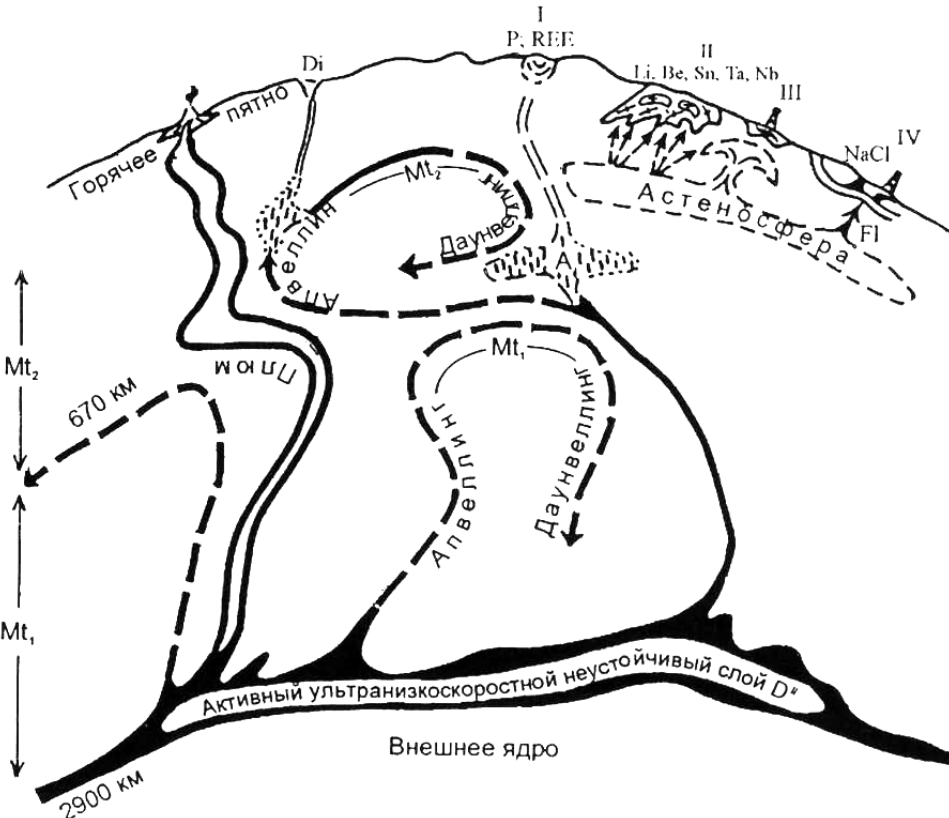


Рис. 10. Принципиальная схема глубинного и близповерхностного размещения фидерных структур (Красный, 2000):

А – зона плавления; близповерхностные (существенно коровые) проявления диапиризма и плюмтектоники; I – щелочные интрузии хибинского типа (апатит, редкие земли), II – гранито-гнейсовый диапиризм (куполы, овалы) (Li, Be, Ta, Nb, Sn), III – астеносферный диапиризм, IV – соляной диапиризм; F1 – флюидный поток; D1 – алмазы; M₁ и M₂ – нижняя и верхняя мантии

Проделанный обзор восходящих (фидерных) структур намечает пути выработки их взаимосвя-

занного геофизического, петролого-геохимического и минерогенического синтеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев С. И., Старостина С. И., Аникеева Л. И. и др. Металлогеническая зональность Мирового океана. СПб., 1997.
- Арзамасцев Л. П., Беа Ф., Беляцкий Б. В. и др. Палеозойские процессы, плюм-литосферного взаимодействия в северо-восточной части Балтийского щита: длительность, объем, условия магмогенерации // Геол. и полезные ископ. Кольского полуострова. Апатиты, 2002. С. 104–145.
- Белюсов В. В. Основы геотектоники. М., 1989.
- Бодзасова М. В., Сидоров В. А., Скарятин В. Д. Современная геодинамика и нефтегазоносность // Нефтяная геология на рубеже веков. СПб., 1999. Т. 1. С. 112–121.
- Гатинский Ю. Г. Щелочной магматизм и редкоземельное оруденение как индикаторы процессов плюм-тектоники // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. 1998. Т. 1. С. 159–162.
- Глуховский М. З., Моралев В. М., Кузьмин М. И. Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 5. С. 3–15.
- Грачев А. Ф. Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000. № 4. С. 3–37.
- Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ: Материалы междунар. конф. памяти акад. П. Н. Кропоткина. М., 2002. 472 с.
- Дмитриев Л. В., Силантьев С. А., Базылев Б. А. Серпентинизация мантийных перидотитов и флюидный режим Земли // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М., 2002. С. 120–122.
- Добрецов Н. Л., Верняховский В. Л. Мантийные плюмы и их геологические проявления // Смирновский сборник-2001. М., 2001. С. 46–69.
- Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск, 1994.
- Красный Л. И. Классификация геоблоков и межгеоблоковых систем // Глобальная система геоблоков. М., 1984. С. 183–217.
- Красный Л. И. Восходящие глубинные и близповерхностные структуры и связанная с ними минерализация // Отеч. геология. 2000. № 6. С. 23–28.
- Летников Ф. А. Сверхглубинные флюидальные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. № 4. С. 291–307.
- Летников Ф. А. Дегазация Земли как глобальный процесс самоорганизации // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М., 2002. С. 6–7.
- Лобковский Л. И., Котелкин В. Д. Геодинамика мантийных плюмов, их взаимодействие с астеносферой и литосферой и поверхность проявления в рифто-

и траппообразовании // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М., 2000. С. 304–307.

Меланхолина Е. К., Руженцев С. В., Моссаковский А. П. Развитие глубинных ап- и даунвеллингов и геодинамика Земли // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М., 2001. С. 315–342.

Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия / Под ред. Д. В. Рундквиста. М., 1999.

Петров О. В., Костюченко С. Л. Глубокие осадочные впадины Сибири как следствие воздействия малых мантийных плюмов на литосферу Земли // Регион. геология и металлогения. СПб., 2002. № 15. С. 58–74.

Пинковский Ю. Н. Нефтеобразующие гидротермальные плюмы литосферы: пространственно-временной и поисковый аспекты // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. Л., 2002. С. 407–409.

Пуцаровский Ю. М. Тектонические феномены океанов // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М., 2001. С. 174–230.

Родников А. Г., Сергеева Н. А., Родкин М. В., Забаринский Л. О. Глубинное строение переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М., 2000. С. 434–437.

Скляр Е. В., Мазукбаев А. М., Мельников А. М. Гранито-гнейсовые купола и комплексы метаморфических ядер // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М., 2000. С. 480–481.

Суворов В. Д. Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. Новосибирск, 1993. 136 с.

Фельдман А. А., Морозова Л. В. Глубинная физико-геологическая модель кимберлитового поля // Геофизические методы прогноза и разведки месторождений алмазов: Тр. ЦНИГРИ. 1989. С. 3–10.

Хаин В. Е. Современная геодинамика: достижения и проблемы // Природа. 2002. № 2. С. 51–59.

Campbell I. H., Griffiths R. W., Hill R. I. Melting in Archaean mantle plumes: heads it's basalts, tails it's kamatiites // Nature. 1989. № 399. P. 696–699.

Davies G. A. Channeled plume under Africa // Nature. 1998. Vol. 393. P. 743.

Farnetani C. G., Legras B., Tackley P. J. Mixing and deformations in mantle plumes // Earth and Planetary Sci. Letters. 196. 2002. P. 1–15.

Isley A. E., Abbott D. H. Implications of the Temporal Distribution of High-Mg Magmas for Mantle Plume Volcanism throu Time // The J. of Geol. 2002. Vol. 110. P. 141–158.

Lay T., Williams Q., Garrero E. The core-mantle boundary layer and deep Earth dynamics // Nature. 1998. Vol. 392. 2. P. 461.

Nobasco R., Tarits P., Filloux J., Chave A. Magneto telluric imaging of the Society Islands hotspot // J. of Geophysical Res. 1998. Vol. 103, № 312. P. 30287–30309.

О. И. Володичев, Т. И. Кузнецов, С. С. Козлов

К СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОМУ ИЗУЧЕНИЮ МЕТАВУЛКАНИТОВ КОНТОКСКОЙ СЕРИИ КОСТОМУКШСКОЙ СТРУКТУРЫ

Костомукшская структура расположена в Западной Карелии и является северо-западным окончанием Гимольско-Костомукшского зелено-каменного пояса (Вулканизм архейских..., 1981). Она сложена верхнеархейскими лопийскими супракрустальными комплексами: преимущественно вулканитами в так называемой «западной полосе», а также осадочными породами в восточной дугообразной ветви (рис. 1). Длительная история геологического изучения структуры (Чернов, 1964; Чернов и др., 1970; Лазарев, 1971; Горьковец и др., 1981; Кожевников, 1982 и др.) тесно связана с открытием в ее пределах в 1945 г. крупного железорудного месторождения, которое разрабатывается в настоящее время. Исследования первого этапа были сконцентрированы в основном на изучении геологии месторождения, при этом вулканиты «западной полосы», оставшиеся малоизученными и в последующие годы относительно пород гимольской серии, рассматривались как более молодые слабометаморфизованные образования (Чернов, 1964; Чернов и др., 1970; Лазарев, 1971; Кожевников, 1982 и др.) и даже сопоставлялись с сумийским комплексом (Кратц, 1963). Позднее вопросами геологии и стратиграфии пород «западной полосы» и Костомукшской структуры в целом детально занимались В. Я. Горьковец и М. Б. Раевская (Горьковец и др., 1981; Опорные разрезы..., 1992 и др.), предложившие схему стратиграфии данного района, в соответствии с которой наращивание разреза идет с запада на восток, и на нижнеархейском основании, представленном разгнейсованными тоналитами, плагиогранитами и гранодиоритами, залегают верхнеархейские лопийские комплексы в такой последовательности: метатерригенные породы нюкозерской серии (биотитовые, гранат-биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные гнейсы) – метавулканиты контоксской серии («западной полосы»), подразделенной на ниемиярвинскую (базальты с небольшим количеством коматиитов и магнетитовых кварцитов), шурловаарскую (кислые вулканические породы, туфы, туффиты, магнетитовые кварциты, углеродсодержащие сланцы) и рувинваарскую (базальты, перидотитовые и базальтовые коматииты с редкими прослоями углеродсодержащих сланцев

и кварцитов) свиты, – метаосадочный комплекс гимольской серии, представленной суккозерской (полимиктовые конгломераты, гравелиты и граувакки), костомукшской (железистые кварциты, углеродсодержащие и ритмичнослоистые слюдистые сланцы) и сурлампинской (ритмичнослоистые

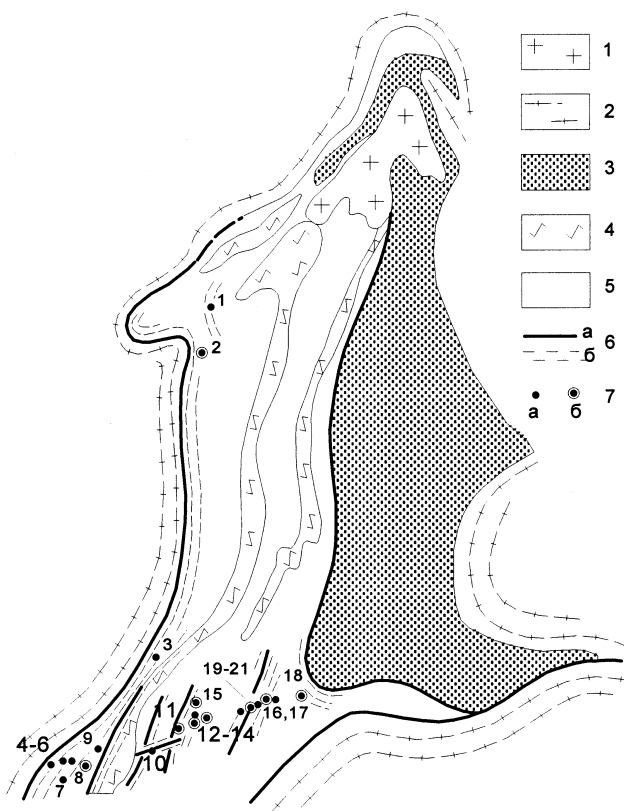


Рис. 1. Схема геологического строения северной и центральной частей Костомукшской структуры:

1 – плагиомикроклиновые граниты района г. Шурловаары; 2 – гранитоиды обрамления; 3 – породы гимольской серии; 4–5 – породы контоксской серии: 4 – метавулканиты и метаосадки шурловаарской свиты, 5 – метавулканиты основного и ультраосновного состава ниемиярвинской и рувинваарской свит; 6 – shear-зоны (а) и зоны разгнейсования (б), в районе опорного разреза (Опорные разрезы..., 1992) отмеченные только на изученных участках; 7 – места взятия проб из зон разгнейсования (а) и из пород с массивными текстурами или в большей степени сохранивших первичные структуры и текстуры (б)

слюдистые сланцы – алевролиты и песчаники) свитами.

Последний период исследования Костомукшской структуры характеризуется изотопно-геохимической направленностью, призванной оценить геодинамические условия формирования развитых здесь вулканогенных, осадочных и интрузивных комплексов. Это привело к появлению новых альтернативных вариантов стратиграфической шкалы (Puchtel et al., 1997; Кожевников, 2000; Лобач-Жученко и др., 2000 и др.), которые применительно только к контоксской серии сводятся к тому, что основные и ультраосновные вулканы ниемиярвинской и рувинваарской свит являются одновозрастными образованиями, более ранними относительно кислых вулканитов шурловаарской свиты.

По результатам изучения геологического соотношения кислых вулканитов шурловаарской свиты (прежде всего субвулканических образований) с основными и ультраосновными ниемиярвинской и главным образом рувинваарской свит и с учетом данных по геохимическому и изотопно-геохимическому изучению основных и ультраосновных вулканитов (Puchtel et al., 1997; Лобач-Жученко и др., 2000) такой вариант представляется наиболее вероятным. Но при этом различия в составе вулканитов в разрезе контоксской серии – базальтовый в западной части и коматиит-базальтовый в восточной, вероятно, все же отражают элементы внутренней стратификации.

Контакты пород контоксской серии с другими породными комплексами структуры имеют тектонизированный характер в форме системы shear-зон с крутыми до вертикальных ориентировками плоскостных элементов: меридионального – северо-восточного простирания на востоке с субширотным разворотом на юге – с породами гимольской серии и северо-восточного простирания на западе и субширотного – юго-западного на юге – с гранитоидами обрамления (рис. 1), которые в основном представлены разгнейсованными в системе shear-зон более молодыми относительно лопийских супракрустальных пород «внешними» гранитоидами плагиоклазового и плагиомикроклинового состава, вероятно, не одной возрастной генерации с возможным присутствием среди них интенсивно трансформированных реликтов более древних, в основном гранитоидных, образований.

Интрузивный характер соотношения гранитоидов тоналит-плагиогранитного состава с метабазальтами хорошо выражен в западной контактовой части разреза пород контоксской серии (Опорные разрезы..., 1992), в месте взятия пробы 4 (рис. 1). Со стороны гранитоидов здесь наблюдается присутствие ксенолитов метабазальтов в плагиогранитах, со стороны метабазальтов отмечается насыщение метабазальтов жилами гранитоидов, количество которых постепенно уменьшается при удалении от контактов. Специальное изучение пограничной полосы к северо-востоку от этой точки не выявило на этом участке признаков распространения метатерригенных пород, относимых В. Я. Горьковцом и др. (1981) к нюкозерской се-

рии. Вероятно, за таковые были приняты породы, образовавшиеся в зонах наибольших структурно-метаморфических преобразований гранитоидов.

Структурно-метаморфическое изучение метавулканитов проводилось непосредственно на участке опорного разреза пород контоксской серии (Опорные разрезы..., 1992) с продолжением на восток практически до контакта с гимольской серией и в Западной shear-зоне, пограничной с гранитоидами обрамления (рис. 1). Как ранее отмечал В. Н. Кожевников (1982), структурный план пород этого домена относительно прост. Наиболее интенсивно проявлены деформации субмеридионального – северо-восточного простирания в пограничной с гранитоидами Западной shear-зоне. В полосе шириной до 500 м (пробы 4–7, рис. 1) метабазальты и дайки габброидов (проба 7) подвержены разгнейсованию с дифференциальной интенсивностью, оставляющей относительно хорошую сохранность текстурных особенностей вулканитов (подушечных и миндалекаменных) и даек габброидов. На макроуровне деформации в основном проявлены развитием гнейсовых текстур, на микроуровне в метабазальтах и метагабброидах помимо ориентированного и субориентированного амфибола весьма характерным является развитие Z-образных и ротационных (рис. 2) форм агрегатов амфибола, свидетельствующих о сдвиговом с элементами вращения характере деформаций в этой зоне. На данном отрезке и в северо-восточном направлении (проба 3) до мест взятия проб 1 и 2 плоскости гнейсовидности имеют субвертикальное падение, и только в районе проб 1–2, вероятно, за счет наложенной складки с СВ простиранием в направлении г. Шурловаары, элементы залегания имеют пологое залегание – аз. прост. СВ 55° пад. СЗ $\angle 30^\circ$ и СВ 65° пад. ЮВ $\angle 15^\circ$ соответственно.

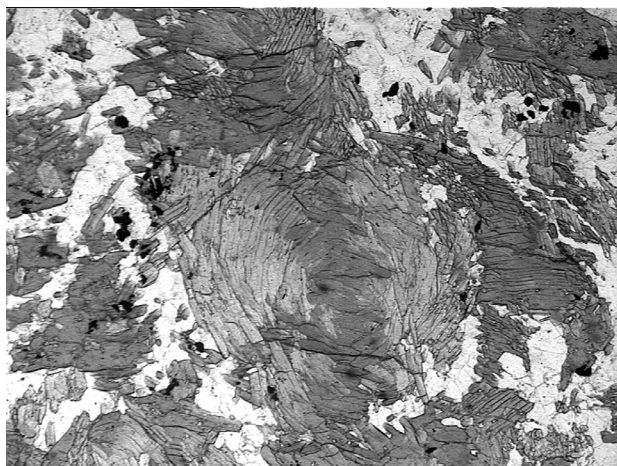


Рис. 2. Ротационные формы кристаллизации агрегатов амфибола при сдвиговых деформациях в метабазальте. Шлиф В-3001-3

На участке опорного разреза к востоку от деформационной зоны метабазальты с прекрасными подушечными текстурами не несут следов разгнейсования (проба 8), хотя форма подушек и условия их

залегания свидетельствуют о значительном нарушении первичного залегания. Следующая система shear-зон приурочена к западному контакту метабазальтов (проба 9) с кислыми вулканитами шурловарской свиты и далее к востоку, в пределах толщи последних. На ЮВ ее продолжении в кислых вулканитах фиксируется приуроченность к зонам разгнейсования основных метасоматитов, преимущественно амфиболсодержащих, но местами имеющих плагиоклаз-микроклин-клинопироксеновый состав. И разгнейсованные кислые вулканиты, и метасоматиты секутся жилами метаморфизованных андезитов, весьма характерных для этого района реперных образований, которые, по данным А. В. Самсонова (устное сообщение), по геохимическим характеристикам хорошо коррелируют с «внутренними» гранитоидами кварцево-диоритового – гранитного состава участков «Центральный» и «Факторный». В свою очередь, к ЮЗ от данного района на «Кварцитном» и прилегающих к нему участках В. Н. Кожевниковым (1982) и нами устанавливается, что и дайки андезитов подвергаются разгнейсованию в деформационных зонах, ориентированных субгоризонтально с деформациями ранней генерации. Повторное проявление копланарных и коаксиальных (?) деформаций (иногда с вариациями – аз. прост. ранней гнейсовидности СВ 10° пад. верт. и наложенной СВ 40° пад. верт. – в метакоматиитах вблизи пробы 19), отмечавшееся и в изучаемом районе, в том числе и на примере гранитоидов участка «Таловейс», свидетельствует о том, что деформации II генерации могли иметь широкое распространение, масштабы которого в настоящее время трудно определить. Петрографическое изучение пород в зонах деформаций I и II генераций на участке «Кварцитный» не обнаруживает значимых различий, однако объектов с информативным составом для конкретной оценки условий метаморфизма, связанного с деформациями II генерации, найти пока не удалось. Такая ситуация допускает, что характеристика РТ-условий метаморфизма в shear-зонах по результатам данного изучения может, к сожалению, носить интегральный характер.

Далее на восток в пределах метавулканитов рувинварской свиты фиксируется несколько дискретных shear-зон СВ простирания (рис. 1). Наиболее мощная из них – восточная (пробы 19–21), которая, как и предыдущие, имеет субмеридиональное – северо-восточное простирание и субвертикальную ориентировку плоскостных элементов. В ее пределах отмечается не только интенсивное разгнейсование пород до образования сланцеватости, но и сильная деформация подушек в метабазальтах с их значительным удлинением в направлении линейности, а на одном узком участке породы интенсивно смяты в изоклинальные складки (проба 19) с вертикальной ориентировкой осевых плоскостей и шарнирами, погружающимися под углом 85° на СВ 10°. В пределах этой зоны угол погружения линейностей меняется от 40 до 85°.

Вероятно, сопряженной с системой субмеридиональных – северо-восточных shear-зон является менее развитая система с ориентировкой СВ 55–60° до 65–70° с крутыми падениями – 90° ± 10–20° на СЗ

и ЮВ. В одних случаях они совпадают с элементами залегания туфов среди базальтов и коматиитов (проба 10, рис. 1), в других (севернее «Факторного» участка, СВ часть «Коматиитового» участка и др.) такая связь отсутствует. По данным петрографического изучения степень метаморфизма в этой системе сопоставима с метаморфизмом в северо-восточной системе. И к той и другой бывают приурочены проявления метасоматоза гранат-амфиболового и гранат-хлорит-амфиболового (проба 10) состава.

Развитие shear-зон имеет дискретный характер, и в участках, не затронутых деформациями, обнаруживается очень хорошая сохранность вулканитов и их структурно-текстурных особенностей (пробы 11–15, рис. 1 и «Коматиитовый» участок в целом), при этом породы часто имеют очень тонкозернистое строение и афанитовый облик, что позволило В. Н. Кожевникову (1982) сделать вывод о том, что толща основных вулканитов метаморфизована в условиях зеленосланцевой фации, имеющей площадное распространение по всей «западной полосе». Результаты последующих исследований в пределах стратотипического разреза пород контоксской серии (Опорные разрезы..., 1992) позволили сделать заключение о двухэтапном проявлении верхнеархейского метаморфизма андалузит-силлиманитового (раннего) и кианит-силлиманитового (позднего) типов преимущественно в температурных условиях амфиболитовой фации с небольшими вариациями без признаков низкотемпературного метаморфизма. Однако без микрозондового анализа не могли быть точно определены условия метаморфизма метавулканитов с тонкозернистым строением.

Данные исследования в некоторой степени восполняют этот пробел. Объектом структурно-метаморфического изучения стали метаморфизованные базальты, коматиитовые базальты, пироксенитовые коматииты, туфы и габброиды, образующие в базальтах дайки и небольшие тела. При этом изучались условия статического метаморфизма в породах с массивной текстурой и динамометаморфические преобразования в наложенных shear-зонах. В двух обнажениях (пробы 16–17, 20–21) была использована возможность сравнить условия статического и динамического метаморфизма непосредственно в пределах одного объекта. Микрозондовый анализ минералов проводился на сканирующем электронном микроскопе CamScan 4DV с приставкой для энергодисперсионного анализа AN 10000 на кафедре петрографии МГУ. Кроме того, учитывались и более ранние анализы монофракций амфиболов (Геология и метаморфизм..., 1991; Опорные разрезы..., 1992) (пробы 5–7, 15, 18, табл. 1). Для определения барических и температурных условий метаморфизма были использованы амфиболовые геобарометры Л. Холлистера и др. (Hollister et al., 1987), Дж. Бланди и Т. Холланда (Blundy, Holland, 1990) и М. Шмидта (Schmidt, 1991) и геотермометры – плагиоклаз-амфибол-кварцевый Т. Холланда и Дж. Бланди (Holland, Blundy, 1994), гранат-амфиболовый П. Уэлса (Wells, 1979) и гранат-хлоритовый Б. Патрика и Б. Эванса (Patric, Evans, 1989). Все геобарометры

дают очень хорошую сходимость результатов, и в окончательном варианте использовались средние значения по трем геобарометрам (табл. 2). Вместе с тем эти геобарометры, наиболее эффективные для обыкновенных и части эденитовых, паргаситовых и чермакитовых роговых обманок, для актинолитов и актинолитовых роговых обманок дают менее определенные, а для чермакитов, эденитов и паргаситов явно завышенные значения (Володичев, 1994). Генерации сосуществующих минералов (амфибол-плагиоклаз, плагиоклаз-хлорит, амфибол-хлорит, эпидот и т. д.) определялись с помощью петрографического изучения с учетом взаимного расположения кристаллов, предпочтительно соседствующего, с общими границами соприкосновения. Однако микроскопический анализ в каждой пробе (шлифе) выявил 2, 3 и даже 4 амфибола (до 3 плагиоклаза) со значимыми различиями состава (табл. 1, 2, 3, рис. 3), но часто отчетливо не различимых при микроскопическом изучении, что в значительной степени затруднило задачу корректного выбора амфибол-плагиоклазовых парагенезисов. В двух пробах – метабазах (проба 16-0, табл. 1) и метагаббро (проба 13-0) – сохранились реликты магматического плагиоклаза с лейстовой формой кристаллов, которые из расчетов РТ-условий метаморфизма исключались.

Рассмотрим основные результаты проведенного исследования по каждой пробе отдельно с последующим анализом общей ситуации.

Проба 1 (обр. В-21) – в северной части участка (к западу от оз. Подгорного), мелко-среднезернистый амфиболит по метабазах, без сохранившихся вулканических текстурных признаков с отчетливой плоскопараллельной текстурой, содержит три генерации амфибола и два – плагиоклаза. Ранним парагенезисом представляется ассоциация титанистой чермакитовой роговой обманки с плагиоклазом (35,4% An). Состав амфибола свидетельствует о высокой степени метаморфизма, соответствующей высокотемпературной амфиболитовой – гранулитовой фации ($T = 721^\circ\text{C}$ и $P = 7,7$ кбар, табл. 2, рис. 3, 4). Эти, казалось бы, неожиданные для метаморфизма пород Костомукшской структуры параметры могут указывать на возможность повышения степени метаморфизма до гранулитовой фации (?) на одном из ранних этапов развития структуры в северной ее части в направлении к Вокнаволоцкому блоку. Вторая генерация амфибола – магнезиальной роговой обманки и плагиоклаза (30,8% An), очевидно, связана с деформациями и метаморфизмом в пределах Западной shear-зоны, пограничной с гранитоидами. По параметру ($T = 609^\circ\text{C}$ и $P = 7,4$ кбар, табл. 2, рис. 4) этот парагенезис резко отличается от первого. Амфибол третьей генерации, представленный актинолитовой роговой обманкой, более поздний, возможно, его образование связано с метаморфизмом при образовании складки СВ простирания.

Проба 2 (обр. В-26) – в пределах Западной shear-зоны вблизи контакта с гранитоидами, представлена довольно хорошо сохранившимися метабазами с миндалекаменной и шаровой текстурами, практически массивными со слабо прояв-

ленной гнейсовидностью. В породе обнаружены две генерации амфибола – магнезиальной роговой обманки: одна из них в ассоциации с довольно основным (44,2% An) плагиоклазом отражает условия раннего статического метаморфизма ($T = 639^\circ\text{C}$, $P = 4,7$ кбар, табл. 1–3, рис. 3–4), другая – условия наложенного динамометаморфизма в shear-зоне ($P = 5,6$ кбар, табл. 2, рис. 3).

Проба 3 (обр. В-11) – в пределах Западной shear-зоны, вблизи контакта с гранитоидами к югу от проб 1–2, представлена метабазами с подушечной текстурой, интенсивно разгнейсованными. Образование основной массы субориентированного амфибола вместе с плагиоклазом (33,3% An), очевидно, связано с динамометаморфизмом ($T = 605^\circ\text{C}$, $P = 5,5$ кбар, табл. 1–3, рис. 3, 4). В меньшем количестве представлен амфибол другой генерации ($P = 4,8$ кбар, табл. 2, рис. 3), образовавшийся, вероятно, на ранней стадии динамометаморфизма, до формирования интенсивной гнейсовидности.

Проба 4 (обр. В-3000-1) – контакт гранитоидов и метабазов в западной точке опорного разреза (Опорные разрезы..., 1992), взята из ксенолита в плагиограните. Вместе с метабазом в ксенолите присутствует фрагмент дайки метагаббро. В метабазах, разгнейсованных в shear-зоне вместе с габбро и вмещающими плагиогранитами, амфибол представлен одной генерацией, ассоциирующей с плагиоклазом (19,5% An). Этот парагенезис соответствует условиям динамометаморфизма ($T = 605^\circ\text{C}$, $P = 4,3$ кбар, табл. 1–3, рис. 3, 4). Более поздняя ассоциация альбита (3% An) и хлорита (табл. 1, 4) свидетельствует о проявлении наложенного метаморфизма зеленосланцевой фации, который фиксируется и в метабазах к западу в полосе около 100 м.

Пробы 5–7 (обр. В-3001-3, В-3001-5, В-3002) из метабазов (5–6) и дайки метагаббро (7) в Западной shear-зоне в удалении к востоку от контакта, по усредненному составу амфиболов – магнезиальных роговых обманок из монофракций отражают варьирующие Р-условия динамометаморфизма ($P = 4,6$ – $6,0$ кбар, табл. 2, рис. 3) с довольно отчетливо проявленной зависимостью от степени развития гнейсовидной текстуры как выражения степени интенсивности проявления динамометаморфизма – от слабогнейсовидной (проба 7 – 4,6 кбар) к более отчетливой с характерными Z-образными формами агрегатов светло-зеленого амфибола (проба 6 – 5,5 кбар) и до четко выраженной с предпочтительной ориентировкой голубовато-зеленого амфибола (проба 5 – 6 кбар).

Проба 8 (обр. В-3011) – за пределами полосы разгнейсования в Западной shear-зоне, представленная хорошо сохранившимся массивным метабазом с подушечной текстурой, содержит две генерации амфибола – магнезиальных роговых обманок (табл. 1, 3). Одна из них вместе с основным плагиоклазом (56,9% An), очевидно, отражает условия статического метаморфизма базальтов ($T = 675^\circ\text{C}$, $P = 6,4$ кбар, табл. 1–3, рис. 4), другая – условия проявленного в незначительной степени наложенного динамометаморфизма ($P = 5,6$ кбар, табл. 2, рис. 3).

Т а б л и ц а 1

Химический состав минералов из основных метавулканитов контоксской серии

№ обр.	B-21						B-26				B-11			B-3000-1				B-3001-3		B-3001-5		B-3002		B-3011				
	Амф			Пл			Амф		Пл		Амф		Пл		Амф		Пл		Амф		Амф		Амф		Амф		Пл	
	1	1-1	1-2	1	1-1	2	2	2-1	3	3-1	3-1	2	3	4	4	4-1	4-1	5	6	7	8	8-1	8-1	8-1	8-1	8-1	8-1	8-1
n	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	2	3	4	4	4	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	4	4	4
SiO ₂	43,787	46,397	52,642	59,768	60,853	48,580	48,183	48,580	48,673	47,666	60,062	48,208	62,728	67,580	30,586	45,52	47,34	46,90	46,406	47,191	54,188	54,188	54,188	54,188	54,188	54,188	54,188	54,188
TiO ₂	3,061	0,341	0,287	0,000	0,000	0,415	0,475	0,000	0,366	0,401	0,017	0,624	0,000	0,000	0,053	0,69	0,53	0,48	0,566	0,548	0,034	0,034	0,034	0,034	0,034	0,034	0,034	0,034
Al ₂ O ₃	13,034	12,855	5,075	25,595	24,749	9,832	10,811	26,833	9,949	10,856	25,193	9,336	23,018	20,205	25,026	10,95	10,67	9,50	11,597	10,725	28,889	28,889	28,889	28,889	28,889	28,889	28,889	28,889
FeOt	14,872	15,544	12,423	0,233	0,087	15,295	14,777	0,154	15,965	16,105	0,023	15,242	0,291	0,133	21,062	3,42	1,96	2,97	17,225	17,038	0,180	0,180	0,180	0,180	0,180	0,180	0,180	0,180
MnO	0,237	0,332	0,329	0,000	0,019	0,334	0,262	0,002	0,115	0,221	0,034	0,217	0,000	0,020	0,242	0,27	0,25	0,27	0,329	0,325	0,048	0,048	0,048	0,048	0,048	0,048	0,048	0,048
MgO	9,906	10,771	15,398	0,000	0,027	12,570	12,256	0,000	11,721	11,187	0,012	12,766	0,000	0,000	22,632	11,20	12,34	12,29	10,296	10,566	0,035	0,035	0,035	0,035	0,035	0,035	0,035	0,035
CaO	13,441	12,250	12,822	7,124	6,457	11,915	12,110	9,035	12,361	12,013	6,931	11,787	4,213	0,599	0,111	11,84	11,72	12,19	12,198	12,339	11,680	11,680	11,680	11,680	11,680	11,680	11,680	11,680
Na ₂ O	1,307	1,204	0,765	7,195	7,625	0,830	1,010	6,366	0,624	1,242	7,668	1,275	9,586	11,395	0,110	1,24	1,00	0,98	0,915	0,921	4,901	4,901	4,901	4,901	4,901	4,901	4,901	4,901
K ₂ O	0,278	0,217	0,093	0,085	0,082	0,067	0,115	0,040	0,161	0,218	0,049	0,434	0,146	0,067	0,014	0,32	0,20	0,22	0,472	0,349	0,044	0,044	0,044	0,044	0,044	0,044	0,044	0,044
Cr ₂ O ₃	0,079	0,084	0,167	0,000	0,099	0,163	0,005	0,016	0,064	0,094	0,012	0,111	0,016	0,000	0,167	97,42	97,74	97,89	100,004	100,002	99,999	99,999	99,999	99,999	99,999	99,999	99,999	99,999
Σ	100,000	99,995	100,000	99,999	99,999	100,000	100,004	99,936	100,000	100,003	100,001	100,000	100,000	99,999	100,003	97,42	97,74	97,89	100,004	100,002	99,999	99,999	99,999	99,999	99,999	99,999	99,999	99,999
N Pl				35,4	30,8			44,2			33,3		19,5	3,0														56,9

№ обр.	B-3013				B-46-3				B-3021				B-3024-1															
	Амф		Пл		Г _{Дн}		Г _{Дв}		Амф		Хл		Амф		Хл		Эп		Амф		Пл		Пл		Пл		Пл	
	9	9-1	9-1	9-1	10	10	10	10	10	10	11	11-1	11	11	11	12	12-1	12-2	12-3	12-3	12-1	12-2	12-2	12-3	12-3	12-1	12-2	12-3
n	1	4	3	3	1	1	1	1	1	2	2	2	2	3	3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
SiO ₂	48,039	47,984	59,462	59,462	36,486	37,414	37,254	29,084	29,084	30,705	47,784	39,328	47,685	47,182	45,503	62,225	61,443	62,225	47,182	45,503	58,458	58,458	58,458	58,458	58,458	58,458	58,458	58,458
TiO ₂	0,684	0,527	0,016	0,016	0,047	0,000	0,000	0,000	0,000	0,335	0,372	0,066	0,087	0,445	0,592	0,056	0,000	0,056	0,451	0,592	0,108	0,108	0,108	0,108	0,108	0,108	0,108	0,108
Al ₂ O ₃	9,693	10,702	25,356	25,356	20,913	21,408	21,236	25,088	25,088	24,219	10,524	26,060	8,824	10,511	13,193	23,957	24,401	23,957	11,799	13,193	26,268	26,268	26,268	26,268	26,268	26,268	26,268	26,268
FeOt	15,638	15,441	0,214	0,214	25,723	23,172	27,243	27,074	27,074	13,981	14,966	22,442	9,678	14,596	15,436	0,220	0,199	0,210	15,938	16,604	0,210	0,210	0,210	0,210	0,210	0,210	0,210	0,210
MnO	0,373	0,205	0,000	0,000	7,502	8,281	5,012	0,371	0,371	0,335	0,482	0,489	0,184	0,394	0,349	0,000	0,100	0,000	0,101	0,273	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
MgO	12,159	11,718	0,000	0,000	1,620	1,305	2,032	18,316	18,316	21,855	11,909	0,065	12,451	10,862	10,144	0,000	0,000	0,000	10,862	10,144	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	12,116	12,210	7,329	7,329	7,417	8,399	7,198	0,027	0,027	0,062	12,271	24,494	12,302	12,255	12,044	5,315	5,659	5,315	12,255	12,044	8,192	8,192	8,192	8,192	8,192	8,192	8,192	8,192
Na ₂ O	1,054	0,989	7,543	7,543	0,239	0,000	0,013	0,074	0,074	0,117	1,395	0,032	1,256	1,205	1,490	8,165	8,131	8,165	1,205	1,490	6,672	6,672	6,672	6,672	6,672	6,672	6,672	6,672
K ₂ O	0,245	0,226	0,079	0,079	0,054	0,020	0,013	0,023	0,023	0,048	0,300	0,073	0,097	0,206	0,158	0,062	0,066	0,062	0,206	0,158	0,091	0,091	0,091	0,091	0,091	0,091	0,091	0,091
Cr ₂ O ₃																												
Σ	100,000	100,002	99,999	99,999	100,001	100,001	100,001	100,057	100,000	100,003	100,003	100,001	100,000	100,000	100,000	99,999	99,999	99,999	100,000	100,000	99,999	99,999	99,999	99,999	99,999	99,999	99,999	99,999
N Pl			34,9	34,9								100,001				26,4	27,8	26,4										40,5

Окончание табл. 1

№ обр.	В-3024					В-3025-1					В-3036					В-52				
	Амф		Пл			Амф		Пл			Амф		Пл			Амф		Пл		
	13	13-1	13	13-1	13-0	14	14-1	14	14-1	14	15	15	16	16-1	16	16	16-1	16	16-1	16-0
n	1	1	1	1	2	3	2	2	2	2	1	1	2	1	2	2	1	2	1	1
SiO ₂	46,693	45,326	60,214	61,977	59,339	49,573	49,248	62,770	59,152	47,04	47,04	47,04	46,337	44,468	58,475	58,475	44,468	58,475	55,714	55,714
TiO ₂	0,430	0,448	0,000	0,000	0,027	0,376	0,350	0,018	0,053	0,60	0,60	0,60	0,364	0,322	0,000	0,000	0,322	0,000	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	12,224	13,928	25,354	23,904	25,539	9,019	9,754	23,529	25,723	10,38	10,38	10,38	13,412	15,512	26,289	26,289	15,512	26,289	28,016	28,016
FeO _t	15,985	16,637	0,073	0,210	0,370	13,513	13,930	0,170	0,310	10,42	1,82	1,82	15,622	16,353	0,085	0,085	16,353	0,085	0,204	0,204
MnO	0,233	0,318	0,000	0,082	0,036	0,324	0,196	0,000	0,015	0,27	0,27	0,27	0,345	0,308	0,066	0,066	0,308	0,066	0,020	0,020
MgO	10,768	9,524	0,000	0,000	0,000	13,468	12,944	0,000	0,000	14,00	14,00	14,00	10,420	9,197	0,000	0,000	9,197	0,000	0,000	0,000
CaO	12,141	12,010	6,911	5,413	7,526	12,450	12,281	4,896	7,596	11,92	11,92	11,92	12,168	12,192	8,270	8,270	12,192	8,270	10,622	10,622
Na ₂ O	1,276	1,450	7,391	8,344	7,084	1,081	1,137	8,537	7,086	1,01	1,01	1,01	1,088	1,259	6,728	6,728	1,259	6,728	5,374	5,374
K ₂ O	0,249	0,359	0,057	0,069	0,079	0,165	0,162	0,082	0,063	0,18	0,18	0,18	0,137	0,080	0,055	0,055	0,080	0,055	0,044	0,044
Cr ₂ O ₃																				
Σ	100,000	100,000	99,999	99,999	100,000	99,969	100,002	100,002	99,999	97,64	97,64	97,64	100,003	100,000	100,001	100,001	100,000	100,001	99,998	99,998
NPI			34,0	26,4	37,0			24,0	37,2					40,5					52,2	52,2

№ обр.	В-52-1					В-53-2					В-32-7					В-32-6а				
	Амф		Пл			Амф		Пл			Амф		Пл			Амф		Пл		
	17	17-1	18	19	19-1	19-2	19	19-1	19-2	19	20	20-1	20	20-1	20	21	21-1	21	21-1	21
n	2	4	1	1	1	2	3	1	2	3	1	2	2	1	2	1	2	1	2	3
SiO ₂	48,013	44,250	44,96	51,060	45,774	42,959	67,174	45,774	42,959	67,174	54,422	52,784	30,987	29,704	53,993	50,580	50,580	53,993	30,626	30,626
TiO ₂	0,341	0,354	0,63	0,253	0,363	0,347	0,037	0,363	0,347	0,037	0,109	0,297	0,033	0,105	0,181	0,234	0,234	0,181	0,097	0,097
Al ₂ O ₃	11,858	15,774	12,46	6,352	11,301	15,016	20,509	11,301	15,016	20,509	4,862	6,509	25,005	25,539	4,855	8,909	8,909	4,855	25,203	25,203
FeO _t	15,571	17,235	3,51	15,412	16,744	17,985	0,065	15,412	17,985	0,065	11,133	11,505	20,638	21,447	11,052	11,679	11,679	11,052	20,276	20,276
MnO	0,363	0,346	0,23	0,443	0,482	0,352	0,048	0,482	0,352	0,048	0,205	0,282	0,331	0,409	0,213	0,198	0,198	0,213	0,164	0,164
MgO	10,706	8,623	10,60	13,102	10,732	8,504	0,003	13,102	8,504	0,003	16,225	15,396	22,820	22,607	16,282	13,980	13,980	16,282	22,847	22,847
CaO	12,008	11,910	11,28	12,192	11,876	11,908	1,287	12,192	11,908	1,287	12,673	12,423	0,137	0,068	12,528	12,650	12,528	12,528	0,109	0,109
Na ₂ O	0,998	1,292	1,16	1,127	1,864	2,214	10,810	1,127	2,214	10,810	0,373	0,741	0,026	0,104	0,593	0,731	0,593	0,731	0,136	0,136
K ₂ O	0,146	0,213	0,16	0,060	0,140	0,128	0,172	0,060	0,128	0,172	0,000	0,066	0,024	0,018	0,025	0,074	0,025	0,074	0,008	0,008
Cr ₂ O ₃					0,725	0,590	0,030		0,590	0,030					0,278	0,970		0,278	0,535	0,535
Σ	100,004	99,997	98,39	100,000	100,000	100,003	100,135	100,000	100,003	100,135	100,000	100,003	100,001	100,001	100,000	100,005	100,000	100,000	100,001	100,001
NPI						6,30				6,30										

Примечание. Пробы 1-9 – метавулканы ниемюринской свиты; 1 – В-21 – амфиболит по метабазальту; 2 – В-26 – массивный миндалекаменный метабазальт с подущечной текстурой, слабо разнотекстовый; 3 – В-11 – интенсивно разнотекстовый метабазальт с подущечной текстурой; 4 – В-3000-1 – разнотекстовый метабазальт из ксенолита в плагиограните; 5-6 – В-3001-3 и В-3001-5 – разнотекстовые метабазальты; 7 – В-3002 – метабазальт слабо разнотекстовый (дайка); 8 – В-3011 – массивный метабазальт с подущечной текстурой; 9 – В-3013 – интенсивно разнотекстовый метабазальт с подущечной текстурой; 10-21 – метавулканы рувинварской свиты; 10 – В-46-3 – рассланцованный метатиф; 11 – В-3021 – тонкозернистый метатиф; 12 – В-3024-1 – амфиболит из маломощной зоны деформации в метабазальте; 13 – В-3024 – метабазальт с подущечной текстурой; 14 – В-3025-1 – тонкозернистый массивный коматитовый метабазальт с подущечной текстурой; 15 – В-3025-1 – тонкозернистый массивный коматитовый метабазальт с подущечной текстурой; 16 – В-52 – слабо разнотекстовый метабазальт с подущечной текстурой; 17 – В-52-1 – амфиболит из зоны интенсивного разнотекстования этого метабазальта; 18 – 567-1 – метабазальт с подущечной текстурой; 19 – В-53-2 – коматитовый метабазальт с фрагментом дифференцированной подушки дайтового состава в зоне изоклинальной складчатости; 20-21 – В-32-7 и В-32-6а – рассланцованные (20) и массивные (21) пироксенитовые метакоматиты.

Таблица 2

Термобарометрия метаморфизованных базальтов, габбро и туфов контоксской серии Костомукшской структуры

№ обр.	№ проб	Р, кбар				Т° С		
		Амф ₁	Амф ₂	Амф ₃	Амф ср	Амф-Пл-Кв	Гр-Амф	Гр-Хл
В-21	1	7,8	7,7	7,6	7,7	721		
	1-1	7,5	7,4	7,4	7,4	609		
	1-2	—	0,7	1,0	0,9			
В-26	2	4,6	4,7	4,9	4,7	639		
	2-1	5,5	5,6	5,7	5,6			
В-11	3	4,7	4,9	4,8	4,8			
	3-1	5,6	5,7	5,6	5,5	605		
В-3000-1	4	4,2	4,4	4,4	4,3	605		
В-3001-3	5	6,0	6,0	5,9	6,0			
В-3001-5	6	5,6	5,5	5,5	5,5			
В-3002	7	4,5	4,7	4,6	4,6			
В-3011	8	6,4	6,4	6,3	6,4	675		
	8-1	5,5	5,6	5,6	5,6			
В-3013	9	4,5	4,7	4,8	4,7			
	9-1	5,4	5,5	5,6	5,5	613		
В-46-3	10	12,2	11,5	11,2	11,6		563–594 548	530–579 498
В-3021	11	2,9	3,2	3,2	3,1			
	11-1	5,3	5,4	5,3	5,3			
В-3024-1	12	3,6	3,9	3,9	3,8			
	12-1	5,3	5,4	5,3	5,3	599		
	12-2	6,5	6,5	6,4	6,5	593		
В-3024	12-3	7,9	7,7	7,6	7,7	640		
	13	7,0	6,9	6,7	6,9	608		
	13-1	8,7	8,4	8,2	8,4	600		
В-3025-1	14	3,7	4,0	4,0	3,9	591		
	14-1	4,5	4,6	4,6	4,6	603		
В-3036	15	5,2	5,3	5,3	5,3			
В-52	16	8,0	7,8	7,8	7,9	625		
	16-1	10,1	9,7	9,6	9,8			
В-52-1	17	6,6	6,5	6,5	6,5			
	17-1	10,5	10,0	9,8	10,1			
567-1	18	7,4	7,2	7,1	7,2			
В-53-2	19	1,3	1,8	1,9	1,7	577		
	19-1	6,2	6,2	6,1	6,2			
	19-2	9,9	9,5	9,2	9,5			
В-32-7	20	—	0,5	0,6	0,6			
	20-1	1,3	1,9	1,9	1,7			
В-32-6а	21	—	0,5	0,6	0,6			
	21-1	3,6	3,9	3,9	3,8			

Примечание. Давление рассчитано по амфиболовым геобарометрам: Амф₁ – Hollister et al. (1987), Амф₂ – Blundy, Holland (1990), Амф₃ – Schmidt (1991). Амф ср – средние значения давления по этим геобарометрам. Температуры рассчитаны по следующим геотермометрам: Амф-Пл-Кв – Holland, Blundy (1994), Гр-Амф – Wells (1979), Гр-Хл – Patric, Evans (1989). В пробе В-46-3 верхняя строка соответствует температурам, определенным по составам минералов в центральной части кристаллов, нижняя – в краевых.

Проба 9 (обр. В-3013) – из shear-зоны в контакте metabазальтов ниемиярвинской свиты и кислых метавулканитов шурловаарской свиты, представлена амфиболитом с четко выраженной гнейсовой текстурой, образованным по metabазальту с шаровой текстурой. В шлифе отчетливо выделяется система микроскопических shear-зон, выраженных полосами развития предпочтительно ориентированных кристаллов голубовато-зеленого амфибола с плагиоклазом, разделенными участками породы, в которых амфиболы не ориентированы или приобретают косую относительно плоскостей гнейсовидности ориентировку вблизи контакта этих зон. Состав ориентированного амфибола и плагиоклаза (34,9% An) соответствует условиям динамометаморфизма (Т = 613 °С, Р = 5,5 кбар, табл. 1–3, рис. 3, 4), амфибол в промежуточной зоне, вероятно, также кристаллизовался в условиях динамометаморфизма, но в менее напряженных условиях (Р = 4,7 кбар, табл. 1–3, рис. 3).

Другая группа проб характеризует условия метаморфизма вулканитов рувинваарской свиты.

Проба 14 (обр. В-3025-1) – из юго-восточного продолжения «Коматиитового» участка (рис. 1) представляет тонкозернистый афанитового облика коматиитовый metabазальт с хорошей подушечной текстурой, с осветленной внешней зоной подушек. Проба взята из центральной части подушки, порода имеет гломеробластовую структуру – на фоне очень тонкозернистой основной массы, сложенной амфиболом и плагиоклазом, выделяются участки перекристаллизации того же состава также в условиях статического метаморфизма. И ранний (магн. р. о. – Пл 24% An), и поздний (магн. р. о. – Пл 37,2% An) парагенезисы отражают стадийность развития прогрессивного метаморфизма в условиях амфиболитовой фации (Т = 591 °С, Р = 3,9 кбар – первой стадии до Т = 603 °С, Р = 4,6 кбар – второй, табл. 1–3, рис. 4).

Т а б л и ц а 3

Кристаллохимические формулы амфиболов (расчитаны по Б. Лиду (Leak, 1978))

№ обр.	№ проб	Si	Al ^{IV}	ΣT	Al ^{VI}	Ti	Fe ³	Mg	Fe ²	ΣC	Fe ²	Mn	Ca	Na	ΣB	Na	K	ΣA	O	ОН	(Ca+Na) _B	Mg/Mg+Fe ²	f	F	Название амфибола
B-21	1	6,36	1,64	8,00	0,59	0,33		2,14	1,80	4,89	0,07	0,04	2,09		2,09	0,37	0,05	0,42	22,0	2,00	2,09	0,54	0,46		Титан. черм. р. о.
	1-1	6,68	1,32	8,00	0,86	0,03		2,31	1,80	5,00	0,07		1,89		2,00	0,33	0,03	0,36	22,0	2,00	1,89	0,55	0,45		Магн. р. о.
	1-2	7,43	0,57	8,00	0,28	0,03		3,24	1,45	5,00	0,02	0,04	1,94		2,00	0,20	0,02	0,22	22,0	2,00	1,94	0,69	0,31		Акт. р. о.
B-26	2	6,96	1,04	8,00	0,61	0,04		2,69	1,66	5,00	0,17	0,04	1,83		2,04	0,22	0,02	0,24	22,0	2,00	1,83	0,60	0,40		Магн. р. о.
	2-1	6,88	1,12	8,00	0,70	0,05		2,61	1,64	5,00	0,13	0,03	1,85		2,01	0,27	0,02	0,29	22,0	2,00	1,85	0,60	0,40		Магн. р. о.
B-11	3	6,98	1,02	8,00	0,67	0,04		2,51	1,78	5,00	0,13	0,02	1,89		2,04	0,17	0,03	0,20	22,0	2,00	1,89	0,57	0,43		Магн. р. о.
	3-1	6,86	1,14	8,00	0,71	0,04		2,40	1,85	5,00	0,09	0,03	1,85	0,03	2,00	0,32	0,03	0,35	22,0	2,00	1,88	0,55	0,45		Магн. р. о.
B-3000-1	4	6,93	1,07	8,00	0,52	0,07		2,74	1,67	5,00	0,16	0,03	1,81		2,00	0,36	0,09	0,45	22,0	2,00	1,81	0,60	0,40		Магн. р. о.
B-3001-3	5	6,70	1,30	8,00	0,59	0,08		2,46	1,50	5,00			1,87		2,00	0,24	0,05	0,29	22,0	2,00	1,98	0,62	0,38		Магн. р. о.
B-3001-5	6	6,86	1,14	8,00	0,69	0,06	0,37	2,67	1,37	5,00	0,05	0,03	1,82	0,10	2,00	0,18	0,03	0,21	22,0	2,00	1,92	0,65	0,35		Магн. р. о.
B-3002	7	6,85	1,15	8,00	0,48	0,05	0,33	2,68	1,46	5,00	0,01	0,04	1,91	0,04	2,00	0,24	0,04	0,28	22,0	2,00	1,95	0,65	0,35		Магн. р. о.
B-3011	8	6,73	1,27	8,00	0,72	0,06		2,22	2,00	5,00	0,09	0,04	1,90		2,03	0,26	0,09	0,35	22,0	2,00	1,90	0,52	0,48		Магн. р. о.
B-3013	8-1	6,83	1,17	8,00	0,66	0,06		2,28	2,00	5,00	0,06	0,04	1,91		2,01	0,26	0,07	0,33	22,0	2,00	1,91	0,53	0,47		Магн. р. о.
	9	6,91	1,09	8,00	0,55	0,08		2,61	1,76	5,00	0,12	0,04	1,87		2,03	0,29	0,05	0,34	22,0	2,00	1,87	0,58	0,42		Магн. р. о.
B-46-3	9-1	6,87	1,13	8,00	0,68	0,06		2,51	1,75	5,00	0,10	0,03	1,88		2,01	0,28	0,03	0,31	22,0	2,00	1,88	0,58	0,42		Магн. р. о.
B-3021	10	6,21	1,79	8,00	1,21	0,04		1,56	2,19	5,00	0,09	0,04	1,89		2,02	0,37	0,11	0,48	22,0	2,00	1,89	0,41	0,59		Магн. р. о.
	11	7,15	0,85	8,00	0,50	0,03		2,92	1,55	5,00	0,12	0,04	1,86		2,02	0,21	0,03	0,24	22,0	2,00	1,86	0,64	0,36		Магн. р. о.
B-3024-1	11-1	6,87	1,13	8,00	0,65	0,04		2,55	1,76	5,00	0,04	0,06	1,89	0,01	2,00	0,39	0,05	0,44	22,0	2,00	1,90	0,59	0,41		Магн. р. о.
	12	7,08	0,92	8,00	0,57	0,05		2,65	1,73	5,00	0,01	0,04	1,88	0,07	2,00	0,27	0,02	0,29	22,0	2,00	1,95	0,60	0,40		Магн. р. о.
B-3024	12-1	6,86	1,14	8,00	0,64	0,04		2,54	1,78	5,00	0,08	0,04	1,88		2,00	0,38	0,03	0,41	22,0	2,00	1,88	0,58	0,42		Магн. р. о.
	12-2	6,78	1,22	8,00	0,78	0,05		2,32	1,85	5,00	0,07	0,01	1,89	0,03	2,00	0,32	0,03	0,35	22,0	2,00	1,92	0,55	0,45		Магн. р. о.
B-3025-1	12-3	6,59	1,41	8,00	0,84	0,06		2,18	1,92	5,00	0,09	0,03	1,87	0,01	2,00	0,41	0,03	0,44	22,0	2,00	1,88	0,52	0,48		Магн. р. о.
	13	6,73	1,27	8,0	0,81	0,04		2,31	1,84	5,00	0,09	0,03	1,87	0,01	2,00	0,35	0,05	0,40	22,0	2,00	1,88	0,54	0,46		Магн. р. о.
3036	13-1	6,56	1,44	8,00	0,94	0,05		2,05	1,96	5,00	0,06	0,04	1,86	0,04	2,00	0,36	0,07	0,43	22,0	2,00	1,90	0,50	0,50		Магн. р. о.
	14	7,05	0,95	8,00	0,55	0,04		2,85	1,56	5,00	0,05	0,04	1,90	0,01	2,00	0,28	0,03	0,31	22,0	2,00	1,91	0,64	0,36		Магн. р. о.
B-52	14-1	7,00	1,00	8,00	0,64	0,03		2,74	1,59	5,00	0,07	0,03	1,87	0,03	2,00	0,28	0,03	0,31	22,0	2,00	1,90	0,62	0,38		Магн. р. о.
	15	6,80	1,20	8,00	0,57	0,07	0,19	3,01	1,16	5,00	0,10	0,03	1,85	0,02	2,00	0,26	0,03	0,29	22,0	2,00	1,87	0,71	0,30		Магн. р. о.
B-52-1	16	6,66	1,34	8,00	0,94	0,04		2,23	1,79	5,00	0,08	0,04	1,87	0,01	2,00	0,30	0,02	0,32	22,0	2,00	1,88	0,54	0,46		Магн. р. о.
	16-1	6,43	1,57	8,00	1,07	0,03		1,98	1,92	5,00	0,06	0,03	1,89	0,02	2,00	0,33	0,05	0,38	22,0	2,00	1,91	0,50	0,50		Апомо-черм. р. о.
567-1	17	6,87	1,13	8,00	0,86	0,03		2,29	1,82	5,00	0,05	0,04	1,84	0,07	2,00	0,21	0,03	0,24	22,0	2,00	1,91	0,55	0,45		Магн. р. о.
	17-1	6,42	1,58	8,00	1,12	0,03		1,87	1,98	5,00	0,11	0,04	1,85		2,00	0,37	0,03	0,40	22,0	2,00	1,85	0,47	0,53		Магн. р. о.
B-53-2	18	6,57	1,43	8,00	0,71	0,07	0,39	2,31	1,52	5,00	0,11	0,03	1,77	0,09	2,00	0,24	0,04	0,28	22,0	2,00	1,86	0,59	0,41		Магн. р. о.
	19	7,31	0,69	8,00	0,38	0,03		2,80	1,79	5,00	0,05	0,05	1,87	0,03	2,00	0,28	0,02	0,30	22,0	2,00	1,90	0,60	0,40		Акт. р. о.
B-32-7	19-1	6,70	1,30	8,00	0,65	0,04		2,34	1,97	5,00	0,08	0,06	1,86		2,00	0,53	0,02	0,55	22,0	2,00	1,86	0,53	0,47		Железис. парг. р. о.
	19-2	6,34	1,66	8,00	0,95	0,04		1,87	2,14	5,00	0,08	0,04	1,88		2,00	0,64	0,02	0,66	22,0	2,00	1,88	0,46	0,54		Эддингг. р. о.
B-32-7	20	7,58	0,42	8,00	0,38	0,01		3,37	1,24	5,00	0,06	0,03	1,89	0,02	2,00	0,08		0,08	22,0	2,00	1,91	0,72	0,28		Актинолит
	20-1	7,38	0,62	8,00	0,46	0,03		3,21	1,30	5,00	0,04	0,03	1,86	0,07	2,00	0,13	0,02	0,15	22,0	2,00	1,93	0,71	0,29		Акт. р. о.
B-32-6a	21	7,55	0,45	8,00	0,36	0,02		3,39	1,23	5,00	0,06	0,03	1,87	0,04	2,00	0,13		0,13	22,0	2,00	1,91	0,72	0,28		Актинолит
	21-1	7,17	0,83	8,00	0,65	0,03		2,95	1,37	5,00	0,02	0,03	1,92	0,03	2,00	0,17	0,02	0,19	22,0	2,00	1,95	0,68	0,32		Магн. р. о.

Ферро-алюмо-чермакит

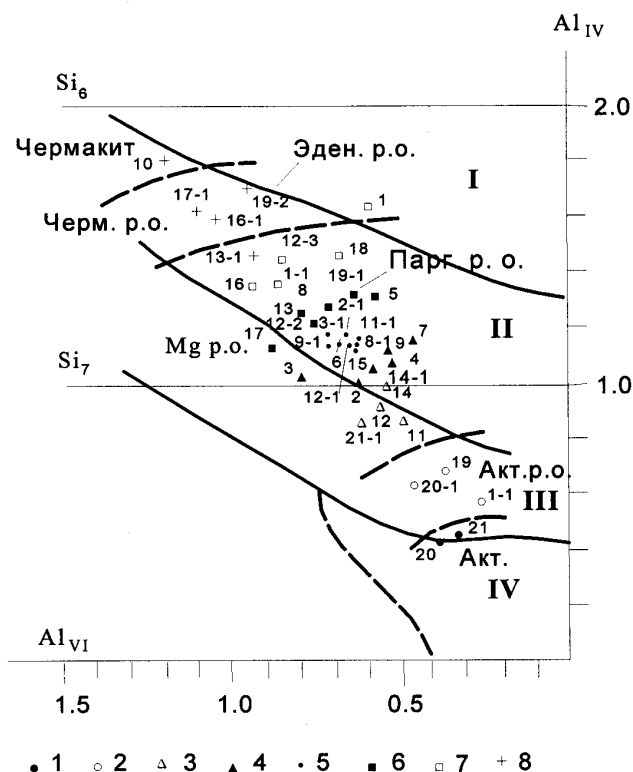


Рис. 3. Амфиболы из метавулкаников контоксской серии Костомукшской структуры на диаграмме $Al_{IV} - Al_{VI}$:

границы метаморфических фаций: гранулитовой (I), амфиболитовой (II), эпидот-амфиболитовой (III) и зеленосланцевой (IV) – заимствованы у В. В. Закруткина (1968). Границы актинолит – актинолитовой рог. обм. – Mg рог. обм. – чермакитовая рог. обм. – чермакит проведены на основании данных табл. 3. 1–8 – давления при кристаллизации амфиболов, определенные с помощью геобарометров (табл. 2): 1 – 0,6 кбар, 2 – 0,9–1,7, 3 – 3,1–3,8, 4 – 4,3–4,8, 5 – 5,3–5,6, 6 – 6,0–6,9, 7 – 7,2–7,9, 8 – 8,4–11,6 кбар

Аналогичная картина наблюдается в пробе 11 (обр. В-3021), представленной метатупом базальтов, хорошо сохранившимся, без наложенных процессов расщепления. Туфы сложены тонкозернистым агрегатом амфибола, хлорита и эпидота. На этом фоне выделяются относительно крупные округлые чешуйки хлорита, вероятно соответствующие другой форме кристаллизации хлорита ранней генерации, и также перекристаллизованные более крупные зерна амфибола второй генерации. Хлорит (табл. 1, 4) в соответствии с классификацией М. Хейя (Heu, 1954) в координатах $Al - xMg$ соответствует пикнохлориту – рипидолиту, в координатах $Si - xFe$ – рипидолиту. Амфиболы двух генераций представлены магнезиальными роговыми обманками, сопоставимыми по составу с таковыми в пробе 14 (табл. 1–3, рис. 3). Первая кристаллизовалась в температурных условиях эпидот-амфиболитовой – амфиболитовой фации при $P = 3,1$ кбар (табл. 2, рис. 3), другая – в условиях проградного метаморфизма при $P = 5,3$ кбар (табл. 2, рис. 3).

Проба 15 (обр. В-3036) – на «Коматиитовом» участке, представленная массивным среднезернистым коматиитовым базальтом анхимономинерального амфиболового состава, отражает завершённое проявление второй фазы статического метаморфизма

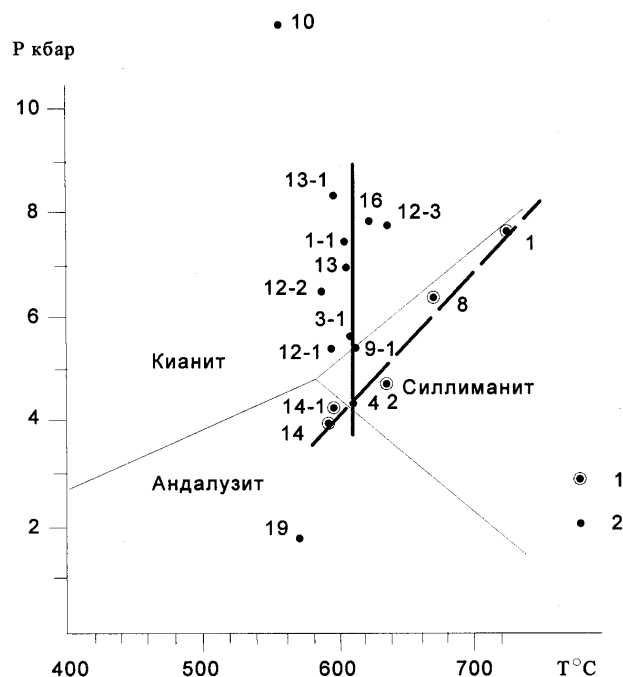


Рис. 4. Диаграмма РТ-условий метаморфизма вулкаников контоксской серии Костомукшской структуры:

1 – породы статического метаморфизма или с реликтовыми ранними ассоциациями; прерывистая линия – РТ-тренд метаморфизма андалузит-силлиманитового типа; 2 – породы динамического метаморфизма в shear-зонах; сплошная линия – тренд субизотермической компрессии. Поля стабильности силикатов алюминия по Т. Холланду и Р. Пауэллу (Holland, Powell, 1990)

ма в сопоставимых с соответствующими генерациями проб 11 и 14 РТ-условиях (табл. 1–3, рис. 3).

Пробы 12–13 (обр. В-3024 и В-3024-1) – на участке развития тонкозернистых базальтов (проба 14) взяты из небольшого тела среднезернистого габбро, секущего базальты. В пробе 13 сохранился реликтовый лейстовый магматический плагиоклаз (37% An), но в основном порода метаморфизована и тектонизирована в пределах небольшой shear-зоны. В шлифе признаки деформации выражены кристаллизацией агрегатов светло-зеленого амфибола в виде Z-образных и ротационных (подобных изображенным на рис. 2) форм. Определение состава амфибола и плагиоклаза в центральной (13) и краевой (13-1) частях кристаллов показали развитие метаморфизма в изотермических условиях с повышением давления ($T = 608$ °C, $P = 6,9$ кбар $\rightarrow T = 600$ °C, $P = 8,4$ кбар, табл. 1–3, рис. 4). Проба 12 взята из маломощной (3–4 см) зоны наложенного интенсивного разгнейсования в габбро, проявленной в виде небольшой складки с шарниром $\rightarrow$ СВ $30^\circ \angle 50^\circ$. Вероятно, это проявление относится к наложенной деформации II генерации, о которой говорилось ранее на примере участка «Кварцитный». Порода в этой зоне представлена амфиболитом с голубовато-зеленым амфиболом. Микронзондовый анализ выявил неординарное явление. Оказалось, что в одном шлифе (в маломощной деформационной зоне) сосуществуют четыре различающиеся по составу генерации (?) амфибола, впрочем, все принадлежащие магнезиальным роговым обманкам (табл. 1–3, рис. 3), и плагиоклаз

Таблица 4
Кристаллохимические формулы хлоритов

№ обр.		Si	Al _{iv}	Ti	Al _{vi}	Mg	Fe ²⁺	Ca	Mn	Cr	O	ОН	F
B-3000-1	4-1	2,73	1,27	—	1,35	2,98	1,61	0,02	0,02	0,01	10,0	8,0	0,35
B-46-3	10 ц кр	2,73	1,27	—	1,38	3,04	1,54	—	0,02	0,02	10,0	8,0	0,34
		2,68	1,32	—	1,35	2,50	2,13	0,01	0,01	—	10,0	8,0	0,46
		2,66	1,34	—	1,42	2,51	2,03	—	0,04	—	10,0	8,0	0,45
B-3021	11	2,75	1,24	0,01	1,34	2,92	1,69	0,01	0,04	—	10,0	8,0	0,37
B-32-7	20	2,78	1,22	—	1,34	2,94	1,69	—	0,03	—	10,0	8,0	0,37
		2,79	1,21	—	1,39	3,01	1,56	0,02	0,02	—	10,0	8,0	0,34
		2,74	1,26	—	1,39	3,05	1,52	0,01	0,03	—	10,0	8,0	0,33
B-32-6a	20-1	2,65	1,34	0,01	1,35	3,01	1,60	0,01	0,03	—	10,0	8,0	0,35
	21	2,71	1,28	0,01	1,38	2,98	1,57	0,01	0,02	0,04	10,0	8,0	0,35
		2,73	1,27	—	1,36	3,09	1,49	0,01	0,01	0,04	10,0	8,0	0,33
		2,76	1,23	0,01	1,43	3,04	1,48	0,01	0,01	0,03	10,0	8,0	0,33

различного состава, соответствующий двум или трем генерациям. Барические условия по составу амфиболов варьируют от 3,8 до 7,7 кбар, температурные – в более узких пределах (593–640 °С, табл. 2, рис. 3–4). Возможным при таких параметрах представляется вариант длительной кристаллизации этой породы в субизотермических условиях при эскалации напряжения.

Проба 10 (обр. В-46-3) – из метаморфизованного туфа в shear-зоне с аз. прост. СВ 60°. Минеральный состав – чермакит, гранат, хлорит – указывает на вероятную кристаллизацию этих минералов с участием метасоматоза. Поэтому полученные по амфиболу барические условия – 11,6 кбар (табл. 2, рис. 3), очевидно, не соответствуют реальным. Температуры, полученные по гранат-амфиболовому и гранат-хлоритовому геотермометрам, обычно несколько занижены относительно определенных по амфибол-плаггиоклаз-кварцевому. Но отмечается тенденция регрессивного характера развития метаморфизма в этой зоне по данным состава в центральной и краевой частях кристаллов граната, амфибола и хлорита (табл. 2). Хлориты – рипидолиты, но с большим (табл. 4) относительно пробы 11 содержанием Al (более высоко метаморфизованные) и F.

Пробы 19–21 (обр. В-53-2, В-32-7 и В-32-6a) – к востоку от «Коматиитового» участка, представлены пироксенитовыми и базальтовыми коматиитами. В пробе 21 коматиит имеет мелко-среднезернистую структуру и массивную текстуру с элементами слабой гнейсовидности, проба 20 – более разгнейсованная разновидность этого коматиита, проба 19 в зоне интенсивной изоклинальной складчатости – из базальтового или пироксенитового коматиита с фрагментом дацита из дифференцированной подушки или из участка метасоматической альбитизации. Пироксенитовые коматииты состоят из амфибола и хлорита, ранний амфибол представлен актинолитом (20, 21, табл. 1–2, рис. 3), поздний, в зонах расщепления, – актинолитовой (20-1) или магнезиальной (21-1) роговой обманкой. Хлорит при перекристаллизации (20-1) содержит большее количество Al (табл. 1, 4). Ассоциации раннего, статического метаморфизма, вероятно, соответствуют зеленосланцевой фации, хотя в породах такого состава составы минералов в разных метаморфических условиях могут иметь свою специфику, тем более

хлорит в них аналогичен по составу хлориту в пробе 11, где по амфиболу определяется амфиболитовый метаморфизм. Определение барических условий для амфиболов такого состава, как ранее отмечалось, не является надежным, но отмечается тенденция повышения Р и, вероятно, Т (рис. 3) при наложенном разгнейсовании. В пробе 19 микросондовый анализ (табл. 1–3) зафиксировал три разновидности амфибола – раннюю (19) актинолитовую роговую обманку в ассоциации с альбитом (6,3% An) и более поздние генерации паргаситовой (19-1) и эденитовой (19-2) роговой обманки. Последняя имеет четкую ориентировку согласно криважу осевой плоскости изоклинальных складок. Ее состав, очевидно, определяет барические условия (9,5 кбар) кристаллизации минералов в зоне изоклинальной складчатости. Ранний парагенезис, вероятно, соответствует раннему метаморфизму в условиях эпидот-амфиболитовой фации, а генерация 19-1 – одной из стадий развития динамометаморфизма.

И, наконец, пробы 16–18 (обр. В-52, В-52-1 и 567-1) – в самой восточной части участка, приближающейся к shear-зоне на контакте пород контоксской и гимольской серий, представлены metabазальтами с подушечной текстурой. В пробе 18 хорошо выражена минеральная линейность по амфиболу с аз. погр. СВ 30° < 60° (подобная ориентировка линейности в целом характерна для shear-зоны и пород Костомукшского месторождения; Лазарев, 1971), и усредненный состав амфибола, очевидно, определяет барические условия его кристаллизации (7,2 кбар, табл. 2) при СВ деформациях на этом участке. Пробы 16–17 взяты из одного обнажения, проба 16 – относительно хорошо сохранившийся metabазальт с подушечной текстурой, под микроскопом в нем обнаруживается хорошая бластоофитовая структура с магматическим лейстовым плаггиоклазом (52,2% An). Несмотря на это, базальт оказывается интенсивно метаморфизованным, судя по РТ-параметрам (табл. 2), в связи с наложенным динамометаморфизмом. Выделяются две генерации амфибола – магнезиальной роговой обманки (16), ассоциирующей с плаггиоклазом (40,5% An), и более поздней, чермакитовой (16-1), кристаллизующихся в высокobarических условиях (Р = 7,9 кбар, Т = 625 °С – 16 и Р = 9,8 кбар – 16-1, табл. 2). Проба 17 – из shear-зоны (С – СВ 10° пад. верт.) в этих базальтах,

представлена анхимономинеральным амфиболитом. Здесь также присутствуют две генерации роговых обманок – магнезиальная (17) и чермакитовая (17-1, табл. 1–3, рис. 3) с Р-условиями их кристаллизации соответственно 6,5 и 10,1 кбар (табл. 2). Очевидно, ассоциации высокобарического метаморфизма в пробе 16 связаны с проявлением динамометаморфизма в shear-зоне (проба 17).

Результаты проведенных исследований сводятся к следующему.

Микрозондовый анализ метаморфизованных вулканитов основного состава выявил сосуществование в одной пробе (шлифе) нескольких (от 2 до 4) разновидностей амфибола со значимыми различиями состава и принадлежащих к одному или нескольким членам ряда актинолит – чермакит (табл. 3). Обычно каждой или отдельным разновидностям (генерациям) амфибола соответствует парагенетический плагиоклаз. Таким образом, в этих условиях амфиболы как информативный индикатор барических условий по Al-компоненту, на чем и основаны современные амфиболовые геобарометры (Hollister et al., 1987; Blundy, Holland, 1990; Schmidt, 1991 и др.), и амфиболы в парагенезисе с плагиоклазом и кварцем как индикаторы температур могут воспроизводить РТ-условия отдельных эпизодов истории метаморфического развития породы либо динамику развития какого-либо метаморфического процесса, так как разные генерации этих парагенетических минералов могут быть представлены как проявления разных дискретных во времени геологических и метаморфических событий, так и одного процесса в различной стадии или интенсивности его проявления. Ранее при изучении состава амфиболов в деформационных зонах Хаутаваарской, Семченской и Костомукшской структур (Володичев, 1994, 1997) были получены данные, позволяющие высказать предварительное заключение о связи барических условий метаморфизма с интенсивностью проявления деформаций в shear-зонах. Результаты настоящего исследования развивают и конкретизируют это положение, хотя для окончательного заключения необходимо провести дальнейшие специальные структурно-метаморфические исследования с более точной привязкой минералов или парагенезисов к различным стадиям развития деформационного процесса и различным степеням интенсивности его проявления. Предложенный вывод имеет большое значение для познания особенностей петрологии этого процесса, в первую очередь, его барических условий. Это обозначает, что барические условия, по современным представлениям ставшие фактором только глубинности, могут быть и фактором различного состояния напряженности в деформационных зонах, прежде всего, в условиях транспрессий. В пользу такого варианта говорит и выявленный для метаморфизма в shear-зонах среди вулканитов контоксской серии Костомукшской структуры тренд субизотермической компрессии (рис. 4), вероятно, в целом характерный для глубинной транспрессионной тектоники, имеющей широкое распространение в докембрии

Карелии и сопредельных территорий (Володичев, 2001).

По результатам изучения особенностей метаморфизма пород этой части Костомукшской структуры получены данные о двух дискретных во времени проявлениях метаморфизма, которым соответствуют разные РТ-тренды. Ранний метаморфизм, РТ-условия которого выявлены на основе изучения проявлений статического метаморфизма или ранних реликтовых ассоциаций, соответствует андалузит-силлиманитовому типу с наиболее обоснованным температурным интервалом, соответствующим амфиболитовой до гранулитовой фации (рис. 4). Вероятно, температурные условия метаморфизма этого типа соответствуют и эпидот-амфиболитовой – зеленосланцевой фациям, но для окончательного вывода необходимо зафиксировать эти условия при изучении более информативных парагенезисов. О закономерностях вариаций Т-условий метаморфизма в пределах этой части Костомукшской структуры говорить пока рано, но по имеющимся данным породы ниемиярвинской свиты на этом этапе были более высоко метаморфизованы по сравнению с породами рувинваарской свиты. Статический тип метаморфизма с удивительной сохранностью первичных структурно-текстурных особенностей вулканитов и тонкозернистого их строения и афанитового облика в условиях амфиболитовой фации предполагает возможность связи ранних проявлений метаморфизма с тепловой аномалией в зоне рифтинга в надплюмовой области. В геодинамическом аспекте он соответствует аккреционному этапу развития структуры.

Метаморфизм второго типа, связанный с формированием наложенных сдвиговых транс-прессионных зон, как уже отмечалось, характеризуется трендом субизотермической компрессии и проявлен в температурных условиях 590–640 °С при вариациях давлений от 4,4 до 10,1 кбар, преимущественно соответствующих кианит-силлиманитовому типу метаморфизма (рис. 4). Он связан с коллизионным этапом развития структуры, со стадией развития транспрессий, которая, вероятно, включает неоднократное проявление деформаций и метаморфизма. Анализ барических условий в shear-зонах показывает, что в Западной shear-зоне, приуроченной к границе вулканитов ниемиярвинской свиты и гранитоидов обрамления, барический режим был относительно невысоким, в пределах от 4,4 до 7,5 кбар с преимущественными оптимальными значениями 5,5–5,6 кбар. Восточнее, в shear-зонах среди пород рувинваарской свиты, фиксируются более высокие давления – 6,9 до 10,1 кбар с тенденцией увеличения к востоку, в сторону Главной shear-зоны, приуроченной к контакту контоксской и гимольской серий.

Авторы выражают большую благодарность зав. кафедрой петрологии МГУ проф. Л. Л. Перчуку за предоставленную возможность проведения микрозондовых исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП «Интеграция» (проект № М0077).

ЛИТЕРАТУРА

- Володичев О. И. Амфиболы – индикаторы условий метаморфизма лопийских зеленокаменных пород Центральной и Западной Карелии // Минералогия магматических и метаморфических пород докембрия Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 105–120.
- Володичев О. И. Эндогенное отражение беломорской коллизионной орогении в Карельском кратоне // Тез. докл. Междунар. совещания «Докембрий Северной Евразии». СПб., 1997. С. 22.
- Володичев О. И. Архейские и протерозойские домены в докембрии Карелии и сопредельных территорий // Материалы к совещанию «Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия». Иркутск, 2001.
- Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л., 1981. 152 с.
- Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л., 1991. 173 с.
- Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белоусов Е. Ф., Инина К. А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск, 1981. 143 с.
- Закруткин В. В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме // Зап. ВМО. 1968. Сер. 2, ч. 97, вып. 1. С. 13–23.
- Кожевников В. Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л., 1982. 184 с.
- Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 222 с.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Л., 1963. 209 с.
- Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Л., 1971. 191 с.
- Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Милькевич Р. И. и др. Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 3–10.
- Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Стратиграфия докембрия Карелии. Петрозаводск, 1992. 190 с.
- Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.; Л., 1964. 104 с.
- Чернов В. М., Инина К. А., Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, 1970. 285 с.
- Blundy J., Holland T. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. Mineral. and Petrol. 1990. Vol. 104, N 2. P. 208–224.
- Hey M. H. A new review of the chlorites // Mineral. Mag. 1954. 30. 277.
- Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. Vol. 116. P. 433–447.
- Holland T. J. B., Powell R. An enbarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and corrections: the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2O_2$ // J. of Metam. Geology. 1990. 8. P. 89–124.
- 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 // American Mineralogist. 1987. Vol. 72. P. 231–239.
- Leak B. E. Nomenclature of Amphiboles // Mineral. Mag. 1978. Vol. 42. P. 533–563.
- Patric B. E., Evans B. W. Metamorphic evolution of the Seward Peninsula Blueschist Terrane // J. Petrol. 1989. Vol. 30, N 3. P. 531–555.
- Puchtel I. S., Hofman A. W., Jochum K. P. et al. The Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic shield: remnant of a late Archaean oceanic plateau? // Terra Nova. 9. 1997. P. 87–90.
- Schmidt M. W. Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650° C, 3.5–13.0 kbar // Terra abstracts. 1991. Vol. 3, N 1. P. 30.
- 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.

О. С. Сибелев, В. В. Травин, А. В. Степанова

КОТОЗЕРСКАЯ ЗОНА ТЕКТОНИЧЕСКОГО МЕЛАНЖА (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС)

Введение

Согласно предложенной недавно модели покровно-складчатого строения Беломорского подвижного пояса (БПП), крупные элементы его структуры, рассматривавшиеся ранее как литостратиграфические подразделения – свиты (Шуркин и др., 1962; Харитонов, 1966 и др.), представляют собой «тектонические покровы, пластины, выходы условного автохтона, прошедшие различный путь структурных и метаморфических преобразований к моменту вовлечения в покровное сооружение, а потом неоднократно совместно дислоцированные и метаморфизованные» (Миллер, Милькевич, 1995, с. 83). Региональные сместители покровов характеризуются как резкие контакты между сопряженными комплексами, в большинстве случаев залеченные поздними интрузивами, вследствие чего непосредственно не наблюдаемые (там же, с. 85).

Несмотря на популярность модели покровно-складчатого строения БПП (Миллер и др., 1997; Пржиялговский, Терехов, 1997 и др.), геологическое строение сместителей покровных пластин остается практически не освещенным. Излагаемые здесь данные призваны в какой-то мере компенсировать этот пробел.

Геологический очерк

Район исследований расположен в 10 км к северо-западу от ст. Чула. В его пределах преимущественно распространены биотитовые гранито-гнейсы с сильно уплощенными линзовидными прослоями амфиболитов и амфиболсодержащих пород, а также глиноземистые гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые гнейсы (рис. 1), которые ранее объединялись в толщи и рассматривались как разные свиты беломорской серии (Шуркин и др., 1962). Авторы концепции покровно-складчатого строения БПП относят эти породы к Ковдозерскому и Чупинскому покровам, граница между которыми представляет собой региональный сместитель, протягивающийся более чем на сотню километров (Миллер, Милькевич, 1995).

В пределах площади господствующего распространения биотитовых гранито-гнейсов картируется полоса (шириной 0,5–1 км) тектонического меланжа – Котозерская тектоническая зона, обло-

мочный материал которой представлен крупными телами метадiorитов и реликтами смятых в складки толщ мигматизированных амфиболитов, многочисленными обломками амфиболитов различного состава и глиноземистых гнейсов меньшего размера (рис. 2). Матрикс меланжа полностью преобразован в типичные для района мигматизированные биотитовые гранито-гнейсы, неравномерно гранитизированные розовыми среднезернистыми микроклиновыми лейкогранитами.

Особое место в строении зоны имеют тела метадiorитов, размеры которых достигают нескольких сотен метров в поперечнике. Метадiorиты представлены среднезернистыми породами амфибол-полевошпатового состава. Гнейсовидные текстуры преобладают, тем не менее породы сохраняют иногда реликты магматических структур и текстур. Отмечается различное положение гнейсовидности метадiorитов по отношению к гнейсовидности матрикса меланжа. Тела метадiorитов содержат немногочисленные ксенолиты среднезернистых амфиболитов изометричной формы (редко сохраняющие реликты складок) размером до первых дециметров.

В непосредственной близости с телами метадiorитов в направлениях простираия полосы меланжа сохраняются реликты смятых в складки и брекчированных толщ амфиболитов, мигматизированных серыми среднезернистыми плагиогранитами (в участке А, рис. 1, выходы амфиболитов занимают площадь во многие сотни квадратных метров). По структурно-текстурным признакам эти амфиболиты коррелируются с амфиболитами, слагающими ксенолиты в метадiorитах; в свою очередь, толщи амфиболитов прорываются жилами метадiorитов. Очевидно, толщи амфиболитов представляют собой реликты рамы, в которую внедрялись диориты.

Тела метадiorитов и толщи амфиболитов прорваны розовыми крупнозернистыми гранитами с порфировыми (до нескольких сантиметров) выделениями серого микроклина, образующими гнездообразные – до нескольких метров в поперечнике – тела и жилы (рис. 3). Последние заполняют трещины в массивных разностях метадiorитов. Отсутствие деформационных текстур в метадiorитах на контактах с гранитными жилами и их неупорядоченная ориентировка свидетельствуют в пользу того, что гранитные жилы заполняют трещины отрыва, образованные при растяжении пород.

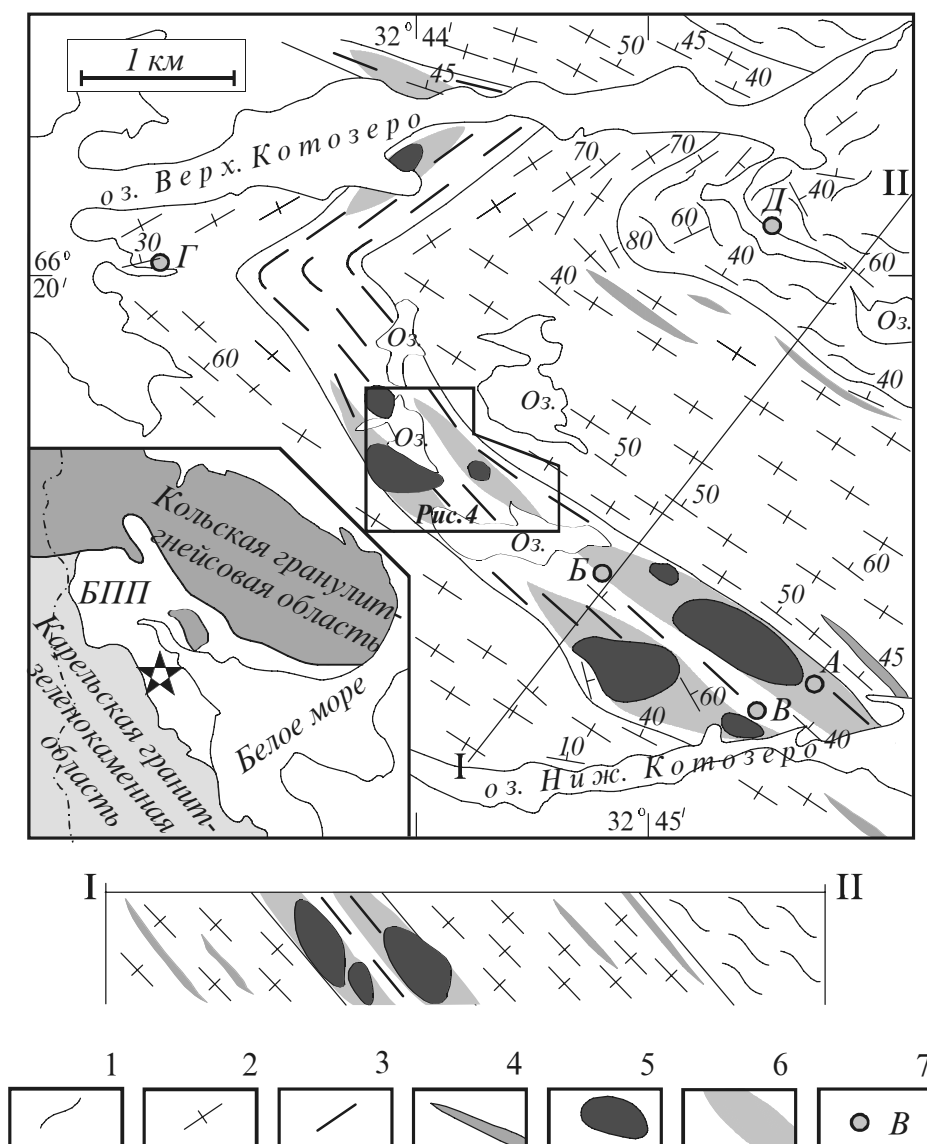


Рис. 1. Схема геологического строения района озер Верх. и Ниж. Котозеро. На врезке – положение района в структуре восточной части Балтийского щита (по Миллеру и Милькевич, 1995):

1 – ржаво-бурые мигматизированные гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые глиноземистые гнейсы; 2 – мигматизированные биотитовые (реже амфибол-биотитовые) гнейсы; 3 – полоса тектонического меланжа; 4 – участки с многочисленными линзовидными телами амфиболитов; 5 – метадiorиты; 6 – зоны с многочисленными обломками пород разного состава; 7 – точки, упоминаемые в тексте

Распределение обломочного материала меньшего размера в пределах полосы меланжа закономерное. Наибольшие концентрации обломков отмечаются вблизи тел метадiorитов в направлениях простиранья полосы меланжа. Здесь довольно обычны крупные (многие метры) глыбо- и плитообразные тела мигматизированных амфиболитов, а также тела смятых в складки мигматизированных ржаво-бурых глиноземистых гнейсов (например, в точке Б, рис. 1), многочисленны мелкие обломки; в гнейсовом матриксе меланжа помимо обычных для гнейсов лепидогранобластовых структур отмечаются также бластокатакlastические и бластомилонитовые структуры. По мере удаления от тел метадiorитов размер и количество

обломков в матриксе меланжа уменьшаются; состав обломков амфиболитов при этом становится более разнообразным.

В пределах полосы меланжа (но вкрест ее простиранья) рядом с телами метадiorитов обнажаются мигматизированные гранито-гнейсы с многочисленными, но мелкими (размером обычно не более первых дециметров в поперечнике), разнообразными по текстуре и составу обломками амфиболитов, объемная доля которых в породах относительно мала.

За пределами выделенной полосы меланжа содержание обломков в гнейсовом или гранитном матриксе гораздо меньшее. Преобладают сильно уплощенные согласно полосчатости и гнейсовидности вмещающих гранито-гнейсов линзовидные



Рис. 2. Строение тектонического меланжа:

а – обломки амфиболитов разной формы в гранитизированном гнейсовом матриксе; б – изометричные обломки амфиболитов и складчатых глиноземистых гнейсов в гранитизированном матриксе биотитовых гранито-гнейсов

тела амфиболитов (по-видимому, сильно деформированные обломки). Изометричные галько-, глыбо- и валунообразные обломки отмечаются в пределах всего рассмотренного района. Они либо представлены редкими единичными телами по-

род различного состава среди мигматизированных гнейсов, либо локализуются в согласных с гнейсовидностью и полосчатостью гранито-гнейсов зонах мощностью в первые метры. Состав обломочного материала в таких зонах может быть



Рис. 3. Жилы крупнозернистых гранитов (в центральной части снимка) мощностью 3–5 см, секущие метадiorиты с массивной нематобластовой текстурой

весьма разнообразным. В частности, в одной из них (точка Г, рис. 1) в интенсивно гранитизированных гнейсах заключены обломки полосчатых мигматитов, амфиболовых гнейсов, амфиболитов, амфибол-биотитовых сланцев, амфибол-полевошпатовых массивных пород, схожих с массивными разностями метадiorитов.

Глыбообразные обломки тел амфиболитов отмечаются и в пределах площади распространения глиноземистых гнейсов (например, в точке Д, рис. 1).

Особенности геологического строения зоны тектонического меланжа, минералогического состава пород и термодинамических параметров метаморфизма изучены на детально закартированном участке (м-б 1 : 5 000) в центральной части района (рис. 1, 4). Здесь мощность зоны меланжа составляет порядка 400 м. Ее генерализованное простирание северо-западное (аз. пад. $50\text{--}60^\circ \angle 35^\circ\text{--}50^\circ$). В пределах зоны гнейсовидность и полосчатость смяты в опрокинутые складки с умеренно пологими ОП, падающими на северо-восток. На стереографической проекции (рис. 4, А) можно видеть, что распределение полюсов гнейсовидности и полосчатости пород носит несколько «размытый» характер. Это связано с развитием ротационных структур и наложенных сдвиговых деформаций. Главные статистические максимумы (аз. пад. $25^\circ \angle 39^\circ$; $60^\circ \angle 35^\circ$) отвечают полюсам доминирующего простирания плоскостных элементов главной (синнадвиговой) фазы деформаций. К ним близки простирания осевых плоскостей опрокинутых складок (среднестатистический аз. пад. $44,2^\circ \angle 46,0^\circ$). Более ранние складки достовер-

но не установлены. Минеральные линейности (по амфиболу) в пределах зоны тектонического меланжа полого погружаются на восток-северо-восток (статистический аз. пад. $76^\circ \angle 32^\circ$). Это направление отвечает «а»-линейности растяжения и оказывается азимутально близким к шарнирам складок. Подобная позиция линейных элементов отмечена и для других районов с надвиговым стилем деформаций: О. М. Розен и В. С. Федоровский (2001), изучавшие геометрическую ориентировку структурных элементов надвиговых систем на примере Нутгейского покрова каледонид Прибайкалья, с учетом данных по другим регионам, пришли к выводу, что сближение «а»-линейности и шарниров складок есть следствие вращения в ходе надвиговых движений, приводящее к «...искажению первоначальных ориентировок вплоть до полного параллелизма с направлением движения». При этом «а»-линейность «...является единственным надежным маркером траектории транспорта покровов...» (с. 66–67).

Вне зоны тектонического меланжа линейность выражена слабо и имеет иную ориентировку, а гнейсовидность, полосчатость и контакты тел метадiorитов простираются в северо-восточных и субширотных румбах. Им отвечает незначительной интенсивности максимум в нижнем правом секторе диаграммы (аз. пад. $141^\circ \angle 64^\circ$). Наложённые деформации выражены в виде малых складок, плейчатости и дискретных субвертикальных сдвиговых (shear) зон (аз. прост. $330\text{--}340^\circ$) со значительными амплитудами смещений (рис. 5). К ним часто приурочены пегматитовые жилы и тела гранатовых габбро. Для юго-западной части зоны

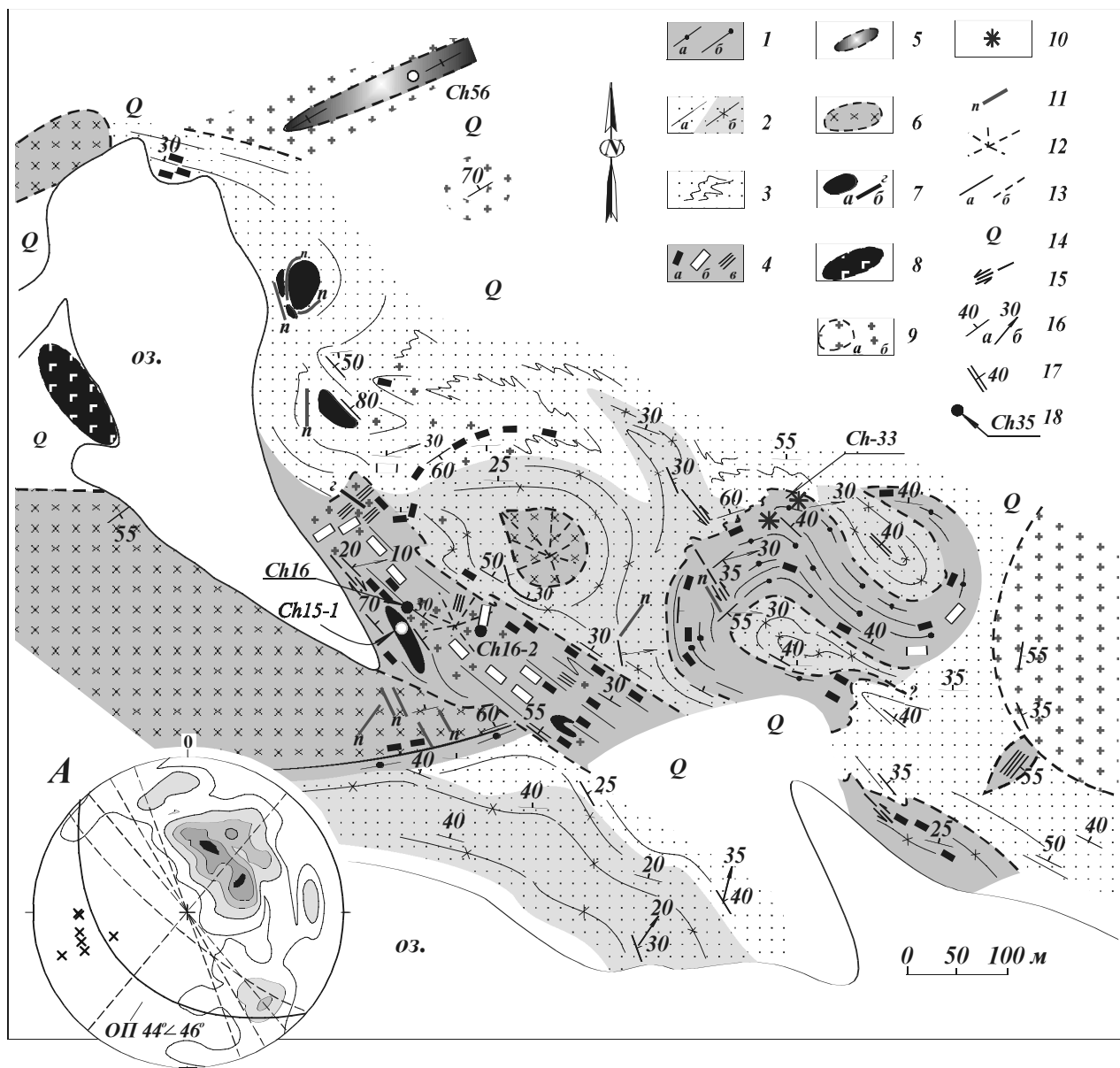


Рис. 4. Геологическая схема детального участка. Составлена О. С. Сибелевым:

1 – линзы и прослои биотитовых гнейсов (а) и амфиболитов (б); 2 – биотитовые (а) и амфиболсодержащие (б) плагио- и плагиоминоклиновые гранито-гнейсы; 3 – мигматит-граниты; 4 – не выраженные в масштабе схемы обломки полевошпатовых амфиболитов (а), м/з биотит-амфиболовых кристаллосланцев (б), полосчатых м/з амфиболитов (в); 5 – ортоамфиболиты; 6 – метадiorиты; 7 – гранатопые габбро, выраженные (а) и не выраженные (б) в масштабе схемы; 8 – породы комплекса лерцолитов-габброноритов; 9 – розовые, с/з существенно микроклиновые граниты, развитые в виде тел (а) и участков гранитизации (б); 10 – участки развития амфибол-кианитовых и жеритовых метасоматитов; 11 – пегматитовые жилы; 12 – зоны брекчирования; 13 – границы геологических тел: установленные (а), предполагаемые (б); 14 – четвертичные отложения; 15 – наложенные сдвиговые зоны; 16–17 – элементы залегания: 16 – гнейсовидности и метаморфической полосчатости (а), линейности (б), 17 – ОП складок; 18 – места отбора и номера образцов. На структурной диаграмме А (верхняя полусфера) показаны: полюса гнейсовидности и полосчатости в зоне меланжа (76 замеров, сплошные линии 1-3-5-7-9%); линейность и шарниры складок (крестики); статистическая ОП опрокинутых складок (сплошная линия) и ее азимут падения; простираание пегматитовых жил и сдвиговых структур (пунктирные линии)

характерны левосторонние сдвиги, для северо-восточной – правосторонние.

С северо-востока зона меланжа ограничена телами розовых среднезернистых микроклиновых массивных гранитоидов, контакты которых не обнажены. По своим петрохимическим характеристикам (обр. Ch35, табл. 1, рис. 6) они соответствуют гранитам нормальной щелочности. На севере участка среди гранитоидов закартировано тело мелкозернистых лейкоамфиболитов, которые по своим

текстурным признакам и форме залегания классифицированы как ортопороды. Они интенсивно гранитизированы, но довольно слабо огнейсованы. Химический состав ортоамфиболитов (обр. Ch56) соответствует монцогаббро, хотя, по-видимому, повышенная щелочность этих пород является следствием высокой степени метасоматической проработки. На западе участка развиты тела метаморфизованных диоритов и габброидов комплекса лерцолитов-габброноритов. Внутренняя часть зоны



Рис. 5. Биотитовые плагиомикроклиновые гранито-гнейсы с ксенолитами мигматизированных рогово-обманковых и полевошпатовых амфиболитов, участвующие в сдвиговых деформациях (а); мигматит-граниты, смятые в малые наложенные складки с крутыми осевыми плоскостями (б)

насыщена обломками разнообразной формы, представленными роговообманковыми, диопсидсодержащими и полевошпатовыми амфиболитами, мелкозернистыми биотит-амфиболовыми кристаллосланцами (обр. Ch16-1) и метадiorитами. В юго-восточной части зоны, наряду с обломками, развиты деформированные толщи мигматизированных амфиболитов и ржаво-бурых биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов.

Матрикс зоны тектонического меланжа претерпел значительные метаморфические и палингено-анатектические преобразования и представлен биотитовыми и амфиболсодержащими плагио- и плагиомикроклиновыми гранито-гнейсами и гнейсо-гранитами, обладающими определенной степенью «прозрачности», т. е. несущими в себе главные черты состава субстрата. Для амфиболовых и амфибол-биотитовых гранито-гнейсов участка субстратом в большинстве случаев были породы диоритового состава.

В центральной части участка (рис. 4) зафиксирован относительно крупный блок мигматизированных метадiorитов ($\approx 40 \times 50$ м) изометричной (в плане) формы. Метадiorиты брекчируются (с небольшими смещениями) по разноориентированным трещинам, залеченным амфиболовыми гранитоидами и пегматитами. Гнейсовидность вмещающих амфибол-плагиомикроклиновых гранито-гнейсов плавно огибает тело диоритов, создавая структуру ротационного типа – закатыш (Диагностика..., 1994). С юго-востока к ней примыкает еще одна подобная структура, в строении которой участвуют амфиболиты, биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы и в ядерной части – амфибол-плагиомикроклиновые гранито-гнейсы (по

диоритам?). Сочетание ротационных структур динамокластиков с довольно выдержанными по простиранию линейными зонами формирует текстурный рисунок, который может быть определен как «мегабластомилонит».

В области развития деформированных амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсов отмечены метасоматические образования кианит-роговообманкового и ждритового состава. Эти породы развиваются по амфибол-биотитовым гнейсам и амфиболитам в виде линзовидных или вытянутых вдоль ранней гнейсовидности тел (до 10 x 30 м).

В зоне тектонического меланжа отмечены участки метасоматической гранитизации по биотитовым и амфиболсодержащим гранито-гнейсам. Продукты гранитизации – микроклиновые ($\pm$ Bt-Pl-Mc-Qz (Ser, Ap, Chl))* среднезернистые гранитоиды. Это массивные или слабополосчатые породы. Они плавно замещают биотитовые или амфиболовые гранито-гнейсы и не имеют четких ограничений. По своим структурно-текстурным признакам и минеральному составу эти гранитоиды схожи с рассмотренными выше розовыми микроклиновыми гранитоидами восточной части участка, однако по химическому составу среди них отмечены разновидности пород субщелочного ряда, отвечающие граносиенитам (обр. Ch16-2, табл. 1, рис. 6). Иногда аналогичные гранитоиды проявлены в виде несомы мигматит-гранитов, которые сминаются в мелкие наложенные складки с крутыми осевыми поверхностями. Микроклиновые гранитоиды имеют палингенно-метасоматическую природу, относительно главной фазы складчатости являются посттектоническими.

К внутренним частям зоны пространственно приурочены небольшие тела (до 70 м по длинной оси) метаморфически преобразованных интрузивных пород (Px-Qz-Grt-Pl-Hbl). По своим петрохимическим характеристикам они отвечают породам комплекса гранатовых (коронитовых) габбро (Степанов, 1981) (обр. Ch15-1, табл. 1, рис. 6). Тела гранатовых (коронитовых) габбро будинируются и сминаются в складки с крутыми осевыми поверхностями, породы интенсивно амфиболитизируются. Кроме того, в районе отмечаются породы комплекса лерцолитов-габброноритов (оливиновые габбронориты – Ol-Orx-Cpx-Pl), которые, в отличие от гранатовых габбро, кайнотипны, имеют классические друзитовые каймы и не несут признаков вторичных изменений. Их контакты не вскрыты.

* Здесь и далее в скобках после названия породы представлены наблюдаемые в шлифах минеральные ассоциации.

Принятые символы минералов: Ab – альбит, Alm – альмандин, Am – амфибол, An – анортит, Bt – биотит, Cb – карбонатные минералы, Chl – хлорит, Cpx – клинопироксен, Di – диопсид, Ep – эпидот, Ged – ждрит, Grt – гранат, Hem – гематит, Hbl – роговая обманка, Ilm – ильменит, Kfs – калиевый полевой шпат, Ku – кианит, Mag – магнетит, Mei – мейонит, Mc – микроклин, Ms – мусковит, Ol – оливин, Orx – ортопироксен, Ort – ортит, Pl – плагиоклаз, Pyx – пироп, Ru – рудный минерал, Qz – кварц, Ser – серицит, Scp – скаполит, Sf – сфен, Sps – спессартин, Zo – цоизит, Zrn – циркон; f – железистость ($100 \cdot \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$); в цифрах рядом с символом минерала указана железистость, за исключением: Pl – % An, Scp – % Mei.

Таблица 1
Химический состав пород района озер Нижнее и Верхнее Котозеро

	T856	Ch16-1	Ch15-1	Ch56	Ch35	Ch16-2
SiO ₂	60,20	57,26	51,10	52,14	72,62	65,26
TiO ₂	0,56	0,66	1,38	1,41	0,18	0,30
Al ₂ O ₃	16,65	16,66	12,90	18,49	14,80	18,24
Fe ₂ O ₃	1,48	2,82	3,34	2,89	0,50	1,01
FeO	3,66	4,88	10,91	5,45	0,79	1,29
MnO	0,082	0,119	0,207	0,094	0,013	0,017
MgO	3,32	4,11	6,27	3,39	0,41	0,67
CaO	5,27	7,57	9,43	6,00	1,30	2,71
Na ₂ O	4,93	4,22	2,19	5,22	4,17	3,98
K ₂ O	2,02	0,60	0,59	2,54	4,26	5,53
H ₂ O	0,16	0,15	0,09	0,09	0,02	0,10
ppp	0,93	0,75	1,32	0,90	0,90	0,44
P ₂ O ₅	0,44	0,18	0,17	1,04		
Cr ₂ O ₃		0,006	0,006			
V ₂ O ₅		0,030	0,063			
CoO		0,004	0,006			
NiO		0,004	0,014			
CuO		0,009	0,009			
ZnO		0,010	0,016	0,018	0,005	0,010
Li ₂ O	0,0052			0,0040	0,0017	0,0035
Rb ₂ O	0,0081			0,0018	0,0135	0,0129
Cs ₂ O	0,0002					
Сумма	99,71	100,04	100,01	99,68	99,98	99,57

Примечание. Обр. T856 из коллекции В. В. Травина, остальные – О. С. Сибелева; T856 – метадiorит (северный берег оз. Нижнего Котозеро), Ch16-1 – м/з биотит-амфиболовый кристаллосланец из ксенолита (детальный участок (ДУ)), Ch15-1 – гранатовое габбро (ДУ), Ch56 – лейкократовые ортоамфиболиты (ДУ), Ch35 – розовый плагиомикроклиновый гранит (ДУ, тело к востоку от зоны меланжа), Ch16-2 – розовый плагиомикроклиновый гранит из области гранитизации матрикса внутри зоны меланжа (ДУ). Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН, аналитики: А. И. Полищук, В. Л. Утицина, В. А. Кукина, Н. В. Питкя.

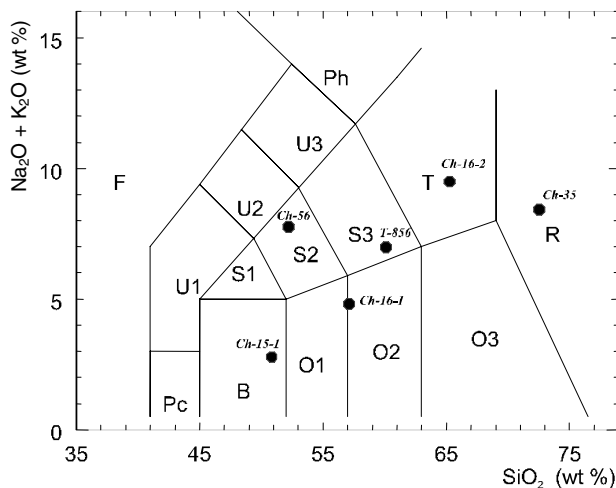


Рис. 6. Фигуративные точки пород района Котозеро на классификационной диаграмме (Maitre, 1989)

Завершают геологическую историю изученного района процессы пегматитогенеза. Пегматитовые жилы на участке не крупные (до 0,5 м мощности), низших парагенетических типов (кварц-полевошпатовые, в редких случаях с гнездами крупночешуйчатого мусковита), секут практически все типы пород. Ориентировка пегматитовых жил контролируется сдвиговыми деформациями северо-западного направления, но отмечены и северо-восточные жилы (аз. прост. 45°, субвертик., рис. 4, А).

Петрографические особенности пород

Минеральный состав пород из обломочной составляющей меланжа (табл. 2) весьма разнообразен, хотя отчасти нивелируется метаморфическими и метасоматическими минеральными преобразованиями.

До- и синтетектонические реакционные соотношения минералов и ассоциаций, по которым можно было бы судить о термодинамической направленности метаморфических процессов, немногочисленны. Из них заслуживающими внимания представляются петрографические наблюдения над пироксенами и роговыми обманками в диопсидсодержащих породах. В большинстве случаев клинопироксен (Di) в амфиболитах из обломочного материала меланжа находится в равновесии с темно-зеленой роговой обманкой, но на определенной (синтетектонической?) стадии метаморфических преобразований становится неустойчив. Он обростает зернами роговой обманки. Иногда клинопироксен сохраняется лишь в виде мелких реликтовых включений в роговой обманке. В этом случае он отделен от нее «рубашкой» гематита (?) или биотита.

Гранат в изученных породах не пользуется широким распространением и представлен мелкими корродированными зернами с большим количеством включений кварца, плагиоклаза, роговой обманки и биотита. Он несет в себе признаки растворения, сохраняясь лишь в виде мелких реликтовых зерен в агрегате биотит-кварц-плагиоклазового состава, который повторяет форму когда-то существовавшего гранатового порфиروбласта.

Более поздние вторичные изменения минерального состава пород связаны с щелочным метасоматозом (палингенно-метасоматической гранитизацией) и наложенным метаморфизмом. Эти события разделены во времени внедрением гранатовых габбро – последние метасоматозом не затронуты, но подвержены деформациям и амфиболитизации в ходе свекофенских (PR1) тектоно-метаморфических процессов. На основе имеющихся материалов по обломочным породам зоны тектонического меланжа отделить метасоматические и метаморфические процессы с помощью парагенетичес-

кого анализа не представляется возможным, очевидно лишь, что резкое увеличение количества калиевых полевых шпатов и некоторых аксессуаров, а также смещение состава амфиболов в сторону калиевого паргасита связаны с привнесением щелочных компонентов.

При метасоматических и метаморфических преобразованиях диоритов ($\pm \text{Crpx} \pm \text{Grt} - \text{Qz} - \text{Hbl} - \text{Pl}$) в первую очередь исчезает клинопироксен и гранат, появляется значительное количество калиевого полевого шпата (чаще – Mc), а также – биотит, апатит, скаполит, сфен, эпидот и другие акцессорные минералы. Подобные изменения присущи апобазитовым амфиболитам, амфиболсодержащим гнейсам и диопсид-роговообманковым породам. В них отмечены каемки ильменита вокруг магнетита, развитие альбита по биотиту и обрастания ильменита сфеном, которые носят регрессивный характер (Ytaya, Vanno, 1980). В биотитовых и гранат-биотитовых гнейсах наблюдается хлоритизация биотита, развитие мусковита (Ser) и карбоната.

Зафиксированные на участке кианит-роговообманковые и ждритовые метасоматиты представляют собой периферийную зону переотложения оснований (железо-магнезиальный метасоматоз). Генетические связи этих метасоматитов с другими проявлениями метасоматизма (зонами кислотного выщелачивания или щелочного метасоматоза) не определены. С учетом субсогласного общей гнейсовидности залегания тел метасоматитов и закономерной ориентировки минералов, относительный геологический возраст данных образований, вероятно, является синтетектоническим главной фазе деформаций. Наблюдаемую метасоматическую зональность пород можно схематично представить в виде колонки (табл. 3).

Кристаллы кианита в метасоматитах достигают 3 см по длинной оси, а ждритов – до 8 см. Зональность метасоматитов осложняется развитием наложенных низкотемпературных ассоциаций хлорита и мусковита по биотиту, крупного зонального эпидота с ортитовыми ядрами. Из аксессуаров фиксируются: циркон, апатит, рутил и рудные минералы.

Т а б л и ц а 2
Минеральный состав пород из обломочной части зоны тектонического меланжа

Название породы	№ обр. (шлифов)	Главные минералы	Второстепенные минералы и аксессуарии ($\pm$)
Роговообманковые и полевошпатовые амфиболиты	Ch15, T849Б, T871-3	$\pm \text{Grt} \pm \text{Bt} - \text{Pl} - \text{Qz} - \text{Hbl}$	Scp, Sf, Ap
Пироксен-роговообманковые амфиболиты	Ch13, Ch66, T849 А, В, Г, Д, T871-4	$\pm \text{Grt} \pm \text{Bt} - \text{Di} - \pm \text{Mc} - \text{Qz} - \text{Pl} - \text{Hbl}$	Scp, Sf, Cb, Ap, Ab, мирмекиты
Лейкоамфиболит	Ch15, T852, T870	$\text{Bt} - \text{Hbl} - \text{Pl} - \text{Qz}$	Ep, Ab, Sf, Ap, Ort
Биотит-амфиболовые кристаллосланцы, лейкократовые ортоамфиболиты	Ch16-1, Ch56, Ch41	$\pm \text{Di} \pm \text{Grt} \pm \text{Bt} - \text{Hbl} - \text{Qz} - \text{Pl}$	Chl, Ilm, Mag, Sf, Ap, Zrn
Эпидозиты	Ch3, T849C	$\pm \text{Di} - \text{Ep} \pm \text{Zo} - \text{Qz} - \text{Pl}^1$	Pl ² , Chl, Scp, Sf
Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы	Ch32, T856-2, T865, T865-1	$\pm \text{Hbl} \pm \text{Grt} - \text{Bt} \pm \text{Mc} - \text{Pl} - \text{Qz}$	Sf, Ort, Chl, Zrn, мирмекиты
Метадиориты и диоритоподобные породы	Ch60, T856-4, T856, T856C-2, T862, T864	$\pm \text{Grt} \pm \text{Kfs} (\text{Mc или Or}) - \text{Qz} - \text{Hbl} - \text{Pl}$	Ep, Sf, Ru, Ap, Cb, Chl, мирмекиты, пертиты, катаклазиты

П р и м е ч а н и е. Образцы с индексом «Т» – из коллекции В. В. Травина, с индексом «Ch» – из коллекции О. С. Сибелева.

Таблица 3
Колонка метасоматической зональности

Парагенезисы
Амфиболит – амфибол-биотитовый гнейс Bt-Qz-Hbl-Pl
Ged-Bt-Pl-Qz
Hbl-Ku-Pl-Qz
Ged-Bt-Pl
Hbl-Ku-Pl
Ged-Bt
Hbl-Ku
Ged
--

Химизм минералов и РТ-условия метаморфизма

Изучение химического состава минералов из пород зоны тектонического меланжа проводилось прежде всего в целях определения термодинамических параметров метаморфических и метасоматических преобразований. Микрозондовые определения были выполнены на кафедре петрографии МГУ, на сканирующем электронном микроскопе CamScan 4DV с приставкой для энергодисперсионного анализа AN 10000 (аналитик Е. В. Гусева). Проанализированы (табл. 4) минералы из ортоамфиболитов [Grt-Chl-Bt-Qz-Pl-Hbl (Ilm, Mag, Sf, Ap, Zrn)], биотит-амфиболовых кристаллосланцев [Grt-Bt-Qz-Hbl-Pl (Ap, Ru)] и кианит-жедритовых метасоматитов [Qz-Bt-Ku-Ged-Hbl-Pl (Ep, Ort, Chl, Ms, Ap, Zrn, Ru)].

Проанализированные зерна граната (табл. 5) принадлежат к высокожелезистым ($f = 79-89\%$) разновидностям спессартин-пироп-альмандинового ряда со значительной долей уграндитовых компонентов (содержание кальциевых минералов = 25–28%). Зональность гранатов слабо выражена и имеет регрессивные тенденции: увеличение до-

ли спессартина и уменьшение пироповой составляющей в краевых частях зерен. Содержания этих компонентов обнаруживают четкую обратно пропорциональную зависимость. Сосуществующий с роговой обманкой гранат (обр. Ch-16) (рис. 7, а) более высокотемпературный (кианит-микроклиновая субфация по О. И. Володичеву, 1990), доля пироба в нем составляет до 14,4%. Гранат из ортоамфиболита (обр. Ch-56, рис. 7, б) относительно низкотемпературный (кианит-мусковитовая субфация). Отмеченные в предыдущем разделе петрографические наблюдения над гранатами с признаками разложения характерны также и для гранатов из данной породы, что является свойством регрессивной направленности метаморфических преобразований (Панченко, 1985).

Амфиболы проанализированных пород детального участка представлены ярко окрашенными буровато-зелеными или голубовато-темно-зелеными (по Ng) обыкновенными роговыми обманками. Часто в контактах с биотитом или на границе зерен отмечаются маломощные зонки, в которых появляется светло-голубоватый оттенок. Роговые обманки из биотит-амфиболовых кристаллосланцев и ортоамфиболитов имеют близкий химический состав (табл. 6), который отвечает калиевым ферропаргаситам ($Ca_{av} = 1,5-2,0$ ф. ед., $K_A = 0,3-0,36$ ф. ед.) (Номенклатура..., 1997). Амфибол из включения в гранате (рис. 7) характеризуется пониженной, относительно амфибола из матрицы, кальциевостью (1,88 ф. ед.) и повышенным содержанием алюминия в октаэдрической позиции (0,73 ф. ед.), что является следствием более высоких РТ-условий его кристаллизации.

В кианит-роговообманковых и жедритовых метасоматитах развиты менее железистые роговые

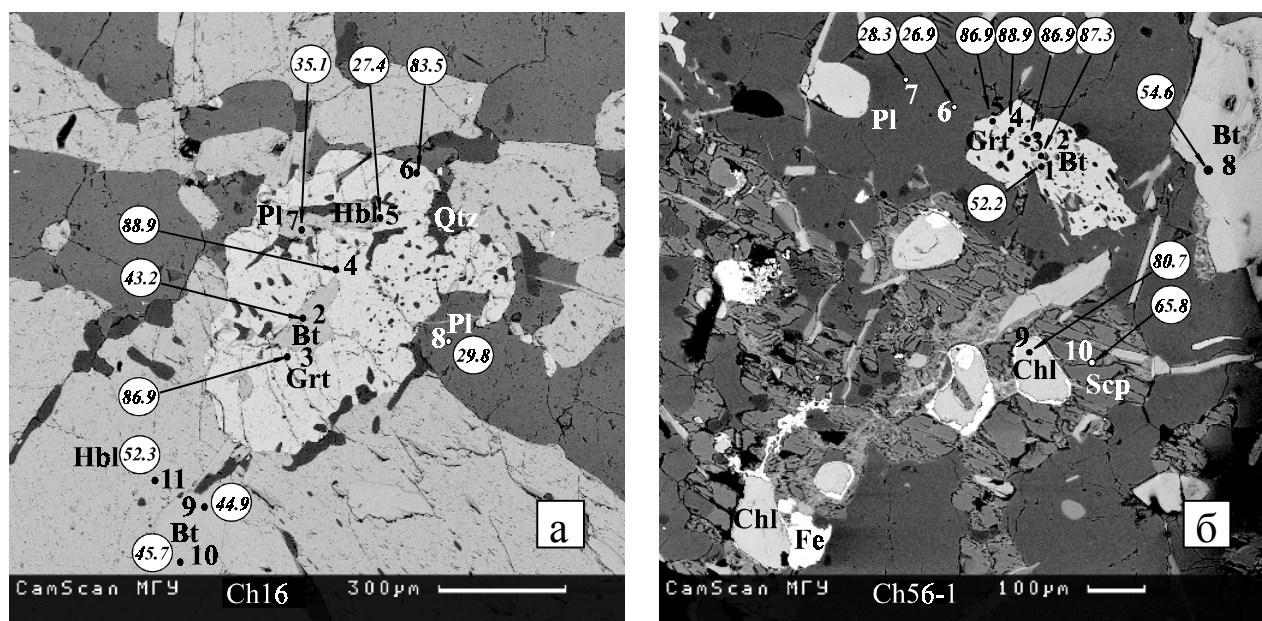


Рис. 7. Характер развития граната с включениями биотита, плагиоклаза и роговой обманки:

а – в биотит-амфиболовых кристаллосланцах, б – в ортоамфиболитах, здесь же развитие скаполита в ассоциации с рудными минералами (микрофото в отраженных электронах). Цифры в кружках: железистость Grt, Hbl, Bt, Chl; основность Pl (% An), содержание мейонитовой молекулы в скаполите

Таблица 5

Кристаллохимические формулы, железистость и минеральный состав гранатов

№ обр.	Примечание	Mg	Ca	Fe ²⁺	Mn	Сумма	Al	Si	f	Alm	Pyr	Sps	Ca-Grt
Ch56-2	Рядом с Bt	0,23	0,82	1,59	0,39	3,03	1,96	3,00	87,36	52,49	7,60	12,72	27,19
Ch56-3		0,25	0,83	1,64	0,36	3,07	1,96	2,98	86,92	53,43	8,04	11,68	26,85
Ch56-4		0,20	0,86	1,63	0,40	3,10	1,93	3,00	88,94	52,65	6,55	13,00	27,81
Ch56-5	Край	0,24	0,80	1,57	0,36	2,97	1,97	3,04	86,89	52,93	7,99	11,99	27,09
Ch16-3	Рядом с Bt	0,44	0,79	1,76	0,13	3,12	1,92	2,97	79,93	56,41	14,17	4,07	25,35
Ch16-4		0,41	0,83	1,82	0,13	3,20	1,90	2,97	81,53	56,99	12,91	4,16	25,95
Ch16-5		0,44	0,80	1,64	0,14	3,02	1,97	2,99	78,99	54,25	14,43	4,77	26,55
Ch16-6	Край	0,34	0,82	1,71	0,20	3,07	1,98	2,98	83,49	55,74	11,02	6,46	26,78

Примечание. Последняя цифра в номере образца соответствует номеру точки на рис. 7.

Таблица 6

Кристаллохимические формулы и некоторые параметры состава амфиболов

№ обр.	Na	K	SA	Mg	Fe ₂	Mn	Ca	Na	SB	Al ^{VI}	Ti	Mg	Fe ₂	SC	Si	Al ^{IV}	ST	O	OH	(Ca+Na) ₈	f
Ch56-14	0,38	0,33	0,71	0,00	0,13	0,04	1,93	0,00	2,1	0,55	0,16	1,83	2,46	5,00	6,20	1,80	8,00	22	2	1,93	58,60
Ch56-15	0,44	0,36	0,8	0,00	0,12	0,03	1,89	0,00	2,04	0,57	0,15	1,80	2,48	5,00	6,25	1,75	8,00	22	2	1,89	59,09
Ch33-1	0,55	0,03	0,58	0,00	0,43	0,01	1,47	0,09	2	0,89	0,07	3,24	0,80	5,00	6,50	1,50	8,00	22	2	1,56	27,52
Ch33-2	0,51	0,03	0,54	0,00	0,27	0,01	1,61	0,11	2	0,96	0,05	3,09	0,90	5,00	6,49	1,51	8,00	22	2	1,72	27,46
Ch33-5	0,48	0,02	0,5	0,18	1,53	0,00	0,10	0,13	2	1,08	0,05	3,87	0,00	5,00	6,45	1,55	8,00	22	2	0,23	27,42
Ch33-6	0,51	0	0,51	0,10	1,74	0,03	0,09	0,04	2	1,06	0,03	3,91	0,00	5,00	6,42	1,58	8,00	22	2	0,13	30,26
Ch16-11	0,47	0,34	0,81	0,00	0,03	0,00	2,01	0,00	2,04	0,55	0,16	2,06	2,23	5,00	6,24	1,76	8,00	22	2	2,01	52,31
Ch16-1	0,46	0,3	0,76	0,00	0,09	0,04	1,88	0,00	2,01	0,73	0,12	2,11	2,04	5,00	6,24	1,76	8,00	22	2	1,88	50,24

Примечание. Обр. 56-14, 56-15, 16-1, 16-11 – калиевый ферропаргасит; обр. 33-1, 33-2 – магнезиогастингсит; обр. 33-5, 33-6 – алюможедрит.

Таблица 7

Кристаллохимические формулы и железистость биотитов и хлорита

№ обр.	Минерал	K	Na	Сумма X	Mg	Fe ²⁺	Ti	Mn	Al ^{VI}	Сумма	Si	Al ^{IV}	O	OH	f
Ch56-1	Bt	0,96	0,14	1,10	1,22	1,34	0,19	0,02	0,23	3,00	2,83	1,17	10,00	2,00	52,20
Ch56-8	Bt	0,94	0,13	1,07	1,15	1,38	0,25	0,01	0,22	3,00	2,81	1,19	10,00	2,00	54,64
Ch16-2	Bt в Gr	0,92	0,06	0,98	1,42	1,08	0,30	0,00	0,20	3,00	2,81	1,19	10,00	2,00	43,23
Ch16-9	Bt край	0,95	0,03	0,98	1,40	1,14	0,26	0,02	0,17	3,00	2,80	1,20	10,00	2,00	44,87
Ch16-10	Bt центр	0,90	0,03	0,93	1,39	1,17	0,25	0,00	0,18	3,00	2,76	1,24	10,00	2,00	45,67
Ch56-8	Chl	0,02	0,12	0,14	0,89	3,74	0,00	0,00	1,36	6,00	3,15	0,85	10,00	8,00	80,74

обманки – магнезиогастингситы, приближающиеся по составу к эденитам (Si = 6,49–6,5 ф. ед.). Ромбические амфиболы из метасоматитов относятся к алюможедритам (Al^{VI} = 1,06 и 1,08 ф. ед.) с высоким содержанием натрия (Na_А = 0,48 и 0,51 ф. ед.).

Проанализированные биотиты принадлежат итонит-сидерофилитовому ряду и характеризуются высокими содержаниями титана (0,19–0,3 ф. ед.), что при относительно низкой железистости (f = 43,2–54,6%) свойственно их высокотемпературным разновидностям. По химическому составу (табл. 7) биотиты района оз. Котозеро наиболее близки биотитам архейских парагенезисов Беломорья (Сибелев, 1999). Максимальное содержание титана (0,3 ф. ед.) зафиксировано в биотите из включений в гранате.

Единственное проанализированное зерно хлорита (табл. 7) находится в виде включения в скаполите (65,8% Me₁). Хлорит округлой формы, в «рубашке» окислов железа (Hem, Mag?). Для него характерна аномально высокая железистость (80,7%).

Оптические определения номера плагиоклазов свидетельствуют о принадлежности подавляющего большинства зерен этого минерала к группе олигоклазов (табл. 8), что подтверждается данными микронзондовых определений (27,5–29,8% An). Исключение составляет плагиоклаз из включения в гранате, состав которого соответствует андезину

(35,1% An). В плагиоклазе из ортоамфиболита зафиксирована слабопроявленная обратная зональность.

Таким образом, в изученных породах детального участка наиболее высокотемпературный парагенезис, отвечающий пику метаморфических условий, устанавливается во включениях в гранате: Grt_{79,0} ± Bt_{43,2} + Hbl_{50,2} + Pl_{35,1} + (Qz). Расчет термодинамических параметров с использованием геотермометров и геобарометров для этого парагенезиса дает следующие значения: роговая обманка – плагиоклаз – кварцевый геотермометр (Blundy, Holland, 1990) – 792 °C; гранат-роговообманковый геотермометр (Lavrent'eva, Perchuk, 1989) – 769 °C; гранат-биотитовый геотермометр (Hodges, Spear, 1982) – 738 °C, при давлении, рассчитанном по роговообманково-плагиоклазовому геобарометру, – 8,7–8,9 кбар (соответственно – Shmidt, 1991; Blundy, Holland, 1990). Использование в расчетах минеральных пар роговой обманки и плагиоклаза (+Qz) из матрицы (вне граната) дает лишь незначительное снижение P-T-условий: T – 770–785 °C и P – 7,9–8,2 кбар (геотермобарометр Blundy, Holland, 1990). Полученные данные согласуются с результатами парагенетического анализа минеральных ассоциаций, в частности высокотемпературных диопсидсодержащих парагенезисов, характерных для гранулитовой

Таблица 8
Кристаллохимические формулы и минеральный состав плагиоклазов

№ обр.	Примечание	K	Na	Ca	Сумма	Al	Si	Сумма	Ab	An	Ort
Ch56-6	Рядом с Grt центр	0,01	0,68	0,27	0,97	1,27	2,73	4,00	70,30	28,30	1,30
Ch56-7		0,02	0,69	0,26	0,97	1,25	2,75	4,00	71,40	26,90	1,70
Ch33-3		0,00	0,71	0,28	0,99	1,27	2,72	3,99	72,00	27,80	0,20
Ch33-4		0,00	0,72	0,27	0,99	1,26	2,72	3,98	72,30	27,50	0,20
Ch16-8	Вкл. в Grt	0,02	0,69	0,30	1,01	1,28	2,70	3,99	68,50	29,80	1,70
Ch16-7		0,01	0,63	0,35	0,99	1,31	2,66	3,97	63,70	35,10	1,20

Таблица 9
Последовательность геологических событий в зоне тектонического меланжа

Возраст	Петрогенетические процессы (группы пород)	Тектонические и деформационные процессы
PR ₁	Пегматитогенез (формация мусковитовых пегматитов) Высокобарический метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации (по аналогии с другими районами БПП)	Субвертикальные сдвиговые зоны, мелкая складчатость с крутыми ОП
	Палингено-метасоматическое гранитообразование (микроклиновые гранитоиды) Интрузивный магматизм (гранатовые габбро, лерцолиты-габбронориты)	Смятие зоны тектонического меланжа
AR ₂	Метасоматоз (Ky-Hbl, Ged) Высокобарический метаморфизм гранулитовой (?) – высокотемпературной амфиболитовой фации (до T ~ 790 °C, P ~ 8,9 кбар) Палингеное гранитообразование (биотитовые и амфиболовые гранито-гнейсы)	Изоклиальная складчатость с пологими ОП // сместителю, ротационными деформациями, формированием «мегабластомилонитовых» структур Надвигообразование с брекчированием крупных блоков пород
	Внедрение крупнозернистых микроклиновых гранитов с порфировым микроклином Интрузивный магматизм (внедрение диоритов)	Этап растяжения
	Метаморфизм и мигматизация толщ вулканитов	Синметаморфическая складчатость

и высокотемпературной амфиболитовой фаций. Последующая регрессивная ветвь метаморфизма, петрографически выраженная в неустойчивости клинопироксена и граната, в наложении более низкотемпературных минералов, отчетливо фиксируется термометрией с использованием гранатовых (Grt-Bt и Grt-Hbl) геотермометров (T – 607–711 и 594–739 °C соответственно).

Метасоматические кианит-роговообманковые и жедритсодержащие ассоциации, как и рассмотренные выше метаморфические ассоциации реликтовых пород, устойчивы в высокотемпературных и высокобарических областях РТ-диаграмм. Для роговообманково-плагиоклазовых пар из этих пород полученные значения температур лежат в пределах – 717–724 °C при давлении 8,4–8,8 кбар. Термодинамические параметры образования метасоматитов близки к таковым обломочных пород зоны меланжа, что косвенно может свидетельствовать о близости их возраста.

Обсуждение результатов

Изложенные данные позволяют охарактеризовать закономерности геологического строения района, оценить природу тектонитов и установить связь структурообразующих процессов с проявлениями магматизма, метаморфизма и метасоматоза.

Характерная особенность гранито-гнейсов района – наличие включений тел пород разнообразного состава, представляющих собой аллохтонные обломки некогда существовавших толщ. Последние в пределах рассматриваемой территории рас-

пределены закономерно. Наибольшие их концентрации наблюдаются в полосе меланжа, включающей тела метадiorитов и обладающей зональностью: вблизи тел метадiorитов в направлениях ее простираения отмечены реликты толщ амфиболитов, служивших рамой для интродуцировавших диоритов, и многочисленные (в том числе и крупные) обломки; вкрест простираения полосы меланжа рядом с телами метадiorитов обнажены мигматизированные гнейсы с обломками амфиболитов, более разнообразными по составу и меньшего размера (доля их в объеме пород относительно мала).

Структурная зональность меланжа может быть объяснена его формированием в зоне вязкого сдвига, причем сам меланж следует рассматривать как элемент сместителя крупных тектонических пластин. Тела метадiorитов в формировавшихся тектонитах выступали в качестве жестких (компетентных) включений, в тених давления которых (в условиях защищенности от деформаций) сохранились реликты рамы и многочисленные обломки. Характер поля напряжений (относительно малые дифференциальные напряжения при значительных величинах всестороннего давления) в этих зонах обусловил сохранность бластокатакlastических и бластомилонитовых структур, указывающих, по-видимому, на хрупкопластическое состояние пород в начальную стадию процесса надвигообразования.

В истории развития района, по имеющимся данным, намечается следующая последовательность событий (табл. 9). Существовавшие некогда толщи (вулканиты?) испытали тектоно-метаморфические

преобразования, в результате которых сформировались смятые в складки мигматизированные амфиболиты и гнейсы, впоследствии прорванные телами диоритов. Последующий этап растяжения обусловил образование трещин отрыва, которые были залечены крупнозернистыми микроклиновыми гранитами с порфировыми выделениями микроклина. Затем на коллизионном этапе развития БПП, в ходе регионального надвигообразования, как амфиболиты, так и толщи глиноземистых гнейсов, интрузивных диоритов и т. д. были вовлечены в зону сместителя крупных покровных пластин, где в начале деформационного процесса (в условиях хрупко-пластического режима) были подвержены дроблению и развороту. В результате увеличения температуры и давления за счет коллажирования надвиговых пластин (?), тектониты испытали палингенно-анатектическую гранитизацию, наложенный метаморфизм в условиях, по крайней мере, высокобарической амфиболитовой фации ($T \sim 750^\circ\text{C}$, $P \sim 8,9$ кбар) и в последующем – метасоматоз. Значительные перемещения покровных пластин привели к совмещению в сравнительно узкой зоне различных по составу и гетерогенных по природе пород из развитых в регионе комплексов, а также к образованию мегабластомилонитовой структуры меланжа. При надвигообразовании формировались в целом простая (моноклиальная) структура и закономерный рисунок складчатых деформаций: опрокинутые изоклиальные складки с осевыми плоскостями, параллельными сместителю, а также с минеральными линейностями, погружающимися вдоль направления транспорта покровных пластин. Траектория транспорта: северо-восток – юго-запад. Время заложения сместителя Чупинского и Хетоламбинского покровов оценивается значением более $2,73 \pm 0,1$ млрд. лет (Миллер и др., 1997).

В раннем протерозое произошло внедрение тел лерцолитов-габброноритов, гранатовых (коронитовых) габбро. Полевые наблюдения над габброидами представляют значительный интерес в свете изучения последующих раннепротерозойских эндогенных событий. Известно, что комплекс гранатовых (коронитовых) габбро имеет более молодой относительный возраст, нежели комплекс лерцолитов-габброноритов (Степанов, 1981), что подтверждено и последними геохронологическими данными (соответственно – 2115 ± 18 млн. лет (Slabunov et al., 2001) и 2435 ± 5 млн. лет (Слабунов и др., 2001), однако степень тектоно-метаморфической переработки гранатовых габбро в большинстве случаев гораздо выше. Стандартное объяснение этому – высокая восприимчивость к вторичным из-

менениям пород железистого состава (Грин, Рингвуд, 1968). Изучение гранатовых габбро района озер Верх. и Ниж. Котозеро позволяет высказать предположение, что они внедрялись в пластифицированную толщу во время сдвиговых деформаций и метаморфических преобразований. В пользу данного предположения свидетельствуют: пространственная приуроченность тел гранатовых габбро к зонам свекофенских деформаций, согласно последним положение контактов, наличие минлингподобных структур (габбро – граниты и (или) гранитные пегматиты) и т. д. Исследования в этом направлении могут отодвинуть нижнюю возрастную границу раннесвекофенских метаморфических процессов на уровень ~ 2150 млн. лет.

В ходе раннепротерозойских деформаций завершилось формирование структуры района: динамокластиты зоны тектонического меланжа были деформированы вдоль субвертикальных сдвиговых зон и дискретно метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. С этим этапом связано формирование жил пегматитов.

В установленной последовательности геологических событий района наиболее значимое место занимает формирование зоны тектонического меланжа, представляющей собой сместитель позднеархейских покровов – зону вязкого сдвига. Ее большая мощность свидетельствует о том, что надвигообразование – важный текстурообразующий процесс, участвовавший в формировании расслоенности беломорского метаморфического комплекса. Кроме того, зона тектонического меланжа является индикатором коллизионной стадии развития БПП.

Основные выводы

В районе озер Верхнее и Нижнее Котозеро установлена зона тектонического меланжа. Она приурочена к контакту толщ биотитовых и глиноземистых гнейсов, относимых к Ковдозерской и Чупинской покровным пластинам, и рассматривается в качестве сместителя, по которому происходило надвигание покровных пластин в ходе позднеархейской коллизии.

Анализ минеральных парагенезисов обломков тектонического меланжа свидетельствует о том, что надвигообразование происходило в условиях высокобарического метаморфизма высокотемпературной амфиболитовой фации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 00-05-64295.

ЛИТЕРАТУРА

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

Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии // Петрология верхней мантии. М., 1968. С. 132–227.

Диагностика и картирование чешуйчато-надвиговых структур. Методическое пособие. СПб., 1994. 190 с.

Миллер Ю. В., Милькевич Р. И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.

Миллер Ю. В., Глебовицкий В. А., Бибикина Е. В. Беломорский аллохтон: проблемы полистадийного развития // Беломорский подвижный пояс: геология, геодинамика, геохронология. Петрозаводск, 1997. С. 40–41.

Номенклатура амфиболов: доклад подкомитета по амфиболом комиссии по новым минералам и названиям минералов международной минералогической ассоциации (КНМНМ ММА) // ЗВМО. 1997. № 6. С. 82–102.

Панченко И. В. Геология и эволюция метаморфизма нижнедокембрийских комплексов Станового хребта. Владивосток, 1985. 152 с.

Пржиялговский Е. С., Терехов Е. Н. Особенности структурной эволюции Беломорской коллизионной зоны // Беломорский подвижный пояс: геология, геодинамика, геохронология. Петрозаводск, 1997. С. 45.

Розен О. М., Федоровский В. С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем) // Тр. ГИН РАН. В. 545. М., 2001. 188 с.

Сибелев О. С. Состав и зональность гранатов из полиметаморфитов Беломорья // Вопросы геологии и экологии Карелии: По материалам конф. молодых ученых. Петрозаводск, 1999. С. 13–20.

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

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

Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова // Тр. ЛАГЕД. Вып. 14. М.; Л., 1962. 307 с.

Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Л., 1966. 359 с.

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

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.

Lavrent'eva I. V., Perchuk L. L. Experimental study of amphibole-garnet equilibrium (calcium-free system) // Dokl. Akad. Nauk USSR. 1989. Vol. 306, N 1. P. 173–175.

Maitre R. W. Le (ed.). A classification of igneous rock and glossary of terms. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.

Schmidt M. W. Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 °C, 3.5–13.0 kbar // Terra abstracts. 1991. Vol. 3, N 1. P. 30.

Slabunov A. I., Stepanova A. V., Larionov A. N. et al. Geology, geochronology and correlation of the Jatulian coronitic gabbro complex in the mobil belt, Fennoscandian/Baltic Shield // SVECALAPKO 6th WS. Lammi, Finland, 29.11–2.12. 2001. 2001. P. 55.

Ytaya T., Banno Sh. Paragenesis of titanium-bearing accessories in pelitic schist of the Sanbagawa metamorphic belt, Central Shikoku, Japan // Contrib. Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 73, N 3. P. 267–276.

Н. Н. Трофимов, А. И. Голубев, Н. К. Смирнова

РУДНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ И ПРОГНОЗНЫЕ РЕСУРСЫ ПЛАТИНОНОСНЫХ ОБЪЕКТОВ КАРЕЛИИ

В основу выделения рудно-формационных типов платиноносных объектов Карелии положена новая формационно-генетическая классификация месторождений платиновой группы, составленная коллективом авторов – Д. А. Додины, Н. М. Чернышовым, Б. А. Яцкевичем (2000).

Платиноносные объекты Республики Карелия объединяются в два класса: полигенные проявления (черносланцевая формация) и эндогенные, состоящие из двух групп – собственно магматической и постмагматической (табл. 1). Ведущая роль при этом принадлежит собственно магматической группе. В ней выделены три подгруппы – малосульфидная платинометальная и платиносодержащие хромитовая и титаномагнетитовая (табл. 1). Ранее нами разновидности платинометальной минерализации, связанные с титаномагнетитовыми и хромитовыми рудами, относились к окисному малосульфидному типу, чем они фактически и являются, ибо минералы платиновых металлов (Pt и Pd) образуют единый парагенезис с сульфидной ассоциацией. Выделения хромитового и титаномагнетитового типов в отдельные подгруппы обоснованно, так как платинометальное оруденение является сопутствующим, редко образует самостоятельные промышленно значимые содержания и связано с ними при обработке единой технологической схемой.

Постмагматическая группа подразделяется на две подгруппы – сульфидную платиноидно-медно-никелевую и платиноидносодержащую с очень дорогостоящим радиогенным изотопом ^{187}Os в молибдените.

Класс полигенных проявлений изучен наиболее слабо. Пока надежно в нем выделяется подгруппа платинометальная в углеродистых сланцах и битумно-карбонатно-сульфидных, карбонатно-слюдистых и кварц-альбит-карбонатных метасоматитах с двумя подтипами – Падминским U-Mo-Cu-V и стратиформным Уницким (табл. 1). Основной платинообразующей эпохой является нижнепротерозойская, связанная с карельским тектономагматическим циклом. С лопийским циклом практически установлена только эпигенетичная сульфидная платиноидно-медно-никелевая подгруппа, не имеющая в настоящее время практической значимости.

Проведенный анализ показал, что в Карелии преобладают платиносодержащие объекты с сопутствующим оруденением, относимые к титаномагнетитовому и хромитовому рудно-формационным

типам (табл. 2). При этом на первый план выдвигаются ванадийсодержащий титаномагнетитовый тип в связи с трапповой (35,4% ресурсов ЭПГ Карелии), щелочно-ультроосновой и в недалекой перспективе с расслоенной базит-гипербазитовой (характеризующейся пока низкой изученностью) магматическими формациями. Трапповый титаномагнетитовый тип, названный Пудожгорским, выделен и обоснован на территории Карелии впервые для России (Трофимов и др., 1999). Лабораторными технологическими исследованиями доказана извлекаемость элементов платиновой группы (ЭПГ) из сульфидного концентрата, получаемого попутно при обогащении комплексных руд Пудожгорского месторождения (Трофимов и др., 2002). Однако эти ресурсы могут быть вовлечены в промышленное использование только в случае разработки титаномагнетитовых руд, так как самостоятельного значения они не имеют. Платиноидное оруденение, связанное с хромитовыми рудами, убогое и может извлекаться лишь на участках, затронутых автометасоматическим изменением и обогащенных Pt, Pd и Au, в ближайшие годы в связи с предполагаемой разработкой хромитовых руд Аганозерского месторождения. Технологические аспекты этой проблемы еще не решались.

Перспективы комплексных платиноидносодержащих полиметалльных (Cu-U-Mo-V) и ожидаемых других метасоматических типов в углеродистых сланцах до сих пор не ясны, вследствие недостоверности и ненадежности аналитических определений ЭПГ в них, связанных с металлоорганическими соединениями. Запасы Pt и Pd в пределах разведанных контуров месторождений и рудопроявлений Онежского типа Падминского подтипа не превышают 1 т, ресурсы по кат. P_1 – 5 т (табл. 2) и характеризуются невысокими содержаниями – для месторождения Средняя Падма они составляют 0,3 г/т. Минеральные формы платиноидов установлены, но технология извлечения их не отработывалась.

Собственно платинометальный тип пока представлен только малосульфидной формацией, к которой, как уже указывалось, можно относить хромитовый и титаномагнетитовый типы. Перспективы малосульфидной формации исключительно высоки и связываются прежде всего с Бураковским расслоенным перидотит-габброноритовым плутоном. Он входит в число крупнейших массивов мира, имеет площадь 580 км². Степень изученности

Т а б л и ц а 1

Рудно-формационные типы платиноносных объектов Карелии

Подгруппа	Тип, подтип	Магматические и геологические формации	Объекты, месторождения	Возраст	Автор
Малосульфидная платинометаллическая	Платино-палладиевый	1. Класс эндогенных месторождений 1.1. Собственно магматическая группа			
		Ритмично-расслоенные базит-гипербазитовые комплексы	Бураковский	U-Pb 2449 ± 1,5 Sm-Nd 2340 ± 31	Korpev-Dvornikov, 1995 Ганин и др., 1995
			Лукулайсваара	U-Pb 2442 ± 1,9	Буйко и др., 1995
			Кивакка	U-Pb 2444 ± 1 Sm-Nd 2420 ± 23	Буйко и др., 1995 Буйко и др., 1995
			Ципринга	U-Pb 2442,3 ± 1,7 Sm-Nd 2430 ± 26 Sm-Nd 2414 ± 85	Семенов и др., 1995 Семенов и др., 1995 Семенов и др., 1995
Платиносодержащая хромитовая	Платино-палладиевый с Ru-Os	Дифференцированные базит-гипербазитовые комплексы	Кивач-Сямозеро		
			Кааламский		
		Ритмично-расслоенный базит-гипербазитовый комплекс	Бураковский (ГХГ)	U-Pb 1883,3 ± 5,2	Беляцкий и др., 2000
Платиносодержащая титаномагнетитовая с ванадием	Платино-палладиевый с Au	Дифференцированная гипербазитовая	Рыбозерская структура, массив ультрабазитов	Верхний архей	
		Трапповая толеит-базальтовая, базитовая субформация (габбродолеритовая)	Пудожгорское	U-Pb 2050 ± 70	Щеглов и др., 1993
			Тубозерское		
			Койкарско-Свягнаволоокское	Sm-Nd 2186 ± 68	Беляцкий и др., 2000
		Щелочно-ультраосновная	Тикше-Елетьозерский комплекс, ультраосновная серия с рудными титаномагнетитовыми дифференциатами в ритмах	1900–1800	Кухаренко и др., 1969
	Платино-палладиевый с Au	Дифференцированная базит-гипербазитовая (габбро-анортоситовая?) Габбро-пироксенитовая (?)	Палаярвинский массив: Граваяна Губа Хаутаваарская структура: Рыбоя, Вистукалампи	Верхний архей Нижний протерозой	

1.2. Постмагматическая группа

Сульфидная платиноидно-медно-никелевая	Платино-палладиевый с Ir, Ru, Rh	Интрузивный тип (плутоническая фация). Дифференцированная, базит-гипербазитовая	Кумбукский массив: м-е Лебяжинское Вожминский массив: м-е Восточно-Вожминское Западно-Светлозерский массив: м-е Светлозерское Рыбозерская структура (скв. 7)	Верхний архей	Беляцкий и др., 2000 Ивашенко и др., 2001 Ивашенко и др., 2001	
	Платино-палладиевый с Au	Коматитовый тип (эффузивная и субвулканическая фации). Коматитит-базальтовая	Каменноозерская структура: Золотопорожское, Лещевское Рыбозерская структура: Западно-Рыбозерское Хаутаваарская структура: Хаутаваарское Cu-Ni			
	Re - ¹⁸⁷ Os радиогенный в молибдените Лобашский тип	Габро-диорит-гранодиоритовая многофазная. Интрузия гранит-порфиров (2807 ± 1.5)	Лобаш Ялонваара			U-Pb 2807,7 ± 1,4 Re-Os 2772 ± 11 Re-Os 2741 ± 11
Платино-полиметаллическая в углеродистых сланцах и их метасоматитах	2. Класс полигенных проявлений					
	Комплексный Cu-U-Mo-V платино-палладиевый с Au и радиогенным ¹⁸⁷ Os в молибдените (Онежский тип, Падминский подтип)	Ураноносные ванадиевые альбит-карбонатные метасоматиты зон СРД в высокоуглеродистых вулканогенно-осадочных толщах заонежского горизонта Онежской рифтогенной конседиментационной интракратонной впадины	Средняя Падма, Верхняя Падма, Весеннее, Царевское, Космозеро, Южное Космозеро, Губа Великая и др.	U-Pb 1724 ± 42	Булавин, 1990	
	Платино-палладиевый с Ir, Rh, Os, Au Онежский тип, Уницкий подтип	Стратиформные конкреционные углерод-сульфидные горизонты в средней подсвите (?) заонежского горизонта	Уницкий			

Таблица 2

Прогнозные ресурсы ЭПГ по рудно-формационным типам и рудопроявлениям Карелии

Подгруппа рудно-форма- ционного типа	Магматические и геологические формации	Геологические объекты	Прогнозные ресурсы, т			
			ЭПГ по категориям			Au
			P ₁	P ₂	P ₃	
А. Собственно платиноидные типы						
Малосульфидная платино- металльная	Ритмично-расслоенная перидотит- габброноритовая	Бураковский	–	110	310	*
		в том числе по блокам:				
		Аганозерский	–	36,8	31,5	–
		Шалозерский	–	75,5	102,5	–
		Бураковский	–	–	178	–
		Олангская группа	8	20	90	*
		в том числе по массивам:				
		Луккулайсваара	8,0	18,5	32	–
Платино- металльная в углеродистых сланцах	Стратиформные конкреционные углеродсульфидные горизонты в средней подсвите заонежского горизонта людикийского надгоризонта	Ципринга	–	–	27	–
		Кивакка	–	–	30	–
		Итого по рудной формации	8	130	400	–
		Уницкий подтип	Перспективы не ясны. Возможно наличие крупных месторождений. Оценка в 500 т кат. P ₃ (Савицкий, 1996) не обоснована			
		Онежская впадина				
		Пана-Куолаярвинская структура				
		Итого собственно платиноидный тип	8	130	400	*
		Б. Типы с сопутствующей платинометалльной минерализацией				
Платино- содержащая хромитовая	Ритмично-расслоенная перидотит- габброноритовая	Бураковский	–	10	110	*
		в том числе по горизонтам				
		ГХГ	–	10,0	95,0	–
		хромититы УЗ	–	–	5,0	–
		хромсодержащие перидотиты ГНЗ	–	–	10	–
		Рыбозеро (с-36, 5р, 9)	–	–	–	–
		Итого по рудной формации	–	10	110	*
Платино- содержащая титано- магнетитовая с ванадием	Трапповая толеит-базальтовая дифференцированная базитовая суб- формация	Стратиформные горизонты tmt руд	170	200	–	160
		в т. ч.: Пудожгорское	170,0	–	–	62,0
		Тубозерское	–	20,0	–	5,0
		Койкарско-Святоволоцкое	–	180,0	–	95,0
		Тикше-Елетьозерский комплекс	–	–	40	9
		в т. ч.: Тикшеозерский				
		уч. Восточный (ар-tmt в пироксенитах)	–	–	22,0	6,0
		Елетьозерский				
		Восточное и Западное рудное поле (ар-tmt-ilm в габброидах)	–	–	18	3,0
	Щелочно-ультраосновная	Бураковский	Перспективы не ясны, возможно наличие крупных месторождений			
		Кааламо				
		Палаярвинский				
		Травяная Губа				
Сульфидная платиноидно- медно-никелевая	Дифференцированная гипербазитовая, базит-гипербазитовая	Итого по рудной формации	170	205	50	170
		Интрузивный тип	1,55	9,6	3,0	–
		в т. ч.: Лебяжинское	0,85	4,6	–	–
		Восточно-Вожминское и др.	0,7	2,0	2,0	–
		Светлозерское	–	3,0	–	–
		Рыбозерское	–	–	1,0	–
	Коматиит-базальтовая	Коматиитовый тип	–	1,4	–	–
		в т. ч.: Золотопорожское	–	0,25	–	–
		Лещевское	–	0,15	–	–
		Западно-Рыбозерское	–	–	–	–
		Хаутаваарское	–	1,0	–	–
		Итого по рудной формации	2	11	3	–
Платиноидно- содержащая медно-молиб- ден-порфировая	Габбро-диорит гранодиоритовый	В т. ч.	¹⁸⁷ Os – 83 кг в молибдените			
		Лобаш				
		Пяяваара				
		Ялонваара				
		Виетуккалампи				

Окончание табл. 2

Подгруппа рудно-форма- ционного типа	Магматические и геологические формации	Геологические объекты	Прогнозные ресурсы, т			
			ЭПГ по категориям			Au
			P ₁	P ₂	P ₃	
Платино- полиметалльные в углеродистых сланцах и их метасоматитах	Онежский тип Ураноносные ванадиевые альбит-карбонатные метасоматиты зон СРД в высокоуглеродистых вулкано- генно-осадочных породах людиковия	Падминский подтип	5	1	95	70
		Онежская впадина				
		Рудопроявления и месторождения (Самойленко, 1994)	4,7	1,1	–	4,1
		в т. ч. Средняя Падма	459 кг Re + ¹⁸⁷ Os в молибдените			
			1,42	–	–	1,08
		Верхняя Падма	0,15	–	–	0,12
		Весеннее	0,51	–	–	1,04
		Царевское	1,27	–	–	0,21
		Космозеро	0,60	–	–	0,38
		Шульгиновское	0,72	–	–	0,56
		Пигмозерская СРД	–	0,47	–	0,31
		Уницкая СРД	–	0,62	–	0,42
		Потенциальные рудные узлы зон СРД (Савицкий, 1996)	–	–	95,0	66,0
		Пана-Куолаярвинская структура	Перспективы не ясны, оценка не дается			
		Итого по рудной формации		5	1	95
		459 кг Re + ¹⁸⁷ Os в молибдените				
Всего по объектам с сопутствующей платинометальной минерализацией		177	227	253	245	
Всего по Республике Карелия		185	357	653	245	

Примечание. 1. Все итоговые цифры прогнозных ресурсов (графы 4–7) по комплексам, формационным типам и РК округлены. 2. Прогнозные ресурсы золота для расслоенных интрузий (* – малосульфидный и хромитовый типы) не оценивались ввиду неопределенности генезиса и минерального типа, уровня содержаний Au и ненадежности аналитических данных. 3. Использованы фондовые материалы: Сафронова, 1988; Клонин, 1994; Самойленко и др., 1994; Савицкий и др., 1996; Тытык и др., 1997; Гриневич и др., 2000.

его еще очень низка, и поэтому оценка ресурсов ЭПГ на уровне 420 т в значительной степени занижена. Весь подход к оценке ресурсов этого объекта построен на основании изучения разреза базитовой части расслоенных серий Аганозерского блока. На современном уровне эрозионного среза на нее приходится лишь 15% площади блока, и представлена она донными фациями, содержание летучих в которых должно быть наиболее низким. Обстоятельства сложились так, что оценка всего массива дается по участку, доступному для изучения вследствие малой глубины залегания наиболее перспективных горизонтов и зон, но являющемуся, по нашему мнению, наименее перспективным. Поэтому основные перспективы массива на ЭПГ должны быть связаны с его Бураковским и Шалозерским блоками. Изучение последнего предпочтительнее, так как он более эродирован и, следовательно, лучше доступен для исследования. Суммарные ресурсы Бураковского лополита оценены на уровне 420 т (табл. 2).

С расслоенными массивами Олангской группы также связаны значительные перспективы. Ресурсы ЭПГ в них оцениваются на уровне 118 т (табл. 2). Степень изученности массивов различная. Лучше всего исследован массив Луккулайсваара, где проводились поисково-оценочные работы. По результатам этих работ выделены перспективные участки и подсчитаны ресурсы наиболее высокой категории P₁ в количестве 8 т. Интрузив Кивакка расположен в охранной зоне национального парка «Паанаярви» и пока практической зна-

чимости иметь не может. Интрузив Ципринга практически не изучен, но по составу исходного расплава и характеру расслоенных серий он отличается от Луккулайсваары и Кивакки. За аналог его может быть принят массив Скергаард, на котором в последние годы выявлены два сближенных горизонта платинометального и золотого оруденения.

Перспективы платиноносности Карелии могут быть значительно расширены за счет слабоизученных новых формационных типов – Уницкого подтипа Онежского типа (стратиформные залежи) и щелочно-ультраосновного.

Платиноносность щелочно-ультраосновной магматической формации практически не изучена. Находки богатейших уникальных по запасам платиновых россыпей в Сибири заставили пересмотреть металлогеническую специализацию этой магматической формации. В Карелии она представлена двумя многофазными крупными массивами Тикшеозеро и Елетьозеро. С расслоенными сериями ультраосновной фазы могут быть связаны проявления ЭПГ собственно платиноидного типа и сопутствующего титаномагнетитового. По последнему, насколько это позволяют имеющиеся аналитические данные, дана оценка на уровне 40 т (табл. 2). Со щелочной и карбонатитовой фазами можно ожидать проявление золотой и отчасти платинометальной минерализации палладиевого типа, ресурсы из-за слабой обоснованности не оценивались.

Все названные перспективные рудно-формационные типы связаны с нижнепротерозойским этапом активизации кратона. Платиноносность

верхнеархейских лопийских зеленокаменных поясов изучена недостаточно. Пока исследована лишь сульфидная Cu-Ni рудная формация, представленная интрузивным типом (Вожмозерская группа месторождений) и коматитовым типом (Золотопорожское и Хаутаваарское рудопроявления). Ресурсы ЭПГ, связанные с данной формацией, незначительны (табл. 2), самостоятельного значения не имеют и могут быть реализованы только при разработке месторождений Cu-Ni руд. Установленный на участке Рыбозеро платиносодержащий хромитовый тип в связи с дифференцированным гипербазитовым интрузивом изучен слабо, перспективы его не ясны, рассчитывать на выявление крупного объекта, видимо, не следует.

Общие ресурсы ЭПГ Республики Карелия по всем формационным типам оценены на уровне 1200 т, им сопутствует золотое оруденение, доля которого значительна – около 20% от ресурсов ЭПГ. Преобладает платино-палладиевый мине-

ральный тип руд. Источником изотопа ^{187}Os являются комплексные месторождения как верхнеархейского (Лобашский тип), так и нижнепротерозойского (Падминский тип) возраста. Наличие в молибдените радиогенного Os резко повышает ценность руд этих объектов. Себестоимость 1 г изотопа по разным источникам колеблется от 14 до 50 тыс. долларов США. Потребление его ограничено, спрос не известен, что не позволяет произвести экономическую переоценку месторождений. Приведенные сведения убедительно доказывают, что Карелия является новой крупной платиноносной провинцией России с золотосодержащей палладиевой геохимической специализацией, потенциал которой требует дальнейшего изучения.

Авторы признательны за консультации при классификации объектов по рудно-формационным типам сотрудникам Института геологии КарНЦ РАН – В. Д. Слюсареву, М. М. Лаврову, В. И. Иващенко, Л. В. Кулешевич.

ЛИТЕРАТУРА

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 // Общие вопросы расчленения докембрия. Материалы III Всерос. совещ. Апатиты, 2000. С. 42–44.

Буйко А. К., Левченков О. А., Турченко С. И., Друбецкой Е. Р. Геология и изотопное датирование раннепротерозойского сумийско-сариолийского комплекса Северной Карелии (Паанаярви-Ципрингская структура) // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1995. Т. 3, № 4. С. 16–30.

Булавин А. В. Закономерности размещения комплексного ванадиевого оруденения в структурах Онежского прогиба: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1990. 26 с.

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

Гриневич Н. Г. Отчет по теме «Разработка петрологической модели расслоенного Бураковско-Аганозерского массива ультраосновных – основных пород на основе обобщения материалов ГГК – 200, ГГК – 50». Петрозаводск, 2000. Книги 1, 2, 3. Инв. № 557-1-3.

Додин Д. А., Чернышов Н. М., Яцкевич Б. А. Платинотетраметаллы месторождения России. СПб., 2000. 755 с.

Иващенко В. И., Лавров О. Б. Рудогенез и благороднометалльный потенциал Ялонварского вулcano-плутонического комплекса архея Карелии // Тез. 1-го Всерос. палеовулк. симпози. Петрозаводск, 2001. С. 110–111.

Клюнин С. Ф. Отчет о результатах поисковых работ на благородные металлы с попутными поисками алмазов и других полезных ископаемых в пределах Олангской группы массивов, проведенных в 1987–1993 гг. Мончегорск, 1994. Карельский ТФГИ. Инв. № 194.

Кухаренко А. А., Орлова М. П., Богдасаров Э. А. Щелочные габброиды Карелии. Л., 1969. 183 с.

Савицкий А. В. Отчет по теме № 318 «Оценить перспективы промышленной платиноносности углеродистых формаций Прионежского района». СПб., 1996. Книга 1. Инв. № 468.

Самойленко Ю. А., Новиков Ю. Н., Куринко Д. В. Отчет о результатах предварительной разведки месторождения Средняя Падма с подсчетом запасов пентокиси ванадия и попутных компонентов по категориям C₁ и C₂. Пос. Чебино – Санкт-Петербург, 1994. Книга 1, 2. Инв. № 239.

Сафронова Г. П. Щелочные комплексы Карелии, их рудоносность и локальное прогнозирование (Сев. Карелия, Приладожье). Тема № 99. Книга 1. ИГ КарНЦ РАН, ф. 13, д. 991. Петрозаводск, 1988.

Семенов В. С., Коптев-Дворников Е. В., Берковский А. Н. и др. Расслоенный трактолит-габбро-норитовый интрузив Ципринга, Северная Карелия: геологическое строение, петрология // Петрология. 1995. Т. 3, № 6. С. 645–668.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Филиппов Н. Б. Платиноидно- и золотосодержащие ванадий-титаномagnetитовые месторождения в дифференцированных габбро-диоритовых интрузиях Карелии // Платина России. М., 1999. Т. III, кн. 2. С. 200–211.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Филиппов Н. Б., Петров С. В. Результаты технологических исследований золото-платиноидных титаномagnetитовых руд Пудожгорского месторождения Карелии // Руды и металлы. 2002. № 1. С. 47–55.

Тытык В. М. и др. Отчет о результатах геологоразведочных работ 1 этапа (предварительная разведка), проведенных на Лебяжинском, Светлозерском, Восточно-Вожминском и Золотопорожском Cu-Ni и Северо-Вожминском Cu-Zn месторождениях в Сеgezском и Медвежьегорском районах Республики Карелия в 1990–1994 гг. по договору с Текобанком (объект Кивиярви). Петрозаводск, 1997. КТФГИ. Инв. № 456.

Шеглов А. Д., Москалева В. Н., Марковский Б. А. и др. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб., 1993. 244 с.

Koptev-Dvornikov E. V. Usage of the convective-cumulative model for simulation of the layered intrusions crystallization // Petrology and Metallogeny of Volcanic and Intrusive Rocks of the Midcontinent Rift System (Field conference and Symp. 1995 JGCP Projret 336). Duluth, 1995. P. 85–86.

А. М. Ручьев

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В ГНЕЙСАХ ЧУПИНСКОЙ СВИТЫ (БЕЛОМОРСКИЙ КОМПЛЕКС, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

Введение

Геологические особенности Беломорского «подвижного» пояса позволяют рассматривать его как архейскую гранит-зеленокаменную область и на этом уровне обобщения в целом относить к металлогенически благоприятным обстановкам.

В северокарельской части этой области, отвечающей собственно беломорскому комплексу*, выделяются предположительно инфракрустальные образования керетской свиты, а также супракрустальные отложения осадочно(?)–вулканогенной со значительной долей пород коматиит-базальтовой серии (Степанов, Слабунов, 1989) хетоламбинской и сложенной метаграувакками (Мыскова, Шелемотов, 1996; Ручьев, 1997а, б, 1998а, 2000а, б; Мыскова и др., 2000) чупинской свит (рис. 1). Характер пород, их сочетание в единой крупной структуре, известной как Лоухский синклиниорий, дают основание говорить о Беломорском зеленокаменном поясе (БЗП).

Известны различные подходы к геодинамической реконструкции БЗП, однако в целом эта проблема представляется еще очень далекой от своего решения. В частности, выводы о развитии БЗП на позднеархейском этапе в активных тектонических условиях конвергентных границ плит вызывают сомнения в связи с ограничениями на применение субдукционной модели, касающимися, по крайней мере, обстоятельств формирования протолита гнейсов чупинской свиты (Ручьев, 2000а, б). Ограничения могут быть дополнены с учетом результатов геофизических исследований по профилю Кемь – Калевала. Согласно им, «...в сейсмическом разрезе не распознаются субдукционные структуры архейского этапа, которые предполагаются многими исследователями как для собственно Беломорской зоны, так и для Северо-Карельского зеленокаменного пояса» (Самсонов и др., 2001, с. 139).

Фактические материалы, свидетельствующие о формировании протолита гнейсов чупинской свиты в наиболее вероятных пассивных или спрединговых обстановках осадконакопления при аккумуляции вещества, идентичного по составу архейской верхней континентальной коре (Ручьев,

2000), позволяют считать пока более приемлемой гипотезу рифтогенного режима развития БЗП в позднем архее. С учетом закономерностей тектонического наследования, в качестве дополнительного аргумента именно такого геодинамического режима и длительности сохранения его принципиальных особенностей могут рассматриваться отчетливые признаки рифтинга, проявившегося в протерозое, во время карельской активизации БЗП (Рыбаков и др., 2000 и др.), а также и позднее (Балуев и др., 2000).

Хотя интенсивная многоэтапная эндогенная переработка во многом изменила первичные черты БЗП, такие его особенности, как: в целом линейная тектоническая структура, контролирующая локализацию литофаций; отсутствие явно выраженных купольных структур в области накопления супракрустальных пород; стратиграфически сложное строение вулканогенной части разреза; наличие мощной толщи поздних турбидитов; отсутствие железистых кварцитов и эвапоритов, незначительность карбонатных отложений; абсолютный возраст гетерогенных пород; металлогенические черты (Ручьев, 1997а, 1998а), – тоже указывают на сходство БЗП с позднеархейскими рифтогенными образованиями.

Таким образом, по ряду признаков БЗП близок типу зеленокаменных поясов, который выделялся (Гровс, Бэтт, 1987) как продуктивный в отношении золоторудных месторождений. Несмотря на то что в аспекте золотоносности БЗП систематически не изучался, некоторые перспективы вырисовываются уже сейчас.

Выявлена благороднометалльная минерализация колчеданных руд так называемых «фальбандов» (Гинзбург, 1921; Саморуков и др., 1985 и др.) и пегматитов (Крупеник и др., 2000; Ахмедов и др., 2001), локализованных среди пород хетоламбинской и керетской свит. Зона фальбандов прослеживается от острова Оленьего почти на 160 км к северо-западу до озера Серяк, являясь одним из наиболее крупных, но еще недостаточно исследованных рудных объектов Карелии. О ее потенциале можно судить по участку в районе южного берега Кивгубы – мыса Карташ, где на площади 10 км² работами ПГО «Севзапгеология» установлены многочисленные тела пирит-пирротиновых руд. Наиболее крупные из них имеют протяженность от 600 до 1200 м при мощности до 60 м.

* Используется стратиграфическая схема М. М. Стенаря (Этапы..., 1973).

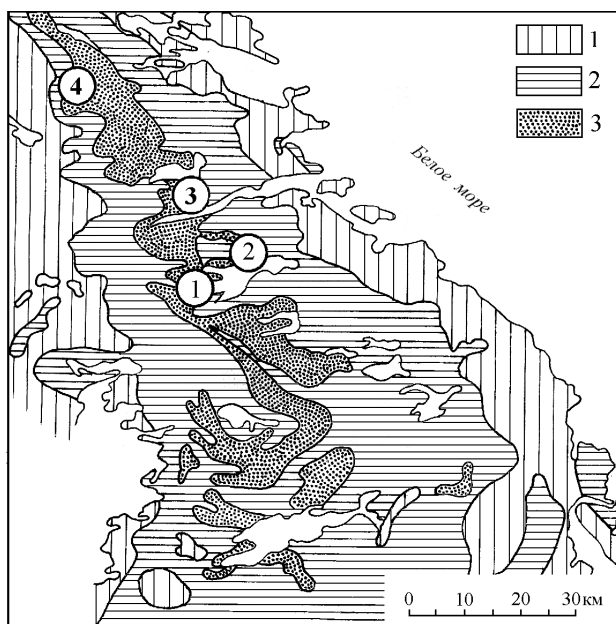


Рис. 1. Геологическая схема Северокарельской части беломорского комплекса (по: Стратиграфия..., 1960 с изменениями):

1 – образования инфракмплекса (керетская свита); образования супракмплекса: 2 – осадочно(?)–вулканогенная хетоламбинская свита; 3 – терригенная чупинская свита; цифрами в кружках обозначены изученные участки развития свекофенского структурно-вещественного комплекса на площадях полей пегматитов мусковитовой формации: 1 – Восточнослудозерский, 2 – Плотинский, 3 – Малиноваракский, 4 – Тэдинский (Слудоваракский)

Металлогеническая специализация фальбандов отвечает медно-никелевому, медно-колчеданному и золото-редкометалльному формационным типам (Леонтьев и др., 1997). При этом в фальбандах всех типов отмечалось золото, однако сведения о его содержании противоречивы и требуют серьезной проверки. В существенно пирротиновых рудах установлено повышенное содержание элементов платиновой группы (ЭПГ).

Аргументируется потенциальная золото-, платиноносность интрузивных пород комплекса габбро-анортозитов (Степанов, 2001).

Опубликованы первые сведения о повышенном содержании благородных металлов в сульфидо-, углеродсодержащих парагнейсах чупинской свиты (Ручьев, 2001б). Оценка ее потенциальной золотоносности представляет особый интерес, так как в ряде архейских зеленокаменных поясов золоторудные проявления и месторождения локализируются именно в наиболее поздних супракрустальных терригенных отложениях.

В этой статье более подробно, чем раньше, рассматриваются факторы, контролирующие распределение благородных металлов в чупинских гнейсах, обосновывается выделение наиболее перспективных структурно-вещественных комплексов.

Фактический материал и его обсуждение

Основу работы составляют материалы структурного и петрологического изучения Слудова-

ракского, Малиноваракского, Восточнослудозерского, Плотинского участков Северокарельского ареала пород чупинской свиты (рис. 1).

Выполнено исследование вещества более трехсот образцов пород, при котором микроскопически определялся их качественный и количественный минеральный состав, структура и текстура; анализировался микро-, макрокомпонентный химический состав породы в целом (табл. 1) и ее железо-магнетиальных минералов; рассчитывались РТ-параметры метаморфизма. В части образцов, подвергшихся петрологическому изучению, определено содержание золота (табл. 2) и элементов платиновой группы (табл. 3). Так как главными критериями при отборе образцов были их типичность для характеризуемой разновидности гнейсов и представительность (необходимая масса), выборки проб в отношении содержания благородных металлов могут рассматриваться как статистически случайные и несмещенные, что, в частности, позволяет рассчитывать по ним среднее содержание золота и платиноидов, свойственное тем или иным видам пород. Полученные цифры в дальнейшем неизбежно будут уточняться, меняться и поэтому оцениваются как сугубо предварительные. Тем не менее уже сейчас они позволяют в первом приближении судить о тенденциях поведения золота, которые проявились вполне отчетливо.

Используемая в статье классификация метаморфических* разновидностей гнейсов основана на понятиях о парагенезисе минералов и минеральной фации (Жариков, 1976). В качестве минеральных фаций здесь рассматриваются лишь такие совокупности горных пород, которые могут быть выделены на местности при геологическом картировании (Коржинский, 1973, с. 117).

Специфика металлогенеза в породах чупинской свиты определяется особенностями обогащенных халько-, сидерофильными элементами относительно однородных позднеархейских граувакк их протолита (Ручьев, 1997а, б, 1998а, 2000а), а также характером полиэтапных тектоно-метаморфических процессов его преобразования.

Наиболее существенная черта эндогенной переработки – неразрывная взаимосвязь структурных и вещественных (минеральных, химических) изменений. При этом индивидуальные черты дислокаций и выполняющих их разновидностей гнейса, вероятно, во многом определялись различиями диссипативных физических и химических процессов релаксации девиаторных напряжений. Эти различия были обусловлены изменчивостью как самих напряжений, так и реологических свойств деформируемых пород.

Начиная, как минимум, с момента проявления проградного метаморфизма кианитового типа, сдвиговый механизм деформации был доминирующим на всех временных этапах и масштабных уровнях структурных преобразований. Формировались

* Термин «метаморфизм» употребляется в широком смысле для обозначения явления эндогенного преобразования пород в твердом состоянии. Одним из механизмов метаморфизма чупинских гнейсов был метасоматоз, что отмечалось ранее (Гродницкий и др., 1985 и др.).

Таблица 1
Средний химический состав метаморфических разновидностей гнейсов и его изменения

Компоненты	Метаморфические разновидности гнейсов										Привнос (+), вынос (-)			
	Гнейс-1		Гнейс-2		Гнейс-3		Гнейс-4 ₁		Гнейс-4 ₂		в % к исходному содержанию			
	n	X	n	X	n	X	n	X	n	X	1→2	2→3	2→4 ₂	3→4 ₂
SiO ₂	64	65,94	46	62,58	89	63,23	35	62,04	97	64,36	-2,05	+0,47	-3,59	-0,45
TiO ₂	64	0,67	46	0,69	89	0,66	35	0,65	97	0,6	+6,55	-5,12	-8,61	-11,09
Al ₂ O ₃	64	15,11	46	17,38	89	16,83	35	17,55	97	16,23	+18,69	-3,68	-1,77	-5,69
Fe ₂ O ₃	64	0,9	46	0,75	89	0,92	35	0,89	97	0,85	-14,12	+22,17	+15,58	-9,64
FeO	64	5,26	46	6,21	89	5,9	35	5,35	97	5,3	+21,81	-5,49	-16,18	-12,15
MnO	64	0,08	46	0,09	89	0,08	35	0,08	97	0,08	+14,56	-10,41	-12,38	-2,20
MgO	64	3,03	46	3,83	89	3,67	35	3,31	97	3	+30,55	-4,78	-16,01	-20,05
CaO	64	2,88	46	2,13	89	2,13	35	1,72	97	1,94	-23,74	-0,46	-21,39	-10,92
Na ₂ O	64	3,14	46	2,74	89	2,62	35	3,2	97	3,23	-9,82	-5,04	+13,44	+20,57
K ₂ O	64	1,61	46	2,22	89	2,18	35	3,19	97	2,59	+42,53	-2,50	+39,54	+16,19
H ₂ O	64	0,15	44	0,16	89	0,23	35	0,19	89	0,24	+12,74	+39,58	+12,77	+2,05
ppm	64	1,02	46	1,09	89	1,26	35	1,59	97	1,35	+9,82	+15,45	+42,49	+4,79
Σ	64	99,79	46	99,86	89	99,71	35	99,76	97	99,77	-	-	-	-
Li	56	30	40	45	57	53	34	78	56	54	+53,86	+17,85	+69,62	-0,35
Rb	57	61	40	97	57	89	35	145	56	103	+63,48	-8,40	+45,95	+13,18
Cs	46	4	34	12	57	7	35	7	56	7	+215,31	-43,04	-44,29	-2,20
Sr	47	253	29	204	20	219	28	199	27	211	-16,87	+6,87	-5,03	-5,77
Ba	40	371	29	517	19	420	28	447	27	488	+43,89	-19,25	-15,95	+13,63
V	49	150	31	202	61	178	30	166	75	139	+39,07	-12,42	-20,12	-23,63
Cr	51	248	31	330	61	304	30	272	75	278	+37,49	-8,50	-19,93	-10,56
Co	36	36	30	39	55	38	25	34	71	32	+11,52	-2,85	-14,99	-17,64
Ni	36	165	30	184	55	156	26	142	71	128	+15,30	-15,84	-25,08	-19,75
Cu	36	107	15	109	55	79	26	75	71	72	+4,68	-27,61	-32,79	-10,87
Zn	37	90	28	116	55	111	27	115	49	104	+33,06	-4,87	-3,61	-8,37

Примечание. Оценка изменения состава выполнена по оксидно-объемному методу В. Линдгрена (Ефремова, Стафеев, 1985). Средние значения плотности: гнейс-1 – 2,72; гнейс-2 – 2,81; гнейс-3 – 2,79; гнейс-4 – 2,73 г/см³ (Петрофизика..., 1980). Макрокомпоненты – вес. %, микрокомпоненты – ppm. Здесь и в других табл.: n – число анализов, X – среднее арифметическое содержание.

Таблица 2
Содержание золота в минеральных фациях гнейсов
чупинской свиты

Минеральная фация	n	Содержание, ppb			
		X _{min}	X _{max}	X	s
Гнейс-1	20	< 1	149	36	38
Гнейс-2	26	6	114	17	22
Гнейс-3	13	< 1	730	60	201
Гнейс-4	38	< 1	4082	129	662

Примечание. Здесь и в других табл. s – стандартное отклонение. Аналитические методы: пробирный атомно-абсорбционный (ЦНИГРИ, Москва); микропробирный нейтронно-активационный («ЦЛАВ» ГЕОХИ РАН, Москва) и главным образом экстракционный атомно-абсорбционный с электротермической атомизацией (графитовая печь) Au из жидкой фазы после кислотного разложения пробы в автоклаве высокого давления (ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск). Известно, что способы количественного определения золота по навескам с массой менее 10 г систематически и весьма существенно занижают содержание по сравнению с теми, в которых используются представительные навески 50–100 г и более (Батугин, Черный, 1998). Эта тенденция отчетливо проявляется. Например, экстракционной атомно-абсорбционной спектрометрией в двух образцах (две навески по 3 г для каждого) было установлено среднее содержание золота 20,5 (гнейс-3) и 19,7 ppb (гнейс-4), для тех же образцов атомно-абсорбционный анализ сокращенного свинцового сплава, полученного после пробирного концентрирования Au из навесок массой 25 г, дал содержания 730 и 150 ppb соответственно. Учитывая все это, можно предполагать несколько более высокое реальное содержание золота в гнейсах по сравнению с приведенным.

структуры, отвечающие классификационным признакам (Ramsay, 1980) хрупко-пластических и преимущественно пластических сдвиговых дислокаций. С использованием ранее предложенного принципа (Гинтов, Исая, 1988) они могут быть ранжированы как иерархический ряд структур в порядке усложнения их строения и увеличения размеров:

Таблица 3
Содержание ЭПГ в гнейсах-1 и 2

Минеральная фация	Элемент	n	Содержание, ppb			
			X _{min}	X _{max}	X	s
Гнейс-1	Pt	4	11	36	19	12
-	Pd	11	< 1	230	27	68
Гнейс-2	Pt	22	16	283	97	71
-	Pd	22	3	118	19	24
-	Ir	22	10	148	48	36

Примечание. Содержание ЭПГ определено экстракционным атомно-абсорбционным методом, съемка в однолучевом режиме.

элементарный сдвиг – эшелонированный сдвиг – сдвиговая зона. Тектонофации (Паталаха, 1981) в пределах сдвиговых зон могут варьировать во всем диапазоне от «юных», связанных с появлением не очень интенсивной наложенной минеральной сланцеватости без заметной деформации ранних плоскостных текстур, до «дряхлых», отвечающих линеаризации и почти полной переработке первоначальных структурных элементов пород с новообразованием полосчатости-сланцеватости, соответствующей условиям деформации.

Разновозрастными сдвиговыми дислокациями, особенности формирования которых менялись с течением времени, контролировалось развитие различных метаморфических разновидностей гнейсов, вследствие чего последним свойственны дискретность проявления при региональном характере распространения, «напечатывание» друг на друга при пересечении или активизации сдвиговых структур, а также сохранение реликтовых участков неизмененных ранних пород наряду с более поздними.

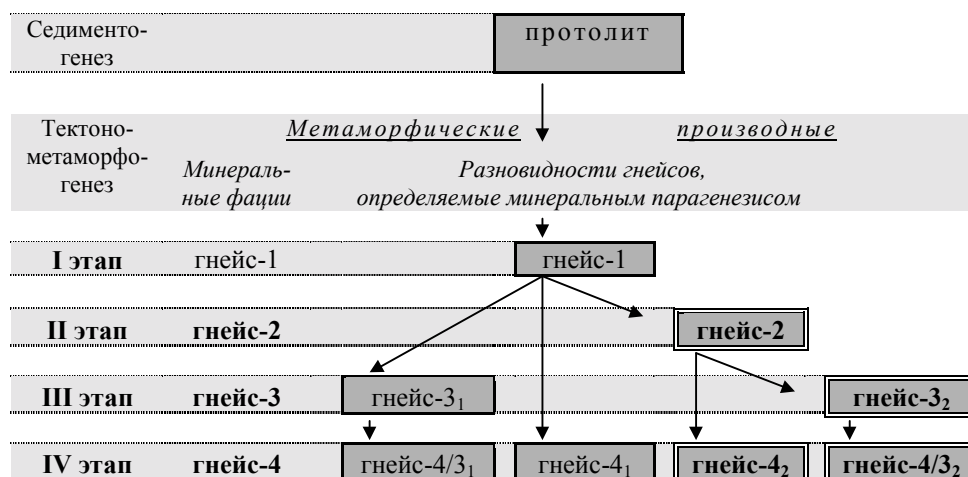


Рис. 2. Схема развития метаморфических разновидностей и минеральных фаций гнейсов:
доминирующие разновидности гнейсов выделены жирным шрифтом и двойной рамкой; здесь и в тексте подстрочный цифровой индекс у номеров и знаменатель дробных номеров пород отвечают номеру исходной породы

По возрастным соотношениям дислокаций и сингенетичных им разновидностей пород, по интенсивным параметрам петрогенеза выделяются, как минимум, четыре тектоно-метаморфических этапа формирования минеральных фаций гнейсов (рис. 2), каждый из которых имеет свои металлогенические особенности.

Первый этап. Деформация и метаморфизм протолита с образованием при снижении температуры (T_1) от 645 до 480 °С и давления (P_1) от 7–8 до 5,5 кбар (Ручьев, 19986) минерального парагенезиса: $9,96\text{Gar}^{26\pm 10} + 20,40\text{Bi}^{37\pm 4} + 34,32\text{Q} \pm \text{Gr} + 0,98^{72\pm 10}\text{рудный}^*$, отвечающего ныне реликтовому мелкозернистому массивному иногда слабосланцеватому лепидогранобластовому гнейсу-1 (рис. 3, а; табл. 1).

Имеющиеся результаты абсолютной геохронометрии еще не позволяют делать окончательных выводов о временных рубежах и длительности этапов развития БЗП. Возраст наиболее ранней генерации цирконов гнейса-1, определенный по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, соответствует: для Слюдоваракского участка Тэдинского пегматитового поля (Николаев и др., 1993) – 2760,6 млн. лет; для северного побережья оз. Верхнее Пулонгское (Мыскова, 2001, рис. 19) $\approx$ 2830–2790 млн. лет (детритовые (?) ядра этих же цирконов – 2970–2900 млн. лет); для района губы Поньгома (Левченков и др., 2001) – 2793,0–2761,3 млн. лет. Изохронный возраст цирконов I типа из района губы Поньгома – 2883 ± 22 млн. лет (Левченков и др., 2001) – условно может рассматриваться как поздний временной рубеж метаморфизма первого этапа.

К первому же этапу отнесено формирование интродуцирующих гнейс-1 (или его протолит?) мно-

гочисленных малых тел (силлов, даек) кремнекислых пород, корректная идентификация которых проблематична из-за вторичных изменений (микроклинизация, мусковитизация). На площади Лоушского пегматитового поля (рис. 4) их наименее измененные существенно плагиоклазовые разновидности, выделявшиеся ранее как граниты I-A, II-A (Гродницкий и др., 1985, глава 3), по модальным параметрам отвечают тоналитам и трондьемитам, а по химическому составу являются перглиноземистыми калиево-натриевыми гранитами нормального и субщелочного (результат изменений?) петрохимических рядов. Эти в целом еще недостаточно изученные породы заслуживают внимания ввиду их сходства с типичными для ряда золоторудных районов «внутренними гранитоидами». Так как подобное проявление магматизма считается хотя и недостаточным, но необходимым условием образования благороднометалльных объектов (Кожевников и др., 1997; Кожевников, 2000 и др.), обилие малых гранитных интрузий в области развития гнейсов чупинской свиты может рассматриваться как положительный в отношении золота металлогенический признак.

Судя по анализам образцов преимущественно с Плотинского, Малиноваракского и Слюдоваракского участков, гнейсу-1 свойственно повышенное среднее содержание золота (табл. 2), значительно большее, чем в сопоставимых по условиям образования иных геологических объектах (табл. 4), а также платины и палладия (табл. 3). По данным пробирно-атомно-абсорбционного анализа восьми образцов гнейса-1 с участка Плотина, содержание серебра варьирует от 1,60 до 14,15 ppm при среднем значении 4,43 ppm. Гнейс-1 характеризуется отсутствием значимой парной корреляции между благороднометалльными элементами. Содержание золота парно коррелирует с содержанием цинка и тория ($r_{\text{Au-Zn}} = +0,486$, $r_{\text{Au-Th}} = +0,420$, уровень значимости $q = 0,95$).

* Символы минералов: Bi – биотит, Gar – гранат, Q – кварц, Ky – кианит, Kfsr – калиевый полевошпат, Ort – ортоклаз, Pl – плагиоклаз, Mu – мусковит, Gr – графит; цифры перед символами – среднее содержание, объемные %; индексы после символов: подстрочные – средний коэффициент общей железистости и его стандартное отклонение, надстрочные – средняя доля пиропового минала в гранате и ее стандартное отклонение.

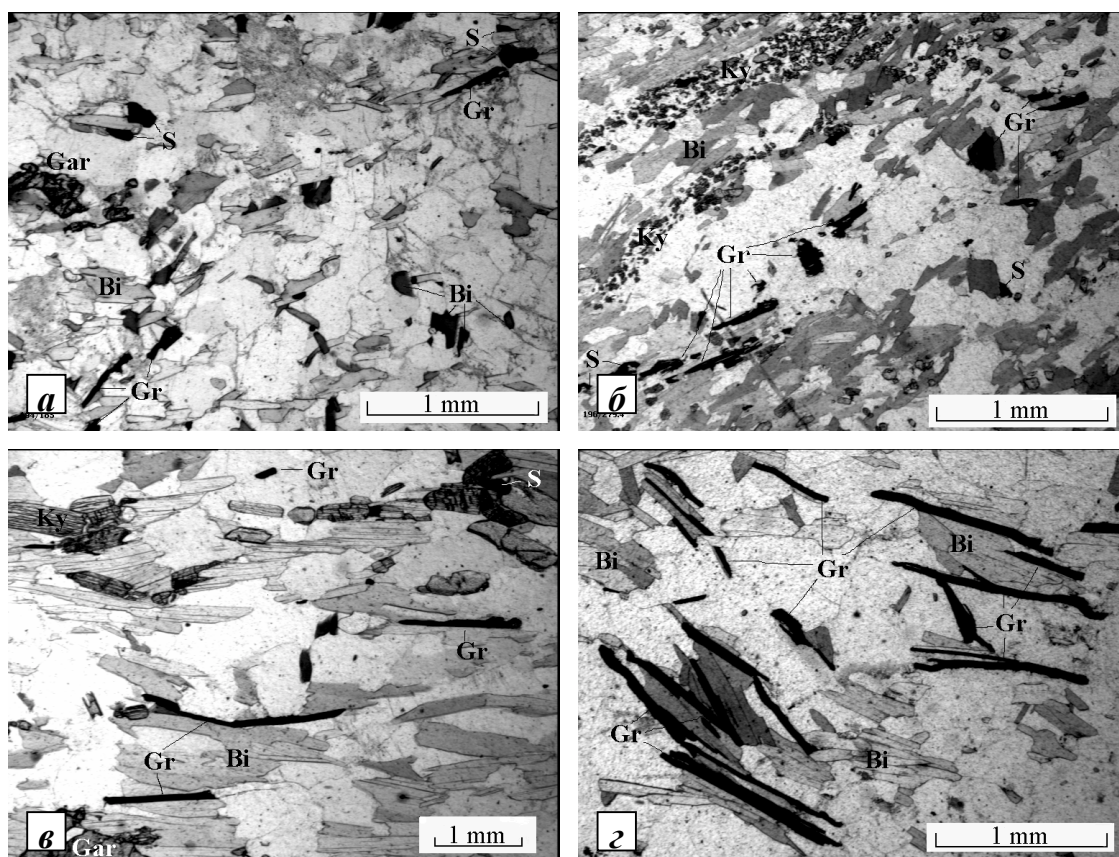


Рис. 3. Графит в метаморфических разновидностях гнейсов чупинской свиты:

а – гнейс-1; б – гнейс-2; в – гнейс-3; г – гнейс-4

Таблица 4
Содержание золота в параметаморфических породах, ppb

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
n	7	4	4	4	25	17	106	365	107	231	176	126	24	30	16	6	2	2	8
X _{min}	2,4	5,9	3,5	7,1	2,70	0,8	0,5	–	–	–	–	–	0,72	0,5	0,56	–	–	–	–
X _{max}	8,2	12,0	13,6	12,3	10,45	5,6	950	–	–	–	–	–	22,0	18,0	5,8	–	–	–	–
X	4,25	8,29	5,51	8,21	5,5	2,92	18,7	3,78	2,89	4,8	3,0	2,2	9,43	7,48	3,74	3	6,5	4	5

Примечание. Цифрами обозначены: 1–6 – метатерригенные породы ладожской серии, Северное Приладожье (Сазонов, Кременецкий, 1994); 1 – биотитовой, 2 – гранатовой зон зеленосланцевой фации, 3 – ставролит-андалузитовой, 4 – мусковит-силлиманитовой зон эпидот-амфиболитовой фации, 5 – калишпат-силлиманитовой, 6 – гранат-кордиеритовой зон амфиболитовой фации; 7 – метаосадочные породы зеленосланцевой фации пояса Хатту, район Иломантси Восточной Финляндии (Rasilainen et al., 1993); 8 – двуслюдяные парасланцы и парагнейсы эпидот-амфиболитовой фации, Сибирь, Мамский район; 9 – они же гранитизированные (Буряк, 1982); 10–12 – слабометаморфизованные песчаники, алевролиты, сланцы третьей подсвиты догалдинской свиты (PR₂), Сибирь, Ленский золотоносный район, Артемовское рудное поле (Гапон, 1975); 10 – с серицитово-углистым, 11 – с углито-хлорит-серицитовым, 12 – с хлоритовым цементом; 13–15 – докембрийские песчано-глинистые породы различных фаций прогрессивного регионального метаморфизма, Сибирь, Енисейский край (Ли, Шохина, 1974); 13 – эпидот-амфиболитовой, 14 – амфиболитовой, 15 – гранулитовой; 16–19 – архейские метаграувакки субпровинции Абитиби, Канада (Feng, Kerrich, 1990); 16 – группа Кевагама, 17 – формация Доум, 18 – осадки Матачеван, 19 – формация Бизти.

Есть основание предполагать, что обогащенность гнейса-1 микрокомпонентами (табл. 1), в том числе благороднометалльными, в большей степени связана с особенностями протолита, чем с вероятными аллохимическими процессами первого этапа, отвечающими преимущественно РТ-условиям мусковит-биотитовой, по классификации С. П. Кориковского (1979), метаморфической фации. Хотя образование гнейса-1 шло не вполне изохимически (Ручьев, 1998б), серьезного изменения состава не было. Интенсивные аллохимические преобразования пород чупинской свиты отчетливо отражаются изменениями спектров редко-

земельных элементов (РЗЭ) и сопровождаются возникновением значимых отрицательных европиевых аномалий, отсутствие которых типично для гнейса-1 (Ручьев, 2001а). По спектру РЗЭ и химическому составу породы в целом гнейс-1 близок слабоизмененным позднеархейским грауваккам различных гранит-зеленокаменных областей (Ручьев, 2000). Наибольшее сходство имеют спектры РЗЭ гнейса-1 и граувакк канадских золотоносных провинций Слейв (формация Уолш супергруппы Йеллоунайф) и Сьюпириор (формация Бизти, район Тимминс и осадки Матачеван субпровинции Абитиби).

К моменту завершения первого метаморфического этапа количество золота в гнейсе-1, подсчитанное «по минимуму» (Ручьев, 1998а) только для ныне сохранившегося объема парапоритов Северокарельского ареала чупинской свиты на территории от Пояконды до оз. Большое Воронское, в первом приближении составляло $54,8 \cdot 10^3$ т. Эта цифра характеризует потенциал лишь одного из возможных при более позднем рудогенезе «местных» источников золота.

Второй этап. Полифазные сдвиговые деформации с тотальным (во всем объеме чупинской свиты) расщеплением пород. Наиболее значительный по региональному проявлению и объему переработанного материала прогрессивный метаморфизм ($t_2 = 696$ °С, $P_2 = 7,2$ кбар)*, приводящий к образованию среднезернистого лепидограно-бластового отчетливо сланцеватого гнейса-2 с микроскопическим кианитом (рис. 3, б) в парагенезисе: $2,54\text{Ky} + 10,51\text{Gar}^{30\pm 9} + 24,02\text{Bi}_{38\pm 4} \pm \text{Kfsp (Ort)} + 26,49\text{Pl} + 35,82\text{Q} \pm \text{Gr} + \text{рудный}$.

Времени завершения этих процессов, возможно, отвечает изохронный возраст цирконов II типа из гнейса-1 района губы Поньгома – 2788 ± 4 млн. лет (Левченков и др., 2001).

Гнейс-2 тоже обогащен благородными металлами (табл. 2, 3). Среднее содержание золота в нем (табл. 2), рассчитанное по полученным к настоящему моменту результатам экстракционного атомно-абсорбционного анализа пород преимущественно Восточнослудозерского участка (18 из 26 образцов), главным образом отражает его металлогеническую специфику (содержание золота варьирует от 6 до 58 ppb при среднем значении 14 ppb) и с учетом данных по другим площадям (например, для малиноваракского гнейса-2 среднее содержание золота – 66 ppb) представляется заниженным, если иметь в виду чупинскую свиту в целом. Предварительное сопоставление усредненных малочисленных показанных для Восточнослудозерского и Малиноваракского участков указывает на обогащение золотом гнейса-2 относительно гнейса-1, однако для окончательной оценки баланса благородных металлов при образовании второй минеральной фации необходимы дополнительные исследования.

В гнейсе-2 по сравнению с гнейсом-1 наблюдается также более чем двукратное обогащение золотом аксессуарных сульфидов пространственной ассоциации: $\pm$ пирит + пентландит + халькопирит + пирротин (табл. 5). Оно не согласуется с отмечавшейся ранее отчетливой общей тенденцией уменьшения содержания золота в сульфидах при росте РТ-параметров метаморфизма (Бурак, 1982), но может быть связано с вполне вероятным дополнительным поступлением благородных металлов, в частности платины, в породы чупинской свиты при аллохимическом с привносом сидерофильных элементов метаморфизме второго этапа (табл. 1, 3).

* Здесь и далее – усредненные данные термобарометрии.

Таблица 5
Содержание Co, Ni, Cu (вес. %), Au, Pt (ppb)
в аксессуарных сульфидах

Элемент	Среднее (п) / минимальное–максимальное			
	Гнейс-1	Гнейс-2	Гнейс-3	Гнейс-4
Co	0,128 (9) 0,0065–0,179	0,147 (9) 0,095–0,198	0,124 (8) 0,116–0,142	0,104 (3) 0,070–0,131
Ni	1,017 (9) 0,485–1,711	1,284 (9) 0,565–1,844	0,934 (8) 0,861–1,120	0,853 (3) 0,799–0,934
Cu	0,491 (9) 0,218–0,735	0,530 (9) 0,328–0,743	0,368 (8) 0,309–0,454	0,492 (3) 0,222–0,903
Au	18,0 (4) 5,4–42,0	42,6 (11) 7,1–216,0	23,2 (7) 5,9–51,8	13 (1)
Pt	Нет данных	31 (2) 9,1–53,0	190 (6) 0,0–981,6	Нет данных

Примечание. Co, Ni, Cu – количественный спектральный анализ; Au, Pt – экстракционно-атомно-абсорбционный анализ навесок массой менее 0,5 г.

О мобильности благородных металлов в условиях петрогенеза второго этапа свидетельствует возникновение новых статистически значимых связей между ними. В отличие от гнейса-1 в гнейсе-2 ЭПГ парно коррелируют с золотом и между собой ($r_{\text{Au-Pt}} = 0,429$; $r_{\text{Au-Pd}} = 0,910$; $r_{\text{Au-Ir}} = 0,444$, $r_{\text{Pt-Pd}} = 0,398$; $r_{\text{Pt-Ir}} = 0,891$; $r_{\text{Pd-Ir}} = 0,429$; коэффициенты отвечают уровню значимости $q \geq 0,95$). Формируются зависимости в содержании благороднометалльных, петрогенных и рассеянных элементов. Так, например, в гнейсе-2 платина коррелирует с калием и рубидием ($r_{\text{Pt-K}} = +0,375$; $r_{\text{Pt-Rb}} = +0,315$; $q \geq 0,90$), которые привносятся и накапливаются в новообразованных породах (табл. 1).

Третий этап. Контролируемый преимущественно крупными субмеридиональными, северо-западными и субширотными зонами сдвигового вязкого ламинарного течения горных пород (шовными структурами долгоживущих разломов) аллохимический (табл. 1) диафторез ($t_3 = 649$ °С, $P_3 = 6,4$ кбар), продуцирующий гнейс-3₁ и средне-, крупнозернистый лепидогранобластовый линзовидно-полосчатый гнейс-3₂ с макроскопическим кианитом в парагенезисе: $3,41\text{Ky} + 7,00\text{Gar}^{23\pm 4} + 20,74\text{Bi}_{39\pm 4} + 35,80\text{Pl} + 32,68\text{Q} \pm \text{Gr} + \text{рудный}$ (рис. 3, в).

Позднему временному рубежу этих процессов, возможно, отвечает изотопный ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) возраст одной из ранних генераций цирконов образца Сл-88-9 очень слабомусковитизированного гнейса-4₃ с южного побережья Западной губы Лохского озера – 2755 млн. лет (Бибикова и др., 2001).

Третья минеральная фация составляет весомую часть парагнейсов чупинской свиты, которая в ранний период ее изучения рассматривалась как самостоятельный одиннадцатый, по Е. П. Чуйкиной, литолого-стратиграфический горизонт и была выделена на всех детально закартированных площадях. Истинная мощность этого «горизонта», например, на участке Малиновья Варакка достигает 100 м (Алексеев, Голованова, 1975), а крутопадающей толщи гнейсов-3 в Запарногубской субширотной сдвиговой зоне – 600–700 м (рис. 4).

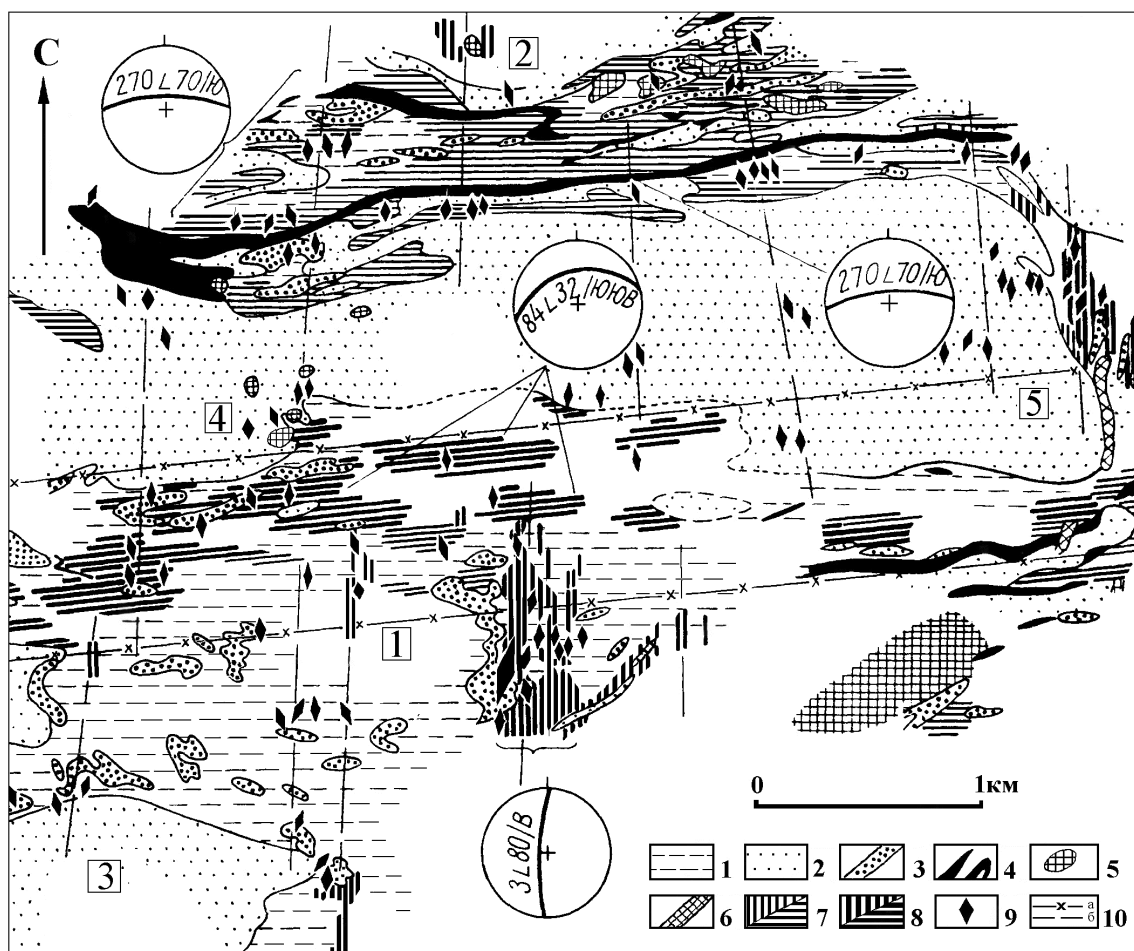


Рис. 4. Геологическая схема центральной и восточной частей Лоушского пегматитового поля (по А. М. Ручьеву (1987) с изменениями):

1 – гнейс-2 с реликтами гнейса-1; 2 – гранитоиды ТТГ серии нередко с реликтами мафических пород (аллохтонные блоки); 3 – граниты группы А; 4 – амфиболиты; 5 – базиты комплекса лерцолитов-габброноритов; 6 – базиты комплекса гранатовых габбро; 7 – гнейс-3; 8 – гнейс-4; 9 – пегматитовые тела; 10: а – границы зоны максимального проявления свекофенских субширотных дислокаций, б – створы зон свекофенских субмеридиональных дислокаций; большие кружки – стереографические проекции (верхняя полусфера) статистических кинематических аб-плоскостей пород разного генезиса; участки (цифры в прямоугольниках): 1 – Слюдозеро, 2 – Запарная губа, 3 – Виччеваракка, 4 – Лебединное озеро, 5 – Еловая губа

Для гнейса-3 характерна большая обогащенность золотом (табл. 2) по сравнению с ранними минеральными фациями. По данным экстракционного атомно-абсорбционного анализа четырех образцов, содержание палладия варьирует от 0,9 до 81 ppb при среднем значении 24 ppb. Аксессуарным сульфидам гнейса-3 свойственно высокое содержание платины (табл. 5).

Четвертый этап. Полистадийные сдвиговые пластические, хрупко-пластические деформации (Гродницкий и др., 1985, глава 1; Ручьев, 1986, 1987 и др.) и аллохимический (табл. 1) диафторез ($t_4 = 590^\circ\text{C}$, $P_4 = 5,8$ кбар) с образованием средне-, крупнозернистых лепидогранобластовых сланцеватых или линзовидно-полосчатых гнейсов-4₁, 4₂, 4/3₁, 4/3₂ с парагенезисом: $\pm\text{K}y \pm \text{Gar}^{18\pm4} + \text{Mu} + \text{Bi}_{46} + \text{Pl} + \text{Q} \pm \text{Gr} + \text{рудный}$ (рис. 3, г), а также пегматитов мусковитовой и мусковит-редкометальной (?) формаций.

Тектоно-метаморфические процессы четвертого этапа, связанные главным образом со свеко-

фенской эндогенной активизацией, «накладывающиеся» на интрузивные тела пород комплексов лерцолитов-габброноритов и гранатовых габбро, возраст которых оценивается в 2435 ± 5 млн. лет (Слабунов и др., 2001) и 2115 ± 17 млн. лет (Slabunov et al., 2001) соответственно, достигают пика на рубеже 1875 ± 5 млн. лет, завершаются около 1750 млн. лет назад (Бибикова и др., 2001).

Для гнейса-4 установлено максимальное среднее содержание золота (табл. 2) и повышенное – ЭПГ: платины – 40 ppb ($n = 7$), палладия – 26 ($n = 4$), иридия – 28 ppb ($n = 2$).

При различии условий метаморфизма металлогенические процессы третьего (кианитовый тип кислотного выщелачивания) и четвертого (мусковитовый тип кислотного выщелачивания при повышенном потенциале калия и натрия) этапов имеют черты сходства. В зонах наложенных сдвиговых дислокаций и диафтореза происходит изменение содержания сидерофилов (табл. 1, 2). Оно обусловлено процессами «абсолютного» привноса (Au) и выноса (Fe,



Рис. 5. Геологическая схема Слюдоваракского участка Тэдинского пегматитового поля (по В. В. Зарубину (1969) с изменениями):

1 – гнейс-2 с реликтами гнейса-1; 2 – зоны сдвиговых дислокаций, выполненные гнейсом-4; 3 – реликтами гнейса-3; 4 – тела гранитоидов; 5 – породы основного состава; 6 – тела пегматитов мусковитовой формации: а – вскрытые эрозией, б – «слепые»

Co, Ni, Cu), а также переотложением с локальным концентрированием в пределах зон. На последнее указывают: в гнейсе-3 – наличие сингенетических разномасштабных зон окварцевания и интенсивного прожилково-вкрапленного сульфидного оруденения, развивающихся на фоне убогой вкрапленной рудной минерализации; в гнейсе-4 – увеличение количества сульфидов вблизи пегматитовых тел. При этом содержание никеля, кобальта, меди в сульфидах гнейсов-3 и 4 (табл. 4) отражает тенденции формирования микрокомпонентного состава пород в целом. Поведение благородных металлов более сложно. По имеющимся данным (табл. 5) можно предположить, что золото экстрагируется из сульфидов, а платина в них накапливается. В диафторитах усиливается изменчивость (возрастает стандартное отклонение) содержания золота (табл. 2), что тоже может быть следствием его перераспределения.

Наиболее отчетлива аккумуляция золота в свекофенском структурно-вещественном комплексе. Он представлен зонами субмеридиональных (ССЗ 340° – ССВ 20° $\angle$ 40–80° ЗЮЗ, ВЮВ) и несколько более поздних субширотных (В 80–90° $\angle$ 30–50° Ю) сдвиговых дислокаций, контролирующими сингенетичные гнейсы (сланцы)-4 и пегматиты. Эти зоны нередко имеют значительные размеры:

десятки метров по мощности, несколько километров по простираию (рис. 4, 5).

В аспекте структурного и метаморфического контроля благороднометального оруденения заслуживают внимания некоторые особенности как самих свекофенских дислокаций и диафторитов, так и их связей с более ранними образованиями.

Прежде всего следует отметить существенно большую, чем обычно предполагается, роль свекофенского эндогенеза в формировании беломорского комплекса. Выявление свекофенских субширотных сдвиговых дислокаций (Душейко, 1984; Гродницкий и др., 1985, глава 1; Ручьев, 1987 и др.), а также многочисленные примеры деформации интрузивных тел пород комплексов лерцолитов-габброноритов и гранатовых габбро в крупных субширотных структурах, традиционно считавшихся досвекофенскими (ребольскими, селецкими и др.), делают весьма актуальной ревизию представлений как о возрасте, так и об относительной значимости вклада разноэтапных субширотных дислокаций в развитие структуры беломорид.

Свекофенский диафторез кианит-биотит-мусковитовой, по классификации С. П. Кориковского (1979), фации метаморфизма наиболее отчетливо выражен и часто приводит к полному преобразованию

пород в границах «магистральных» каналов миграции флюидов – зонах максимальной сдвиговой деформации и дилатансии. В их обширных областях активного динамического влияния, определяемых по наличию соответствующего структурного парагенезиса, изменения гнейсов не столь очевидны, но выявляются при целенаправленных исследованиях. Это означает, что в процессы перераспределения благородных металлов могли быть вовлечены очень большие объемы пород.

В локализации свекофеннских зон сдвиговых дислокаций отчетливо проявляется закономерность тектонического наследования ими близких по пространственной ориентировке шовных структур третьего этапа, породы которых относительно обогащены золотом. Так, например, на участке Слюдоваракка (рис. 5) основной объем гнейсов-4 образуется за счет гнейса-3 в границах ранее сформированной зоны северо-западного простирания, при этом структурные элементы, отвечающие различным этапам, достаточно четко дифференцируются (Ручьев, 1986). В пределах Лоушского пегматитового поля (рис. 4) на свекофеннскую активизацию Запарногубской зоны субширотных сдвиговых дислокаций, выполненных гнейсом-3, указывают как его участковая слабая мусковитизация, так и некоторые структурные особенности (Гродницкий и др., 1985, глава 1). Расположенная севернее Слюдозера субширотная зона диафторитов выполнена гнейсами-4₂ и 4₃ с реликтами гнейса-3 (рис. 4). На Плотинском, Малиноваракском, Полярногорском, Карельском участках метаморфические процессы четвертого этапа тоже максимально проявлены преимущественно в области развития гнейсов-3.

Закономерности пространственной ориентировки, как это уже отмечалось для Лоушского пегматитового поля (Гродницкий и др., 1985, глава 1), предопределяли активизацию свекофеннских субмеридиональных зон сдвиговых дислокаций и функционирование их в единой динамической системе с более поздними субширотными, при котором могло происходить «приоткрывание» субмеридиональных структур, благоприятствовавшее дополнительному поступлению флюида из мощных и протяженных субширотных зон. Подобное сопряженное развитие, а также пересечение разноориентированных рудоконтролирующих приразломных шовных структур обычно оцениваются как ситуации наиболее продуктивные в металлогеническом отношении.

Хотя особенности локализации золота в свекофеннском структурно-вещественном комплексе детально еще не изучены, тем не менее можно отметить частный вариант рудогенеза, связанный с элементами главного структурного парагенезиса сдвиговых дислокаций – трещинами отрыва и их вещественным выполнением – пегматитовыми телами (Ручьев, 1995). Судя по увеличению количества сульфидов, рудными компонентами обогащены нижние части пегматитов с развитым преимущественно здесь кварц-мусковитовым комплексом замещения, а также относительно низкотемпературные (460–280 °C) кварц-мусковит-биотитовые и кварц-

мусковитовые сланцы-4 экзоконтактов. Формирование этих пород, как и гнейсов-4, сопровождается благоприятным для золоторудного металлогенеза привнесом K, Rb, H₂O, B, P (табл. 1).

Свекофеннским диафторитам в областях максимального развития пегматитов свойственно варьирование в диапазоне трех-четырех порядков и достигающее промышленно значимого (4,082 г/т в образце гнейса-4 главной жильной зоны участка Плотина) содержание золота (рис. 6). Аналогичная изменчивость присуща первичным геохимическим ореолам компактных золоторудных тел на некоторых месторождениях.

Велика вероятность комплексного благороднометального оруденения. В диафторитах при статистически значимой положительной парной корреляции золота и суммы платиноидов ($\Sigma \text{ЭПГ} = 11,3\% \text{ Pt} + 10,7\% \text{ Os} + 11,2\% \text{ Ir} + 66,8\% \text{ Ru}$) (табл. 6) последняя в среднем составляет 439,4% от содержания золота. Судя по первым единичным определениям экстракционным атомно-абсорбционным методом, содержание платины в образцах породы достигает 0,102 ppm. Содержание серебра в среднем составляет 2060% от содержания золота.

Таблица 6
Парная корреляция содержания благородных металлов в диафторитах

Элемент	Au	Ag	Pt	Os	Ir	Ru	$\Sigma \text{ЭПГ}$
Au	1	0,735	0,803	0,882	0,886	0,747	0,824
Ag		1	0,768	0,727	0,716	0,676	0,726
Pt			1	0,810	0,794	0,703	0,778
Os				1	0,978	0,812	0,900
Ir					1	0,829	0,912
Ru						1	0,984

Примечание. Расчет выполнен по данным микропробного нейтронно-активационного анализа (ГЕОХИ РАН) 18 образцов породы; коэффициенты, отвечающие уровню значимости $q \geq 0,995$, выделены жирным шрифтом.

Особый интерес представляют пока еще совершенно не изученные минеральные формы проявления благороднометального оруденения. Можно лишь констатировать, что только небольшая часть золота непосредственно связана с сульфидной фазой, объемная доля которой в минеральном составе пород обычно не превышает первых процентов.

Таким образом, давно и хорошо известный свекофеннский структурно-вещественный комплекс чупинской свиты беломорского комплекса по совокупности геологических признаков, в том числе и прямого – наличия благородных металлов, представляется потенциально ЭПГ-, золотоносным и может рассматриваться в качестве первоочередного для проведения специализированных работ в Лоушском районе. На многочисленных участках, в пределах горных отводов недавно еще действовавших пегматитовых рудников, свекофеннские структуры и диафториты закартированы на поверхности, вскрыты колонковым бурением и при минимуме затрат легко могут быть оконтурены в пространстве. Пока еще сохранилась часть керна, пригодная для опробования. Имеются готовые, хотя и затопленные в настоящее время системы под-

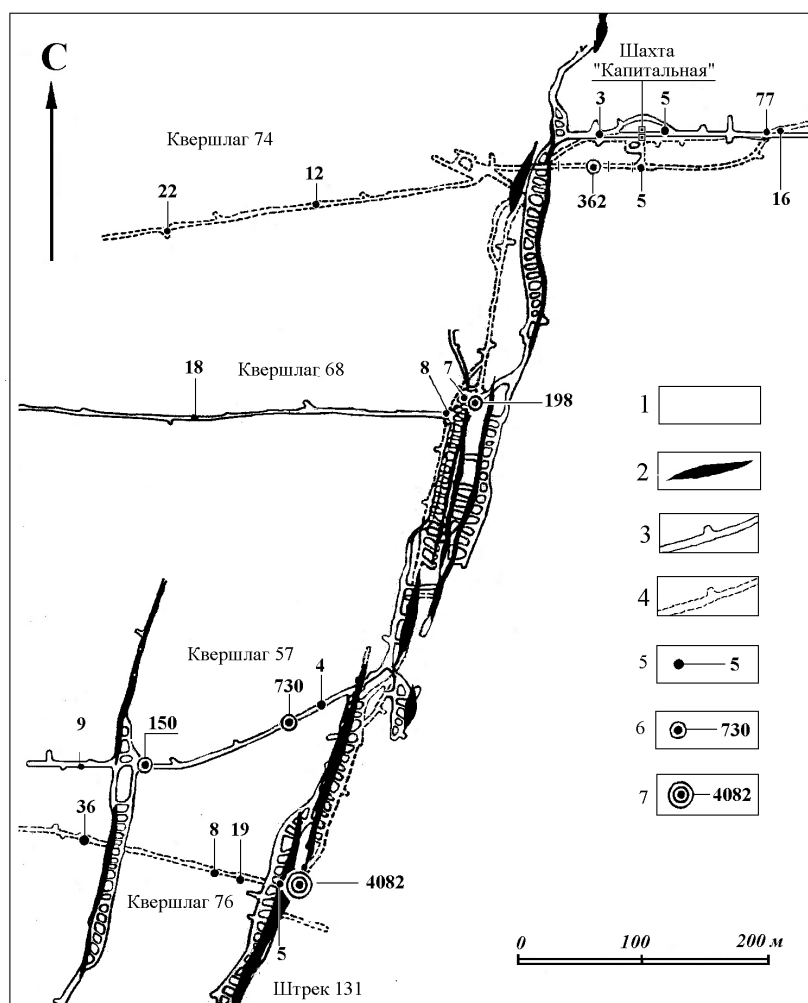


Рис. 6. Содержание золота в диафоритах главной жильной зоны Плотинского пегматитового поля (совмещенный план подземных горных выработок):

1 – гнейс-4 с реликтами гнейсов-1, 2, 3; 2 – пегматитовые тела; 3, 4 – контуры подземных горных выработок: 3 – горизонта «156 м», 4 – горизонта «206 м»; 5–7 – места отбора штучных проб и содержание в них золота: 5 – ≤ 100 ppb, 6 – ≥ 100 , 7 – ≥ 2000 ppb

земных горных выработок. Все это может существенно технически облегчить и удешевить геолого-разведочные работы, а при их положительных результатах и горнодобывающие.

Выводы

Метаморфическим разновидностям парагнейсов чупинской свиты беломорского комплекса Северной Карелии свойственно повышенное содержание платиноидов и золота (вплоть до промышленно значимого в некоторых образцах).

Характерная особенность состава гнейсов и сланцев всех минеральных фаций – наличие большего или меньшего количества графита. Это дает основание для постановки вопроса о возможности рассмотрения платиноидо-золотых проявлений чупинской свиты в качестве новых специфичных объектов полиметалльной формации углеродсодержащих пород и продуктов их эндогенного преобразования.

Благороднометальное оруденение контролируется генетически взаимосвязанными деформационными и метаморфическими процессами.

Наиболее золотоносный свекофенский структурно-вещественный комплекс представлен зонами сдвиговых дислокаций и сингенетичных диафоритов кианит-биотит-мусковитовой метаморфической фации: двуслюдяных гнейсов-4 и пегматитов мусковитовой формации.

Идентичность исходного вещества протолита и принципиальных особенностей тектоно-метаморфических процессов на всей территории Северокарельского ареала чупинской свиты позволяет прогнозировать благороднометальные проявления, связанные со свекофенским структурно-вещественным комплексом, на площадях Плотинского, Малиноваракского, Тединского, Карельского, Лоушского и других пегматитовых полей, а также на участках его развития за их пределами. Для определения их перспективности целесообразно проведение поисково-оценочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев Б. Я., Голованова Л. С. Петрографо-петрохимические особенности и продуктивность 10- и 11-го горизонтов чупинской свиты на месторождении Малиновская Варакка // Геология слюдоносных районов и слюдяных месторождений Карело-Кольского региона и их разведка. Петрозаводск, 1975. С. 42–50.
- Ахмедов А. М., Воинова О. А., Калабашикин 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.
- Балуев А. С., Моралев В. М., Глуховский М. З. и др. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30–43.
- Батугин С. А., Черный Е. Д. Теоретические основы опробования и оценки запасов месторождений. Новосибирск, 1998. 344 с.
- Бибикова Е. В., Клаесон С., Глебовицкий В. А. и др. Изотопное датирование свекофенского этапа преобразования Беломорского пояса Балтийского щита // Геохимия. 2001. № 10. С. 1116–1119.
- Бурак В. А. Метаморфизм и рудообразование. М., 1982. 256 с.
- Володичев О. И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса). Л., 1975. 170 с.
- Гапон А. Е. Распределение золота в осадочных породах догалдынской свиты (Ленский золотоносный район) // Условия образования и размещения золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1975. С. 137–138.
- Гинзбург И. И. Полезные ископаемые побережья Кандалакшского залива Белого моря // Тр. Сев. науч.-промыш. экспедиции. 1921. № 7. С. 15–24.
- Гитов О. Б., Исай В. М. Тектонофизическое исследование разломов консолидированной коры. Киев, 1988. 227 с.
- Гровс Д. И., Бэтт Н. Д. Пространственные и временные вариации архейских металлогенических ассоциаций как отражение эволюции гранитоидно-зеленокаменных областей на примере Западно-Австралийского щита // Геохимия архея. Происхождение и эволюция архейской континентальной коры. М., 1987. С. 98–129.
- Гродницкий Л. Л., Ручьев А. М., Крохин А. И. Структурный и метаморфический контроль пегматитов Малиновской Варакки (беломорский комплекс) // Магматизм и металлогения докембрийских образований: Операт.-информ. материалы. Петрозаводск, 1983. С. 41–45.
- Гродницкий Л. Л., Ручьев А. М., Крохин А. И. Лоушское пегматитовое поле (структурное развитие, полиметаморфизм, гранито- и пегматитообразование). Петрозаводск, 1985. С. 176.
- Душейко С. И. Складки пластического сдвига, образованные в свекофенское время в беломорском комплексе // Геотектоника. 1984. № 4. С. 30–36.
- Ефремова С. В., Стафеев К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород. Справочное пособие. М., 1985. 511 с.
- Жариков В. А. Основы физико-химической петрологии. М., 1976. 420 с.
- Зарубин В. В. Особенности вмещающей среды и закономерности размещения пегматитовых жил месторождения Тэдино (Северная Карелия) // Слюда и пьезооптическое сырье. Л., 1969. С. 58–70 (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. Вып. 2, т. 147).
- Кожеевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 223 с.
- Кожеевников В. Н., Голубев А. И., Рыбаков С. И. О факторах контроля золотометального оруденения в раннем докембрии и типизации перспективных обстановок в Карелии // Проблемы золотоносности и алмазоносности Севера европейской части России. Петрозаводск, 1997. С. 8–17.
- Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., 1973. 288 с.
- Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М., 1979. 263 с.
- Крупеник В. А., Ахмедов А. М., Кнауф В. В. Золотая минерализация в массивных колчеданных рудах пегматитовых жил Чупино-Лоухского района (Северная Карелия) // Докл. Академии наук. 2000. Т. 375, № 6. С. 799–802.
- Левченков О. А., Володичев О. И., Зингер Т. Ф. и др. Возраст метаморфизма глиноземистых гнейсов района губы Поньгома (Беломорский подвижный пояс, Балтийский щит) // Докл. Академии наук. 2001. Т. 377, № 2. С. 235–238.
- Леонтьев А. Г., Юдин С. Н., Дегтярева Т. А. Отчет по теме: Составление Регистрационной карты золотоносности Республики Карелия масштаба 1 : 50 000 с кадастрами месторождений, рудопроявлений, пунктов минерализации и площадных геохимических аномалий (участков), перспективных на золото. Петрозаводск, Карельская геологическая экспедиция, 1997. Книга 1. 310 с. Гос. регистр. № 52-95-3/1.
- Ли Л. В., Шохина О. И. Поведение золота при процессах прогрессивного регионального метаморфизма пород докембрия Енисейского кряжа // Геохимия. 1974. № 3. С. 402–409.
- Мысцова Т. А. Глиноземистые гнейсы Беломорья (химический состав, происхождение, условия формирования). СПб., 2001. 135 с. (Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук).
- Мысцова Т. А., Шелематов А. С. Первичная природа чупинских гнейсов Беломорья // Закономерности эволюции земной коры: Тез. докл. междунар. конф. СПб., 1996. С. 113–114.
- Мысцова Т. А., Милькевич Р. И., Львов А. Б., Миллер Ю. В. Происхождение чупинских гнейсов Беломорья в свете новых литолого-геохимических данных // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 6. С. 653–664.
- Николаев А. А., Ручьев А. М., Левченков О. А. К геохронологии гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и магматизм докембрия Карелии: операт.-информ. материалы за 1992 г. Петрозаводск, 1993. С. 55–60.
- Паталаха Е. И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата, 1981. 180 с.
- Петрофизика пород Западного Беломорья. Петрозаводск, 1980. 160 с.
- Ручьев А. М. Свекокарельские структуры Слюдоваракского участка Тединского пегматитового поля (беломорский комплекс) // Геология докембрия Северной Карелии: операт.-информ. материалы за 1985 год. Петрозаводск, 1986. С. 31–35.
- Ручьев А. М. К вопросу о структурном контроле мусковитовых пегматитов беломорского комплекса Северной Карелии // Ранний докембрий Карелии (геология, петрология, тектоническое строение). Петрозаводск, 1987. С. 138–151.
- Ручьев А. М. О пегматитоконтролирующих дислокациях // Геология и магматизм Карелии: операт.-информ. материалы за 1994 г. Петрозаводск, 1995. С. 28–31.
- Ручьев А. М. Один из вопросов металлогении беломорского комплекса // 50 лет Карельскому научному центру Российской Академии наук: Тез. докл. Петрозаводск, 1996. С. 137–138.

- Ручьев А. М. О протолите гнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // Геология, петрография и геохимия докембрийских образований Карелии: операт.-информ. материалы за 1996 г. Петрозаводск, 1997а. С. 3–7.
- Ручьев А. М. Природа протолита чупинских гнейсов (реконструкция, геодинамические и металлогенические следствия) // Беломорский подвижный пояс: Геология, геодинамика, геохронология: Программа и тез. докладов. Петрозаводск, 1997б. С. 48–49.
- Ручьев А. М. О некоторых особенностях парагнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск, 1998а. С. 73–81.
- Ручьев А. М. О температурах образования реликтовых гранат-биотитовых плагиогнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск, 1998б. С. 82–88.
- Ручьев А. М. О протолите северокарельских гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2000а. С. 12–25.
- Ручьев А. М. Особенности формирования парагнейсов чупинской свиты беломорского комплекса (на примере Северной Карелии) // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Т. IV. Сыктывкар, 2000б. С. 315–316.
- Ручьев А. М. Геологические предпосылки развития рудной сырьевой базы горнодобывающей промышленности в Лоухском районе Республики Карелия // 300 лет учреждения Приказа рудокопных дел в России: Материалы международной конференции. 15–19 июня 2000 г. Петрозаводск (Россия). Петрозаводск, 2001а. С. 70–78.
- Ручьев А. М. Подвижность редкоземельных элементов и возникновение европиевых аномалий при метаморфизме (на примере парагнейсов чупинской свиты, беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001б. С. 99–106.
- Рыбаков С. И., Голубев А. И., Слюсарев В. Д. и др. Протерозойский рифтогенез и его роль в формировании Беломорской подвижной зоны // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2000. С. 4–11.
- Сазонов А. М., Кременецкий А. А. Геохимия золота в метаморфическом комплексе Северного Приладожья // Геохимия. 1994. № 10. С. 1451–1464.
- Саморуков Н. М., Рундквист И. Н., Боровко И. Н. Оценка перспектив золотого оруденения жильного и прожилково-вкрапленного типа зеленокаменных структур Карело-Кольского региона. Л., 1985. Фонды СЗРГЦ.
- Самсонов А. В., Берзин Р. Г., Заможняя Н. Г. и др. Процессы формирования раннедокембрийской коры северо-запада Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск, 2001. С. 109–143.
- Слабунов А. И., Ларионов А. Н., Бибикина Е. В. и др. Геология и геохронология Шобозерского массива комплекса лерцолитов-габброноритов Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 3–14.
- Степанов В. С. Благоприятное рудопроявление Травяная Губа и возможная генетическая связь его с комплексом габбро-анортозитов Западного Беломорья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск, 2001. С. 54–62.
- Степанов В. С., Слабунов А. И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л., 1989. 175 с.
- Стратиграфия, тектоника и пегматитовосность Северо-Западного Беломорья. Л., 1960. 112 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. Т. 31).
- Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973. 174 с. (Тр. Института геологии Карельского филиала АН СССР; вып. 18).
- Feng R., Kerrich R. Geochemistry of finegrained clastic sediments in Archean Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for provenance and tectonic setting // *Geochemica et Cosmochimica Acta*. 1990. Vol. 54, N 4. P. 1061–1081.
- Ramsay J. G. Shear zone geometry: a review // *J. of Structural Geology*. 1980. Vol. 1, N 2. P. 83–99.
- Rasilainen K., Nurmi P. A., Bornhost T. J. Rock geochemical implication for gold exploration in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // Geological development, gold mineralisation and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland: Geological Survey of Finland. Special Paper 17. 1993. P. 147–184.
- Slabunov A. I., Stepanova A. V., Larionov A. N. et al. Geology, geochronology and correlation of the Jatulian coronitic gabbro complex in the Belomorian mobile belt (BMB) // SVEKOLAPKO. An EUROPROBE project. 6th Workshop, Lammi, Abstracts. University of Oulu, report N 24. 2001. P. 55.

Л. В. Кулешевич

КИСЛЫЙ МАГМАТИЗМ И ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КОСТОМУКШСКОЙ СТРУКТУРЫ

Наибольший интерес в отношении золота в Костомукшской структуре (рис. 1) вызывают: 1 – кисло-средние вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы, полосчатая железистая формация и зоны их гидротермальной проработки с сульфидной минерализацией; 2 – субвулканические порфиновые тела и сопровождающие их зоны гидротермальной проработки; 3 – интрузивные тела диорит-гранодиоритового состава, прорывающие вулканогенные и осадочные комплексы, и зоны их гидротермальной проработки; 4 – сдвиговые зоны коллизионной стадии и метасоматические процессы в них, сформировавшиеся после внедрения калиевых гранитных интрузий и благоприятные для более позднего переотложения золота. Соответственно к двум основным факторам контроля золотого оруденения в Костомукшской структуре относятся магматический и структурный.

Геологическому строению структуры посвящены многочисленные работы (Чернов, 1964; Горьковец и др., 1981, 1991; Кожевников, 1982, 2000). В связи с этим остановимся более подробно только на характеристике рудно-магматических систем кислого магматизма и зон деформаций, благоприятных для отложения золота.

Рудно-магматические системы

Комплекс пород кислого состава шурловаарской свиты. Вулканыты и вулканогенно-осадочные образования шурловаарской свиты прослеживаются в субмеридиональном – северо-восточном направлении вдоль западной границы Костомукшской структуры более чем на 20 км при ширине полосы вулканытов от 300 и до 1000 м вместе с полосчатым вулканогенно-осадочным комплексом. Кислые вулканыты представлены мелкозернистыми афировыми или порфировыми породами (рис. 2, а), часто с флюидалльной текстурой. Вкрапленники порфиловых разновидностей представлены плагиоклазом, микроклином и кварцем, размером 0,3–0,7 см. По составу это биотит-мусковит-микроклин-кварц-плагиоклазовые породы, иногда с амфиболом, называемые лептитами, порфироидами, гнейсами или сланцами. В разрезе шурловаарской свиты отмечаются агломератовые, тонко- и грубополосчатые слоистые туфы. В южной части структуры у оз. Домашнего развиты пологозалегающие полосчатые

туфы с большим содержанием туфогенно-осадочного меланократового материала, а у оз. Заячьего отмечаются агломератовые туфы, флюидалльные вулканыты, экструзивный центр с интенсивной гидротермальной переработкой и кварцевыми штокверками с сульфидной минерализацией (рис. 3).

Вулканыты и субвулканические тела дацитов и риодацитов шурловаарской свиты характеризуются (см. табл.) содержанием SiO_2 – 66,6–71,08% (среднее 69,63%), суммой щелочей 5,79–9,17%, обычно более 7%, $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$, высокими содержаниями Li_2O , Rb_2O , повышенными глиноземистостью, железистостью и содержаниями TiO_2 , P_2O_5 . Этим они отличаются от геллефлинт костомукшского карьера. На диаграммах (рис. 4) породы занимают поле субщелочных дацитов и риодацитов. Туфогенным и измененным породам присущ более широкий разброс значений главных компонентов.

Кислые вулканыты шурловаарской свиты (возраст 2795 ± 29 млн. лет, Лобач-Жученко и др., 2000; Самсонов, 2001) имеют широкие вариации изотопных данных ($\epsilon\text{Nd} = -6,2/+1,7$).

Гидротермальные изменения. С вулканытами ассоциируют гидротермально измененные вулканогенно-осадочные образования и углеродсодержащие горизонты – кварциты и серицит-кварцевые породы (табл., № 3), силлиманит-ставролит-кварцевые, колчеданные, магнетит-биотит-кварцевые, кварц-магнетит-биотитовые или биотит-амфиболовые (грюнеритовые) сланцы и измененные породы штокверковых зон (микроклин-альбит-эпидот-кварцевых, табл., № 2) с сульфидным прожилковым оруденением. Судя по парагенезису (пирит – серицит – кварц или ставролит – андалузит – кварц), ранние дометаморфические изменения пород были низкотемпературными (березиты или вторичные кварциты).

Полоса стратифицированных магнетитсодержащих пород и руд прослеживается восточнее кислых вулканытов, иногда удваиваясь или расширяясь в разрезе за счет внутренней складчатости север-северо-восточного простирания. В шлифах вулканытов и окварцованных туфов отмечается тончайшая сыпь магнетита, это указывает на то, что источник железа в данной ситуации связан с кислым вулканизмом, точнее с гидротермальным процессом.

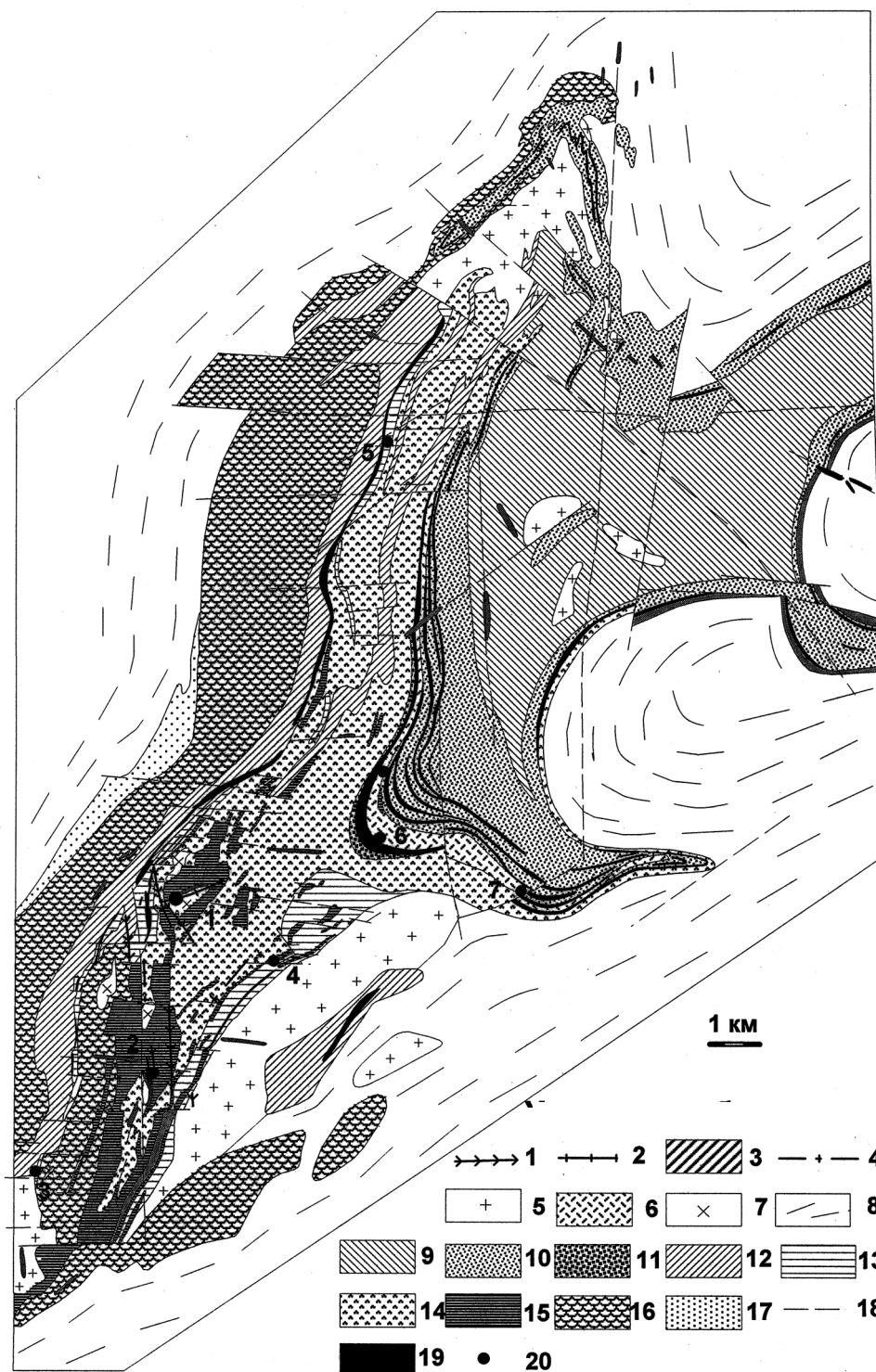


Рис. 1. Схема геологического строения Костомукшской структуры (составлена на основе карт В. Я. Горьковца и В. Н. Фурмана):

дайки: 1 – лампроиты (R), 2 – щелочные пикриты. 3 – нерасчлененные габбро (AR₂-PR₁). 4 – андезиты, дациты (AR₂). Позднеорогенные интрузивные образования: 5 – калиевые граниты, 6 – риодациты (геллефлиты, плагиопорфиры), 7 – комплекс внутрискрустных диоритов, кварцевых диоритов, гранит-порфиров. 8 – тоналиты, гранито-гнейсы. Гимольская серия: 9 – сланцы сурлампинской свиты, 10 – кварц-биотитовые, амфибол-биотитовые сланцы и железистые кварциты, 11 – конгломераты. Контокская серия: 12 – вулканогенные образования (риодациты, туфы) шурловаарской свиты; 13 – углеродсодержащие, кварц-биотитовые, амфибол-биотитовые сланцы, железистые кварциты, полосчатые амфиболиты; рувинваарская свита: 14 – базальты, вариолитовые базальты; 15 – коматииты, коматиитовые базальты; ниемиярвинская свита: 16 – амфиболиты по базальтам. Ньюкозерская толща: 17 – двуслюдяные сланцы. 18 – разломы. 19 – железные руды. 20 – золоторудные проявления: 1 – месторождение Таловейс, 2 – рудопроявления Берендей, 3 – Ниемиярвинское, 4 – Восточное, 5 – Западно-Рувинваарское, 6 – Костомукшское, 7 – Южно-Костомукшское

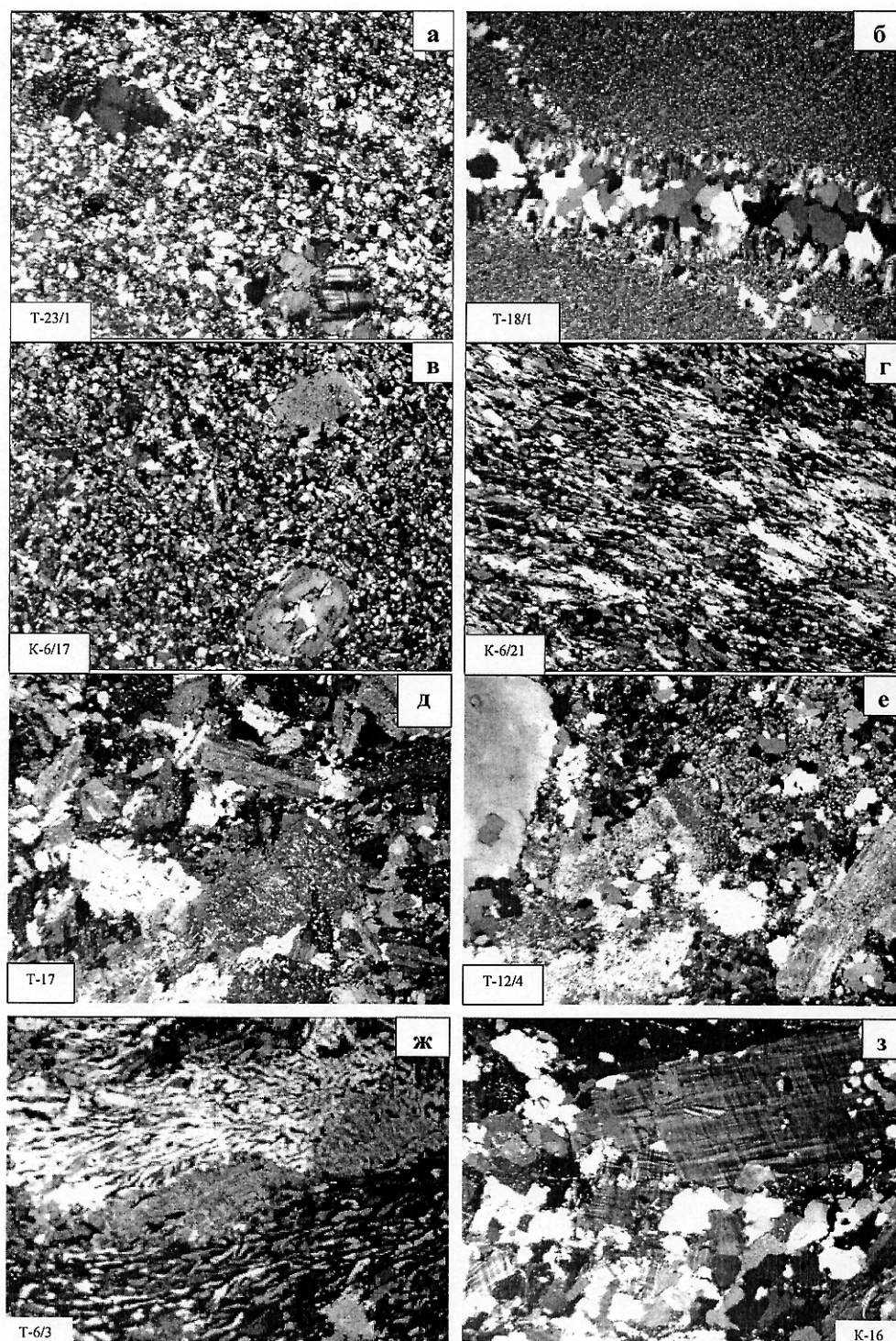


Рис. 2. Основные разновидности кислых магматических пород Костомукшской структуры:

а – кислые вулканыты шурловаарской свиты, во вкрапленниках – кварц, микроклин, плагиоклаз (обр. Т-23/1, ув. 4, длина поля зрения 2 мм); б – фельзиты центральной части участка Таловейс с альбит-кварцевым прожилком (обр. Т-18/1, ув. 1,25, длина поля зрения 6,2 мм); в – порфировая структура риодацитов (геллефлинт) Костомукшского карьера. Во вкрапленниках – зональный плагиоклаз, в тонкозернистой основной массе – кварц, альбит (обр. К-6/17, ув. 4, длина поля зрения 2 мм); г – трахитоидная микротекстура риодацитов (геллефлинт) Костомукшского карьера (обр. К-6/21, ув. 4, длина поля зрения 2 мм); д – кварцевые диориты штока Факторного с порфировыми вкрапленниками плагиоклаза и мелкозернистой основной массой (обр. Т-17, ув. 1,25, длина поля зрения 6,2 мм); е – кварц-плагиоклазовые гранит-порфиры массива Центрального. Крупные вкрапленники кварца (левый верхний угол) и плагиоклаза (нижний правый угол) в мелкозернистой основной массе частично березитизированной породы (обр. Т-12/4, ув. 1,25, длина поля зрения 6,2 мм); ж – графическое срастание альбита и кварца в аплитах поздней фазы массива Центрального (обр. Т-6/3, ув. 1,25, длина поля зрения 6,2 мм); з – калиевые граниты массива Ниемиярвинского с порфировыми вкрапленниками микроклина в более мелкозернистой кварц-микроклин-плагиоклазовой основной массе породы (обр. К-16, ув. 1,25, длина поля зрения 6,2 мм)

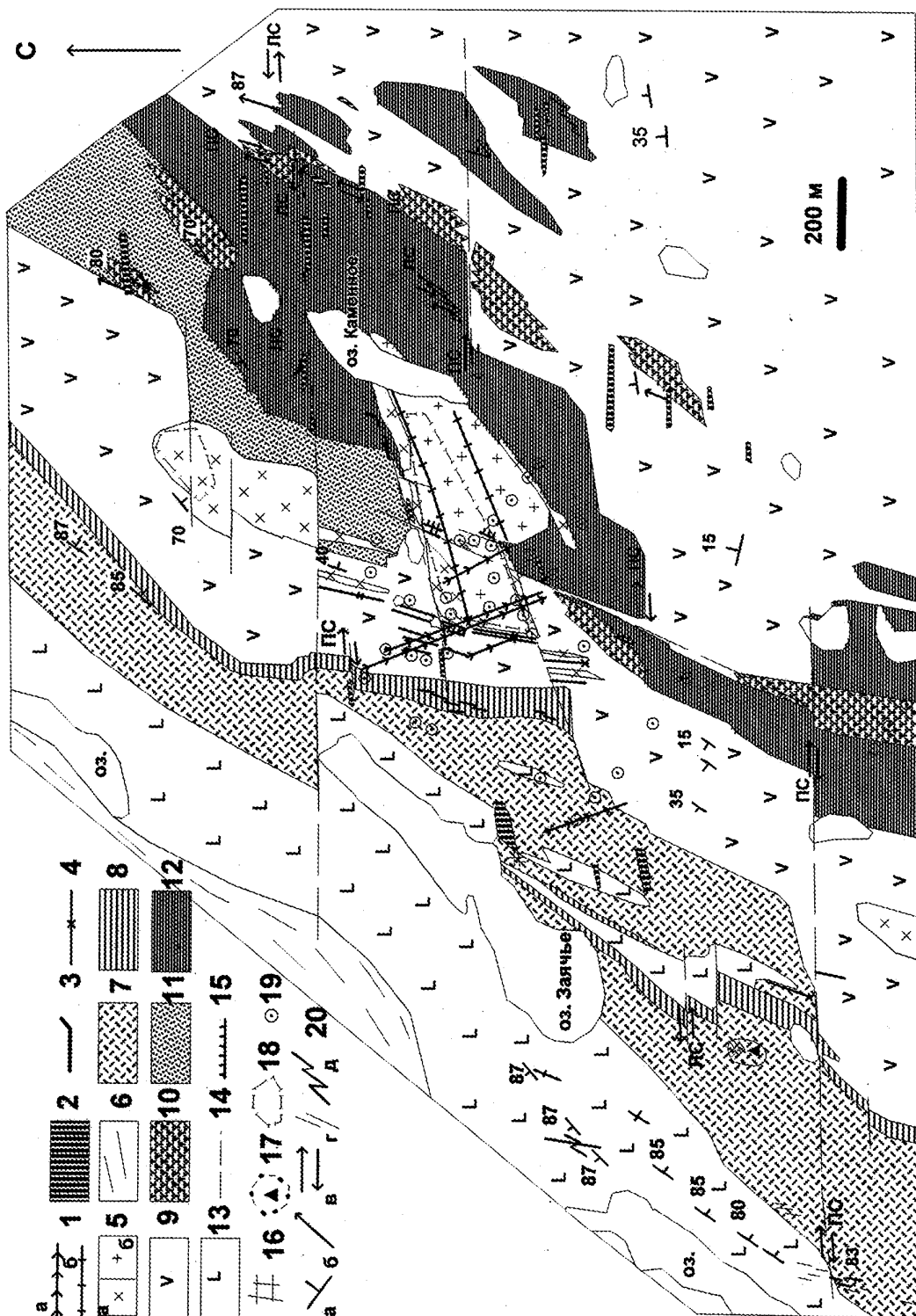


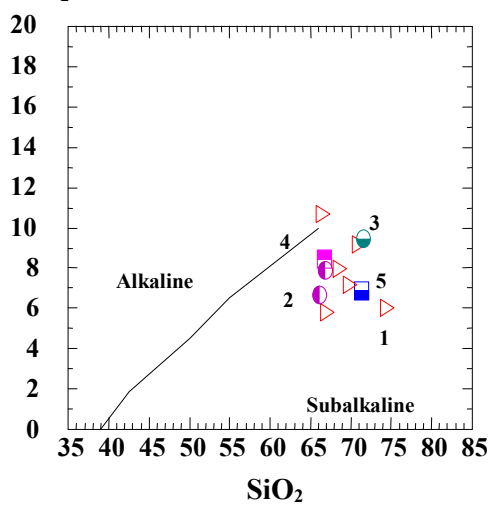
Рис. 3. Схема геологического строения участка Таловейс (составлена Л. В. Кулешевич с использованием материалов В. Н. Фурмана):
 дайковый комплекс: 1 – лампрофиты (а), щелочные пикриты (б); 2 – габбро (AR₂); 3 – натриевые риоданиты. Комплекс вулканогенных гранитоидов:
 4 – дайки кварцевых диоритов, 5 – интрузивные тела диоритов, кварцевых диоритов (а) и гранит-порфиров (б), 6 – тоналиты, 7 – риоданиты шурловарской свиты, 8 – кварц-биотитовые, биотит-амфиболовые сланцы и железистые кварциты, Рувинварская свита: метаморфизованные: 9 – базальты (амфиболиты), 10 – вариолитовые базальты (с шариками натриевых дацитов), 11 – коматитовые базальты, 12 – коматиты (вулканиты) и кумулятивные), 13 – амфиболиты по базальтам немиярвинской свиты, 14 – тектонические нарушения, сдвиги, 15 – золото-кварцевые жилы, 16 – кварцевые штоковые в шурловарской свите, 17 – зона березитизации и тонкопрожилкового золото-сульфидно-кварцевого оруднения интрузий Центральной и Факторной, 18 – эруптивный центр, 19 – сважина, 20 – элементы залегания рассланцевания (а), линии осевых плоскостей складок (б), сдвиги лево- и правосторонние (ЛС, ПС) (в), сланцеватость (г), складчатые деформации (д)

Химические составы кислых комплексов пород Костомукшской структуры и метасоматитов, связанных с ними

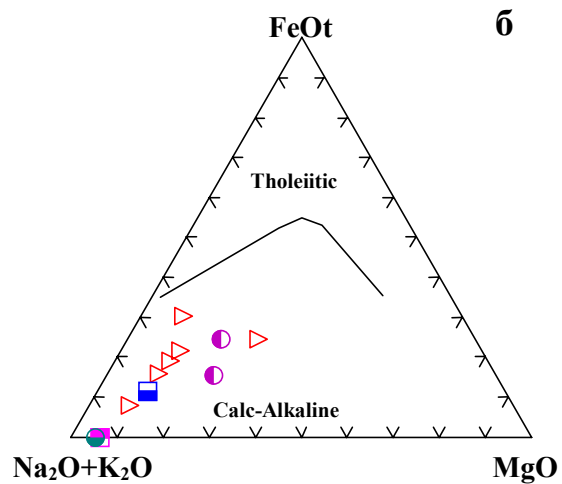
Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12*	13*	14*	15*	16*	17*	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	69,63	59,78	83,82	71,62	66,55	66,72	71,26	57,70	60,51	67,34	75,38	55,34	60,10	67,41	62,60	57,88	54,62	67,85	73,94	73,44	70,79	72,86	75,26	61,70
TiO ₂	0,30	0,42	0,06	0,39	0,42	0,11	0,09	0,58	0,52	0,33	0,10	0,74	0,59	0,37	0,63	0,77	1,15	0,45	0,16	0,185	0,28	0,20	0,005	0,27
Al ₂ O ₃	13,73	20,18	9,14	16,29	16,13	18,78	16,08	16,56	15,96	14,81	13,18	17,41	15,87	15,29	15,00	16,47	15,93	15,34	12,73	13,67	14,65	14,05	13,10	17,10
Fe ₂ O ₃	0,89	2,26	0,65	0,14	0,59	0,22	0,22	1,96	1,64	1,04	0,40							1,16	1,26	0,96	0,63	0,86	0,32	1,42
FeO	2,07	0,42	0,43	0,37	2,75	0,74	0,91	4,53	3,86	1,94	1,46	7,78	6,09	4,01	4,95	7,13	10,27	2,37	1,15	0,645	1,73	1,08	0,43	1,01
MnO	0,07	0,07	0,011	0,02	0,03	0,02	0,02	0,11	0,09	0,06	0,02	0,10	0,08	0,05	He обн.	He	0,19	0,04	0,020	0,022	0,05	0,033	0,009	0,04
MgO	1,63	0,86	0,30	0,52	2,75	0,57	0,98	3,84	3,36	1,90	0,74	4,50	3,86	2,00	2,35	3,79	4,57	0,78	0,63	0,47	0,52	0,52	0,62	1,31
CaO	2,41	6,73	0,50	0,58	1,84	2,82	2,97	5,70	4,88	3,06	1,59	5,37	4,31	2,56	6,50	4,99	8,49	1,83	0,89	0,98	1,81	0,89	0,74	1,26
Na ₂ O	1,67	6,82	2,82	9,40	6,62	7,46	6,05	3,83	4,14	4,24	6,00	4,53	4,79	4,61	3,07	7,83	1,39	3,82	3,49	3,53	3,71	3,88	4,08	0,78
K ₂ O	6,13	1,90	1,45	0,05	0,69	0,97	0,81	2,26	2,39	2,98	0,46	1,94	1,76	2,32	1,20	0,19	1,25	4,91	4,91	5,14	4,86	4,46	4,56	13,93
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,10	0,08	0,13	0,06	0,47	0,31	0,29	0,16	0,06	0,09	0,16	0,17	He обн.	0,28	0,12	0,24	0,10	0,10	0,20	0,13	0,06	0,09
H ₂ O	0,19	0,06	0,51	0,03	0,09	0,08	0,05	0,10	0,11	0,06	0,11	0,25	0,07	–	He обн.	He	0,18	0,13	0,43	0,60	0,05	0,84	0,49	0,13
ппп	1,00	0,37	0,03	0,03	1,10	1,02	0,47	2,23	1,97	1,63	0,42	3,25	1,85	1,26	1,11	0,56	1,21	0,81	0,08	0,08	0,46	0,16	0,03	0,60
Сумма	99,79	99,80	99,82	99,54	99,68	99,60	99,96	99,70	99,75	99,62	99,91	99,82	99,53	100,05	97,41	99,87	99,37	99,72	99,79	99,82	99,71	99,96	99,74	99,64
Li ₂ O	0,0073	0,0005	0,0018	0,0014	0,0034	0,0039	0,0028	0,0087	0,0073	0,0040	0,0013	–	–	–	–	–	–	0,0038	0,010	0,0073	0,0088	0,0073	0,0025	0,0022
Rb ₂ O	0,0098	0,0037	0,0036	0,0002	0,0027	0,0018	0,0026	0,0077	0,0098	0,0115	0,0017	–	–	–	–	–	–	0,0119	0,0104	0,0246	0,0202	0,0231	0,0229	0,0268
С ₂ О	0,0031	0,0003	0,0002	0,0002	0,0004	0,0003	0,0005	0,0007	0,0031	0,0004	0,0005	–	–	–	–	–	–	0,0004	0,0002	0,0003	0,0005	0,0007	0,0004	0,0005
NiO	0,007	0,004	0,002	0,005	0,007	0,005	0,004	0,003	0,007	0,005	0,004	–	–	–	–	–	–	–	0,002	0,002	–	–	–	0,002
CoO	0,003	0,003	0,001	0,002	0,004	0,002	0,002	0,004	0,003	0,002	0,002	–	–	–	–	–	–	–	0,002	0,002	–	–	–	0,003
CuO	0,005	0,001	0,001	0,001	0,006	0,002	0,001	0,004	0,005	0,003	0,004	–	–	–	–	–	–	–	0,005	0,001	–	–	–	0,001
Cr ₂ O ₃	0,008	0,010	0,005	0,007	0,008	0,004	0,006	0,007	0,008	0,007	0,004	–	–	–	–	–	–	–	0,007	0,004	–	–	–	0,003
V ₂ O ₅	0,026	0,014	0,038	0,009	0,018	0,010	0,007	0,024	0,026	0,018	0,013	–	–	–	–	–	–	–	0,017	0,014	–	–	–	0,010
ZnO	0,011	0,006	0,002	0,001	0,006	0,002	0,002	0,010	0,011	0,008	0,003	–	–	–	–	–	–	–	0,005	0,003	–	–	–	0,003
n	6	2	1	1	2	1	1	1	4	3	2	14	42	28	6	1	14	2	1	2	2	1	1	1

Примечание. 1 – кислые вулканиты шурловаарской свиты; 2 – измененные породы эруптивного центра «Экскаватор»; 3 – гидротермалиты (кварциты) в полосе шурловаарской свиты (восточнее оз. Домашнего); 4–5 – дайки фельзитов (риолиты и дациты) участка Таловейс; 6–7 – дациты и риодациты (геллефлинты) костомукшской свиты; 8–14 – комплекс диоритов-гранит-порфиров (12–17 – анализы В. Н. Фурмана, 2001); 8, 12 – диориты, 9, 13 – кварцевые диориты, 10, 14 – гранит-порфиры, 11 – дайки аплитов; 15–17 – участок Берендей; 15 – дайки дацитов, 16 – андезитов, 17 – гибридные андезито-базальты в контакте с дайками; 18–23 – комплекс калиевых гранитов, гранодиоритов; 18–19 – Шурловаарский массив (18 – диориты, 19 – К-граниты), 20 – К-граниты Ниемяярвинского массива, 21–23 – массив горы Таловейс (21 – серые граниты, 22 – К-граниты, 23 – гранит-аплиты); 24 – калиевые метасоматиты района оз. Домашнего. * – суммарное железо, «–» – нет определений.

$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$

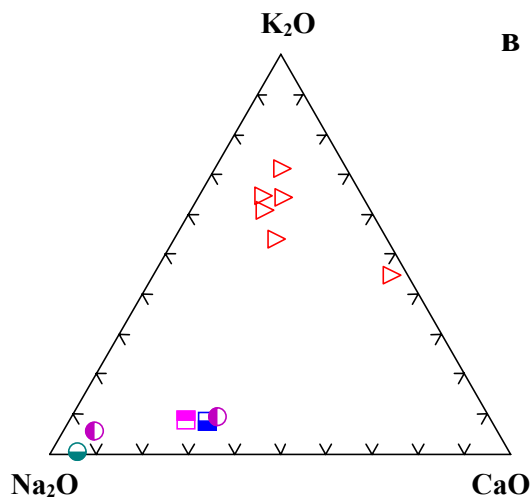


a

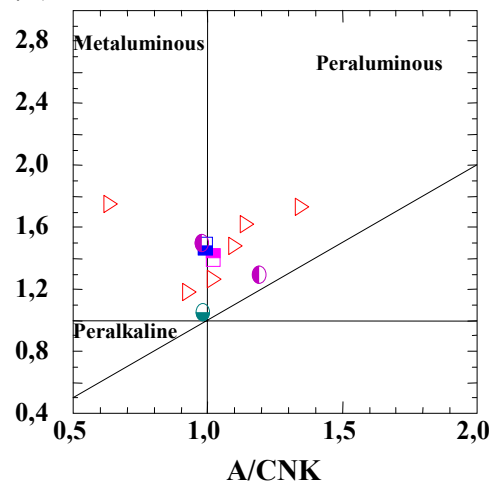


б

В

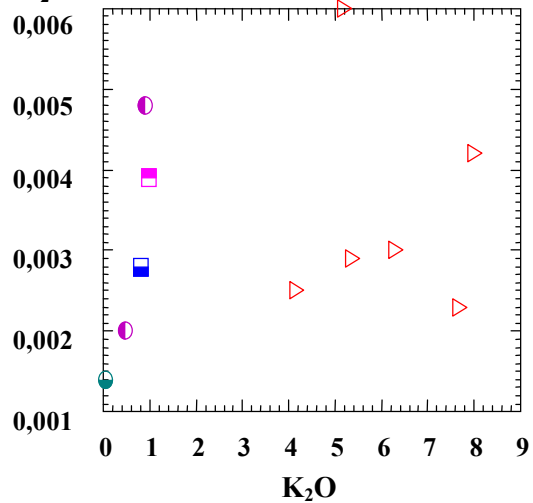


A/NK



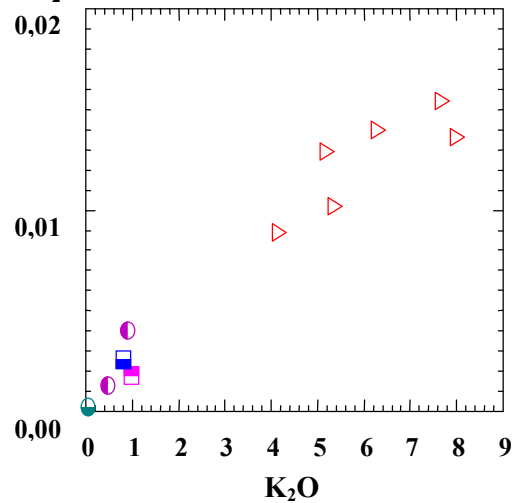
Г

Li_2O



Д

Rb_2O



е

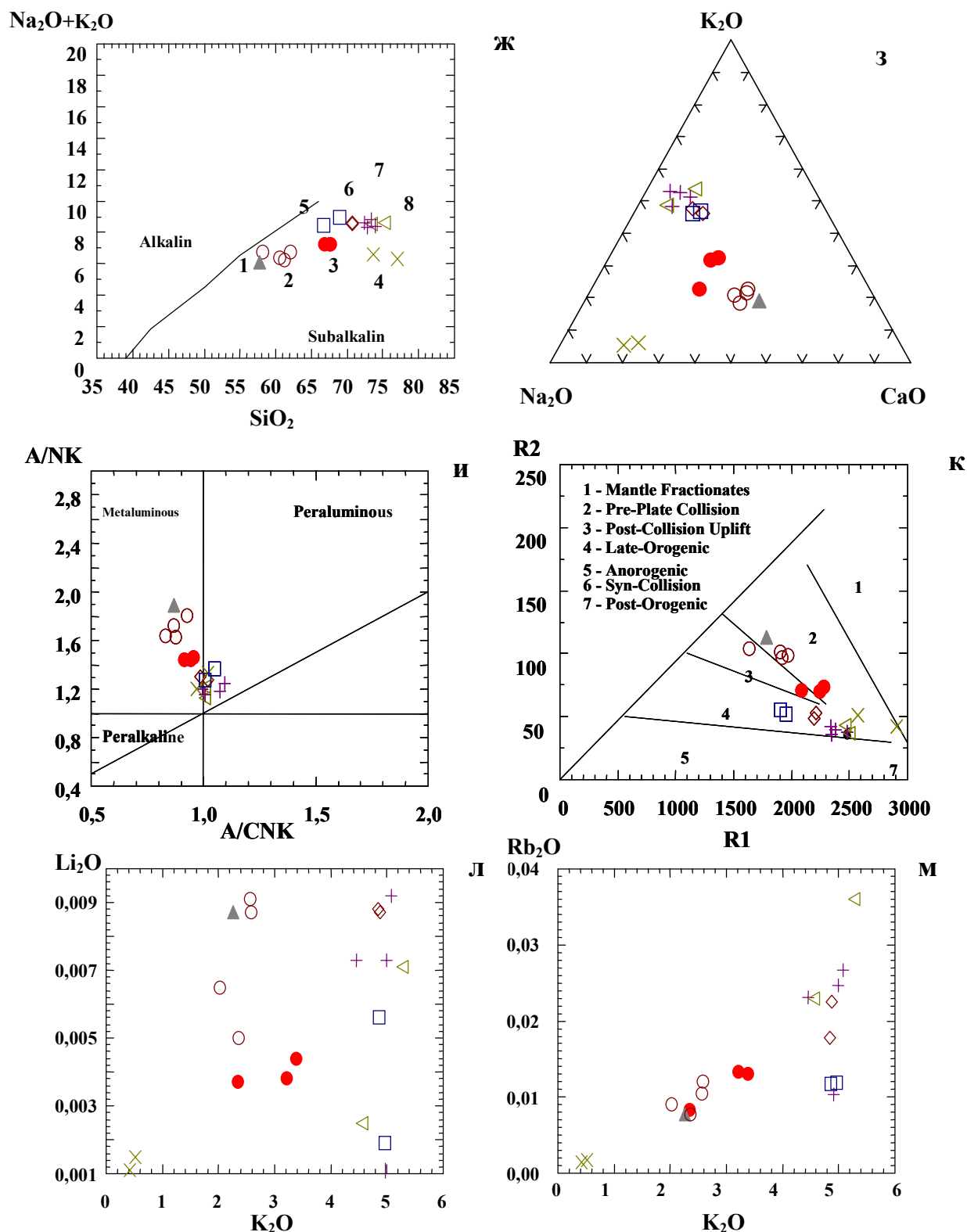


Рис. 4. Петрохимические диаграммы кислых магматических пород Костомукшской структуры:

а-е: 1 – дациты шурловаарской свиты; 2 – дайки дацитов и 3 – риодацитов, прорывающих рувинваарскую свиту (участок Таловейс); 4 – натриевые дациты и 5 – риодациты (Костомукшский карьер). ж-м: 1 – диориты, 2 – кварцевые диориты, 3 – гранит-порфиры, 4 – аплиты, 5 – калиевые гранодиориты, 6 – серые граниты горы Таловейс, 7 – калиевые граниты Ниemi-ярвинского, Шурловаарского и Восточного массивов, 8 – калиевые гранит-аплиты. А = Al_2O_3 , С = CaO , N = Na_2O , K = K_2O ; $\text{R1} = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$, $\text{R2} = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$

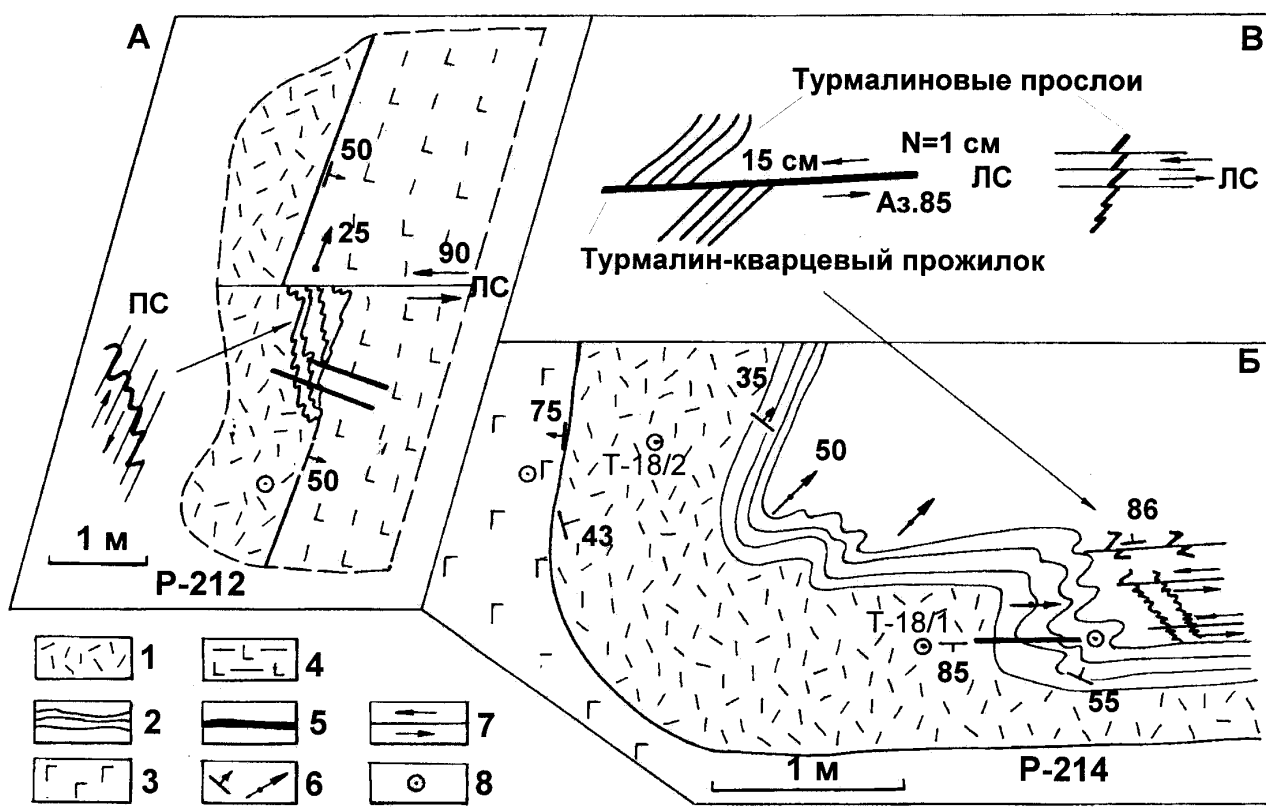


Рис. 5. Сдвиговые деформации в дайках натриевых риодацитов:

А – левостороннее смещение в дайке риодацитов (в северном контакте интрузии Центральной, расчистка-212); Б – взаимоотношение пластичных и жестких сдвиговых деформаций в зоне гидротермальных изменений в дайке риодацитов (расчистка-214), В – более крупный фрагмент; 1 – дайки натриевых риодацитов; 2 – туфы риодацитов; 3 – габбро; 4 – метабазальты; 5 – турмалиновые прожилки; 6 – элементы залегания и погружение осей складок; 7 – сдвиговые деформации; 8 – места отбора образцов

К западной полосе шурловаарской свиты приурочены также маломощные тела вкрапленно-полосчатых и прожилковых колчеданных руд, такие как Западная Рувинваара, Заячье, Южное, Ниемиярвинское, Фигурное, к восточной – Кургелампинское, Восточное. В восточной части Южно-Костомукшской площади развиты в основном удаленные фации пород шурловаарской свиты – туфы, полосчатая толща и магнетит-кварц-биотит-амфиболовые руды. В целом для гидротермально-измененных вулканитов и полосчатой железистой формации, содержащей бедное вкрапленно-послойное и вкрапленно-прожилковое колчеданное оруденение, характерен повышенный геохимический фон золота (0,03 г/т), что в целом может рассматриваться как благоприятный фактор для выявления золото-сульфидных руд (типа золото-сульфидных рифов месторождений Вубачикве). Примером таких проявлений могут служить золото-сульфидное рудопроявление Западная Рувинваара, проявления магнетитовых и колчеданных руд с золотом – Ниемиярвинское, Южное, Фигурное, Восточное (рис. 1).

Кварцевые штокверки («Экскаватор», оз. Заячье) приурочены к эруптивному центру в районе оз. Заячьего. Породы эруптивного центра «Экскаватор» брекчированы: обломки более лейкократовых измененных риолитов цементируются

более серым дацитовым материалом. Породы интенсивно изменены (табл., № 2), альбитизированы и эпидотизированы. Развита сеть трещин (аз. пад. 45°, угол 70°, аз. пад. 145°, угол 55°) мощностью 0,1–0,5 см, выполненных кварцем. Вблизи северо-восточного края оз. Заячьего сульфидно-кварцевый штокверк представлен сетью тонких прожилков мощностью 0,2–0,7 см с аз. пр. 355°, 30°, реже 90°, которые пропитывают измененные породы шурловаарской свиты и выходят во вмещающие метабазальты. Рудная минерализация прожилков на северо-восточном берегу озера представлена пиритом.

Породы шурловаарской свиты метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, а в ореоле влияния Ниемиярвинских калиевых гранитов интенсивно микроклинизированы с развитием по ним микроклинитов или диопсид-амфибол-эпидот-микроклинсодержащих метасоматитов.

Фельзитовые дайки участка Таловейс. Особый интерес вызывает фельзитовый дайковый комплекс участка Таловейс. Эти маломощные дайки (от 0,1 до 1–2 м) секут смятую базальт-коматиитовую толщу и габброиды лопийского возраста в северном контакте массива Центрального и развиты по площади участка. Взаимоотношения с диоритами и кварцевыми порфирами недостаточно ясны. Дайки формируются в условиях интенсивных сдвиговых деформаций (широтных

правосторонних и субмеридиональных левосторонних, рис. 5). Гидротермальные изменения, сопровождающие их, проявляются в интенсивном окварцевании и турмалинизации. Причем следует отметить, что гидротермальный процесс протекает также в условиях интенсивных сдвиговых деформаций, о чем свидетельствует смещение и самих кварц-турмалиновых прожилков (рис. 5). В зальбандах кварцевых прожилков (рис. 2, б) наблюдается перекристаллизация альбита.

Дайки характеризуются тонкозернистой (фельзитовой) структурой, очень редко в них встречаются вкрапленники плагиоклаза. Они относятся к дацитам-риодацитам и имеют существенно натриевый состав (табл., № 4–5). По своим петрохимическим свойствам и изменениям при участии бора, сопровождающим их, породы близки геллефлинтам Костомукшского карьера (рис. 4, а–е). Содержание SiO_2 колеблется от 66,55 до 71,26%, Na_2O – 6,62–9,40, K_2O – 0,05–0,69%, также характерно низкое содержание Li_2O , Rb_2O , Cs_2O и микрокомпонентов. В пределах участка Таловейс на контакте с дайками установлена убогая сульфидная вкрапленность.

Кроме этих даек на площади участка развиты своеобразные шаровые и вариолитовые коматитовые базальты. Вариоли и крупные шары в них, вытянутые по сланцеватости, сложены дацитовым материалом, что свидетельствует либо о дифференциации магмы, либо о смещении магматических источников еще на ранней рифтогенной стадии формирования структуры. Эти образования требуют специального изучения и на их детальной характеристике мы не останавливаемся.

Субвулканическая интрузия Костомукшского месторождения. Дациты и риодациты раутаойского комплекса, развитые в пределах железорудного месторождения, образуют субсогласное пластовосекущее тело мощностью от нескольких до 500 м, которое залегает между главным железорудным горизонтом и сланцами верхнекостомукшской подсвиты. Как предполагается, породы сформировались в z-образной сдвиговой зоне. Они участвуют в складчатости, метаморфизованы, секутся Шурловаарским массивом калиевых гранитоидов и подвержены микроклинизации. По составу это биотит-мусковит-кварц-плагиоклазовые (существенно альбитовые) породы афировой (геллефлинты) или микропорфировой (порфиры) структуры, мелкозернистые массивные или слабо рассланцованные серого или розовато-серого цвета. В порфировых разностях плагиоклаз образует мелкие (до 1 мм) удлиненные вкрапленники в количестве 5–20% (рис. 2, в). Текстура основной массы пород трахитоидная (рис. 2, г). Среди аксессуарных отмечен апатит, вторичные минералы более разнообразны – это турмалин, мусковит, биотит-2, сфен, магнетит, пирит, хлорит, карбонат, апатит.

Породы характеризуются содержанием SiO_2 (табл., № 6–7), колеблющимся в пределах единого субвулканического тела от дацитов (серые разности) до риодацитов (розовато-серые), в количестве от 66,72 до 71,26% и суммой щелочей

8,43–6,86%, причем количество Na_2O гораздо больше K_2O . Для пород характерно более низкое содержание Rb_2O , MnO , TiO_2 , P_2O_5 , они маложелезистые и низкомагнезиальные в отличие от вулканитов шурловаарской свиты. На классификационных диаграммах (рис. 4, а–е) наблюдается отчетливое обособление геллефлинта и пород шурловаарской свиты.

В северной части карьера в геллефлинтах отмечается увеличение микроклина за счет влияния калиевых гранитов и некоторые колебания в содержании K_2O .

Изменения пород. Среди изменений пород и вмещающих их толщ можно выделить: 1 – связанные непосредственно с гидротермальным процессом, сопровождающим образование геллефлинта (прокварцевание, турмалинизация, образование прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации); 2 – связанные с влиянием поздних гидротермальных растворов в зонах рассланцевания, сопровождающих образование шурловаарских калиевых гранитоидов и формирование сдвиговых зон в региональном плане.

1. На выклинивании субвулканического тела и в зонах рассланцевания в нем и в туфогенно-осадочной вмещающей толще и железистых кварцитах наблюдаются субсогласные зонки тонкого прокварцевания, биотитизации, турмалинизации с сульфидной (10–30%), преимущественно пирротиновой (10–30%), иногда с арсенопиритом (5–20%) и халькопиритом (1–5%) вкрапленностью или вкрапленно-прожилковой минерализацией, с содержанием золота до 2–3 г/т. Сульфидная вкрапленность прослеживается также в углеродистых и прокварцованных безрудных сланцах. Подобные существенно сульфидные руды в составе полосчатой железистой формации, по аналогии с известным типом месторождения Вубачикве, оцениваются как наиболее благоприятные в отношении золота. Непосредственно в геллефлинтах развиты турмалинизация и турмалин-кварцевые прожилки, что связывается с привносом бора. В прожилках обычно присутствует апатит, отмечается шеелит.

2. Достаточно часто на месторождении наблюдаются секущие кварцевые либо сульфидные жилы и прожилки с крупнокристаллическим пирротинном, пиритом, халькопиритом второй генерации и белым или прозрачным кварцем, образовавшиеся в результате метаморфогенной перекристаллизации. Такие прожилки развиты самостоятельно и иногда сопровождают пегматитовые жилы. В зальбандах пирит-кварцевых прожилков развит апатит.

Вблизи зон микроклинизации встречаются амфибол-гранатовые тонкозернистые и амфибол-диопсидовые с магнетитом метасоматиты (скарноиды) и кварцевыми гнездами и прожилками в них. В амфибол-гранатовых метасоматитах центральная прокварцованная часть содержит пирротин-арсенопиритовую или арсенопиритовую гнездово-прожилковую вкрапленность с повышенными концентрациями золота (до 6–20 г/т).

Комплекс диоритов, кварцевых диоритов, кварц-плагиогранит-порфиров (субвулканических

интрузий) приурочен к жестко-пластичным сдвиговым деформациям в смятых и метаморфизованных породах контоксской серии в осевой и западной части юга структуры. Интрузивы приурочены к север-северо-восточным (пластичным) и субширотным (жестким) сдвиговым деформациям и их узлам. Большинство этих тел установлено в Южно-Костомукшской структуре на участке Таловейс и южнее (рис. 1, 3): это массивы Факторный, Центральный, Заячий, Южный, дайки участка Берендей. Формированию гранитоидного комплекса предшествовало внедрение даек габброидов субширотного простирания.

Диориты и кварцевые диориты – темно-серые меланократовые породы слагают дайковые тела субширотного и меридионального простирания первой фазы внедрения массива Центрального и шток Факторный. По составу диориты и кварцевые диориты – это амфибол-биотит-кварц-плагиоклазовые породы мелко-среднезернистые с вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки и мелкозернистой основной массой амфибол-биотит-кварц-плагиоклазового состава (рис. 2, д). В апикальной части они содержат множество разноориентированных ксенолитов вмещающих пород. Наблюдается постепенный переход от диоритов до кварцевых диоритов от краевой части интрузий к центру. Преобладают кварцевые диориты. Мощность диоритов – от нескольких сантиметров до 10–15 м, тел кварцевых диоритов – до 300 м. Для пород характерна диоритовая текстура. Состав пород ранней фазы (табл.) меняется: SiO_2 от 55,34 до 60,12%. По опробованию, проведенному в пределах северного широтного тела массива Центрального, содержание SiO_2 составляет 57,7–60,56%, на участке Факторном (К-76) – 62,12%. Сумма щелочей колеблется от 6,47 до 6,7%, Na_2O – 3,84–4,95, K_2O – 1,75–2,58, MgO – 3,82–4,50%. На диаграммах (рис. 4) породы занимают поля нормальных и с несколько повышенной щелочностью и магнезиальностью кварцевых диоритов.

На участке Берендей подсечена скважинами серия сближенных даек микродиоритов и андезит-дацитов (табл.), являющихся комаматами пород рассматриваемого комплекса (Кулешевич и др., 2000). Кроме того, дайки и зоны гибридации вокруг них прослеживаются на всем протяжении между участками Таловейс и Берендей, образуя перспективную полосу для нахождения золоторудной минерализации. Для даек характерно содержание SiO_2 – 62,6%, Na_2O – 3,07, K_2O – 1,2%, в дайках с повышенной щелочностью SiO_2 – 57,88%, Na_2O – 7,83, K_2O – 0,19%.

Кварц-плагиогранит-порфиры образуют небольшой массив Центральный в центральной части участка Таловейс. Это средне-крупнозернистые порфировые породы амфибол-биотит-кварц-микроклин-плагиоклазового состава. Они образуют вытянутое в субширотном направлении тело, погружающееся на северо-восток. В северной части интрузивного тела порода содержит более крупные выделения вкрапленников голубого кварца (до 0,5–1,0 см) и плагиоклаза (до 3–7 см),

в связи с чем здесь предполагается наличие центральной части подводящего канала. Среди акцессориев отмечается сфен, апатит, ортит, циркон, шеелит. В контакте с вмещающими толщами иногда наблюдается маломощная (0,5–1,0 м) зона более мелкозернистых гранодиоритов. Гранит-порфиры насыщены включениями ксенолитов вмещающих метакоматиитов, коматиитовых и толеитовых базальтов и кварцевых диоритов первой фазы. Текстура пород гранит-порфировая (рис. 2, е).

По химическому составу (табл.) породы относятся к гранодиоритам-гранитам с SiO_2 67,41–67,66%, суммой щелочей 6,93–7,23%, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,4$ –1,9%, с повышенной магнезиальностью, низкой окисленностью железа, повышенными содержаниями CaO , Cr_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , Li_2O , Rb_2O . На классификационных диаграммах породы комплекса относятся к метаалюминиевым, укладываются в один эволюционный ряд (рис. 4, ж–м), попадая в область внутриплитных образований и резко отличаясь от калиевых гранитоидов. Повышенные магнезиальность и содержания Cr , Ni , Ba , Sr , Y и легких редкоземельных элементов, $\epsilon\text{Nd} = -0,6/+1,2$ позволили А. В. Самсонову и С. Б. Лобач-Жученко и др. (Samsonov et al., 1998, 1999; Lobach-Zhuchenko et al., 2000) отнести их к санукитоидам. Хотя судя по насыщенности гранитоидов разномасштабными (до мельчайших обломков) ксенолитами оталькованных ультраосновных пород и широко проявленным гидротермальным изменениям, вызывает сомнение то, что обогащение произошло только за счет мантийных компонентов.

Наиболее поздней фазой, секущей кварцевые диориты и гранит-порфиры, являются аплитовидные жилы. Жилы имеют малую мощность, от нескольких сантиметров до 1,2 м. Они более широко развиты в северной и южной частях массива Центрального и имеют простирание по системе доминирующих трещин с аз. пр. 340 и 85°, смещаются жесткими сдвигами по трещинам с аз. пр. 15–50°. Аплиты имеют серовато-бежевый цвет, породы мелкозернистые, массивные, в них широко развиты ветвистые графические структуры (рис. 2, ж). Они характеризуются (табл.) содержанием SiO_2 73,7–77,06%, суммой щелочей 6,3–6,7%, Na_2O 5,9–5,8%, K_2O 0,41–0,9%. Отчетливо отличаются от аплитов калиевых гранитов по содержанию Na_2O .

Породы рассматриваемого комплекса представляют максимальный интерес как рудопродуцирующие в отношении золото-сульфидного и золото-кварцевого оруденения.

Гидротермальные изменения. 1. Изменения во внешней зоне контактов кварцевых диоритов и гранит-порфиров отвечают условиям высокотемпературной пропилитизации. Они характеризуются интенсивной биотитизацией, образованием эпидота, актинолита, тремолита, карбоната и сопровождаются сульфид-эпидот-кварцевым прожилковым и вкрапленным пиритовым оруденением в амфиболитах и пиритовой вкрапленностью в тремолитовых сланцах. Практически везде, где

встречаются кварцевые диориты и гранит-порфиры, в их ореоле развита интенсивная биотитизация и ожелезнение, указывающее на интенсивную сульфидизацию. На более высоких и удаленных уровнях развиты малосульфидные и бессульфидные кварцевые жилы, например, в metabазальтах севернее интрузии Факторной.

Ксенолиты коматиитов в гранит-порфирах интенсивно оталькованы, карбонатизированы и биотитизированы.

2. Непосредственно сами кварцевые диориты и гранит-порфиры березитизированы и насыщены сетью разноориентированных кварцевых прожилков с бедной пиритовой вкрапленностью, образующих штокверк. Зоны березитизации в северной части штока Факторного и штока Центрального характеризуются присутствием серицита, кварца, альбита, незначительно карбоната и мелкокристаллического пирита (до 5%), обогащенного золотом. В кварцевых диоритах штока Центрального отмечен арсенопирит, а в сульфидно-кварцевых прожилках его северо-восточной части – сфалерит, галенит, халькопирит.

3. Интрузия Центральная разбита субмеридиональной сдвиговой зоной с аз. пр. 20°, которая в пределах массива трассируется кварцевой жилой № 2 мощностью 0,1–2,0 м и системой маломощных сопряженных параллельных прожилков вблизи нее (рис. 3). В западном контакте в metabазальтах установлена вторая такая жила, называемая жилой № 1 (или жилой «Ушкова», по имени ее первооткрывателя), она трассируется на юге участка.

В северной части главной рудной зоны у оз. Шлихового околожилные изменения (в зальбандах жилы № 2) имеют мощность 0,5–2,0 м, реже до 3–7 м и представлены кварцем, микроклином, альбитом, мусковитом, хлоритом. Граниты вблизи жилы раздроблены, зерна раздробленного голубого кварца цементируются жильным кварцем. В зальбандах жил встречается бедная сульфидная вкрапленность и видимое золото. В контакте жилы № 1 (жилы «Ушкова») в основных породах развиты куммингтонит, тремолит.

По приуроченности к левосторонним сдвигам, по характеру изменений, накладывающихся на гранитоиды в зонах дробления и сопровождающихся резким увеличением щелочей, интенсивной микроклинизацией либо скарнированием вмещающих пород (как на участке Берендей), данный тип жил можно рассматривать как метаморфогенные, образовавшиеся после заключительной складчатости и формирования калиевых гранитоидов. Однако источник растворов для таких жил, по-видимому, может быть комплексным.

4. Последние изменения, фиксируемые в гранитоидах комплекса и носящие наложенный характер, – это изменения типа биотитизации у жил лампрофиров и фенитизации и биотитизации вдоль жил лампроитов. Эти преобразования отчетливо фиксируются по изменению химического состава гранитоидов, увеличению K_2O до 10,51%

(например, в скважине 36) и сопровождаются бедной сульфидной переотложенной вкрапленностью с незначительно повышенной золотоносностью.

Комплекс плагиомикроклиновых гранодиоритов, гранитов и метасоматитов, их сопровождающие. Плагиомикроклиновые граниты и гранодиориты образуют поздние синскладчатые массивы, секущие серые плагиоклазовые, плагиомикроклиновые граниты и гранито-гнейсы обрамления и деформированные вулканогенно-осадочные толщи контоксской и гимольской серий. Они сопровождаются малой фазой лейкогранитов, пегматитами и калиевыми метасоматитами, зонами микроклинового порфиробластеза в гранитоидах обрамления, скарноидами и высокотемпературными амфибол-гранатовыми метасоматитами, интенсивной биотитизацией.

Наиболее известные в Костомукшской структуре массивы этих гранитов – Шурловаарский, Ниемиярвинский, в обрамлении г. Таловейс – Восточный. Серо-розовые гранодиориты и розовые граниты слагают Шурловаарский массив, розовые калиевые граниты, пегматиты и аплитовидные лейкограниты – массив Восточный, граниты и сопровождающие их калиевые метасоматиты – Ниемиярвинский массив и его ореол. В контактовых зонах массивов отчетливо проявлена гнейсовидность. По составу породы биотит-амфибол-кварц-плагиомикроклиновые или биотит-кварц-плагиомикроклиновые, в которых также присутствуют мусковит, циркон, магнетит, апатит, ортит, сфен, эпидот. Количество мусковита увеличивается в зонах грейзенизации.

Гранодиориты и граниты г. Шурловаара (табл.) содержат SiO_2 от 66,74 до 73,94%, характеризуются как субщелочные (сумма щелочей – 8,48–8,4%, $Na_2O < K_2O$), низкомagneзиальные. Граниты Ниемиярвинского и Восточного массивов содержат SiO_2 – 73,46–72,86%, сумму щелочей 8,34–8,80%, имеют высокие значения Li_2O , Rb_2O , Cs_2O . Они низкомagneзиальные, маложелезистые и относятся к пералюминиевым породам. От серых микроклин-плагиоклазовых гранитов г. Таловейс отличаются более высоким содержанием SiO_2 и низким CaO .

Аплиты, сопровождающие калиевые граниты, содержат SiO_2 в количестве 75,26%, низкие концентрации CaO , MgO и общего железа. Сумма щелочей – 8,64% при содержании K_2O , приблизительно равном Na_2O , и высоким – Rb_2O . Помимо аплитов с гранитоидами связаны пегматиты, которые развиты как в гранитоидном обрамлении, так и в вулканогенно-осадочных породах Костомукшской структуры, в том числе в карьере.

Изменения пород. Гранитоиды рассматриваемого комплекса сопровождаются интенсивной микроклинизацией и биотитизацией вмещающих пород, непосредственно в них локально развита грейзенизация.

В калиевых гранитах и аплитах западного обрамления г. Таловейс отмечается увеличение количества мусковита, микроклина, кварца,

развитие кварцевых прожилков с молибденитовой минерализацией, ассоциирующей с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, самородным висмутом (Фурман, 2001). На участках Восточном, Кургелампи, Ниемиярвинском жилы сопровождаются молибденитом, шеелитом, пиритом, самородным висмутом, золотом.

К северу от Ниемиярвинского массива над погружающейся кровлей калиевых гранитов вдоль антиклинальной оси складки развита интенсивная микроклинизация вмещающих пород. Содержание K_2O в вулканитах и туфах шурловаарской свиты, при этом приобретающих розоватый цвет, резко увеличивается до 13,93% (табл., № 24).

В центральной части Южно-Костомукшской структуры на участке Берендей по коматиитовым базальтам образуются скарноиды. Они представлены диопсидом, куммингтонитом, сине-зеленой роговой обманкой, скаполитом, плагиоклазом, иногда гранатом, эпидотом (Кулешевич и др., 2000). Вмещающие породы, дайки андезитов, дацитов, скарноиды секутся кварцевыми жилами. Околожилный парагенезис включает роговую обманку, актинолит, скаполит, эпидот, карбонат, биотит. Жилы сопровождаются бедной сульфидной вкрапленностью – пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, золотом и шеелитом.

В Костомукшском карьере (отмечалось выше) в участках амфибол-гранатовых метасоматитов развита арсенопиритовая вкрапленность, золото, пирит, халькопирит, жилы кварца содержат пирротин, пирит.

Результаты радиологического датирования, проведенные в Костомукшской структуре (Puchtel, 1998; Samsonov, 1998, 1999; Лобач-Жученко, 2000а, б), позволяют рассматривать кислые вулканиды шурловаарской свиты (2820, 2801, 2795 млн. лет) как более поздние относительно вулканидов коматиит-базальтовой толщи руинваарской свиты (2843, 2880 млн. лет). Дайки, секущие коматиитовые базальты в районе интрузии Центральной и участка Берендей, имеют возраст 2805 млн. лет, по данным А. В. Самсонова. Кислые вулканиды эруптивного центра «Экскаватор» и района оз. Домашнего – 2795 ± 25 млн. лет. Возраст диорит-гранит-порфирового комплекса составляет 2720 ± 15 млн. лет. Риодациты Костомукшского карьера имеют возраст 2707 млн. лет, граниты горы Таловейс и горы Шурловаара – 2700 млн. лет.

Локализация и характеристика оруденения

Наиболее изученной в отношении золота является южная часть Костомукшской структуры (Ушков, 1989, 1991; Дружинин и др., 1991; Кулешевич и др., 2000; Фурман, 2001), отдельная информация имеется в более ранних производственных отчетах по проявлениям в полосчатой железистой толще северо-западной полосы шурловаарской свиты, ряд пунктов минерализации и рудопроявлений установлен в западной и южной частях карьера Костомукшского месторождения. В ней можно выделить следующие золоторудные формации: 1 – золото-

сульфидную в полосчатой железистой толще (золото в сульфидных горизонтах среди магнетитовых руд), ассоциирующую с кислым вулканизмом и субвулканическими телами риодацитов шурловаарской и костомукшской (раутаойский комплекс) свит; 2 – золото-сульфидную и золото-сульфидно-кварцевую, ассоциирующую с кварцевыми диоритами – гранит-порфирами; 3 – золото-сульфидно-кварцевую и золото-сульфидную (в том числе арсенопиритовую) в шир-зонах, сопровождающихся интенсивными метасоматитами (сформировавшимися после внедрения комплекса калиевых гранитов).

Месторождение Таловейс. Наиболее значительным рудным объектом Южно-Костомукшского рудного поля является месторождение Таловейс (рис. 3).

Золотое оруденение установлено преимущественно в контуре тела гранитоидов и частично выходит за его пределы (жила «Ушкова»), тогда как повышенный геохимический фон золота и вкрапленная минерализация широко развиты в эндо-контактовом ореоле. На месторождении выделяют несколько минеральных типов золоторудной минерализации: 1 – вкрапленная золото-пиритовая минерализация, ассоциирующая с березитизированными гранит-порфирами и сетью разноориентированных маломощных золото-сульфидно-кварцевых прожилков (кварцевым штокверком в апикальной части интрузии); 2 – бедная прожилковая арсенопирит-кварцевая в кварцевых диоритах северо-западной части массива (малозолотоносная); 3 – золото-сфалерит-пирротин-пиритовая кварцево-жилная (канавы 74); 4 – жилная золото-сульфидно-кварцевая и золото-кварцевая минерализация в центральной шир-зоне с аз. пр. 20°, разбивающей массив пополам (линейный штокверк). Среди них основными формационными и промышленными типами руд являются 1 и 4.

Золото-сульфидный (1) вкрапленный минеральный тип оруденения связан с березитизацией западной части массива. Содержание пирита в таких зонах достигает 1–5%, содержание карбоната невысокое. Пирит размером 0,2–0,3 см имеет кубический габитус, не деформирован, характеризуется содержанием примеси золота 0,2–0,5 г/т, в целом обеспечивая повышенный первичный геохимический фон золота в гранит-порфирах массива Центрального и отдельные участки с содержанием 1–5 г/т и фиксируя первичный ореол низкотемпературной гидротермальной проработки гранитоидов. К этим же зонам приурочена разноориентированная сеть золото-сульфидно-кварцевых маломощных (0,3–1,0 см) прожилков с содержанием золота до 2 г/т, сложенных белым кварцем с вкрапленностью пирита. Эти прожилки выполняют разноориентированные сколовые и концентрические трещины, формируя штокверк. Данный тип оруденения может комплексно использоваться при кучном выщелачивании из породы с применением определенной методики (Ушков, 1989)

Золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая (4) прожилково-вкрапленная малосульфидная

минерализация представляет собой главный тип руд месторождения.

На основании опробования геологами КГЭ было выделено несколько богатых золоторудных тел, преимущественно связанных с север-северо-восточными кварцевыми жилами в шир-зоне центральной части участка с крутым падением на восток – это рудные тела 1 и 2 и в западном эндо-контакте – жила № 1 («жила Ушкова»).

Жила № 1 («жила Ушкова») имеет мощность 0,15 м (0,05–0,3 м), аз. пр. 20°, прорывает метаба-зальты в западном обрамлении штока и кварце-вые диориты первой фазы. В зальбандах жилы развиты куммингтонит и хлорит. Содержания зо-лота достигают в ней 80 г/т.

Жила № 2 расположена в субмеридиональной сдвиговой зоне северной части интрузии. Имеет аз. пр. 20°, длину 30 м, мощность 1,0–1,2 м. Руд-ное тело 1, ассоциирующее с этой жилой, имеет мощность от 2,5 до 16 м в раздувах, в среднем – 10 м. Оно прослежено на глубину 100 м по паде-нию и по простиранию 100 м. Для рудного тела 1 проведена оценка запасов и взята полупромыш-ленная проба. Установлены следующие содержа-ния золота: максимальные – до 32–60 г/т, средние, используемые при подсчете запасов – 4,5–5,6 г/т (Фурман, 2001). Параллельно ей в 40 м западнее была выявлена близкая по параметрам жила № 3.

В южной части массива по простиранию жилы № 2 был установлен кварцевый штокверк, выделе-на золоторудная зона 2 и выявлено рудное тело 2. Рудное тело 2 имеет мощность от 2–3 до 10–20 м, с глубиной оно увеличивается до 40 м (С-65). Про-тяженность тела по простиранию 100 м и по паде-нию 80 м. Содержания золота варьируют от 1,6 до 4,26 г/т (среднее 3,5 г/т).

Минералогия руд. Прожилково-вкрапленные и вкрапленные золото-сульфидные руды содер-жат до 5–10% сульфидов. Среди них наиболее распространен пирит (до 5–10%), встречается леллингит, пирротин, халькопирит, висмутин, са-мородный висмут, сфалерит, галенит, шеелит. Самородное золото выделяется в виде изомет-ричных зерен размером 0,1–0,5 мм.

В золото-кварцевых жилах содержание суль-фидов до 1%. Они представлены пиритом, ре-же халькопиритом, галенитом, сфалеритом, вис-мутотеллуридами (цумонит, сульфоцумонит). Самородное золото имеет размеры от 0,05 до 0,5–1 мм, его пробность 860–970.

Рудопроявление штока Факторный связано с первой фазой комплекса диорит-гранит-порфи-ров участка Таловейс. Относительно массива Центрального оно расположено в 700 м севернее. В северной части интрузии в серии зон субмери-дионального расщепления выявлено десять зо-лотосодержащих интервалов мощностью от 1 до 4,2 м. Породы слабо березитизированы и содер-жат бедную сульфидную вкрапленность, пред-ставленную преимущественно пиритом 0,5–1,0% и единичными выделениями халькопирита. Раз-мер встречающихся золотинок 0,05–0,15 мм. Содер-жание золота колеблется от 0,41 до 6,4 г/т.

Рудопроявление Берендей (рис. 1) расположе-но в 3,5 км юго-восточнее месторождения Тало-вейс. Предполагается (Кулешевич и др., 2000), что рудопроявление сформировалось в две ста-дии. На ранней стадии произошло первичное на-копление рассеянной золотой минерализации в зонах гибридизации и прокварцевания в ореоле даек андезитов, дацитов, сопровождавшееся бед-ной сульфидной вкрапленностью (1–3%), пред-ставленной преимущественно пирротинном и еди-ничными выделениями халькопирита, сфалерита с рядовыми содержаниями золота – 0,0031–0,48 г/т. На более поздней стадии в зоне субмери-диональной дислокации и метасоматических пре-образований (скарноидов, биотитизации) сфор-мировалось прожилковое оруденение, секущее все типы пород. Прожилковое золото-сульфид-но-кварцевое (или карбонат-кварцевое) орудене-ние характеризуется содержанием золота в руд-ных зонах от 0,5 до 20 г/т и содержанием сульфи-дов 1–5%, реже до 10%. Рудная минерализация представлена самородным золотом размером около 10 мкм, пирротинном, пиритом, единичны-ми выделениями халькопирита, сфалерита, арсе-нопирита (С-16П), шеелита. Содержание шеелита иногда достигает 1–3%, а W_2O_5 – до 0,3%. Сред-ние содержания золота по двум рудным зонам со-ставляют 2,29–3,34 г/т.

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. Существует стадийность в накоплении зо-лота от бедных и рассеянных концентраций в зо-нах гидротермальной проработки и сульфидиза-ции в кислых вулканитах шурловаарской свиты или сланцах и геллефлинтах костомукшской до вкрапленной и штокверковой минерализации в березитизированных породах комплекса ди-оритов-гранит-порфиров и, наконец, наиболее продуктивных золото-кварцевых рудных тел в шир-зонах субмеридионального простирания в пределах полей развития диоритов-гранит-пор-фиров.

2. Комплекс диоритов-гранит-порфиров (2720 млн. лет) и даек, их сопровождающих, мо-жет рассматриваться как рудопродуцирующий. Он образовался после главной фазы складчатос-ти и приурочен к сдвиговым зонам – узлам пере-сечения субширотных и субмеридиональных сдвигов. Можно констатировать факт, что двух-фазная рудномагматическая система массива Центрального оказалась наиболее благоприят-ной в неоднократном экстрагировании золота и его последующем отложении.

3. Богатые золото-кварцевые рудные тела тя-готееют к зонам субмеридиональных сдвигов и более высокотемпературных предрудных мета-соматических преобразований (после формиро-вания калиевых гранитов) в пределах тех же по-лей локализации порфировых даек, тел или внут-риструктурных интрузивов гранитоидов. Источ-ник золота в них может быть комплексный из вмещающих комплексов (метаморфогенный) и глубинный.

ЛИТЕРАТУРА

- Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белоусов Е. Ф., Инина К. А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск, 1981. 143 с.
- Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Володичев О. И., Голованова Л. С. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л., 1991. 176 с.
- Дружинин А. М. и др. Отчет по теме: Изучить минерало-геохимические особенности золотоносных зон южного фланга Костомукшского зеленокаменного пояса с целью оценки их перспектив. М., 1991. Фонды КГЭ.
- Кожеевников В. Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л., 1982. 184 с.
- Кожеевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 222 с.
- Кулешевич Л. В., Фурман В. Н., Коротаяева Н. Н. Золоторудное проявление Берендей (Южно-Костомукшское рудное поле) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2000. С. 50–59.
- Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Милькевич Р. И. и др. Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 3–10.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А. и др. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.
- Пухтель И. С., Самсонов А. В., Щипанский А. А., Фурман В. Н. Аккреционная тектоника в Карельской гранит-зеленокаменной области. Костомукшский зеленокаменный пояс как пример террейновой структуры // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Тез. докл. I междунар. конф. СПб., 1996. С. 65–67.
- Ушков В. В. Уточнение перспектив золотоносности Костомукшского рудного района: Отчет по теме «Типизация зеленокаменных поясов Карело-Кольского региона и оценка перспектив их рудоносности». Фонды КГЭ. Инв. № 1708. Петрозаводск, 1989.
- Ушков В. В. Комплексирование работ по прогнозу и поискам золоторудных месторождений в Карело-Кольском регионе // Руденко Г. Д. и др. Отчет по теме: Прогнозно-поисковые комплексы по основным видам минерального сырья. Кн. 4. 1991. Фонды КГЭ.
- Фурман В. Н. Отчет о результатах поисковых работ на золото в южной части Костомукшской структуры в 1988–1997 гг. Петрозаводск, 2001. ТГФ.
- Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. Л., 1964. 187 с.
- Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P. et al. Late Archean high-Mg and subalkaline granitoids and lamprophyres as indicators of gold mineralization in Karelia (Baltic Shield), Russia // Ore-bearing granites of Russia and adjacent countries. 2000. P. 193–211.
- Samsonov A. V., Puctel I. S., Shchipansky A. A. et al. Tectonic settings of felsic magmatic rocks of the Kostomuksha greenstone belt, western Karelia: petrological and geochronological constraints // SVECALAPKO EUROPROBE project workshop, Abstracts, Repino, Russia, 26–29. 11. 1998. P. 55.
- Samsonov A. V., Puctel I. S., Shchipansky A. A., Bibikova E. V. 2,72 Ga sanukitoids of the Kostomuksha greenstone belt, western Karelia: Petrological and tectonic application // Abstracts of SVECALAPKO EUROPROBE project workshop, Lammi, Finland, 18–21. 11. 1999. P. 58.

*А. Д. Фофанов, С. А. Светов, Е. В. Мошкина,
В. Ф. Смолькин, В. И. Кевлич*

РЕАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ПРИРОДНЫХ ШПИНЕЛИДОВ. I. РЕЗУЛЬТАТЫ РЕНТГЕНОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Введение

Химические и физические свойства минералов группы шпинели (Mg, Fe^{2+})(Cr, Al, Fe^{3+}) $_2\text{O}_4$ включают в себе ключевую информацию, необходимую для реконструкции геохимической характеристики мантийных источников расплавов, РТ-режима в ходе магмагенерации, фугитивности кислорода (Irvine, 1965, 1967; Roeder, Reynolds, 1991; Paktunc, Cabri, 1995) и условий дифференциации первичных расплавов (Kamenetsky, 1996). Они используются также в качестве палеотектонических индикаторов (Кеpezhinskas et al., 1993). Шпинелиды являются наиболее распространенным акцессорным минералом высокомагнезиальных ультраосновных и основных пород как интрузивного, так и вулканогенного происхождения. Они также образуют рудные скопления в офиолитовых телах или расслоенных интрузиях.

К настоящему времени накоплен обширный материал по минералогии акцессорных и рудных шпинелидов. Установлено, что их состав хорошо коррелируется с составом вмещающих пород. Так, в ультраосновных породах офиолитовой ассоциации шпинелиды представлены преимущественно соотношения Cr и Al. В породах расслоенных интрузий тренды дифференциации имеют более сложный характер. Ранний акцессорный шпинелид в ультраосновных породах отвечает алюмо-хромиту, а более поздний рудный хромит – магно-алюмо-хромиту. По мере перехода к основным породам увеличивается содержание в шпинелидах железа и их состав меняется от хромита до феррихромита и титаномагнетита. Уникальными образованиями являются акцессорные шпинелиды субщелочных ферропикритовых ассоциаций, представленные фазами ряда хромит-ульвошпинель (Смолькин, 1992).

Для шпинелидов характерна относительная устойчивость при региональных метаморфических процессах с сохранением реликтов даже в условиях амфиболитовой фации. В процессах метаморфизма в большинстве случаев происходит замещение первичных шпинелидов поздним магнетитом с образованием зон промежуточного состава в результате процессов диффузии.

Все вышеперечисленное обуславливает постоянный интерес петрологов к изучению акцессорных и рудных шпинелидов.

Помимо этого, исследование взаимосвязи структурных и физических свойств природных шпинелидов, и в частности хромитов, дает уникальную информацию для прогнозирования изменения технологических свойств хромитовых руд в зависимости от условий их образования, что, несомненно, позволит более корректно разрабатывать схемы обогащения (Barsky, Kevlich, 1990). Следует отметить и широкое использование в радиоэлектронной промышленности синтетических аналогов природных шпинелидов – ферритов, синтезируемых с целью получения композитных материалов с заданными физическими свойствами (Ko, Chan, 1999; Sohma et al., 1991).

В качестве геологических объектов были выбраны известные месторождения и рудопроявления хромита Балтийского щита, расположенные в пределах Кольского региона (Мончеплутон, Падос), Восточной Карелии (Бураковский массив) и Финляндии (Кеми). Все они приурочены к расслоенным интрузиям раннепротерозойского возраста (2,50–2,44 млрд. лет), сформированным на ранних этапах заложения вулканогенно-осадочных прогибов рифтогенного типа. Для сравнительного анализа были изучены отдельные образцы из месторождения Кемпирсай, приуроченного к одноименному массиву офиолитового типа.

На первом этапе были выполнены минералогические исследования морфологии и состава хромита в образцах и препаратах. Главной задачей второго этапа являлась характеристика «реальной структуры» природных хромитов (что включает данные о точечных дефектах кристаллической решетки, дефектах упаковки, размерах областей когерентного рассеяния, микроискажениях первого и второго рода), состава катионов, их распределения по октаэдрическим и тетраэдрическим позициям анионной подрешетки и установление взаимосвязи с термодинамическими условиями кристаллизации.

Необходимо отметить, что порошковые образцы хромитов, кристаллы которых имеют высокосимметричную структуру нормальной шпинели,

сложны для рентгенографических исследований реальной структуры. Согласно кинематической теории рассеяния, влияние дефектов кристаллической решетки на картину рассеяния рентгеновских лучей дает меньший эффект по сравнению с дифракционной картиной, формирующейся при взаимодействии излучения с идеальным кристаллом. Одной из задач исследования является поиск надежно фиксируемых различий в дифракционных картинах рассеяния, получаемых от хромитов различного генезиса, и корректная интерпретация наблюдаемых эффектов на основе моделей реальной структуры, формируемой в ходе кристаллизации.

Образцы и методика эксперимента

В основе работы лежит комплексное исследование коллекции авторских образцов руд и монофракций хромитов из следующих объектов: Сопчеозерское месторождение Дунитового блока Мончеплутона; рудопоявления пластовых и жильных руд расслоенного серпентинит-дунит-бронзититового массива Падос; месторождение Кеми, расположенное в нижней части расслоенного массива; главный хромитовый горизонт, залегающий в центральной части разреза Бураковского массива; месторождение Кемпирсай, приуроченное к офиолитовому комплексу серпентинитов, дунитов и гарцбургитов. Образцы руд были отобраны из керна буровых скважин или карьеров.

Методика выделения монофракций и определения физических свойств. Исследование физических и структурных свойств хромитов предопределяет необходимость выделения мономинеральных фракций. В этой связи проводилась минералогическое изучение образцов и препаратов с использованием методов электронной и оптической микроскопии. Структурный анализ выполнялся на растровом электронном микроскопе «РЭМ-20» (Институт геологии КарНЦ РАН), концентрации элементов определялись на микрозонде Cameca MS-46 (Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты).

Измерения плотности проводились методом гидростатического взвешивания, а магнитной восприимчивости в образцах руды – на капнометре КТ-5 (Технологическая оценка..., 1990–1997). Ре-

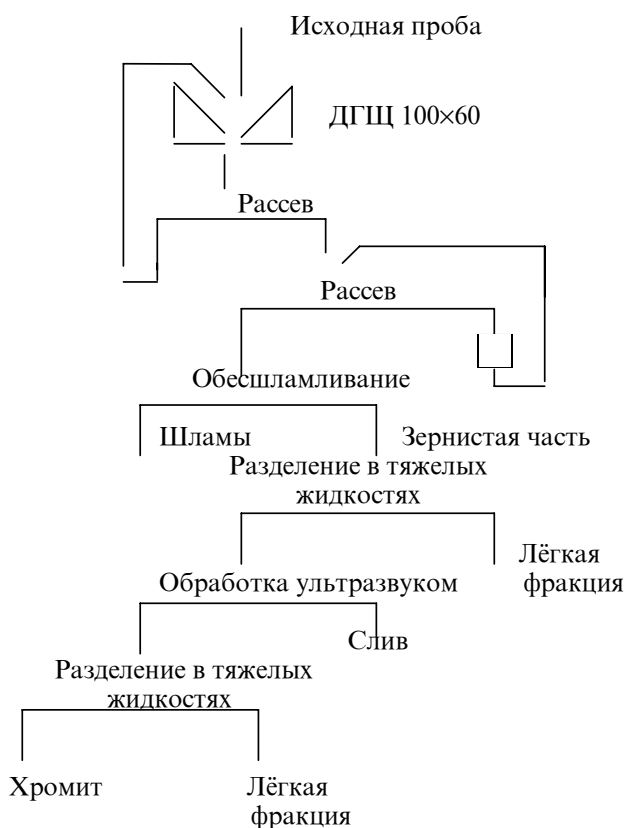


Рис. 1. Схема выделения мономинеральных фракций хромита из пород и руд хромитовых месторождений

зультаты измерений (табл. 2) свидетельствуют о существенной вариабельности свойств: плотности, магнитной восприимчивости и изменения плотности в зависимости от содержания хромитов в породах и рудах изученных месторождений. В этой связи разработка схемы выделения мономинеральных фракций (рис. 1) осуществлялась с учетом минерального состава (табл. 1), размеров вкрапленности и основных технологических свойств хромитов с учетом методик (Курочкин, 1998; Чантурия, 1998).

Рудоподготовительные операции включали дробление и измельчение образцов до –0,16 мм с последующим обесшламливанием по классу минус 0,05 мм. Обогащение зернистой части проводилось

Т а б л и ц а 1
Минералогический состав образцов хромитовых руд

№ образца	Минералогический состав (в объем. %)
Ф-15/1	Хромит – 74, хлорит розовый – 25, тремолит – 1, ед. з. актинолит, оливин, диопсид, эпидот
Кемп-4	Хромит – 98-99, ед. з. хлорит, биотит, оливин, ром. пироксен, розовый гранат, актинолит-тремолит, уваровит, плагиоклаз, кварц
С-1585/132.6	Хромит – 95, тремолит + розовый хлорит – 5%, ед. з. биотит, оливин, ром. пироксен
С-1508/50.8	Хромит – 50, антигорит – 47, тремолит – 3, ед. з. хлорит, биотит, оливин, ром. пироксен, диопсид, кальцит
Бур-1	Хромит – 85, мон. пироксен + ром. пироксен + серпентин + оливин – 15, ед. з. гранат, биотит, кальцит
М-36	Хромит – 40, ром. пироксен + диопсид + оливин + актинолит + серпентин – 60, ед. з. титанит лейкоксенизированный, полевошпат, тальк
К-132/1	Хромит – 78, хлорит розовый – 22
П-103.1/15	Хромит – 93, хлорит + скаполит + мусковит + ром. пироксен – 7, ед. з. роговая обманка, турмалин

П р и м е ч а н и е. Ф-15/1 – густовкрапленная руда, карьер месторождения Кеми (Финляндия); Кемп-4 – массивная руда, карьер месторождения Кемпирсай (Казахстан); С-1585/132.6 и С-1508/50.8 – богатая полосчатая руда, центральная часть месторождения Сопча, Мончеплутон (Кольский полуостров), керн буровых скважин; Бур-1 – густовкрапленная руда, главный хромитовый горизонт Бураковского массива (Восточная Карелия), коренной выход; М-36 – нодулярный хромитит из зоны переслаивания бронзититов и гарцбургитов, г. Кумужья, Мончеплутон (Кольский полуостров), глыба; К-132/1 – жильная метаморфизованная руда, рудопоявление массива Падос, канава (Кольский полуостров); П-103.1/15 – массивная пластовая руда, рудопоявление массива Падос (Кольский полуостров), коренной выход. Ед. з. – единичные зерна. Номера проб идентичны в табл. 1–7.

Таблица 2

Плотность и магнитная восприимчивость образцов хромитовых руд (руда в целом)

Свойство	Ф-15/1	Кемп-4	С-1585/132.6	С-1508/50.8	Бур-1	М-36	К-132/1	П-103.1/15
Содержание хромита, %	74	100	95	50	85	40	78	93
Плотность, г/см ³	3,74	4,33	4,24	3,63	3,73	3,62	4,02	4,44
Магнитная восприимчивость ($\chi \times 10^{-9}$)	0,45	4,16	0,52	0,79	0,47	0,67	239	442

в тяжелых жидкостях с плотностью 3,0 и 4,2 г/см³ для удаления основных породообразующих и акцессорных минералов в легкую фракцию, а хромита – в тяжелую, которая обрабатывалась ультразвуком для обновления и интенсификации поверхности.

Магнитная сепарация в слабых и сильных магнитных полях позволила выявить в монофракциях разновидности хромитов и магнетита, существенно отличающиеся поведением в магнитных полях, что предопределило необходимость изучения их магнитных и электрических свойств. Измерение магнитной восприимчивости мономинеральных фракций минералов проводилось на капнометре ИМВ-2, а электрического сопротивления – тераомметром Е6-13А двухэлектродным методом. Условия измерения учитывали размерность частиц, постоянство уплотнения и веса, что позволяет получать (табл. 3) устойчивые результаты измерений.

Таблица 3

Магнитная восприимчивость и электрическое сопротивление концентрата хромита из руд

№ образца	Магнитная восприимчивость ($\chi \times 10^{-6}$)	Электрическое сопротивление (Ом)
Ф-15/1	66	$1,85 \times 10^9$
Кемп-4	400	$4,6 \times 10^9$
С-1585/132.6	87	$5,2 \times 10^9$
С-1508/50.8	180	$7,8 \times 10^9$
Бур-1	93	$3,0 \times 10^9$
М-36	58	$1,75 \times 10^9$
К-132/1	31000	$4,5 \times 10^6$
К-132/1	29000	$4,5 \times 10^6$
П-103.1/15	5300	$10,0 \times 10^7$
П-103.1/15	5000	$5,1 \times 10^7$

Примечание. Размер частиц хромита в монофракции – 0,1 мм. Из образцов К-132/1 и П-103.1/15 выделены две монофракции хромита с различными физическими свойствами.

Методика рентгенографирования порошковых проб хромитов и магнетитов. Рентгеноструктурные исследования проводились на кафедре физики твердого тела в ПетрГУ (г. Петрозаводск) на автоматических дифрактометрах ДРОН-4.07 и ДРОН-3.0. Перед проведением рентгеноструктурных исследований пробы подверглись размельчению в агатовой ступке до порошкообразного состояния. Дисперсность порошка контролировалась по рентгенограммам, полученным фотометодом в камере КРОС-1. Порошки перетирались до тех пор, пока линии на рентгенограммах не стали сплошными. Полученный порошок накладывался в стандартную кювету, смазанную раствором клея БФ в спирте. После выравнивания поверхности препарата (без прессования во избежание текстурирования) и высушивания объекты были готовы к съемке. При всех вариантах рентгенографирования порошковые пробы вращались вокруг нормали к их поверхности.

Обзорные рентгенограммы (для выбора интервалов поточечного сканирования) были получены на установке ДРОН-2.0 в медном монохроматизированном излучении ($\lambda_{\text{Cu}} = 1,5418 \text{ \AA}$). Кристалл-

монокристалл пиролизического графита был установлен в отраженном пучке. Исследовалась область углов 2θ : $3^\circ - 150^\circ$. Получаемая таким образом картина рассеяния записывалась на диаграммную ленту.

Для определения периодов элементарных ячеек исследуемых минералов проводилось рентгенографирование препаратов на автоматизированной установке ДРОН-4.07 в медном монохроматизированном излучении в интервале углов 2θ области прецизионности: $70-150^\circ$ с шагом $0,02^\circ$ и временем набора импульсов в каждой точке 15 с. Из рентгенограммы были рассчитаны положения центров тяжести дифракционных линий. Периоды элементарных ячеек рассчитывались МНК по десяти самым интенсивным линиям хромита, зарегистрированным в вышеуказанном интервале углов 2θ .

Для уточнения структурных характеристик минералов проводилось рентгенографирование на автоматизированной установке ДРОН-3.0 с использованием MoK_α излучения ($\lambda = 0,7093 \text{ \AA}$). Применение излучения с более короткой длиной волны приводит к тому, что дифракционные линии на рентгенограмме смещаются в сторону меньших углов 2θ и в область исследования попадает большее количество дифракционных профилей, участвующих в процедуре уточнения структуры. Проблема перекрытия дифракционных пиков несущественна, так как хромит обладает структурой с высокой степенью симметрии, поэтому на рентгенограмме перекрывается относительно небольшое число пиков. Рентгенографирование препаратов производилось в интервале углов 2θ : $5^\circ - 78^\circ$. Регистрация интенсивностей отдельных пиков происходила с шагом $0,02^\circ$ по углу 2θ , область фона сканировалась с шагом $0,1^\circ$. Было произведено по два последовательных сканирования каждого препарата, чтобы исключить систематическую погрешность в интенсивности первичного пучка рентгеновских лучей и возможные флуктуации интенсивности.

Отличия от традиционных методик, позволяющие достичь прецизионности рентгенографирования, заключаются:

- в строгой монохроматизации с помощью кристалл-монокристалла отраженного от образца пучка рентгеновских лучей, дающей возможность исключить вуалирование дифракционной картины флуоресцентным излучением и другими паразитными компонентами;
- в использовании более коротковолнового излучения (Cu, Mo) вместо (Fe, Cr), позволяющего зарегистрировать больший интервал спектра отражений образцов и получить распределение интенсивности линий с большими индексами Миллера, на которых наиболее сильно сказывается присутствие дефектов кристаллической решетки, совокупность которых определяет реальную структуру кристаллов;

- в регистрации полного профиля рентгенограммы, что позволяет получать информацию не только из положения центра тяжести дифракционной линии, ее интегральной интенсивности, но и ее ширины и формы, которые зависят от реальной структуры объекта.

Обработка результатов рентгенографического эксперимента проводилась с использованием пакетов программ КОМФИЗ (НПО «Буревестник»), X-RAY (КФТТ ПетрГУ). Для реализации процедуры полнопрофильного анализа использовалась программа PDR, разработанная А. Б. Товбисом (ИК РАН).

Методика анализа интегральной ширины дифракционных линий. В работе производилась оценка величины микронапряжений и размеров областей когерентного рассеяния (ОКР) методом аппроксимации (Горелик и др., 1970). Известно, что образование минералов группы шпинели, которые можно рассматривать как твердые растворы типа замещения, сопровождается искажениями кристаллической решетки. Под микронапряжениями, или напряжениями II рода, понимают напряжения, уравнивающиеся в объемах отдельных кристаллов или их частей. Такого рода дефекты приводят к уширению брэгговских максимумов. Эффект размытия линий на рентгенограмме также вызывает измельчение блоков мозаики до размеров $< 1000 \text{ \AA}$. Эти факторы приводят к возникновению истинного физического уширения линии, из которого можно определить искомые значения величины микронапряжений и размеров ОКР. Кроме отмеченных факторов, на ширину интерференционного максимума влияют расхождение первичного пучка, поглощение в образце, междублетное расщепление, геометрия щелей и т. д., суммарное влияние которых называют геометрическим уширением. Для исключения последнего обычно используют эталонный образец, лишенный искажений и имеющий размеры блоков $> 1000 \text{ \AA}$. В качестве эталона в работе использовался корунд.

Методика уточнения структуры методом полнопрофильного анализа. В данной работе применяется метод полнопрофильного анализа, разработанный Ритвельдом, для уточнения структур по профилю порошковой дифракционной картины (Соловьева, Цибуля, 1986). Суть метода состоит в расчете по модели структуры теоретического профиля рентгенограммы и сравнении его с наблюдаемым в эксперименте. Параметры модели уточняются методом наименьших квадратов.

Начальные значения профильных и структурных параметров для моделирования теоретического профиля рассчитывались исходя из экспериментальных рентгенограмм. Уточняемые в процессе работы программы параметры Z , D и T , учитывающие сдвиг дифракционной линии за счет различного рода геометрических aberrаций, и параметры полуширины дифракционного пика U , V и W рассчитывались методом наименьших квадратов. Начальные значения коэффициентов полинома фона рассчитывались в процессе работы программы PDR по специальному алгоритму, в котором используются заданные во входном файле значе-

ния степени полинома для вычисления фона, разброса фона, а также помеченные области на экспериментальных рентгенограммах, которые принадлежат только фону.

Первоначально для описания формы дифракционного пика использовались различные профильные функции. Среди них была выбрана функция Пирсон 7, которая наиболее адекватно описывает форму дифракционных профилей на экспериментальных рентгенограммах исследуемых образцов. В процессе уточнения учитывалась асимметрия дифракционных линий. В качестве функций атомного рассеяния для ионов Cr^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , O^{2-} и Al^{3+} использовались значения библиотечных функций атомного рассеяния, которые содержатся в программе PDR. Начальные значения изотропных тепловых параметров для этих ионов были взяты из работ, посвященных уточнению структур минералов группы шпинели (O'Neill et al., 1992; Larsson et al., 1994; O'Neill, 1994).

Первоначально по всему массиву отражений уточнялись значение шкального фактора Sc и значения коэффициентов полинома фона, далее параметры, определяющие сдвиг дифракционных профилей за счет инструментальных погрешностей Z , D и T , а также период элементарной ячейки a . На следующем этапе определялись профильные параметры U , V , W , NA , NB , NC . Далее производился расчет тепловых изотропных параметров для катионов металлов в тетраэдрических и октаэдрических позициях и тепловой изотропный параметр аниона кислорода. На последнем этапе – значение координаты кислорода, так как в реальной шпинельной структуре атомы кислорода смещаются из своих идеальных положений. Уточнение производилось циклически. После того как факторы недостоверности перестали улучшаться, уточнение было прекращено.

Обсуждение результатов

Минералогический состав образцов хромитовых руд и их физические свойства. Минералогический состав исследуемых образцов руд приведен в табл. 1. Ее анализ показывает, что содержание хромита в рудах из различных месторождений варьирует в широких пределах – от 40 до 98 объем. %. В густовкрапленных рудах рудный хромит наблюдается в виде однородных, идиоморфных зерен и их агрегатов, сцементированных силикатным цементом (пироксенами или продуктами их изменения). Часть хромита заключена в оливин в виде пойкилитовых включений. В массивных рудах хромит образует сплошную массу с мозаичной текстурой, которая иногда содержит включения измененного оливина.

Результаты измерений физических свойств (табл. 2) свидетельствуют о существенной вариативности плотности и магнитной восприимчивости в пределах одной пробы. При этом наблюдается прямая корреляция плотности и объемного содержания хромита в руде, а величина магнитной восприимчивости связана с химическими свойствами шпинелидов (в частности с магнетитом, слагающим внешние каймы зональных зерен). Судя по

Таблица 4
Химический состав рудных хромитов (в мас. %), по данным микронзондового анализа

№ образца	Зона	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	MnO	ZnO	NiO	TiO ₂	Сумма	FeO*	Fe ₂ O ₃ *
Ф-15/1		48,61	15,12	10,98	20,35	0,26	0,02	0,04	0,47	96,11	16,51	3,84
Кемп-4		60,09	7,89	13,24	13,19	0,12		0,13	0,1	94,76	11,26	1,93
С-1585/132.6		58,15	10,43	13,99	14,52	0,49		0,17	0,11	97,85	11,13	3,39
С-1508/50.8		56,06	12,37	15,65	13,89	0,33		0,17	0,22	98,68	9,44	4,45
Бур-1а		54,77	8,36	10,48	22,05	0,64	0,2	0,24	1,22	97,95	16,84	5,21
Бур-1б		55,14	7,96	10,51	22,23	0,59	0,16	0,24	1,18	98,01	16,80	5,43
М-36		51,87	7,36	12,79	25,88	0,02	0,09	0,12	0,57	98,72	13,77	12,11
К-132/1а	Ц	35,31	11,41	6,37	45,37	0,89		0,07	0,16	99,58	23,59	21,78
К-132/1а	К	26,33	0,36	3,1	64,58	0,97		0,32	0,14	95,8	25,61	38,96
К-132/1б	Ц	31,94	10,93	6,35	47,17	0,94		0,05	0,18	97,56	22,92	24,24
К-132/1б	К	26,02	0,28	2,57	64,08	0,86		0,45	0,3	94,57	26,13	37,95
П-103.1/15а	Ц	50,54	11,85	7,71	25,14	1,2	1,3	0,03	0,61	98,38	19,85	5,29
П-103.1/15а	К	40,61	0,25	3,17	53,17	1,33	0,49	0,4	0,51	99,92	26,04	27,13
П-103.1/15б	Ц	50,81	10,06	6,81	27,25	0,66	1,82	0,63	0,24	98,28	20,09	7,16
П-103.1/15б	К	22,86	0,24	3,14	64,59	0,42	0,5	0,42	0,59	92,74	24,97	39,61
П-103.1/15в	Ц	52,66	10,31	6,53	25,87	0,64	1,82	0,05	0,24	98,14	21,05	4,82
П-103.1/15в	К	42,24	0,43	3,85	48,62	1,61	0,53	0,27	0,48	98,02	24,15	24,47

Примечание. Ф-15/1 – хромит в густовкрапленной, мелкозернистой руде, цемент – хлоритовый серпентинит (среднее из 7 анализов); Кемп-4 – хромит в массивной, крупнозернистой руде; С-1585/132.6 и С-1508/50.8 – хромит в прослойках массивной руды из полосчатых руд; Бур-1 – хромит в густовкрапленной, мелкозернистой руде, цемент – перидотит (*а* и *б* – разные части образца); М-36 – нодуль, обогащенный хромитом, в оливиновых бронзитах, сидеронитовая текстура; К-132/1 – сложнозональный хромит в массивной, жильной метаморфизованной руде, мелкозернистая текстура (*а* и *б* – разные части образца); П-103.1/15 – зональный хромит в массивной руде (*а* – нижняя, *б* – центральная и *в* – верхняя часть 8-сантиметрового пласта). FeO* и Fe₂O₃* – расчет на стехиометрический состав. Ф-15/1 – дополнительно содержит 0,14% СоО. Образцы В. Ф. Смолькина, аналитики: Я. А. Пахомовский, С. А. Ряженоев (ГИ Кольского НЦ РАН).

данным табл. 3, физические характеристики моно-минеральных фракций изученных минералов также сильно варьируют, что в очередной раз отражает специфику их химического состава.

Анализ рентгенограмм полученных монофракций показал, что большинство проб являются однофазными, т. е. картина рассеяния соответствует только хромитам, рефлексы других минеральных фаз отсутствуют.

Химический состав рудных хромитов. Химический состав хромитов был изучен микронзондовым анализом, результаты которого представлены в табл. 4. В большинстве случаев зерна хромита имеют однородное строение, в отдельных случаях (Падос) – зональное. Содержание элементов в зональных зернах существенно различается: их центральная часть, равновесная с первичным высокомагнезильным расплавом, характеризуется высокими концентрациями Cr₂O₃ (max. 53%), MgO (max. 8%), Al₂O₃ (max. 12%), ZnO (max. 1,8%); краевые зоны обогащены FeO (max. 65%), MnO (max. 1,6%), NiO (max. 0,45%), TiO₂ (max. 0,59%). Зональность обусловлена двумя причинами: а) процессами дифференциации магматического расплава, вызванными уменьшением температуры кристаллизации фаз и увеличением относительной концентрации железа по отношению к хрому (пластовые руды Падос, обр. П-103.1/15); б) постмагматическими процессами серпентинизации, в результате которой часть железа перешла в трехвалентную форму, что определило новообразование магнетита и его нарастание на хромит (жильные руды Падос, обр. К-132/1).

Результаты пересчета анализов рудного хромита на стехиометрический состав приведены в табл. 5; на ее основании построена классификационная диаграмма (рис. 2). Наиболее хромистые рудные хромиты, занимающие на диаграмме крайнее левое положение и отвечающие магно-алюмо-хромиту и алюмо-магно-хромиту, являются неоднородными по составу и, прежде всего,

по соотношению как трехвалентных, так и двухвалентных катионов. Максимальное содержание Cr³⁺ устанавливается в хромите месторождения Кемпирсай при резком преобладании Mg²⁺ над Al³⁺, относительно пониженное – в хромите месторождения Кеми при близком соотношении Mg²⁺ и Al³⁺. В жильных рудах Падос состав рудного минерала, занимающего центральную часть диаграммы, отвечает промежуточной разновидности между хромитом и магнетитом. Для него установлено пониженное содержание Cr³⁺ при небольшом преобладании Al³⁺ над Mg²⁺. Состав внешней каймы зональных кристаллов также неоднороден и характеризуется различным содержанием Fe³⁺ или соотношением Cr/Cr+Al и Mg/Mg+Fe²⁺. Содержание катионов Ti, Mn, Ni, Co и Zn не превышает 0,04 формульных количеств во всех анализах.

Результаты прецизионного определения периодов решетки. Расчет периодов идентичности кристаллической решетки хромитов проводился МНК по положениям центров тяжести отражений, находящихся в области прецизионности, в двух вариантах:

– для стандартной кубической элементарной ячейки шпинели;

– для гексагональной элементарной ячейки.

Общеизвестно, что выбор элементарных ячеек решетки кристалла неоднозначен и все пространство кристалла может быть заполнено идентично трансляциями разных ячеек. Так, например, кристалл, описываемый ГЦК ячейкой, может быть описан и в гексагональных, и в ромбоэдрических осях. Причем в ромбоэдрических осях элементарная ячейка будет примитивной – содержащей один атом на ячейку, вместо четырех в ГЦК ячейке.

Цель такого расчета – попытаться обнаружить возможное понижение симметрии кристаллической решетки хромитов из-за многокомпонентности катионной подсистемы исследуемых образцов и упорядочения (также ожидаемого) дефектов решетки (табл. 6).

Таблица 5
Формульные количества в рудных хромитах в пересчете на 4 (O)

Образец		Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Mn	Ni	Zn	Co	Сумма	Cr/Cr+Al	Mg/Mg+Fe ²⁺
Ф-15/1		0,0117	0,5918	1,2761	0,1067	0,4585	0,5434	0,0073	0,0011	0,0005	0,0037	2,9997	0,68	0,54
Кемп-4		0,0026	0,3176	1,6222	0,0551	0,3217	0,6738	0,0035	0,0036	—	—	3,0001	0,84	0,68
С-1585/132.6		0,0027	0,4013	1,5008	0,0925	0,3040	0,6807	0,0136	0,0045	—	—	3,0001	0,79	0,69
С-1508/50.8		0,0053	0,4633	1,4081	0,1181	0,2510	0,7410	0,0089	0,0043	—	—	3,0000	0,75	0,75
Бур-1а		0,0309	0,3321	1,4593	0,1468	0,4748	0,5264	0,0183	0,0065	0,0050	—	3,0001	0,81	0,53
Бур-1б		0,0299	0,3165	1,4705	0,1531	0,4742	0,5284	0,0169	0,0065	0,0040	—	3,0000	0,82	0,53
М-36		0,0141	0,2860	1,3519	0,3339	0,3798	0,6284	0,0006	0,0032	0,0022	—	3,0001	0,83	0,62
К-132/1а	Ц	0,0040	0,4496	0,9332	0,609	0,6596	0,3174	0,0252	0,0019	—	—	2,9999	0,67	0,32
К-132/1а	К	0,0039	0,0157	0,7704	1,2061	0,7930	0,1710	0,0304	0,0095	—	—	3,0000	0,98	0,18
К-132/1б	Ц	0,0046	0,4391	0,8606	0,6911	0,6536	0,3225	0,0271	0,0014	—	—	3,0000	0,66	0,33
К-132/1б	К	0,0085	0,0124	0,7748	1,1958	0,8231	0,1443	0,0274	0,0136	—	—	2,9999	0,98	0,15
П-103.1/15а	Ц	0,0155	0,4713	1,3483	0,1494	0,5602	0,3878	0,0343	0,0008	0,0324	—	3,0000	0,74	0,41
П-103.1/15а	К	0,0137	0,0106	1,1494	0,8125	0,7798	0,1691	0,0403	0,0115	0,0130	—	2,9999	0,99	0,18
П-103.1/15б	Ц	0,0062	0,4063	1,3763	0,2051	0,5759	0,3477	0,0192	0,0174	0,0461	—	3,0002	0,77	0,38
П-103.1/15б	К	0,0167	0,0108	0,6900	1,2652	0,7977	0,1787	0,0136	0,0129	0,0141	—	2,9997	0,98	0,18
П-103.1/15в	Ц	0,0062	0,4178	1,4313	0,1385	0,6054	0,3346	0,0186	0,0014	0,0462	—	3,0000	0,77	0,36
П-103.1/15в	К	0,0131	0,0184	1,2123	0,7431	0,7332	0,2083	0,0495	0,0079	0,0142	—	3,0000	0,99	0,22

Примечание. Характеристика образцов – см. в табл. 1.

Таблица 6
Погрешность в определении периодов решетки $\Delta a = \Delta c = \pm 0,001$ Å. $\Delta 2\theta^\circ = \Sigma |2\theta_{\text{эксп}} - 2\theta_{\text{выч.}}| / n$, где $2\theta_{\text{выч.}}$ – угол отражения, вычисленный по найденным МНК периодам решетки. Эта величина количественно характеризует степень соответствия вычисленных углов рассеяния экспериментальным

Параметры	К-132/1	К-132/1	П-103.1/15	П-103.1/15	С-1585/132.6	С-1508/50.8	Кемп-4
	К	Ц	К	Ц			
$a_{\text{куб}}$ Å	8,391	8,318	8,390	8,315	8,3059	8,2991	8,3116
$\Delta 2\theta_{\text{куб}}$	0,01	0,012	0,02	0,024	0,017	0,009	0,014
$a_{\text{гекс}}$ Å	5,933	5,882	5,935	5,881	5,8729	5,8678	5,8765
$\Delta 2\theta_{\text{гекс}}$	14,537	14,401	14,528	14,388	14,3864	14,381	14,4047
$\Delta 2\theta_{\text{гекс}}$	0,003	0,006	0,006	0,007	0,012	0,006	0,002
$a = a_{\text{гекс}} \cdot \sqrt{2}$	8,391	8,319	8,393	8,317	8,3055	8,2983	8,3106
$a = c_{\text{гекс}} / \sqrt{3}$	8,393	8,314	8,388	8,307	8,3059	8,3029	8,3165

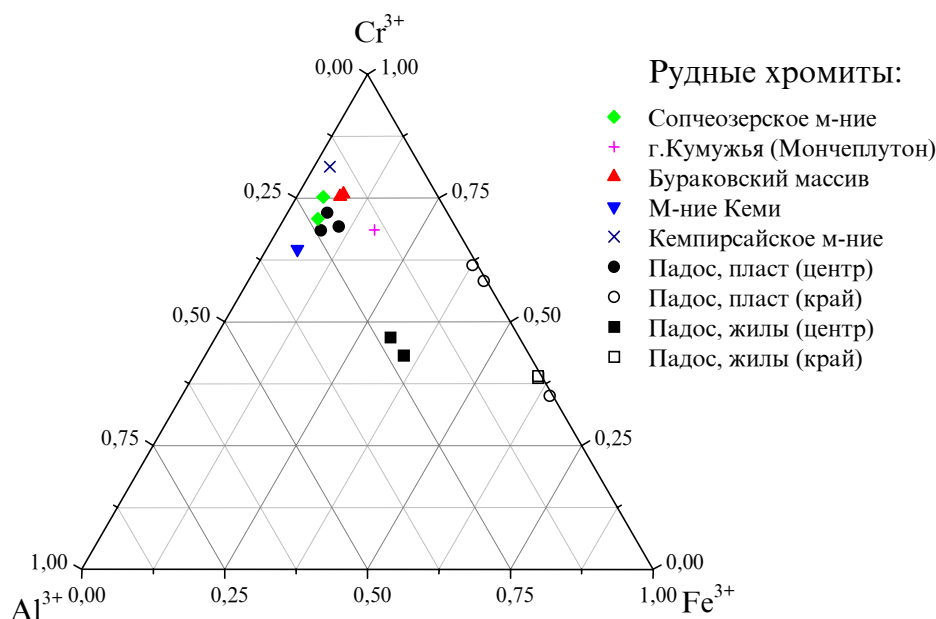


Рис. 2. Состав рудных хромитов на диаграмме Павлова

Как следует из анализа данных табл. 6, периоды кубической элементарной ячейки «магнитных» образцов совпадают в пределах погрешности эксперимента. Значения для «немагнитных» образцов также достаточно близки. Результаты расчета периодов идентичности в «гексагональных осях» демонстрируют заметное различие не только между «магнитными» и «немагнитными» образцами. Необходимо отметить, что в последнем случае средняя (по всем использованным при

расчете периодов отражения) разность между экспериментальными значениями углов рассеяния и значениями, вычисленными по найденным периодам идентичности, примерно в три раза меньше, чем в случае кубической решетки хромитов, т. е. описание структуры данных образцов в терминах гексагональной элементарной ячейки предпочтительнее, оно более информативно и дает лучшее согласие результатов расчета с экспериментом.

Реальное понижение симметрии решетки наглядно видно в последних двух строчках табл. 6, где приведены пересчитанные из гексагональных периодов «кубические» периоды. Если значение a , вычисленное из $a_{\text{гекс}}$, практически совпадает с $a_{\text{куб}}$, то значение, вычисленное из $c_{\text{гекс}}$, заметно отличается от $a_{\text{куб}}$. Таким образом, «немагнитные» образцы имеют деформацию сжатия вдоль телесной диагонали куба – расстояния между плотноупакованными слоями анионов меньше по сравнению с расстояниями в идеальной кубической решетке.

В то же время данные для образцов С-1585, С-1508, характеризующие богатые полосчатые руды Сопчеозерского месторождения (табл. 6), свидетельствуют о том, что в них практически отсутствует деформация такого рода. В образце Кемп-4 (месторождение Кемперсай) также наблюдается небольшое отклонение от кубической симметрии, причем в отличие от образцов хромитов из массива Падос имеет место деформация растяжения вдоль телесной диагонали куба.

По всей вероятности, эти деформации решетки обусловлены реальным содержанием катионов, особенностями реальной структуры хромитов, которые непосредственно связаны с условиями их кристаллизации. Более детально оценить роль перечисленных факторов можно будет только после проведения компьютерных экспериментов по моделированию равновесной реальной структуры хромитов.

Результаты анализа интегральной ширины дифракционных линий. На рис. 3 и 4 представлены зависимости интегральной полуширины дифракционных линий, полученных на $\text{CuK}\alpha$ -излучении, проб К-132/1 НМ и К-132/1 М = 70 от $\cos \theta$ и $\text{tg } \theta$ соответственно. Так как эксперимент проводился на одной и той же установке и в идентичных условиях, то, даже не вычитая аппаратное уширение, можно судить о различии в структурном состоянии «магнитной» и «немагнитной» фазы. Видно, что отражения от «немагнитной» пробы имеют большую ширину по сравнению с «магнитной» пробой, что свидетельствует о большей искаженности решетки минерала в пробе К-132/1 НМ. Если бы уширение дифракционных линий было обусловлено только размерами равноосных областей когерентного рассеяния, то зависимость $H = f(\cos \theta)$ для разных отражений на рис. 2 была бы линейной. Аналогично и в другом предельном случае, когда уширение обусловлено только изотропными микроискажениями второго рода, – зависимость $H = f(\text{tg } \theta)$ для разных отражений на рис. 4 тоже была бы линейной. В любом реальном объекте уширение интерференционных максимумов объясняется совместным действием как размеров ОКР и микроискажений второго рода, так и рядом других причин (дефектами упаковки, дислокациями и т. д.) (Фадеева, 1983) и требует специального исследования.

Оценка размеров ОКР и микроискажений второго рода методом аппроксимации (Горелик и др., 1970) по нескольким парам отражений (с учетом аппаратного уширения рефлексов по рентгенограмме эталонного образца корунда) для вышеуказанных образцов показала, что области когерентного рассеяния неравноосны, а микроис-

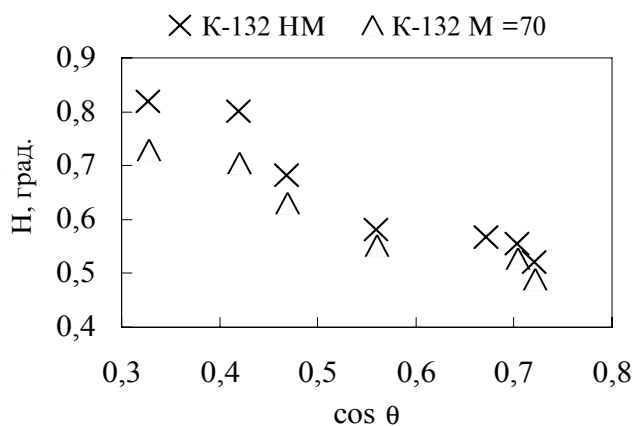


Рис. 3. Образцы К-132/1. Зависимость интегральной полуширины дифракционных линий от $\cos \theta$. НМ – немагнитный, М=70 – магнитный

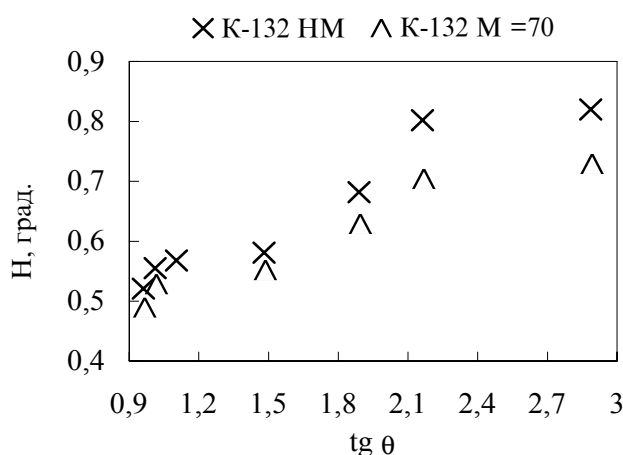
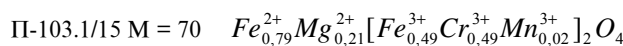
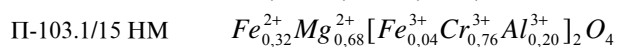
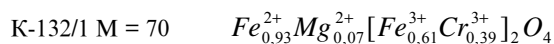
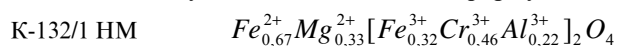


Рис. 4. Образцы К-132/1. Зависимость интегральной полуширины дифракционных линий от $\text{tg } \theta$. НМ – немагнитный, М=70 – магнитный

кажения анизотропны как в «магнитных», так и в «немагнитных» образцах.

Результаты уточнения структуры хромитов методом Ритвельда. Анализ литературных данных показал, что структура природных хромитов методом Ритвельда еще не уточнялась. Известны лишь несколько работ (Larsson et al., 1994; O'Neill, 1994; Shinoda et al., 1995; Levy et al., 2000; Pavese et al., 2000), в которых такого рода уточнение проведено для синтетических шпинелидов.

Полнопрофильный анализ рентгенограмм «магнитных» и «немагнитных» проб проводился в предположении о нормальном распределении катионов по шпинельным позициям кубической элементарной ячейки (пространственная группа $\text{Fd}3\text{m}$), описываемом следующими химическими формулами:



которые получены из данных табл. 5 усреднением основных компонент.

В работе (Shinoda et al., 1995) при исследовании системы твердых растворов показано, что при увеличении степени обращенности данной шпинели по мере того как двухвалентные катионы Zn замещаются на трехвалентные катионы Fe, уменьшается кислородный параметр (табл. 7). В работах (Larsson et al., 1994; O'Neill, 1994) методом полнопрофильного анализа уточнялись параметры синтетических шпинелей FeAl_2O_4 , CoAl_2O_4 , MgFe_2O_4 и др. в зависимости от температуры отжига. Обнаружено, что для этих шпинелей одинакового состава, близких к шпинели со структурой нормального типа, с повышением температуры отжига от 500 до 900 °С период элементарной ячейки слабо зависит от степени обращенности шпинели (x) и практически не изменяется, тогда как x непрерывно возрастает. При температурах отжига свыше 1000 °С x заметно уменьшается, хотя параметр обращенности x остается неизменным. Оказалось, что тепловые параметры катионов металлов в тетраэдрических и октаэдрических позициях не зависят от температуры отжига, а тепловой изотропный параметр кислорода возрастает с увеличением температуры отжига и, следовательно, с увеличением x . В работах (Levy et al., 2000; Pavese et al., 2000) методом Ритвельда уточнялись структурные параметры шпинелей ZnFe_2O_4 и $\text{Mg}_{0,94}\text{Al}_{2,04}\text{O}_4$, синтезированных при одинаковой температуре, но разных давлениях. При давлениях свыше 25 ГПа наблюдался фазовый переход к структуре с более низкой симметрией.

Сопоставление данных табл. 7 и 8 показывает, что они находятся в качественном согласии. Сравнение структурных параметров, полученных в результате полнопрофильного анализа рентгенограмм для «магнитных» и «немагнитных» образцов (табл. 8), показывает, что структурное состояние «магнитных» проб хромитов заметно отличается от структурного состояния «немагнитных» проб. В то же время значения параметров как «магнитных», так и «немагнитных» проб хромитов из различных типов руд месторождения Падос коррелируют друг с другом. При этом есть выходящее за пределы погрешности метода различие в значениях параметров и между пробами хромитов из разных мест рудопроявления. Более детальное обсуждение этих различий по приведенным данным пока нецелесообразно. Это будет сделано по завершении расчетов методом Ритвельда для всех остальных исследованных экспериментально в данной работе объектов.

Необходимо отметить, что значения периодов кристаллической решетки, уточненные методом Ритвельда (табл. 8), хорошо совпадают с результатами независимого специального эксперимента по прецизионному определению периодов решетки (табл. 6).

Таким образом, использование метода полнопрофильного анализа дает возможность обнаружить различие в структурном состоянии природных хромитов. Однако необходимо учитывать, что в основе метода Ритвельда лежит кинематическое приближение теории рассеяния рентгеновских лучей, использующее в качестве модели поликристаллического объекта совокупность хаотически разориентированных кристаллитов с размерами областей когерентного рассеяния много меньше экстинкционной длины. В основе процедуры уточнения лежат формулы, которые не позволяют получить более детальную информацию об объекте. Форма линий в методе Ритвельда аппроксимируется функциями, параметры которых не связаны напрямую с реальным физическим «индивидуальным» состоянием кристаллитов поликристалла. Информация, содержащаяся в параметрах, определенных методом Ритвельда, является «средней» по облучаемому в процессе рентгенографического эксперимента объему образца.

Выводы

1. Разработанная схема выделения монофракций хромитов из руд позволяет получить чистый мономинеральный концентрат, что подтверждено методами рентгеноструктурного анализа.
2. Сравнительный анализ свидетельствует о значительной вариабельности основных физических свойств хромитов в пределах отдельных рудопроявлений и месторождений.
3. Результаты микрозондового анализа состава хромитов показывают существенную вариацию концентраций катионов, которую можно связать с параметрами модели их реальной структуры.
4. Прецизионное определение периодов решетки хромитов позволило обнаружить деформацию решетки «в среднем по облучаемому объему пробы» в направлении телесной диагонали кубической элементарной ячейки и свидетельствует о различии в распределении катионов по шпинельным позициям плотнейшей упаковки ионов кислорода, что может быть связано с условиями кристаллизации.
5. Предварительный анализ методом аппроксимации интегральной ширины интерференционных

Таблица 7

Структурные параметры синтетических шпинелидов, уточненные методом полнопрофильного анализа

Формула	a , Å	x	U	$V_{\text{тетра}}$	$V_{\text{окта}}$	$V_{\text{кисл}}$	$R_{\text{стр}}$	$R_{\text{лр}}$	Источник
ZnFe_2O_4	8,442	0	0,3862	0,61	0,42	0,66	2,2	2,6	Shinoda et al., 1995
$(\text{Zn}, \text{Fe})\text{Fe}_2\text{O}_4$	8,414	0,35	0,3816	0,37	0,46	0,80	3,6	4,1	Shinoda et al., 1995
FeAl_2O_4	8,1517	0,145	0,2645	0,56	0,49	0,9	2,3	3,5	Larsson, 1994
CoAl_2O_4	8,1190	0,151	0,2634	0,300	0,308	0,653	2,7	7,8	O'Neill, 1994

Примечание. Здесь и в табл. 8: a – период решетки; U – кислородный параметр шпинельной структуры (для идеальной шпинели $U=0,375$); $V_{\text{тетра}}$, $V_{\text{окта}}$ – параметры в факторе Дебая – Валлера e^{-M} , $M = B \left(\frac{\sin \theta}{\lambda} \right)^2$ для катионов в тетраэдрических и октаэдрических позициях соответственно; $V_{\text{кисл}}$ – параметр B для атомов кислорода; $R_{\text{лр}}$ – профильный фактор недоверности; $R_{\text{стр}}$ – структурный фактор недоверности. В работах (Larsson, 1994; O'Neill, 1994) кислородный параметр U рассчитывается по методу (O'Neill, Navrotsky, 1984).

Таблица 8

Значения структурных параметров, полученных уточнением методом полнопрофильного анализа рентгенограмм ($MoK\alpha$ -излучение) для немагнитных и магнитных частей зональных зерен хромшпинели

Параметры	К-132/1	К-132/1	П-103.1/15	П-103.1/15
	М	НМ	М	НМ
a, Å	8,3909	8,3182	8,3857	8,3151
U	0,3844	0,3869	0,3846	0,3872
V _{тетра}	0,422	0,503	0,345	0,463
V _{окта}	0,507	0,607	0,521	0,673
V _{кисл}	0,491	0,399	0,534	0,476
R _{пр} , %	6,5	6,3	5,9	6,2
R _{стр} , %	2,9	3,2	3,1	3,3

Примечание. НМ – немагнитная и М – магнитная фракции, соответствующие центральным и краевым частям зональных зерен хромшпинели.

линий на рентгенограммах «магнитных» и «немагнитных» проб хромитов показал, что из анализа формы линий можно получить количественную информацию не только о размерах областей когерентного рассеяния, но и о дефектах решетки, наличие и характер которых напрямую связаны с условиями образования кристаллов.

6. Использование метода полнопрофильного анализа дает возможность обнаружить различие в структурном состоянии природных хромитов, «усредненное по облучаемому объему образца».

Авторы выражают глубокую благодарность Е. А. Репниковой и Е. А. Никитиной (Кафедра физики твердого тела ПетрГУ) за конструктивные замечания в ходе обсуждения методики эксперимента, интерпретации результатов и помощь в проведении рентгенографических экспериментов. Авторы признательны сотрудникам группы технологической минералогии и обработки камня Института геологии КарНЦ РАН: Ю. М. Стенарю, Т. Б. Афонинной, К. Г. Горловой, Л. С. Сотинной, П. И. Кукушкиной, Р. А. Трошковой за качественное выделение монофракций хромитов, а также Ю. А. Марковскому за помощь в выполнении электронной микроскопии образцов.

Работа осуществляется при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 01-05-64228 и 02-05-64742).

ЛИТЕРАТУРА

Горелик С. С., Расторгуев Л. Н., Скаков Ю. А. Рентгенографический и электроннооптический анализ. М., 1970. 366 с.

Курочкин М. Г. Обогащение хромитовых руд. Новосибирск, 1998.

Светов С. А., Смолькин В. Ф. Модельные РТ-условия генерации высокомагнезиальных магм докембрия Фенноскандинавского щита // Геохимия, 2002 (в печати).

Смолькин В. Ф. Коматитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб., 1992. 272 с.

Соловьева Л. П., Цибуля С. В. Рентгеноструктурный анализ поликристаллов (полнопрофильный анализ). Элиста, 1986. 136 с.

Технологическая оценка минерального сырья: Справочник в 8 книгах / Под. ред. П. Е. Остапенко. М., 1990–1997.

Фадеева В. И. Реальная структура оксидных фаз типа шпинели и корунда: Автореф. дис. ... докт. физ.-матем. наук. М., 1983. 42 с.

Чантурия В. А. Современные проблемы обогащения минерального сырья в России // Вестник ОГТГН РАН. 1998. № 4 (6). С. 39–62.

Barsky L. A., Kevlich V. I. Estimating the amentality of Karelia Chromite ore to beneficiation with the aid of monomineral fractions // Geologic-technological assessment of ore minerals. Samples and deposits, Mechanobr. Leningrad, 1990. P. 81–84.

Irvine T. N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. 1. Theory // Can. J. Earth Sci. 1965. Vol. 2. P. 648–672.

Irvine T. N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. 2. Petrologic applications // Can. J. Earth Sci. 1967. Vol. 4. P. 71–103.

Kamenetsky V. Methodology for the study of melt inclusions in Cr-spinel, and implications for parental melts of MORB from FAMOUS area // Earth Planet. Science Lett. 1996. Vol. 142. P. 479–486.

Kepezhinskas P. K., Taylor R. N., Tanaka H. Geochemistry of plutonic spinels from the North Kamchatka Arc: Comparison with spinels from other tectonic settings // Mineral. Mag. 1993. Vol. 57. P. 575–589.

Ko Y. C., Chan C. F. Effect of spinel content on hot strength of alumina-spinel castables in the temperature range $1000 \pm 1500^\circ\text{C}$ // J. European Ceramic Society. 1999. Vol. 19. P. 2633–2639.

Larsson L., O'Neill H. St. C., Annersten H. Crystal chemistry of synthetic hercynite from XRD structure refinements and Mössbauer spectroscopy // Eur. J. Mineral. 1994. N 6. P. 39–51.

Levy D., Pavese A., Hanfland M. Phase transition of synthetic zinc ferrite spinel (ZnFe_2O_4) at high pressure from synchrotron X-ray powder diffraction // Phys. Chem. Minerals. 2000. N 27. P. 638–644.

O'Neill H. St. C. Temperature dependence of the cation distribution in CoAl_2O_4 spinel // Eur. J. Mineral. 1994. Vol. 6. P. 603–609.

O'Neill H. St. C., Navrotsky A. Cation distribution and the thermodynamic properties of binary spinel solid solutions // Amer. Mineral. 1984. Vol. 69. P. 733–753.

O'Neill H. St. C., Annersten H., Virgo D. The temperature dependence of the cation distribution in magnesioferrite (MgFe_2O_4) from powder XRD structural refinements and Mossbauer spectroscopy // Am. Miner. 1992. N 77. P. 725–740.

Paktunc A. D., Cabri L. J. A proton- and electron-microprobe study of gallium, nickel and zinc distribution in chromian spinel // Lithos. 1995. Vol. 35. P. 261–282.

Pavese A., Artioli G., Hull S. Cation partitioning versus pressure in $\text{Mg}_{0.94}\text{Al}_{2.04}\text{O}_4$ synthetic spinel by in situ powder neutron diffraction // Am. Miner. 2000. N 84. P. 905–912.

Roeder P. L., Reynolds I. Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts // J. Petrol. 1991. Vol. 32. P. 909–934.

Shinoda K., Sugiyama K., Reynales C. et al. An improved X-Ray analysis for determining cation distribution in ZnFe_2O_4 and $\text{ZnFe}_2\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ solid solutions // Shigen to sozai = J. Mining and Mater. Process. Inst. Jap. 1995. N 11. P. 801–806.

Sohma M., Kawaguchi K., Oosawa Y. et al. Magnetic properties of epitaxial spinel bilayers and multilayers // J. Magnetism and Magnetic Materials. 1991. 198–199. P. 294–296.

В. В. Щипцов, Л. С. Скамницкая, Е. Е. Каменева, А. И. Савицкий

ГРАНАТОВЫЕ РУДЫ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ, ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К ИХ ОСВОЕНИЮ И ВОЗМОЖНЫЕ ОБЛАСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Среди индустриальных минералов Карелии несомненный практический интерес проявляется к гранату. Гранат относится к минералу преимущественно метаморфического происхождения, образование которого связано с определенными РТ-условиями как регионального, так и контактового метаморфизма. Он относится к перспективным индустриальным минералам, области его использования постоянно расширяются (Gorill, 1996).

Основные направления его использования – очистка днищ кораблей; применение в пескоструйных аппаратах вместо кварцевого песка; шлифование и полирование деталей кинескопов, что позволяет избавиться от поверхности типа «апельсиновой корки»; абразив при обработке дерева (гранат, используемый в производстве шкурков, составляет примерно 10–11% всего объема подобной продукции абразивного типа), при фильтрации воды. Гранат, фильтруя воду, не «заражается», как это происходит с фильтрами из кварцевого песка. К тому же гранат обладает бактерицидными свойствами и улучшает органолептические свойства питьевой воды.

Методы обогащения граната зависят от свойств минералов, составляющих руду, и уровня развития техники. За рубежом на небольших предприятиях, добывающих гранат из верхних выветрелых горизонтов и россыпей, обогащение ведется путем промывки и просеивания.

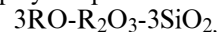
На крупных предприятиях применяются и сухой и мокрый способы. Хорошие результаты дает гравитационное обогащение, иногда в сочетании с электромагнитной сепарацией. Флотация используется редко. В последнее время появились сведения об эффективности использования электросепарации как доводочной операции.

Разновидности граната:

условия образования, состав, свойства

В природе особенно распространены гранаты пироп-альмандинового ряда, что определяет их как высокотемпературные образования (Фации метаморфизма..., 1970). В этом отношении очень показательным является территория Северной Карелии (Беломорский подвижный пояс и гранит-зеленокаменные области Карельского кратона). Именно в данных структурных областях парагенетические типы породообразующих гранатов относятся к таким типам метаморфических пород, как кианитовые эклогиты, жедрититы, гранат-ставролитовые гнейсо-сланцы, гранатовые амфиболиты, гранат-биотитовые и гранат-амфиболовые гнейсы, гранат-кианит-мусковитовые или гранат-серпичитовые сланцы (или кварциты). Значительная роль также отводится метасоматизму, связанному с кислотным выщелачиванием в условиях кианит-мусковитовой и кварц-мусковитовой фаций. Волна сопутствующего железо-магнезиального метасоматоза по ранним метаморфогенным образованиям расширила на этой территории образование гранатовых руд за счет интенсивного проявления метасоматизма.

Обычная формула граната:



где двухвалентными элементами могут быть кальций, магний, железо или марганец, трехвалентные элементы включают алюминий, железо или хром. В некоторых случаях кремний также замещается титаном.

По преобладанию компонентов выделены следующие разновидности (Дир, 1965) (табл. 1).

Среди всех типов граната наиболее ценным в коммерческом отношении считается альмандин благодаря высокому значению удельной плотности

Т а б л и ц а 1
Состав и свойства природных гранатов

Тип	Минерал	Состав	Химическая формула	Твердость по шкале Мооса	Удельная плотность, г/см ³
Глиноземистый гранат	Гроссуляр	Ca-Al гранат	3CaO-Al ₂ O ₃ -3SiO ₂	7,0	3,53–3,88
	Пироп	Mg-Al гранат	3MgO-Al ₂ O ₃ -3SiO ₂	6,5–7,5	3,5–3,8
	Альмандин	Fe-Al гранат	3FeO-Al ₂ O ₃ -3SiO ₂	7,5	3,5–4,25
	Спессартин	Mn-Al гранат	3MnO-Al ₂ O ₃ -3SiO ₂	7,0–7,5	4,1–4,2
Железистый гранат	Андрадит	Ca-Fe гранат	3CaO-Fe ₂ O ₃ -3SiO ₂	6,5–7,0	3,75–3,80
Хромистый гранат	Уваровит	Ca-Cr гранат	3CaO-Cr ₂ O ₃ -3SiO ₂	7,5	3,4–3,53

Таблица 2

Типичные средние химические составы промышленного граната

Оксиды	Зап. Австралия, пляжные пески	Тамил Наду, Индия, пляжные пески	Идахо, США, аллювий	Нью-Йорк, США, коренные породы	Чехия, коренные породы
SiO ₂	36,10	35,10	38,00	38,00	36,92
Al ₂ O ₃	20,40	21,60	26,00	26,00	21,17
FeO	29,80	—	—	—	36,70
Fe ₂ O ₃	1,70	32,90	30,00	30,00	—
TiO ₂	1,80	0,55	—	1,00	0,06
MnO	1,05	0,53	2,00	1,00	0,37
CaO	1,55	1,84	2,00	1,00	0,87
MgO	6,00	7,40	2,00	1,00	3,92

Примечание. Источник информации: Harben, 1995.

и устойчивости к деградации. Вторым по значимости определяется андрадит.

Гранат обладает природным свойством абразива средней твердости, который отчасти может заменить абразивы высокой твердости. За рубежом в последние годы наблюдается увеличение применения естественных абразивов. Например, при изготовлении инструмента и абразивных лент (шкурки) для обработки дерева алмандиновый гранат трудно заменить каким-либо искусственным абразивом. Это вызвано тем, что, несмотря на лучшие абразивные свойства искусственного корунда, гранатовый инструмент более стойкий к истиранию и в целом эффективнее (Кужварт, 1986).

Типичные химические составы граната различного генезиса, используемые в промышленности ряда стран, показаны в табл. 2.

Приведенные составы близки к составам мономинерального алмандина, что говорит о высоком качестве концентратов граната.

Компании мира (краткий обзор)

На мировом рынке отмечается тенденция увеличения объемов производства и потребления граната. Несомненное лидерство сохраняет США – фактический монополист на рынке (Kendall, 1997).

США

Начиная с 1995 г. в США повысился спрос на гранат, что было связано с принятием в этой стране Акта о чистой воде. В 1996 г. производителями граната были следующие компании:

Emerald Creek Garnet (ECG) Corporation – один из наиболее крупных производителей граната в Фернуде Идахо. Разрабатываются гранатовые россыпи Кристалл Пик в Британской Колумбии (Канада). Россыпи представляют собой продукты выветривания гранатосодержащих песчаников. На фабрике производится до 26 тыс. т гранатового концентрата в год.

Barton Mines Corporation – очень влиятельная компания, осуществляющая политику создания совместных предприятий с зарубежными компаниями, что подчеркивает импорт из Австралии. Компания разрабатывает коренные гранатовые месторождения, в частности, месторождение Маунтейн. Годовое производство оценивается на уровне 20–25 тыс. т.

NYCO Minerals Inc получает гранатовый продукт попутно с производством волластонита. Гранат, разрабатываемый этой компанией, относится к андрадиту. Компания известна как крупнейший производитель волластонита. Производство открыто в Вилсборо (штат Нью-Йорк). Годовая производительность по гранату составляет 10–12 тыс. т.

International Garnet Inc имеет обогащательную фабрику в Кисевилле (штат Нью-Йорк). Половину выпускаемой продукции продает на международном рынке. Ранее была подобная фабрика в Луизиане производительностью 15 тыс. т в год, но проведенные расчеты, связанные с охраной окружающей среды, стали основной причиной закрытия фабрики.

Patterson Materials Corporation вошла в гранатовый рынок с 1994 г. Это был определенный сюрприз, так как гранатовое производство открыто на существующем щебеночном заводе в Уингдейл (штат Нью-Йорк). Алмадин стал извлекаться попутно из щебня.

К концу 1996 г. появились новые производители граната на других объектах: *Cominco Resources International Ltd*, *Bitterroot Resources Ltd* and *Stralak Resources Inc* – *Emerald Isle Resources Inc j-v*.

Тенденция к усилению спроса на гранат на рынке прослеживается на примере результатов новой американской компании *Western Garnet International Ltd*. Компания добывает и производит гранатовую продукцию в Идахо. По данным, опубликованным в журнале «*Industrial Minerals*», доход *Western Garnet International Ltd* от гранатового производства в первом квартале 2001 г. составил \$ 2,8 млн., в первом квартале 2000 г. – \$ 2,5 млн. В 2001 г. эта компания объявила стратегическое партнерство с индийской компанией *Beach Mineral Co*, крупнейшим производителем промышленного граната в Индии. Между этими компаниями заключено соглашение о том, что *Western Garnet International Ltd* будет для *Beach Mineral Co* агентом на рынках Европы и Северной Америки.

Western Garnet International Ltd добывает и обогащает гранатовую руду в Идахо (США) и Тамил Наду (Индия). Общие запасы по руде составляют 1,75 млн. т.

В августе 1998 г. в журнале «*North American Minerals News*» появилось сообщение, что за последние два-три года в мире увеличилось гранатовое производство, но, несмотря на это, сохранен контроль за ценами.

Австралия

GMA Garnet Pty Ltd ввела в эксплуатацию новую фабрику по переработке гранатовых песков близ Порт Грегори, Западная Австралия. Компания инвестировала около австралийских \$ 4,5 млн. в строительство фабрики с технологической линией мокрой сепарации.

Инвестиции GMA рассчитаны на производительность по переработке 200 тыс. т гранатовых песков ежегодно. Это, конечно, не означает, что будет использоваться вся мощность. GMA является совместной собственностью австралийской компании Hancock & Core Ltd (HGL) и американской компании Barton Mines Corporation.

Украина

На Украине существует несколько разведанных месторождений граната, как правило, попутного с другими полезными компонентами. В последние годы проявлен резкий интерес к развитию месторождений гранатовых руд Украины. В первую очередь, это касается Ивановско-Слободского месторождения (самое крупное из известных) в Винницкой области и Завальевского месторождения в Кировоградской области (O'Driscoll, 1997).

Гранатовый продукт этих двух объектов испытывался на Запорожском абразивном комбинате. В результате испытаний установлена возможность его использования как пескоструйного продукта, в водоструйной резательной технологии, в производстве шлифовальных шкурок. Интерес проявили иностранные компании, включая ведущую американскую компанию Western Garnet International Ltd. В конечном итоге компания Aurora Pacific Consulting and Development Corp, зарегистрированная в Ванкувере, совместно с Ивановским специализированным карьером создали совместное предприятие j-v Granat Joint-Venture (GJV). При этом собственность GJV следующая – Aurora Pacific Consulting and Development Corp – 49%, Ивановский специализированный карьер – 51%. В дальнейшем в середине 1998 г. американская компания Europa Resources Inc. приобрела 49% акций Aurora Pacific Consulting and Development Corp и 25% акций Ивановского специализированного карьера от общего количества акций j-v Granat Joint-Venture. GJV имеет лицензию сроком на 20 лет, позволяющую добывать и производить абразивный гранат и кварц-полевошпатовый материал на площади 16 км². Компания имеет собственные строения, коммунальные сооружения, людские ресурсы, горное и дробильно-измельчительное оборудование.

Руды Ивановского месторождения являются комплексными: в их состав входит гранат (альмандин), кварц и полевои шпат. Месторождение расположено в 400 км к югу от Киева. С 1965 г. оно разрабатывалось на щебень. Карьер был приватизирован. Производительность щебеночного карьера составила 1,2 млн. т в год.

Содержание граната в руде 12–35%, среднее – 27%, запасы оценены в 15 млн. т. Размеры зерен граната от 0,15 до 6 мм, крупность обогащенного граната 0,15–0,4 мм.

Опытный завод приобретен в компании Swiss

International Abrasives и рассчитан на производство 14 тыс. т гранатовой продукции в год при 98% извлечении граната различной размерности. Инвестиции 1999–2000 гг. составили \$ 6,5 млн. (в этот пакет вошла стоимость опытной фабрики и в полном объеме расходы на проект и развитие). Потенциальный покупатель – европейские страны. Новый источник граната будет, несомненно, иметь определенное значение на мировом рынке.

Гранатовая продукция Завальевского месторождения периодически поступает на рынок в небольших партиях.

В Чехии имеется небольшое по масштабам гранатовое производство.

Норвежский гранат из гранатосодержащих экологитов юго-западной части страны попал в поле зрения нескольких компаний и Геологической Службы Норвегии. В экологитах содержится альмандин-пироповый гранат до 80%, который может стать попутным продуктом при разработке и добыче экологитов на рутил или на щебень. Компания Novemco AS попросила в концессию месторождение близ Волда (юго-западная Норвегия) и планирует добывать 20 тыс. т ежегодно.

Месторождения гранатовых руд Карелии

В Карелии существует закономерная геологическая локализация проявлений коммерческого граната, что связывается в первую очередь с отдельными участками одной из мезоструктур Карельского региона – Беломорским подвижным поясом. В конце 1920-х гг. при поисках пегматитовых жил на побережье Белого моря в районе с. Шуерецкое были встречены породы, обогащенные гранатом. В 1929 г. открыты месторождения Еловый Наволок (на левом берегу р. Шуи) и Солодухина Луда (остров в устье р. Шуи), а позже Югра наволока (правый берег р. Шуи), Кислячиха (остров Шуерецкой губы) и Тербеостров. Первоначальное изучение гранатовых месторождений Шуерецкого района в 1929–1930 гг. проводил П. А. Борисов (Институт Севера) на договорных началах с трестом «Карелгранит». В 1931–1932 гг. геологоразведочные работы выполнялись Ленинградским отделением Института прикладной минералогии (начальник партии В. С. Артамонов и геолог Н. А. Игнатьев).

В 1938–1939 гг. тематическая работа по генезису Шуерецких гранатовых месторождений и проблемам граната в Советском Союзе выполнена Л. А. Косым (Ленинградское геологическое управление). В ней оценивались благоприятные возможности использования гранатовых месторождений Шуерецкого района, предлагалось их освоение промысловой кооперацией с постройкой мелких предприятий по добыче и обогащению граната.

На территории республики имеется единственный разведанный объект – Тербеостровское месторождение, представленное гранатовыми жедрититами и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами. Промышленные запасы рассчитаны до глубины 10 м и составляют в контурах подсчета 177,4 тыс. т руды. Потенциальные ресурсы месторождения составляют более 1 млн. т.

Таблица 3

Сравнительная характеристика некоторых месторождений и проявлений граната Карелии

Характеристика	Месторождения, проявления		
	Тербеостровское	Высота-181	Западно-Плотинское
Параметры залежей, м	Овальная форма от 80–300 до 900	200–800	500–800
Средняя мощность	10 м	30 м	50 м
Содержание полезных компонентов	Выделены 4 сорта руд гранат-альмандина: сорт I – 42,9%; сорт II – 29,0%; сорт III – 11,7%; сорт IV – 4,3%	Гранат-альмандин от 15 до 30%, среднее 25%	Гранат-альмандин от 5 до 30%, среднее 15%
Запасы, ресурсы по руде, ед.	C – 177,4 тыс. т, P ₂ + P ₃ около 1 млн. т	P ₂ + P ₃ – 12 млн. т	P ₃ – 50 млн. т

В северной части Карелии расположено крупное гранатовое проявление Западно-Плотинское с прогнозными ресурсами 50 млн. т руды (рудосодержащие породы представлены серицит-кианит-гранат-кварцевыми сланцами), а также проявление Высота-181, ресурсы которого оцениваются в 12 млн. т руды (рудосодержащие породы представлены гранатсодержащими метасоматитами по гнейсам и амфиболитам).

Гранатсодержащие гнейсы широко развиты и на других участках северо-западного Беломорья – в районах озер Униярви, Слюдозеро, на северном берегу оз. Варацкого, на участках Тэдино и Малиновой Варакка.

Характеристика некоторых месторождений и проявлений гранатовых руд в Карелии дана в табл. 3.

Технологические особенности гранатовых руд

Технологическое изучение гранатовых руд Карелии началось в конце 1920-х гг. При поисках пегматитовых жил на побережье Белого моря, как уже указано, были обнаружены породы, обогащенные гранатом, по берегам и на островах р. Шуи, впадающей в Белое море.

Тербеостровское месторождение является наиболее изученным в технологическом аспекте. Руды представлены двумя природными типами – кианит-гранат-биотитовыми гнейсами и гранатовыми жедрититами.

Кианит-гранат-биотитовые гнейсы представляют собой среднезернистые породы с резко выраженной гнейсовой текстурой. Минеральный состав включает (по значимости): кварц, плагиоклаз (№ 33–40), гранат, биотит, кианит, мусковит, апатит, циркон, рутил, сфен и др.

Кианит распределен в гнейсе неравномерно. В юго-восточной части Тербеостровского месторождения содержание кианита не более 8%. Здесь выделяется участок, длина которого достигает 350 м при изменчивой ширине от 30 до 40 м, остальные разобщенные участки кианитового гнейса характеризуются содержанием кианита 2–3%. В морфологическом и генетическом отношении кианит представлен тремя разновидностями: первая – порфиобласты, представляющие собой агрегат, заполненный кварцем и отчасти плагиоклазом; вторая – мелкие кристаллики и фрагменты крупных кристаллов, включенных в кварц или плагиоклаз; третья – крупные кристаллы голубоватого цвета.

Вообще цвет кианита обычно серый или светло-голубой, а размер его от 0,2 до 1,5 см длиной. Встречены небольшие участки с размером кри-

сталлов кианита до 10 см. Малиновый гранат (альмандин) встречается в виде крупных и мелких округлых желваков, без четкой кристаллической огранки. Обычно он наполнен включениями кварца, биотита, плагиоклаза, которые располагаются в центре желвака, а внешняя оболочка свободна от включений. Размеры желваков граната варьируют в среднем от 3 до 8 см в поперечнике, иногда крупнее. Концентрация крупных желваков не превышает 5–10%.

Жедрититы, или жедрититоподобные амфиболиты, представляют собой среднезернистые гнейсовидные метаморфические породы коричневатосерого, коричневатозеленого цвета с округлыми кристаллами темно-красного граната. Гранат, в отличие от граната в кианит-биотитовом гнейсе, имеет выраженную кристаллическую огранку ромбодекаэдра или комбинацию его с трапецеэдром. Количество граната в жедрититах варьирует от 2 до 12%, но рудой является жедритит с содержанием граната 8–10%. В состав жедрититоподобных амфиболитов с порфиобластовой структурой входят жедрит, роговая обманка, плагиоклаз, кварц, гранат, биотит, рудный минерал, эпидот, сфен, рутил, апатит.

При технологическом изучении обогатимости руды по сортам рекомендовано применять гравитационное обогащение на концентрационных столах в сочетании с электромагнитной доводкой. Показано, что качество концентрата по сортам руды стабильно высокое (90% граната при извлечении не менее 81%) и не зависит от сорта руды. Возможна обработка рудного тела единым карьером.

Показатели обогащения, характеризующие основные типы руды, приведены в табл. 4 (Институт геологии КарНЦ РАН, 1992 г.).

Выявленные запасы гранатовой руды месторождения могут обеспечить работу фабрики производительностью по гранату 5–6 тыс. т/год на 30 лет.

Гранат-ставролитовые сланцы изучены на примере проявления **Западно-Плотинское**.

Геолого-технологическая оценка Западно-Плотинского месторождения граната выполнена Северной поисково-разведочной экспедицией и Институтом геологии КарНЦ РАН.

Структура основной массы гранат-ставролитовых сланцев гранобластовая. Текстура сланцеватая благодаря ориентированному расположению биотита и других минералов основной ткани.

Порфиобласты граната распределены в породе неравномерно. Размеры последних 1,5 x 1,2 см. Гранат окаймлен «рубашкой» тонко пластинчатого биотита, разбит разноориентированными трещинками и содержит многочисленные включения

Т а б л и ц а 4
Показатели обогащения гранатовой руды Тербеостровского месторождения

Продукты обогащения	Технологические показатели, %					
	Проба бедной гранатовой руды с кианитом			Проба богатой гранатовой руды с амфиболом		
	Выход	Содержание граната	Извлечение граната	Выход	Содержание граната	Извлечение граната
Гранатовый концентрат	5,45	92,81	86,03	29,57	92,5	83,01
Кварц-полевошпатовые хвосты сепарации	70,86	0,95	11,45	53,27	9,58	15,49
Хвосты гравитации	1,91	2,08	0,68	8,15	2,68	0,66
Биотит	19,00	0,36	1,16	6,00	3,62	0,66
Шлам (–0,1 мм)	2,78	1,42	0,68	3,01	1,92	0,18
Исходная руда	100	5,88	100	100	32,95	100

Т а б л и ц а 5
Показатели обогащения гранат-ставролитовой руды проявления Западно-Плотинское

Продукты	Технологические показатели обогащения, %		
	Выход	Содержание граната	Извлечение граната
Хвосты (кварц-полевошпатовые)	44,99	0,40	1,35
Хвосты гравитации (биотит)	73,97	0,75	1,57
Гранат-ставролитовый концентрат	13,38	68,04	65,68
Ставролит-гранатовый продукт	8,95	38,8	25,5
Шлам 0,04 мм	3,7	20,08	5,36
Исходная руда	100	13,86	100

Т а б л и ц а 6
Показатели обогащения амфиболитов (на примере проявления Левин Бор)

Продукт	Выход, %	Содержание граната, %	Извлечение граната, %
Гранатовый концентрат 0,5–0,25 мм	3,11	60,8	11,82
Гранатовый концентрат 0,25–0,1 мм	2,9	63,5	11,33
Промпродукт сепарации	15,35	6,00	5,76
Промпродукт гравитации 0,5–0,25 мм	3,66	34,00	7,78
Промпродукт гравитации 0,25–0,1 мм	1,88	37,00	4,35
Хвосты сепарации	32,38	10,00	20,27
Хвосты гравитации 0,5–0,25 мм	11,33	17,00	12,04
Хвосты гравитации 0,25–0,1 мм	13,05	21,00	17,13
Шлам	16,34	1,80	1,84
Исходная руда	100	16,00	100

кварца и рудных. При технологической оценке по магнито-гравитационной схеме на материале крупностью 1,0–0,1 мм получены гранатовые продукты, отличающиеся биминеральным составом (гранат и ставролит) (табл. 5).

Ставролит образует зерна таблитчатой и столбчатой формы (размеры 1–5 мм), границы зерен местами неровные, изрезанные из-за включений кварца, плеохроирует в оранжево-желтых тонах. В некоторых зернах отмечены многочисленные включения округлых и изометричных зерен с ровными границами (размеры – 0,01–0,45 мм, преобладает 0,06–0,1 мм) и сростания с плагиоклазом до 0,9 мм, развитые в ставролите неравномерно. Присутствуют мелкие включения рутила размерами 0,05–0,35 мм, частично замещенные ильменитом (размеры зерен ильменита в сростании с рутилом – 0,1–0,2 мм).

Гранатсодержащие амфиболиты изучены по двум проявлениям – *Нигрозеро* и *Левин Бор*. Содержание граната составляет 5–20%. Гранатовая руда характеризуется массивной текстурой. Гранат в массе породы распределен довольно равномерно и образует частично ограненные изометричные зерна, слегка окатанные, границы зерен ровные, угловатые, иногда заливчатые, цвет светло-розовый. Зерна граната образуют агрегатные сростания с размером зерен 0,6–2,65 мм, средний размер – 1,0–1,3 мм. Зерна граната иногда окружены ксеноморфными выделениями плагиоклаза,

трещиноватые, с включениями кварца округлой формы размером 0,03–0,15 мм. По трещинам наблюдаются выделения кальцита.

Амфибол с плагиоклазом составляет основную массу породы. Зерна преимущественно изометричные с неровными, заливчатыми границами, иногда вытянутые, реже призматические с ровными границами. Амфибол содержит единичные включения кварца (размер 0,1–0,3 мм) и рудного минерала (0,05–0,12 мм). Размер зерен – 0,3–4,5 мм, средний размер – 0,65–1,3 мм.

Гранатовый концентрат, полученный по гравитационно-магнитной схеме (табл. 6), содержит 61,0–63,5% граната и 36–38% амфибола. Попытка доводки концентрата не обеспечивает заметного улучшения его качества из-за близости физических свойств граната и амфибола (плотность, твердость, форма зерна).

Перспективы совершенствования технологии обогащения гранатовых руд

В настоящее время на стадии оценки новых проявлений гранатовых руд проведены лабораторные исследования по оценке обогатимости гранатовых руд с наработкой опытных партий концентратов и оценкой их соответствия требованиям ГОСТа. В этой связи выполнен комплекс технологико-минералогических исследований по изучению

Т а б л и ц а 7
Средний минеральный состав проб гранатосодержащих руд, в %

Проявления	Gr	Qu+Fsp	Bi	Chl	Mu	Рудные	Ru	Amf
Уни-Ярви	63,58	23,69	10,13	0,84	0,09	0,57	0,84	–
Высота-181	13,7	54,3	11,8	–	1,4	0,3	0,13	0,09
Левин Бор	16,0	26,9	0,5	0,6	0,01		0,1	55,4

П р и м е ч а н и е. Gr – гранат; Qu – кварц; Fsp – полевой шпат; Bi – биотит; Chl – хлорит; Mu – мусковит; Ru – рутил; Amf – амфибол.

вещественного состава и технологических свойств гранатосодержащих руд Северной Карелии.

Выделены разновидности гранатовых руд, контрастные по содержанию основных рудообразующих минералов (табл. 7).

Наиболее высокое содержание граната отмечается в пробе проявления Уни-Ярви; сопутствующие минералы – кварц, полевой шпат и биотит; второстепенные – хлорит, мусковит, рутил, роговая обманка, рудные. Особенностью руды является наличие микровключений минералов-примесей в гранате. Изучение измельчаемости руды показало, что гранат не высвобождается от микровключений даже при очень тонком помоле. Опытами по гравитационному обогащению установлено, что микровключения в зернах граната переходят в концентрат, снижая его качество по содержанию лимитируемых примесей. Уменьшение крупности помола не дает положительного результата, так как не обеспечивает получения продукта требуемой крупности и существенно ухудшает селективность процесса обогащения.

Гранатосодержащие метасоматиты месторождения Высота-181 представлены гранатом (13,0–15,5%), кварцем (44,5–49,5%), биотитом (11,3–14,0%), мусковитом (5,1–7,9%), кианитом (5,9–7,9%), ставролитом (5,1–7,1%); второстепенные минералы – турмалин, апатит, карбонаты, хлорит, рутил, амфибол.

Изучение гранулометрического состава измельченного материала показало, что основная масса граната в пробе руды месторождения Высота-181 концентрируется в крупных +0,5 мм классах, а потери граната со шламами не превышают 1%.

Гранатовая руда проявления Левин Бор характеризуется высоким содержанием амфибола. Наряду с гранатом отмечены кварц и плагиоклаз; второстепенные минералы – биотит, мусковит, рутил, сфен, пироксен.

В руде проявления Левин Бор гранат и кварц распределены по всем классам крупности равномерно. Амфибол концентрируется в крупном +0,5 мм классе. Потери граната со шламами достигают 2%.

Первые опыты по селективному выделению граната магнитными, гравитационными и флотационными методами позволили сделать вывод о трудной обогатимости гранатовых руд проявлений Уни-Ярви, Высота-181 и Левин Бор.

В понятие «труднообогащаемая руда» с точки зрения вещественного состава входят три основных параметра:

– неблагоприятные текстурно-структурные особенности;

– наличие ассоциаций минералов с близкими физическими или физико-химическими свойствами;

– присутствие минералов, нарушающих процесс разделения других минералов (Ревнивцев, 1982).

Следуя этой теории, можно утверждать, что трудная обогатимость руд Уни-Ярви обусловлена весьма тонкой вкрапленностью примесных минералов в зернах граната, в рудах проявления Левин Бор она связывается с присутствием амфибола, а в гранатовых рудах проявления Высота-181 обусловлена присутствием ставролита, обладающего близкими с гранатом магнитными, флотационными и гравитационными свойствами. Более того, с точки зрения обогатительного процесса гранат-ставролитовый минеральный комплекс, как и гранат-амфиболовый, является неразделяемым.

Труднообогащаемые минеральные комплексы селективно разделяются при направленном воздействии на минералы, что приводит к изменению их свойств в заданном направлении, и затем обогащаются традиционными методами (Барский, 1984; Технологическая оценка..., 1990; Никифоров, Ревнивцев, 1992).

В составе граната и амфибола содержание FeO в 7–9 раз преобладает над Fe₂O₃. Для повышения контрастности магнитных свойств этих минералов создаются условия, уменьшающие это соотношение путем направленного термического воздействия.

Высокотемпературный обжиг исходных проб руды проявления Левин Бор показал, что при нагреве до 700 °С увеличивается магнитная восприимчивость как граната, так и амфибола. В результате отмечается увеличение общего выхода концентрата в процессе магнитной сепарации, но увеличения селективности процесса разделения этих минералов не происходит.

Альтернативным способом решения проблемы служит получение коллективных концентратов – гранат-ставролитового и гранат-амфиболового. В этом случае основной задачей обогащения является удаление примесных минералов – кварца, плагиоклаза, слюды, кианита, рутила и других. Амфибол или ставролит удаляются лишь частично, в основном в отдельных классах крупности. Смысл подобного подхода заключается в том, что руда вообще не обогащается по амфиболу или ставролиту, так как ставролит близок по большинству характеристик, в том числе и по абразивным свойствам, к гранату. В перспективе планируется проведение специальных отраслевых испытаний по оценке абразивных свойств коллективных концентратов и разработке технических условий.

Т а б л и ц а 8
Химический состав гранатовых концентратов по месторождениям

Оксиды	Содержание, % по массе		
	Высота-181		Левин Бор
	Концентрат гравитационный	Концентрат флотации	Концентрат гравитационный
SiO ₂	40,8	45,4	39,0
TiO ₂	0,818	0,837	0,84
Al ₂ O ₃	21,4	21,8	16,6
FeO	26,2	21,2	21,4
MnO	0,709	0,554	0,747
MgO	3,58	3,71	5,33
CaO	2,90	3,29	11,3
Na ₂ O	0	0,16	0,53
K ₂ O	0,193	0,394	0,275
Cr ₂ O ₃	0,0102	0,0169	0,0306
V ₂ O ₃	0,0182	0,0226	0,0339
Rb ₂ O	0,0006	0,0018	0,0108
SrO	0,0005	0,0021	0,0007
BaO	0,004	0,007	0,008
ZrO ₂	0,01	0,008	0,013
P ₂ O ₅	0,078	0,059	0,096
Элементы-примеси, %			
Cu	0,003		0,006
Ni	0,007	0,004	0,005
Zn	0,016	0,039	0,007
Pb	0,001		
S	0,352	0,047	0,018
As		0,001	0,001
Y	0,092	0,0064	0,0051
Nb	0,0013	0,0016	0,0014
Sn	0,001	0,002	
W	0,045	0,048	0,012
Cl	0,004	0,005	0,007
Th	0,0004		0,0002
Cs	0,002		
U		0,0013	0,0001
La	0,002		0,002
Ce	0,003	0,002	0,002

Опыты по обогащению неклассифицированной руды проявления Высота-181 по гравитационной схеме (концентрация на столе) показали низкую селективность процесса разделения, что согласуется с физическими свойствами слагающих руду минералов.

В гранатовом продукте, кроме граната, в значительных количествах присутствуют мелкий кварц, мелкие пластинки или чешуйки биотита и таблички кианита. Наличие мелких классов кварца в тяжелой фракции свидетельствует о механическом его захвате, что нарушает принципы концентрации на столе и мешает эффективному разделению минералов.

Гранатовый продукт, как наиболее тяжелый, концентрируется в первой фракции. Содержание в нем ставролита не превышает 2,3%, граната – 58,3%. Вторая фракция представляет собой промежуточный продукт, в составе которого преобладает биотит. Содержание в ней граната и ставролита в сумме составляет 25% при их соотношении 1 : 3.

Регулирование процесса разделения на столе усложняется полиминеральным составом руды и наличием шламов.

Руда проявления Левин Бор крупностью 2–0 мм при обогащении на концентрационном столе делится по крупности без какой-либо селекции, что связано с близостью физических свойств граната и амфибола. Эффективность технологического

процесса повышается за счет операции магнитной сепарации обесшламленного материала в голове процесса.

В результате магнитной сепарации гранатовой руды проявления Высота-181 после удаления в хвосты полевого шпата и кварца, а также их сростков с гранатом, ставролитом, биотитом и амфиболом концентрат представлен биминеральной смесью граната (82–86,1%) и ставролита (9,2–11,1%).

Коллективный концентрат, выделенный из пробы гранатовой руды проявления Левин Бор, представлен гранатом (64%) и амфиболом (36%). Зерна граната не содержат включений других минералов.

Химический состав концентратов приведен в табл. 8.

Флотация при обогащении гранатосодержащих руд менее эффективна. Нами в исследованиях испытана флото-магнитная схема, предусматривающая дробление, измельчение до крупности –0,1 мм, двухстадийную обратную флотацию граната и магнитную сепарацию камерного продукта флотации с выводом граната в магнитную фракцию. Реагентные режимы флотации включали применение амина Kemio (250 г/т) в кислой среде (pH 4,5), создаваемой серной кислотой. В качестве вспенивателя использовалось сосновое масло. Качество флотационного гранатового концентрата ниже гравитационного.

Таблица 9

**Результаты определения радионуклидов и удельной эффективной активности ЕРН
гранатовой руды и продуктов обогащения**

Проявления	Продукт	Удельная активность, Бк/кг			Аэфф, Бк/кг
		Ra-226	Th-232	K-40	
Левин Бор	Исходная порода	6	3	151	24
	Концентрат (5–0,25 мм)	4	2	82	14
	Концентрат (0,25–0,1)	3	3	107	16
Высота-181	Исходная порода	10	9	384	55
	Концентрат 1	5	6	68	19
	Концентрат 2	4	5	35	14
Уни-Ярви	Исходная порода	15	11	345	60
	Концентрат	5	4	27	13
Западно-Плотинское	Исходная порода	18	11	386	67
	Концентрат	6	4	55	16

**Радиационное обследование
гранатовых руд Карелии**

Радиационное обследование проведено на исходных пробах гранатосодержащих руд некоторых проявлений Карелии и гранатовых концентратов, полученных из них после обогащения по магнито-гравитационной схеме.

Определение удельной эффективной активности ЕРН (радия-226, тория-232 и калия-40) выполнено гамма-спектрометрическим методом на гамма-спектрометре СГС-200.

Метрологические параметры спектрометра контролировались по государственным стандартным образцам естественных радионуклидов

Результаты измерений представлены в табл. 9.

Из приведенных данных видно, что характерной особенностью гранатов карельских месторождений является низкая, близкая к фоновым значениям, удельная эффективная активность ЕРН.

**Требования промышленности
к гранатовым продуктам. Экономика**

Требования промышленности могут касаться содержания граната в концентрате (минимум 97%). Кроме того, существуют ограничения по содержанию свободного кварца. Австралийская компания GMA Pty Ltd и американская компания Barton Mines Corp ограничивают содержание хлоридов – < 50 ppm, свободного железа – < 0,001%, меди – < 0,01%, а также других тяжелых металлов – < 0,01%.

ISO (международные стандарты) на пескоструйный гранат включают требования на растворимый хлорид < 25 ppm.

Твердость и прочность влияют взаимосвязано. В минералогии твердость минералов принято определять в соответствии с вышеупомянутой шкалой Мооса. По этой шкале твердость чистых кристаллов алмазина оценивается около 7,5. Однако, как правило, кристаллы представляют собой агрегаты с микротрещинами и включениями других минералов, поэтому естественная твердость несколько ниже, чем идеальная. Вообще эта шкала груба для практических целей.

Природные размеры граната имеют компактное распределение: от 8, 16, 25, 36, 40, 60–80, 100,

150, 250 и 325 меш до микронизированных ступеней от 250 до 37 μ м.

Для пескоструйного граната размеры зерен следующие: $-1,0 + 0,3$ мм и $-0,059 + 21$ мм;

для фильтрации воды: $-4,75 + 1,41$ мм, а также мелкая фракция $-0,84 + 0,3$ или $-0,71 + 0,25$ мм;

для водоструйной резки: $-0,25 + 0,177$ мм. В Финляндии и Скандинавских странах применяют новый стандарт на гранат водоструйный при резке: наиболее предпочтительная фракция 0,2–0,6 мм, а также используются 0,2–0,8, 0,3–0,85, 0,3–1,25 мм.

На абразивные гранаты в США существуют различные спецификации:

ANSI (Институт Американских Национальных Стандартов) Specifications B74.18-1977 (Specifications for Grading of Certain Abrasive Grains on Coated Abrasive Products – Требования к градации определенных абразивных зерен для гибких абразивных материалов);

ANSI Specifications B74.12-1977 (Specifications for Size of Abrasive Grains-Grinding Wheel, Polishing, and General Industrial Uses – Требования к размерам абразивных частиц для шлифовальных кругов, полирования и общих промышленных областей использования);

U.S. Navy specification MIL-A-22262 (SH);

The Steel Structures Painting Council's SSPC-XAB1X (Mineral and Slag Abrasives).

B100-89 (Standards for Filtering Materials).

Гранат, используемый для фильтрации воды, должен иметь плотность не менее 4, округлые частицы размерами от 8 до 250 меш, постоянный коэффициент размерности, близкий к 1.

Размеры зерен граната для конечного использования в зависимости от области применения приведены в табл. 10.

Сравнительные технологические характеристики различных пескоструйных абразивов приведены в табл. 11.

Для того чтобы использовать гранат как абразив, необходимо иметь концентрат высокой чистоты с малым количеством включений. Гранат должен характеризоваться низким уровнем трещиноватости и отсутствием включений минералов-примесей.

В стабильных экономических условиях потребность в гранате может превысить несколько десятков тысяч тонн концентрата. В настоящее время

Т а б л и ц а 10
Размеры зерен граната для конечного использования

Область конечного использования	Размер зерен, мм
Пескоструйное обдувание	1,1, 0,5, 0,6–0,4, 0,4–0,2, 0,3–0,15
Фильтрация воды	2,5–1,7, 1,1, 1,4–0,6, 0,5, 0,6–0,4, 0,4–0,2
Водоструйная резка	1,0–0,3, 0,25–0,18, 0,15, 0,18–0,85, 0,12–0,06
Шкурки абразивные и т. п.	0,34–0,1, 0,08–0,036
Полировка и шлифовка	0,15–0,18, 0,10–0,15, 0,03, 0,01

Т а б л и ц а 11
Сравнительные технологические характеристики различных пескоструйных абразивов

Абразив	Площадь очистки, м ² /час	Количество абразива, кг/час	Глубина профиля, мм
Оксид алюминия (80/100)	23	245	0,028
Starblast ¹	22	272	0,028
Biasill ²	22	263	0,023
Оксид алюминия (54/70)	21	261	0,033
Гранат RT80	21	290	0,025
Кремень	20	331	0,036
Flintshot ³	19	318	0,043
Крупнозернистый ставролит	19	243	0,038
Гранат RT60	18	238	0,025
Оксид алюминия (30FDT)	16	301	0,038
Black Beuty ⁴	15	340	0,038
Rotoblast ⁵ G80A	14	318	0,030
Rotoblast ⁶ G40A	11	340	0,053
Flintabrase ⁷ #3	11	236	0,043

П р и м е ч а н и е . Испытания проведены в Испытательном инженерном центре Дюпон. Собственные торговые марки: ^{1,2} E. I. duPont de Nemours and Co Ltd; ^{5,6} Pagborn Corp.; ⁴ H. B. Reed Corp.; ^{3,7} US Silica Co, Welborn, 1996.

лидерство по производству и потреблению граната принадлежит США.

В табл. 12 показаны основные производители, экспортеры и импортеры граната.

Т а б л и ц а 12
Гранат на рынке (основные показатели)

Производители	Экспортеры	Импортеры
США	Австралия	Франция
Австралия	Китай	Германия
Индия	Шри Ланка	Корея
Китай	США	Нидерланды
Украина		Тайвань
Норвегия		Великобритания
Турция		США
Шри Ланка		

Мировое производство граната по состоянию на 1995 г. составило 150 тыс. т (рис. 1).

Анализ современного состояния мирового рынка граната свидетельствует об устойчивом росте производства и потребления. Это во многом связано с тем, что среди прочих абразивных материалов гранат обладает рядом преимуществ: ис-

пользуется неоднократно, возможна его регенерация, он экологически безопасен.

Цены на 1 т граната составляют: США – \$ 80–400, европейские страны – \$ 300, Австралия – \$ 150.

Динамика цен на некоторые виды гранатовых концентратов, выпускаемых в США, приведены на рис. 2 («Industrial Minerals», 1993–1999 гг.).

Основными потенциальными потребителями граната в России являются:

- абразивные заводы (Санкт-Петербург, Белгород, Кыштым, Москва),
- водозаборные станции питьевой воды (ориентировочные потребности в фракциях гранатовых концентратов составляют 0,02–0,03 м³ в расчете на 1 м³/ч производительности очистных сооружений водопроводов),
- камнеобрабатывающие предприятия (jet cutting technology).

В настоящее время в России получили распространение более дорогостоящие абразивы из карбида кремния, белого электрокорунда, перлита,

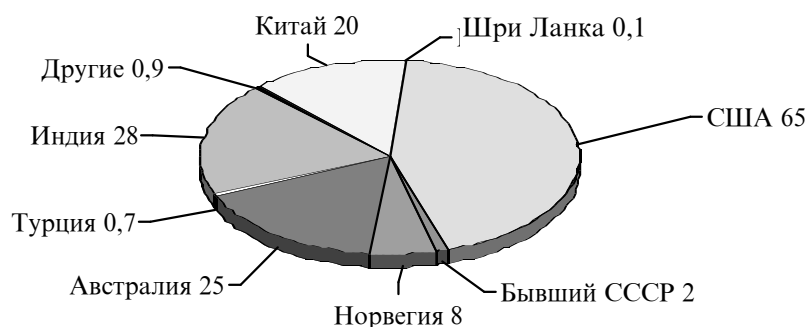


Рис. 1. Круговая диаграмма производства граната в мире (тыс. т) (Harben, 1995)



Рис. 2. Диаграмма динамики цен на гранатовый концентрат (за 1 т), USD (short ton = 907,18486 кг)

хотя упомянутые абразивы не обеспечивают требуемого качества шлифования, а применяемые искусственные абразивные материалы дороже граната в два-три раза.

Выводы

Проявления гранатовых руд на примере территории северной Карелии привлекательны для создания промышленных производств. Положительной стороной является благоприятная геологическая ситуация, когда формируется гранат-альмандин в качестве одного из распространенных породообразующих минералов, образуя в определенных условиях рудные тела с гранатом.

В результате выполненных исследований:

- изучен вещественный состав и текстурно-структурные особенности гранатовых руд ряда проявлений Карелии – Левин Бор, Высота-181, Уни-Ярви;

- выполнена сравнительная технологическая оценка проявлений гранатовых руд, сформированных в благоприятных структурных областях – Беломорский подвижный пояс и гранит-зеленокаменные структуры лопийского тектоно-магматического цикла;

- для обогащения руд предложена гравитационно-магнитная схема, характеризующаяся более высокой эффективностью процесса извлечения граната;

- обоснована целесообразность проведения отраслевых исследований по изучению возможности промышленного применения гранат-ставролитовых и гранат-амфиболовых концентратов;

- отмечается динамика роста объемов производства и потребления гранатового концентрата на мировом и отечественном рынках.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 01-05-64230).

ЛИТЕРАТУРА

Барский Л. А. Основы минералургии. Теория и технология разделения минералов. М., 1984. 269 с.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., 1966. С. 98–128.

Кузварт М. Неметаллические полезные ископаемые. М., 1986. 470 с.

Никифоров К. А., Ревнивцев В. И. Направленные превращения минералов. Новосибирск, 1992. 193 с.

Ревнивцев В. И. Роль технологической минералогии в обогащении полезных ископаемых // Зап. ВМО. 1982. Ч. 3, вып. 4. С. 443–449.

Технологическая оценка минерального сырья. Опробование месторождений. Характеристика сырья: Справочник / Под ред. П. Е. Остапенко. М., 1990. С. 224–265.

Фацци метаморфизма / Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др. М., 1970. 432 с.

Gorill L. World garnet review. Supply and markets // Proceedings of the 12th «Industrial Minerals» International Congress. Chicago, 1996. P. 85–87.

Harben P. The Industrial Minerals Handy Book. London, 1995. 253 p.

Kendall T. Garnet. Nice work if you can get it? // Industrial Minerals. 1997. N 354. P. 31–41.

O'Driscoll. Ukraine's minerals // Industrial Minerals. 1997. N 373. P. 21–43.

Welborn W. Abrasives. Synthetics cut natural products down to size // Industrial Minerals. 1996. N 347. P. 31–47.

Д. С. Рыбаков

СРЕДНЯЯ ПАДМА: ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Месторождение комплексных (селен)-уран-благороднометалльно-ванадиевых руд Средняя Падма (Среднепадминское месторождение) расположено в центральной части Заонежского полуострова в 4 км к северо-востоку от пос. Великая Нива. В 1995 г. закончилась предварительная разведка месторождения. Оставлен горный участок законсервированной разведочной шахты с промплощадкой размером 200 × 200 м и уклоном 0,5° в сторону р. Падмы, протекающей в 500 м восточнее.

Как и в других подобных месторождениях Заонежья (падминская группа), оруденение локализовано в пачке шунгитсодержащих сланцев и шунгитовых алевролитов нижней подсвиты заонежской свиты и тяготеет к контакту с подстилающими доломитами туломозерской свиты (Металлогения Карелии, 1999). В районе месторождения распространены также породы габбро-диабазовой формации.

Продуктивные зоны представляют собой ореолы окolorудных изменений пород, развитых вдоль продольных субгоризонтальных зон объемного дробления (катаклаза, брекчирования, трещиноватости) алевролитов и сланцев (Металлогения Карелии, 1999).

Среднепадминское месторождение относится к урановому типу, с которым связывают первичные геохимические ореолы U, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, Co, Ni, V, As (Справочник..., 1989). Анализ показывает, что для исследуемого объекта данный список может быть дополнен Bi, Se, Re, Cr, Ba, Li и другими элементами (Металлогения Карелии, 1999; Оценка..., 2001; Прогнозная оценка..., 2001).

В районе месторождения коренные породы перекрываются ледниковыми четвертичными отложениями (пески, супеси, суглинки и глины) мощностью от 5 до 50 м. На значительной части они перекрыты торфяно-болотными (низинными) отложениями мощностью от 0,5 до 6 м (Прогнозная оценка..., 2001). Последние характеризуются высокой сорбционной способностью торфов и вследствие этого могут накапливать в высоких концентрациях различные токсичные элементы (Оценка..., 2001).

На участках, примыкающих к промплощадке месторождения, развиты торфяно-(торфянисто)-болотные почвы и буроземы глеевые, определяющие

кислый глеевый класс геохимических ландшафтов.

Учитывая характер коренных пород и четвертичных отложений данного участка, следует предположить резкий контраст геохимических обстановок в поверхностной части ландшафта, с одной стороны, и на глубине, с другой. Так, подземные воды Среднепадминского месторождения, по данным Г. С. Бородулиной и С. И. Мазухиной (Прогнозная оценка..., 2001), имеют слабощелочную и даже сильнощелочную реакцию (рН достигает 9,75). Наличие песчаных и супесчаных отложений, перекрывающих коренные породы, предполагает приуроченность к более кислой среде. Глины и суглинки служат экраном для водных потоков, что ведет к заболачиванию территории, обуславливающему формирование глеевой восстановительной обстановки. Атмосферные осадки в основном имеют, как известно, кислую реакцию и дополнительно способствуют уменьшению значения рН.

Такая пестрота геохимических обстановок предполагает различие форм миграции одних и тех же элементов в подземных и поверхностных водах, а также увеличивает вероятность выщелачивания (с разной степенью интенсивности) химических элементов из поднятых на дневную поверхность горных пород и руд. На участках, примыкающих к месторождению, могут формироваться следующие геохимические барьеры: глеевые, сорбционные, кислые, щелочные, совмещенные, сочетающие определенные из всех перечисленных типов, а также окислительные (кислородные).

В связи с пестрым соотношением геохимических обстановок и геохимических барьеров предполагаются совершенно разнообразные пути миграции и концентрации химических элементов на участке месторождения и вблизи него. Остановимся на некоторых примерах, которые являются лишь начальным этапом необходимых исследований.

Г. С. Бородулиной и С. И. Мазухиной (данные 1994 г.) в воде из канавы, оконтуривающей место складирования руды, созданное во время проходки разведочной шахты на Среднепадминском месторождении, обнаружены самые высокие концентрации U, Mo и V (см. табл.).

Концентрация урана, молибдена и ванадия в водах участка Среднепадминского месторождения, мкг/л

	U	Mo	V
Речная вода (р. Падма)	0,042–0,072	0,08–0,09	0,21–0,35
Подземные воды (из скважин)	0,08–25,4	0,17–28,5	0,08–6,1
Вода из канавы (поверхностные условия выщелачивания руд)	600,0	100,0	9,0

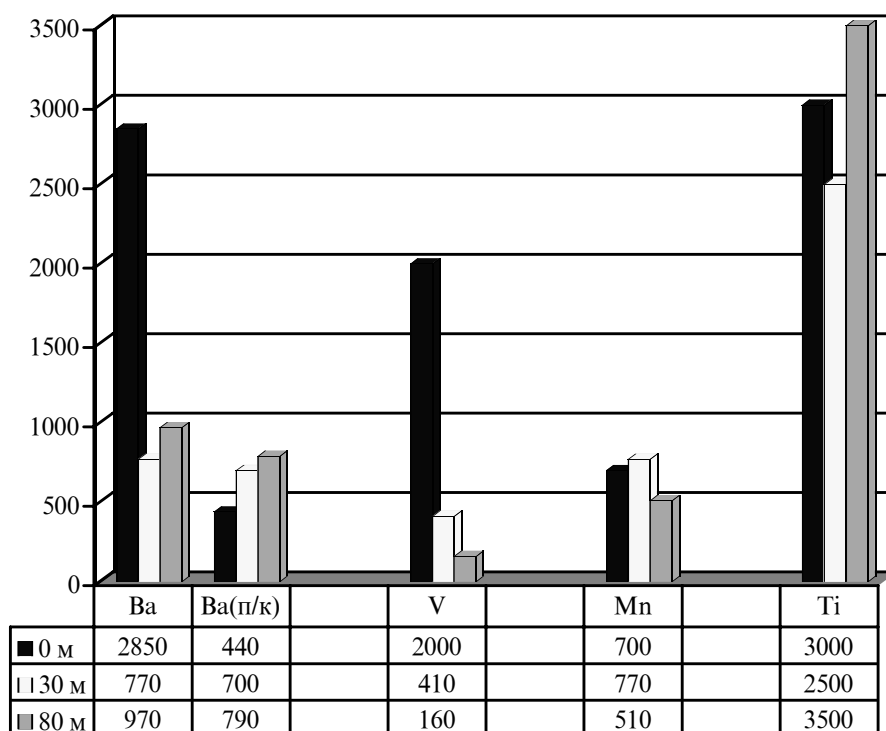


Рис. 1. Гистограмма распределения Ba, V, Mn и Ti на глеевом (0 м) и сорбционном (30 и 80 м) геохимических барьерах:

концентрации элементов (г/т) определены количественным спектральным анализом в Институте геологии КарНЦ РАН, Ba (отн. % · 10⁴) – также и полуколичественным (п/к); здесь и далее: 0 м – точка сброса сточных вод канавы, 30 и 80 м – расстояния от точки сброса сточных вод

Сточные воды из примыкающего к промплощадке месторождения отстойника, обогащенные этими и другими элементами, поступают в ближайшее болото, по границе которого существует глеевый геохимический барьер. На этом геохимическом барьере при pH 6,5–8,5 поступающих к нему сточных вод должно происходить осаждение Cu, Cr, U, Mo, Re, Se, V (Перельман, 1989).

Как показал анализ (рис. 1–3), в самой краевой части болота на глеевом барьере осаждаются (в скобках указаны предельные кларки концентраций – kk): V (22,2), Ni (1,3), Pb (7,5), Mo (87,3), Cr (2,4), Be (1,7), Zr (0,8) и Y (1,1). Осаждению элементов (Mo, Cr, V, Be, Zr и Y) могут также способствовать более кислые воды болота по сравнению со сточными водами, поступающими из отстойника. Pb может накапливаться за счет сорбции, хотя его концентрация в краевой части болота до конца не ясна. Скорее всего, большую роль в накоплении этого элемента играет все же биогенная аккумуляция. Низкие концентрации Cu (< 1 kk) связаны, вероятно, с проблематичностью ее извлечения слабощелочными водами из горных пород и руд.

После прохождения линии взаимодействия кислородной и глеевой обстановок уже через 30–80 м в пределах низинного болота происходит постепенная ассимиляция поступающих к краевой части болота кислородных слабощелочных вод кислыми глеевыми. Условия кислого и глеевого геохимических барьеров сменяются условиями сорбционного восстановительного барьера.

На сорбционном барьере при поступлении к нему кислых и слабокислых вод (pH 3,0–6,5) в условиях глеевой обстановки должно происходить осаждение Si, Ba, Zn, Cd, Ni, Co, Pb, Cu, U, Cl, Br, I, F, S, P, Fe и Mn, при поступлении нейтральных и слабощелочных вод (pH 6,5–8,5) – Li, Na, K, Rb, Cs, Tl, Zn (Cl, Br, I, B, F, S, P) (Перельман, 1989).

Полученные нами данные по количественному и полуколичественному определению Ba заметно (в 6,5 раза!) различаются (рис. 1). Вместе с тем, как отмечено, этот элемент должен осаждаться на сорбционном геохимическом барьере при поступлении к последнему кислых и слабокислых (pH 3,0–6,5) глеевых вод.

Согласно полученным данным, в болотном торфе относительно накапливаются следующие элементы: V (до 4,5 kk), Sr (до 0,4 kk), Zn? (до 2,7 kk) (рис. 1–3).

Осаждение Zn на сорбционном геохимическом барьере торфа, очевидно, имеет место, однако характер этого процесса требует дополнительного изучения. Аналогичного изучения требует также поведение таких элементов, как Ni, Co (1,6–1,7 kk), Cu (до 1,3 kk) и других, в том числе тех, концентрации которых в данном исследовании не определялись.

Кислая среда болотных вод способствует лучшему растворению Be (Гавриленко, Сахоненок, 1986), а присутствие органических соединений может уменьшать степень осаждения Zr, Sc и Y, которые участвуют в коллоидной миграции в ландшафтах влажного климата (Перельман, 1966). Данная тенденция для Be, Y и Zr хорошо видна на рис. 2, 3.

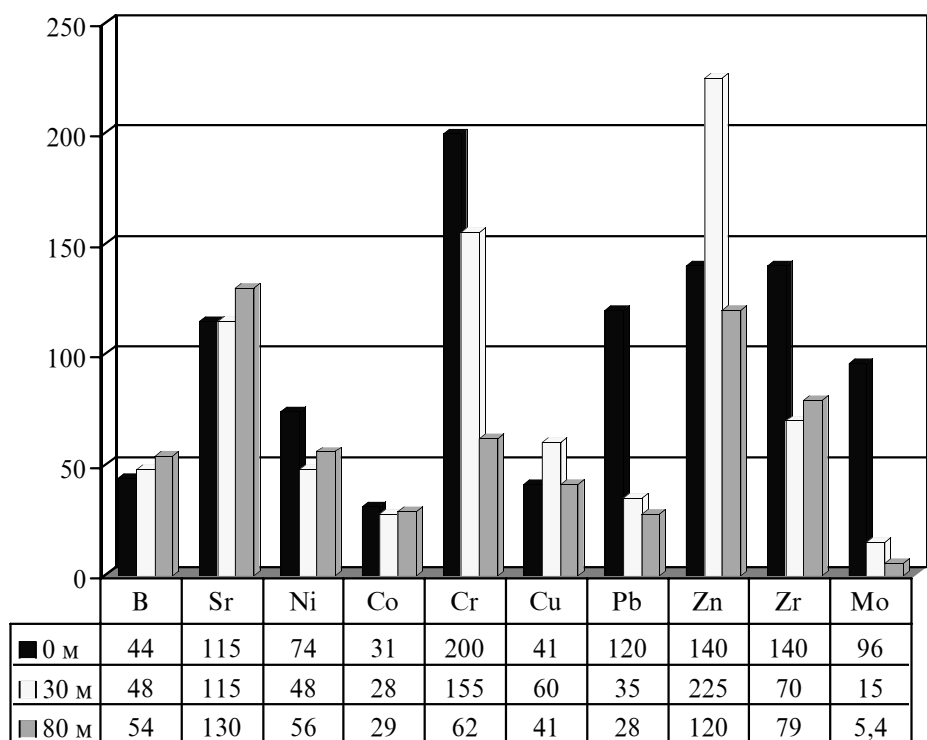


Рис. 2. Гистограмма распределения элементов на глеевом и сорбционном геохимических барьерах:

концентрации Sr, Ni, Co, Cr, Cu и Pb (г/т) определены количественным спектральным анализом, B, Zn, Zr и Mo (отн. % · 10⁻⁴) – полуколичественным

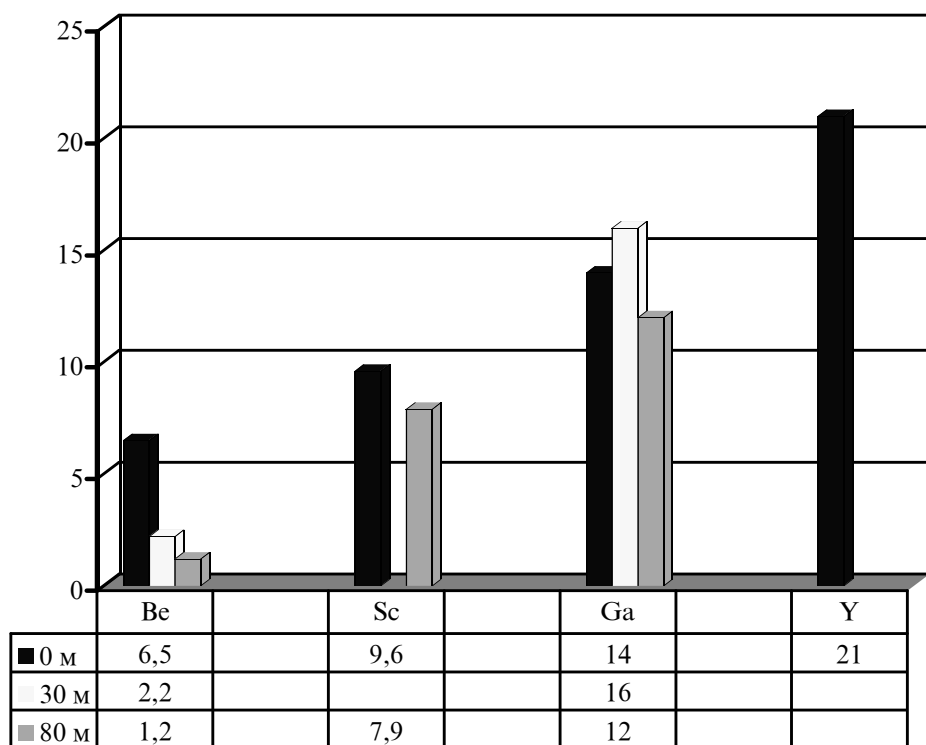


Рис. 3. Гистограмма распределения Be, Sc, Ga и Y на геохимических барьерах вблизи линии взаимодействия слабощелочной и кислой глеевой обстановок:

концентрации элементов (отн. % · 10⁻⁴) определены полуколичественным спектральным анализом; здесь и далее пустые клетки под элементами означают концентрации ниже чувствительности метода

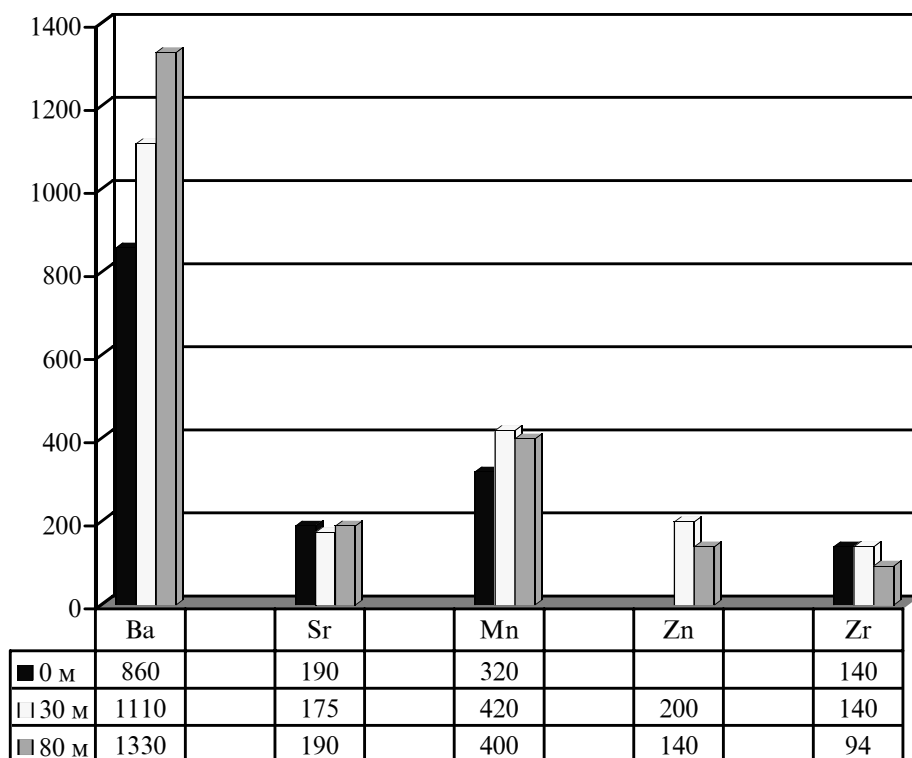


Рис. 4. Гистограмма распределения Ba, Sr, Mn (г/т), Zn, Zr (отн. % · 10⁻⁴) на сорбционном геохимическом барьере глин и суглинков:

здесь и на рис. 5 методы определения концентраций элементов – см. рис. 1, 2

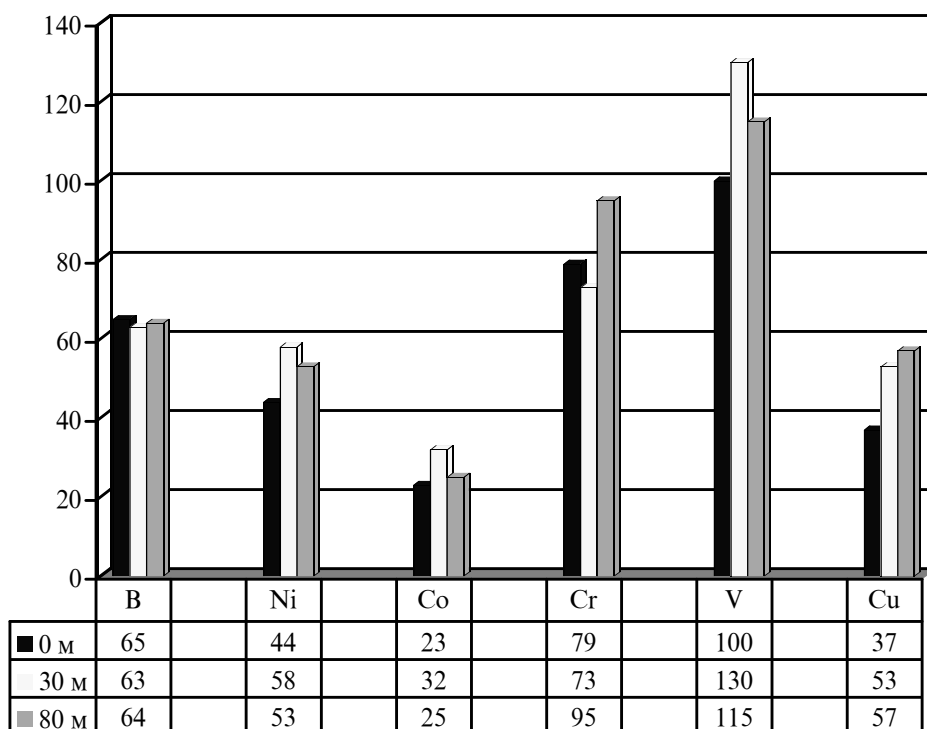


Рис. 5. Гистограмма распределения B (отн. % · 10⁻⁴), Ni, Co, Cr, V и Cu (г/т) на сорбционном геохимическом барьере глин и суглинков

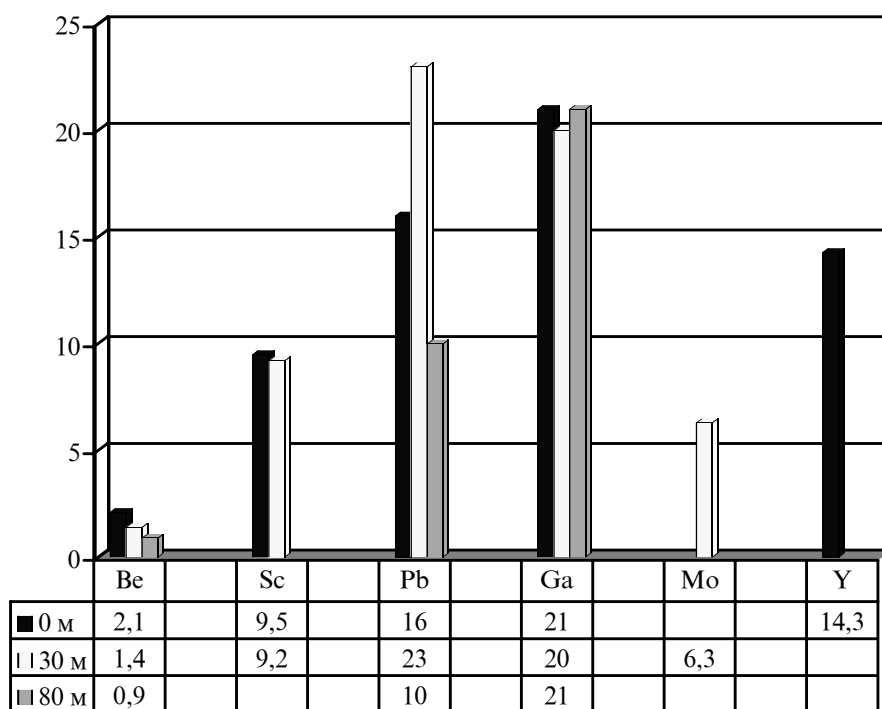


Рис. 6. Гистограмма распределения Be, Sc, Ga, Mo, Y (отн. % · 10⁻⁴) и Pb (г/т) на сорбционном геохимическом барьере глин и суглинков:

методы определения концентраций элементов – см. рис. 2, 3

Особенности сорбционного геохимического барьера глин и суглинков, залегающих ниже торфяного горизонта болотных почв, наиболее выражены на расстоянии 30–80 м от точки сброса сточных вод канавы. Здесь в глинах и суглинках концентрируются (в скобках указаны предельные значения *kk*): Cu (1,2), Co (1,8), Ni (1,0), Zn (2,4), Ba (2,0), (Mn, Cr?) (рис. 4, 5). Вместе с тем содержание таких элементов, как Be, Sc, Y, (Zr), с удалением от краевой части болота уменьшается (рис. 4, 6). Их концентрации в глинах и суглинках во всех определениях < 1 *kk*, что связано с повышенной миграционной способностью этих элементов в условиях кислой восстановительной среды.

На границе смещения техногенно трансформированных кислых и слабокислых глеевых болотных вод с поверхностными водами р. Падмы возможно формирование кислородного геохимического барьера, на котором, в соответствии с теорией геохимических барьеров А. И. Перельмана

(1989), будет происходить осаждение Fe, Mn и Co. При смене глеевых вод кислородными будут осаждаться те же элементы. В случае большей щелочности речных вод по сравнению с поступающими к ним техногенно измененными болотными водами должен формироваться щелочной геохимический барьер.

При разработке комплексных (селен)-уран-благороднометалльно-ванадиевых руд Среднепадминского месторождения следует ожидать постепенного смещения линии взаимодействия кислородной и глеевой обстановок в глубь занимаемой низинным болотом территории. Учитывая полученные данные, можно сделать вывод о том, что степень экологической опасности для экосистемы р. Падмы будет связана прежде всего со скоростью указанного смещения, являющейся также критерием деградации экосистемы низинного болота и, при адекватном воздействии, примыкающего заболоченного леса.

ЛИТЕРАТУРА

- Гавриленко В. В., Сахоненко В. В. Основы геохимии редких литофильных металлов. Л., 1986. 172 с.
 Металлогения Карелии / Отв. ред. С. И. Рыбаков и А. И. Голубев. Петрозаводск, 1999. 340 с.
 Оценка радиоэкологического состояния Онежского рудного района. Объяснительная записка к радиоэкологической карте масштаба 1 : 200 000... Отчет Регионального геоэкологического центра – филиала ГП «Невскгеология». Санкт-Петербург, 2001. Фонды Комитета природных ресурсов по Республике Карелия. 87 с.

- Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., 1966. 392 с.
 Перельман А. И. Геохимия. М., 1989. 528 с.
 Прогнозная оценка экологической устойчивости территории в условиях развития горнорудного комплекса Республики Карелия // Эколого-экономическая оценка ресурсов Республики Карелия. Отчет Института геологии КарНЦ РАН. Книга 2. Петрозаводск, 2001. Фонды Комитета природных ресурсов по Республике Карелия. 203 с.
 Справочник по геохимии / Г. В. Войткевич, А. В. Кокин, А. Е. Мирошников, В. Г. Прохоров. М., 1990. 480 с.

М. М. Филиппов, Б. Н. Клабуков

ПРИНЦИПЫ ВЫЯВЛЕНИЯ ЦЕНТРОВ КУПОЛЬНЫХ ШУНГИТОНОСНЫХ СТРУКТУР ТОЛВУЙСКОЙ СИНКЛИНАЛИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Введение

До настоящего времени прогнозная оценка запасов высокоуглеродистых пород (максовитов) в пределах Онежского прогиба осуществлялась по данным геологической съемки масштаба 1 : 50 000, по материалам поисковых работ (1972–1976 гг.) и детальной разведки месторождений и основывалась на литологических и стратиграфических предпосылках (Купряков, Михайлов, 1988). На территории Толвуйской структуры второго порядка проведены поисковые работы, детально разведаны Зажогинское и Максовское месторождения. Однако основное количество буровых скважин сосредоточено в центральной части структуры, поэтому достоверность прогноза новых залежей на других участках невысока. Проблема усугубляется и тем, что в условиях высокой закрытости территории даже относительно крупные залежи выявить сложно, поскольку их размеры меньше расстояния между профилями сети поисковой стадии разведочных работ, а сама разведочная сеть была спланирована традиционно (буровые профили вкрест простираения структуры). Для других структур, аналогичных Толвуйской, точность прогноза еще меньше, поскольку их изученность несопоставимо более слабая.

Повысить достоверность прогнозных оценок можно путем выявления закономерностей пространственного положения залежей. Ранее было показано (Филиппов, 1998), что месторождения максовитов сформированы по типу складок нагнетания. Подобные складки обычно образуют систему, характеризующую строго определенным расстоянием между соседними залежами. Есть также достаточные основания считать, что не только шестой (из девяти) шунгитоносный горизонт верхней подсвиты заонежской свиты потенциально мог выступать в качестве питающего слоя для складок нагнетания. Следовательно, можно говорить о системах купольных структур, расположенных на разных стратиграфических уровнях, находящихся на разных стадиях развития и сохранности. Помимо самих куполов, имеющих сложное внутреннее строение, важным элементом системы являются антиклинальные складки третьего порядка, которые в теории диапиризма рассматриваются в качестве пер-

вичных структур, или валов. Установленные закономерности пространственного положения валов и купольных структур четвертого порядка и могут быть научной основой для создания разведочной сети и оценки прогнозных запасов максовитов. Ключевой задачей исследования систем является максимально точное определение центров купольных структур геофизическими методами. В статье рассматриваются возможные ошибки определения центров куполов по геофизическим материалам и вызывающие их причины.

Объекты исследования

В качестве объектов исследования выбраны Максовская, Зажогинская и Калейская залежи (рис. 1, 2). Первая из них интересна тем, что она хорошо изучена, на ней выполнены работы по опробованию, здесь можно наблюдать сочетание разнообразных условий для геофизических исследований, которые, очевидно, можно ожидать и на других участках. Максовское месторождение сформировано по шестому горизонту шунгитоносных пород. Структурно оно является асимметричным купольным телом, срезанным эрозией. Апикальная часть купола выходит под четвертичные отложения и частично обнажена. Залежь сложена массивными, брекчиевидными и трещиноватыми высококремнистыми породами со средним содержанием шунгитового вещества около 30%; брекчиевидные породы слагают преимущественно верхнюю часть купола; максимальная мощность тела 120 м, размеры в плане 500 x 700 м. На западном фланге купольная постройка местами выклинивается, на востоке она плавно переходит в Калейскую залежь. Вмещающие породы представлены базальтовыми туфами, вулканокластическими алевролитами, в меньшей степени – доломитами и кремнистыми породами, шунгитоносными породами пятого, седьмого – девятого горизонтов. Толща пород пронизана несколькими силами, в центре купола – дайкой габбро-долеритов. Все без исключения вмещающие породы содержат в том или ином количестве шунгитовое вещество, габбро-долериты – преимущественно на контакте с шунгитоносными породами (см. ст. М. М. Филиппова и др. в наст. сб.). Во всех вмещающих

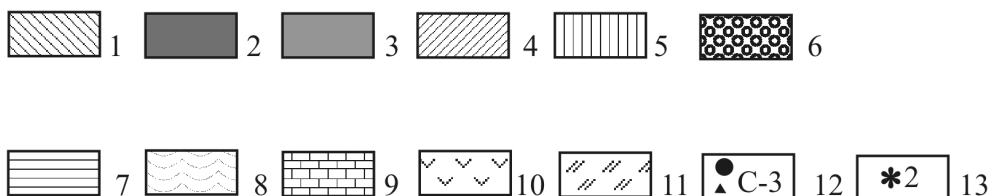
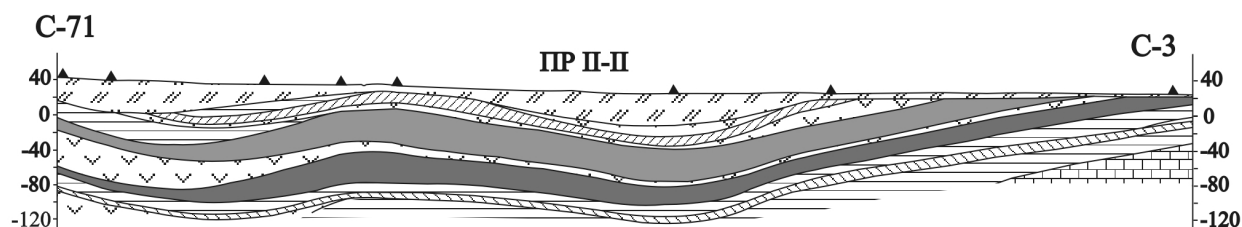
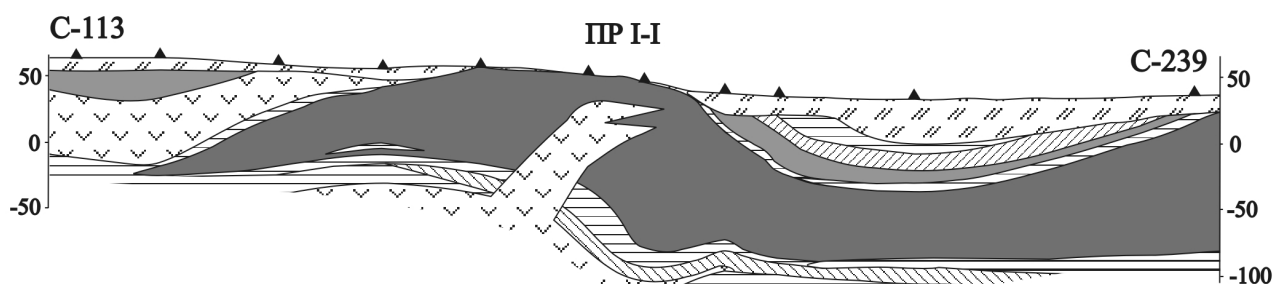
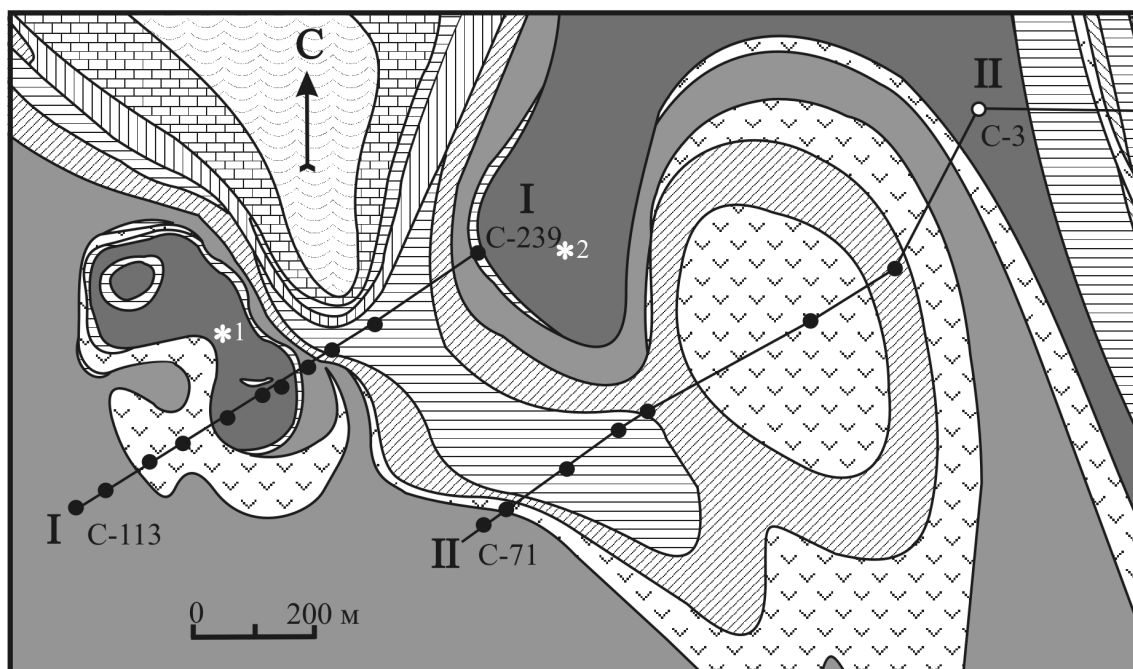


Рис. 1. Схема геологического строения и разрезы Максовской и Калейской залежей (по: Купряков, Михайлов, 1988):

1–5 – горизонты шунгитонесущих пород (соответственно 5–9), 6 – туфы алевролитовые, 7, 8 – алевролиты, 9 – доломиты, 10 – габбро-долериты, 11 – четвертичные отложения, 12 – положение и номера скважин, 13 – положение центров залежей

породах есть сульфидная минерализация, в основном пиритовая, в силлах и дайке пирит концентрируется вблизи от контакта с вмещающими породами.

Зажогинское месторождение, как и Максовское, детально разведано. По запасам оно пример-

но в 10 раз меньше. Это асимметричная антиклинальная складка, развитая по шестому горизонту и сильно срезанная эрозией (рис. 2). Собственно промышленное тело имеет размеры около 200 x 250 x 45 м. Залёжь сложена брекчиевидными, массивными высококремнистыми максовитами со

средним содержанием шунгитового вещества около 27%. Залежь подстилают базальтовые туфы, доломиты и базальты, она перекрыта в большей своей части силлом габбро-долеритов. В центральной части месторождения подстилающие породы выходят под четвертичные отложения и представлены карбонат-тремолитовыми метасоматитами.

По Калейской залежи геологические данные существенно более скромные. Буровые скважины подсекли шестой горизонт лишь на периферии предполагаемой купольной постройки. Контуры различных пород и самой залежи на геологической карте показаны условно. Основная информация получена по одной скважине (рис. 1, скв. 239), которая подсекла раздвиг шестого горизонта мощностью около 95 м. Здесь вскрыты максовиты с массивной и брекчиевидной текстурой и с высоким содержанием шунгитового вещества (в среднем около 30%). Вмещающие породы – алевритовые туфы, в южной части – габбро-долериты и шунгитоносные породы пятого и седьмого горизонтов. Большинство признаков, а именно: распределение пород с различными текстурами по разрезу, наличие краевой брекчии с фрагментами вмещающих пород, химический состав пород – указывают на то, что залежь является аналогом Максовского месторождения.

В геологическом строении исследуемой территории местами участвуют слабосцементированные алевриты, пески и глины мощностью до 40 м, которые относят к верхнему протерозою. В основании таких отложений выявлены коры выветривания по габбро-долеритам, алевритовым туфам, шунгитоносным породам и доломитам.

Четвертичные отложения покрывают большую часть Максовской и Загогинской залежей и полностью – Калейскую. Среди них главным образом представлены ледниковые отложения – флювиогляциальные и основная морена, в которой нередко в большом количестве присутствуют шунгитоносные породы.

Экспериментальные данные и их обсуждение

Возможности геофизических работ при исследовании максовитов подробно изложены в работе (Филиппов, Клабуков, 2000). В ней на основе качественного анализа используемых геофизических полей установлена значимая корреляция между интенсивностью геофизических параметров и содержанием ШВ в породах. Залежи максовитов контрастно выделяются среди вмещающих пород в естественном электрическом поле (ЕП) отрицательными аномалиями до -1200 мВ, в сглаженных магнитных полях (МП) – областями пониженной интенсивности, а также в поле кажущегося электрического сопротивления (ρ_k) – низкоомными аномалиями. Результаты анализа материалов детальных геофизических съемок позволяют сделать вывод о некотором подобии контуров геофизических аномалий областям концентрации ШВ. Этот факт может быть использован для определения геометрического центра залежи. Ошибка, с которой будут определяться координаты такого центра,

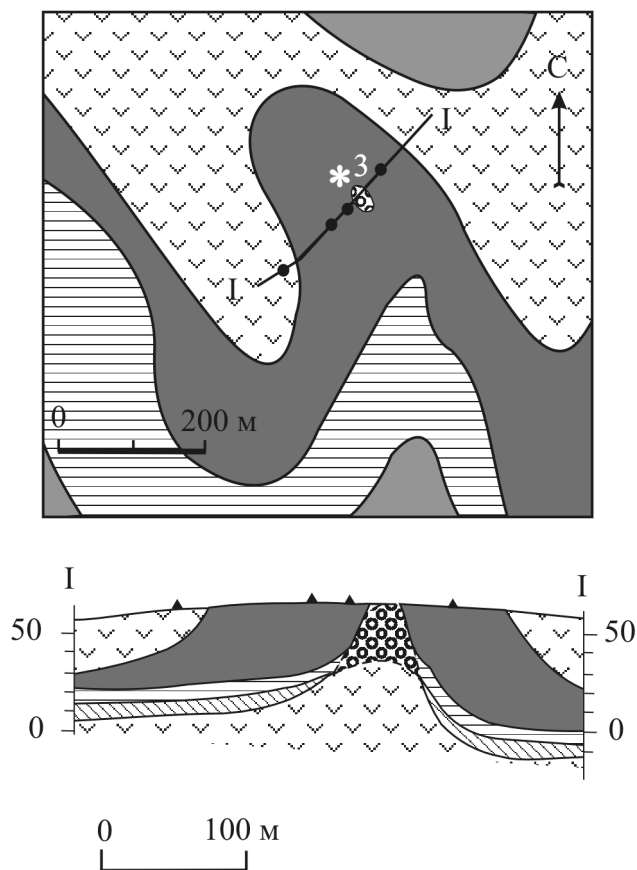


Рис. 2. Схема геологического строения и разрез Загогинской залежи максовитов (усл. обозн. см. на рис. 1)

должна прежде всего зависеть от изометричности распределения ШВ в залежах.

Максовская залежь

На участке выявлена пространственная связь отрицательного естественного электрического поля (ЕП) с выходами на поверхность современного эрозионного среза шестого горизонта, с которыми связаны основные объемы максовитов. Учитывая достаточно сложное геологическое строение структуры как на уровне эрозионного среза, так и на глубине, рассмотрим более детально возможные источники ошибок определения центра залежи по геофизическим данным. На рис. 3 показано распределение ЕП в пределах шестого горизонта и во вмещающих породах. Наиболее очевидна корреляция геофизических и геологических данных на уровне изолинии ЕП -900 мВ. Область поля, соответствующая значениям потенциала менее этой величины, вытянута в северо-западном направлении и связана в основном с шунгитоносными породами шестого горизонта. Однако площадь участка, околонтурная изолинией ЕП -900 мВ, только на 30% совпадает с выходами шестого горизонта. Анализ геологических (рис. 1) и геофизических (рис. 3) данных показывает, что повышение потенциала ЕП наблюдается над зоной метасоматически измененных пород шестого горизонта, в западной части планшета – на контакте шестого

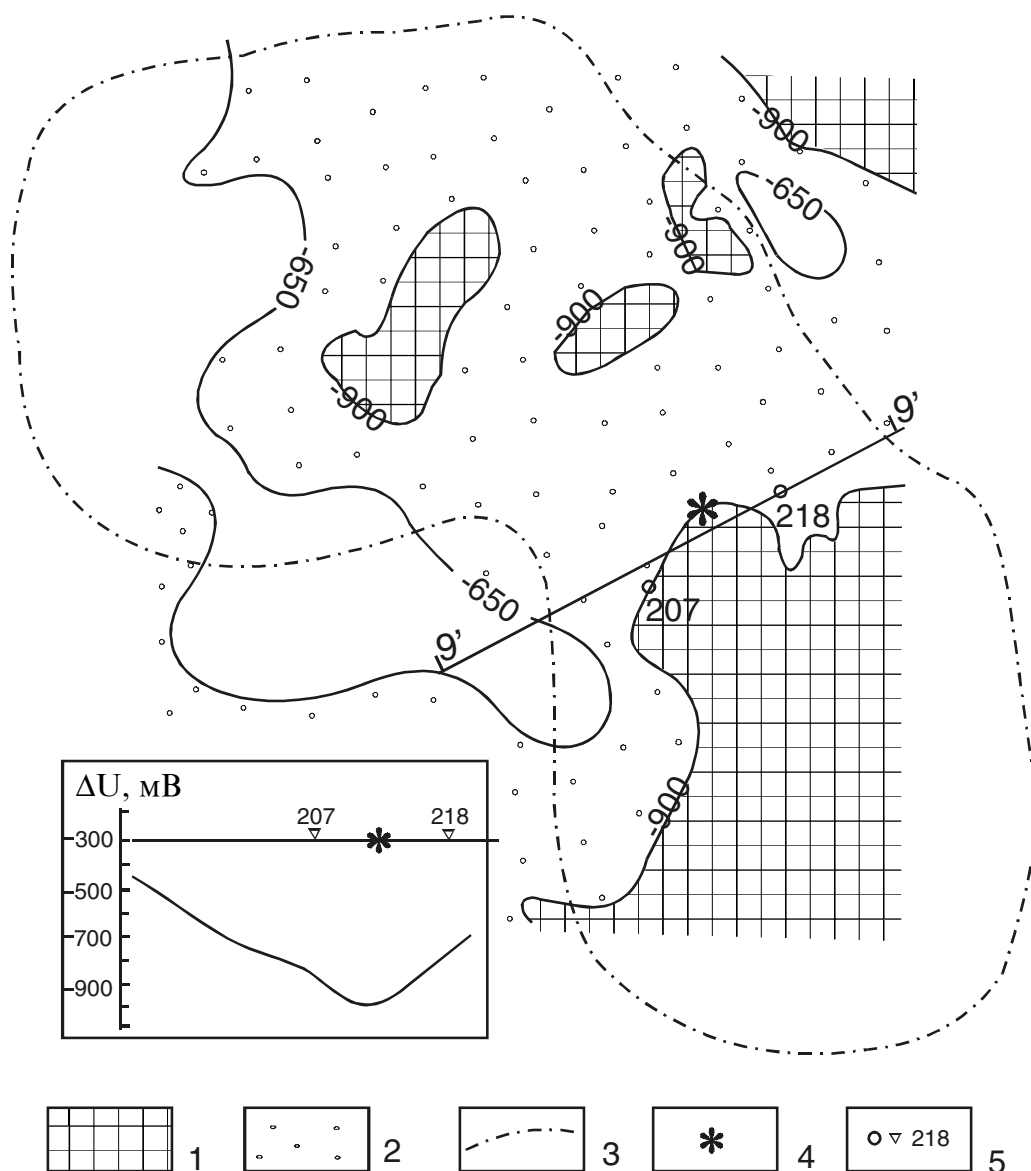


Рис. 3. Результаты детальных геофизических работ методом естественного электрического поля на участке Максово:

1–2 – область значений параметра U соответственно < -900 мВ и > -900 мВ, 3 – контур шестого горизонта, 4 – геометрический центр контура Максовской залежи, установленного по геологоразведочным работам, 5 – положение скважин и их номера; врезка – график ΔU по профилю 9'–9'

горизонта с габбро-долеритами и в северо-восточной части – в области перехода шестого горизонта к туфоалевролитам. Наряду с максовитами низкими значениями ЕП выделяются шунгитоносные породы других горизонтов, а также вулканиты, измененные на контакте с вмещающими породами. Таким образом, детальный анализ ЕП над Максовской залежью показывает, что существует некоторая неоднозначность при определении центра залежи по данным только одного метода. Наибольшие искажения поля создают зоны контактовых изменений максовитов и габбро-долеритов. На этих участках породы могут быть наиболее проницаемы для ионных растворов, так как это наиболее ослабленные элементы залежи и вмещающей толщи. Поскольку силы габбро-долеритов и шунгитоносные породы на отдельных участ-

ках имеют небольшие углы падения, то ложные поляризованные тела, прямо не связанные с максовитами, могут быть по площади достаточно большими. Это основная помеха, осложняющая использование ЕП при выделении купольных шунгитоносных структур. Детальная геофизическая изученность Максовского участка позволяет наметить истинный центр залежи (звездочка на рис. 3), который может быть сопоставлен с геофизическим (по данным ЕП) центром. Такой центр может быть найден по минимуму ΔU на профиле, проходящем через истинный центр. В качестве наиболее подходящего направления выбран буровой профиль 9'–9'. Он достаточно близко проходит относительно истинного центра залежи. Согласно геофизическим данным, минимум потенциала ЕП на профиле пространственно совпадает с истинным

центром залежи (врезка на рис. 3). По расчетам, этой же области отвечает максимум параметра D , косвенно связанного с концентрацией ШВ в разрезе (Филиппов, Клабуков, 2000). Для нахождения геофизического центра, отвечающего реальному геометрическому центру залежи, необходимо рассмотреть поведение ЕП как минимум по направлению, ортогональному профилю 9'-9'. Структура ЕП по такому направлению позволяет наметить несколько минимумов ΔU , что увеличивает неоднозначность определения геофизического центра. Ее уменьшение может быть связано с аналитическими продолжениями поля ΔU вниз, когда оно отвечает более однородному пространству. Кроме того, для анализа должны быть привлечены данные о поведении ЕП во вмещающих залежь породах.

Неоднозначность решения задачи методом ЕП может быть уменьшена также при использовании дополнительных геофизических или геологических данных, например, результатов магнитной съемки (приращение вертикальной составляющей – ΔZ или полного вектора – ΔT). Участки купольных структур с большой мощностью максовитов отмечаются пониженными значениями поля, поскольку шунгитовое вещество диамагнитно (Органическое вещество..., 1994; Филиппов, Клабуков, 2000). Эти аномалии, как правило, осложнены и непосредственно в первоначальном виде не пригодны для идентификации залежей, поэтому обычно применяется сглаживание наблюдаемых данных, в результате чего удается избавиться от ряда источников, искажающих магнитное поле над телами максовитов. Часто искажающие факторы имеют геологическую природу, к ним можно, например, отнести основные вулканы, карбонатные породы, зоны метасоматоза и др. Отрицательное магнитное поле ΔT масштаба 1 : 10 000, сглаженное окном размером в 50 м, хорошо фиксирует контуры шестого горизонта (рис. 4). Область его наибольшей интенсивности ($\Delta T = -80$ нТл) изометрична, и ее центр может быть принят за «геофизический» центр залежи.

Сравнение координат центра залежи, определенных по результатам буровых работ, с положением «геофизических» центров позволяет оценить погрешность нахождения центра залежи только по геофизическим данным. Для съемки ЕП ошибка не нормируется в связи с отсутствием полных данных, хотя по профилю ее величина составляет всего лишь первые метры, а для магнитной съемки – 52 м. Совместное использование обоих методов позволяет точнее оценить координаты истинного центра залежи. Наиболее подходящий способ комплексной интерпретации – приведение геофизических параметров к единой мере с последующим их объединением в каждом пункте геофизической сети. В качестве такого объединения может выступать произведение нескольких частных относительных параметров, в зависимости от количества используемых геофизических полей.

Калейская залежь

Результаты геофизических работ в виде изолиний комплексного параметра A и геологическая ин-

терпретация представлены на рис. 5. Аномалия параметра A близка к изометричной. Центр аномалии смещен относительно предполагавшегося по геологическим данным центра на 300 м в северо-восточном направлении. Следовательно, при полной закрытости участков ошибка определения предполагаемого центра купольных структур по ограниченными данным бурения достаточно велика.

По геофизическим данным залежь имеет значительные размеры (800 x 400 м) и несколько вытянута с запада на восток. В изолиниях параметра A залежь выглядит весьма однородной, это, скорее всего, свидетельствует о том, что ее мощность и состав максовитов изменяются слабо. Можно предполагать, что северный и южный фланги залежи деформированы силами габбро-долеритов, поскольку ориентация аномальной зоны не совпадает с простиранием Толвуйской структуры и Максовской залежи. В средней части участка намечается небольшое нарушение изометричности контура, ограничиваемого изолинией 50%, которое, возможно, связано с появлением наиболее высокоуглеродистых пород. Если принять, что комплексный параметр позволяет выделить лишь выходы апикальной части купольного тела, срезанного эрозией, то масштабы Калейской залежи по запасам должны быть сопоставимы с Максовским месторождением. Кроме того, следует ожидать под четвертичными отложениями выход подстилающих пород центрального гребня структуры. При более детальных геофизических работах его положение, скорее всего, будет локализовано.

Калейская залежь находится в центре северной части Толвуйской синклинали и хорошо вписывается в систему купольных структур (Филиппов, Клабуков, 2000). Она расположена на валу, который в этой части структуры слабее выражен, чем соседний, максовский. Меньше в разрезе и силлов габбро-долеритов, поэтому залежь может оказаться менее дифференцированной по составу пород.

Наиболее контрастным при изучении максовитов является электрическое поле. Это связано с тем, что шунгитовое вещество является электронным проводником, и вариации его содержания в разрезе приводят к резкому изменению кажущегося сопротивления (ρ_k) пород. Особенно важно отметить, что все регистрируемые изменения ρ_k относятся к самой верхней части разреза, и структура поля полностью зависит от распределения ШВ в четвертичных отложениях и в верхней зоне коренных пород. Положение практически не меняется при использовании различных методик определения ρ_k , так как поле затухает с глубиной очень быстро. Расчеты показывают, что при удельном электрическом сопротивлении верхнего слоя в несколько Ом · м, в индуктивных методах с частотами 16–230 кГц глубина проникновения поля не превышает 3 м. Гальванические же методы, требующие значительных разносов питающих линий, не дают и этих глубин и практически мало пригодны для подобных исследований.

Учитывая сказанное, рассмотрим результаты электропрофилирования через Максовскую и Калейскую залежи (рис. 6). На каждом профиле $\lg \rho_k$

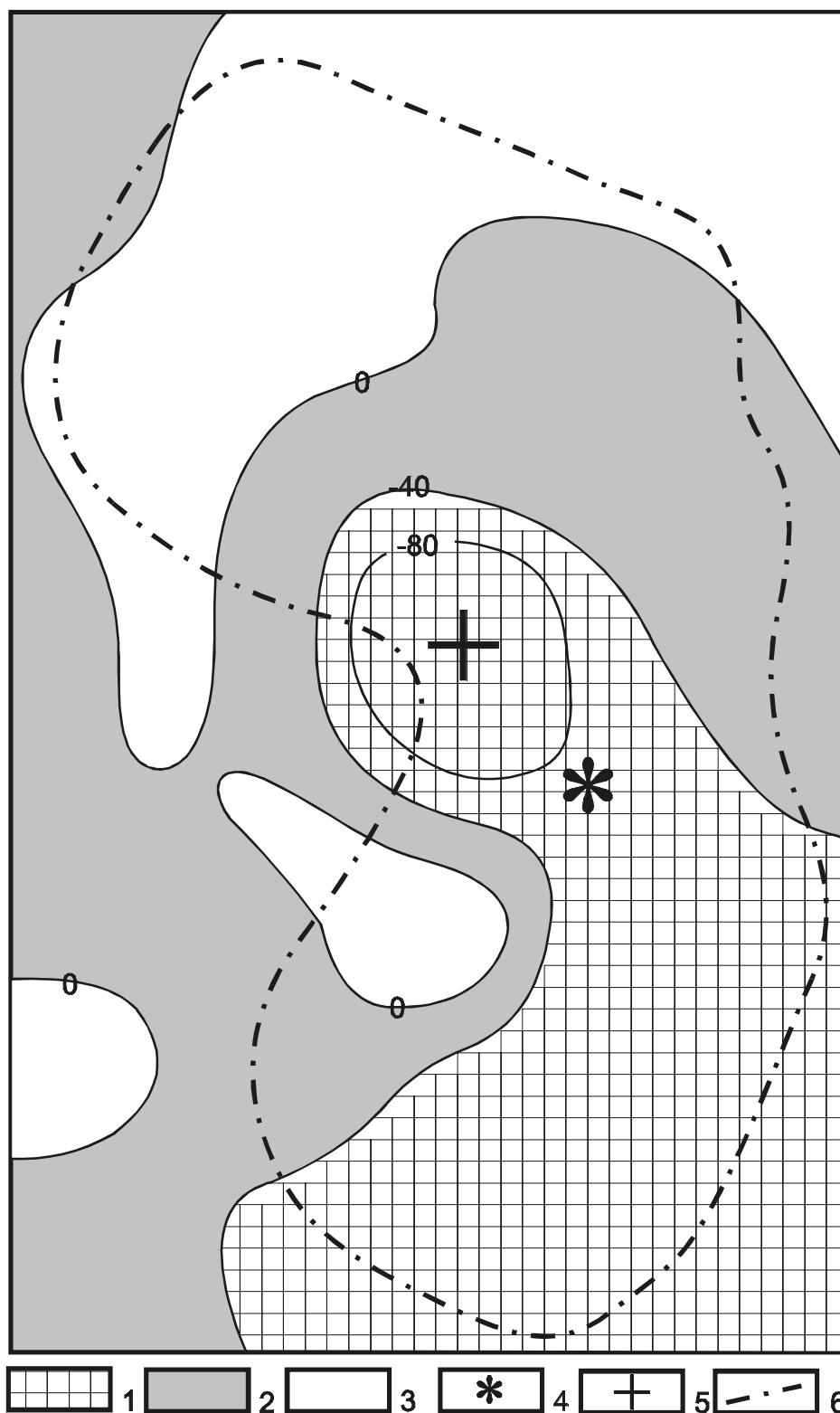


Рис. 4. Сглаженное магнитное поле ΔT (в нТл) на детальном участке Максово:

1–3 – область значений $\Delta T \leq -40$, $0 \geq \Delta T \geq -40$ и $T \geq 0$ соответственно, 4–5 – геометрические центры залежи, установленные по геологическим и геофизическим данным соответственно, 6 – контуры шестого горизонта

изменяется на порядок и более, что свидетельствует о хорошей дифференциации проводящих пород среди вмещающей толщи. Центр Максовской залежи практически совпадает с минимумом $\lg r_k$.

ЮЗ и СВ части Калейской залежи также хорошо выделяются низкими значениями $\lg r_k$. Увеличение электрического сопротивления над центром Калейской залежи до 100 Ом · м, вероятнее всего,

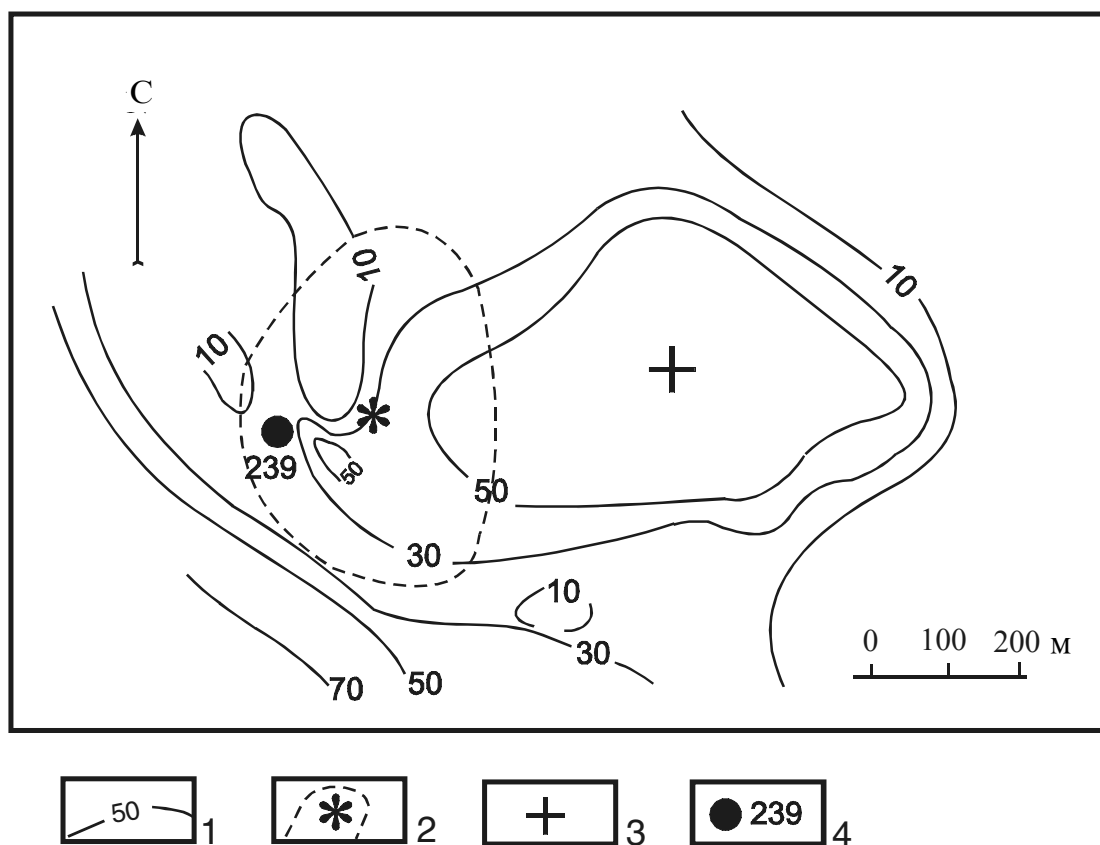


Рис. 5. Результаты геофизических работ на участке Калей:

1 – изолинии комплексного параметра А, в %, 2 – предполагаемые контуры залежи и ее геометрический центр, установленные по результатам геологоразведочных работ, 3 – геометрический центр аномалии комплексного параметра А, 4 – положение скважины и ее номер

связано с неоднородным составом четвертичных отложений, либо с корой выветривания по максовитам, либо с габбро-долеритами. Таким образом, в поле сопротивлений проводящие элементы любой залежи фиксируются в том случае, если выходят на уровень современного эрозийного среза или под покров четвертичных отложений небольшой мощности. Погрешность определения центра залежи по данным ρ_k зависит от ее изометричности и от глубины первого проводящего слоя. Следовательно, метод электропрофилирования так же, как и магниторазведка, не может быть использован в качестве единственного при решении задач, связанных с определением центра.

Зажогинская залежь и возможности выделения купольных структур в геофизических полях мелкого масштаба

Максовское месторождение изучено геофизическими методами в масштабе 1 : 500, другие залежи – 1 : 2000 и мельче. Целесообразно рассмотреть возможности выявления куполов и определения их центров в полях более мелких масштабов. В качестве примера на рис. 7 приведен фрагмент магнитной съемки (ΔZ) над центральной частью Толвуйской структуры, включающий Максовскую и Зажогинскую залежи. Масштаб съемки 1 : 10 000.

Поле сглажено. Интенсивность его повышается почти на 200 нТл к северо-западу, а максимум связан с мощным силлом габбро-долеритов. Нулевая изолиния магнитного поля разделяет участок съемки на две области: северо-западную – с положительными и юго-восточную – с отрицательными значениями ΔZ . Месторождениям отвечают поля разного знака: Максовскому – отрицательное, Зажогинскому – положительное магнитное поле. Данный важный факт указывает на то, что не все тела максовитов в сложной геологической ситуации фиксируются на геофизических картах мелкого масштаба в отрицательном поле, а значит, на этапе прогнозной оценки площадей такие данные могут быть задействованы в качестве поискового признака с большими ограничениями. Отсутствие градиентов поля вблизи контуров залежей не оставляет надежды на эффективное применение мелкомасштабной магниторазведки для определения центров купольных структур без привлечения других методов. Однако особенности структуры поля вблизи месторождения позволяют использовать его в качестве поискового признака. Для примера приводим фрагмент магнитного поля того же масштаба, но несглаженного и на площади, значительно превышающей размеры залежи (рис. 8). Центр залежи располагается в области положительного магнитного поля. Положительные аномалии вблизи центра занимают небольшую

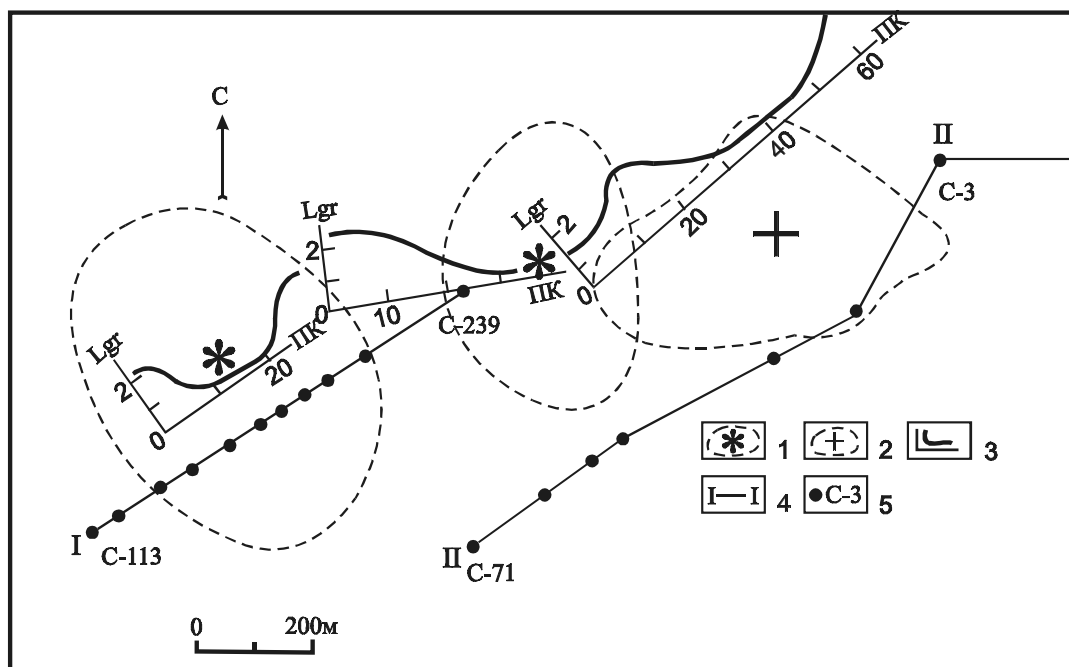


Рис. 6. Результаты электроразведочных работ по профилю, пересекающему Максовскую и Калейскую залежи:

1–2 – контуры залежей и их геометрические центры, определенные по геологическим и геофизическим данным соответственно, 3 – графики lgr_K , Ом · м, 4 – линии геологических разрезов, 5 – положение и номера скважин

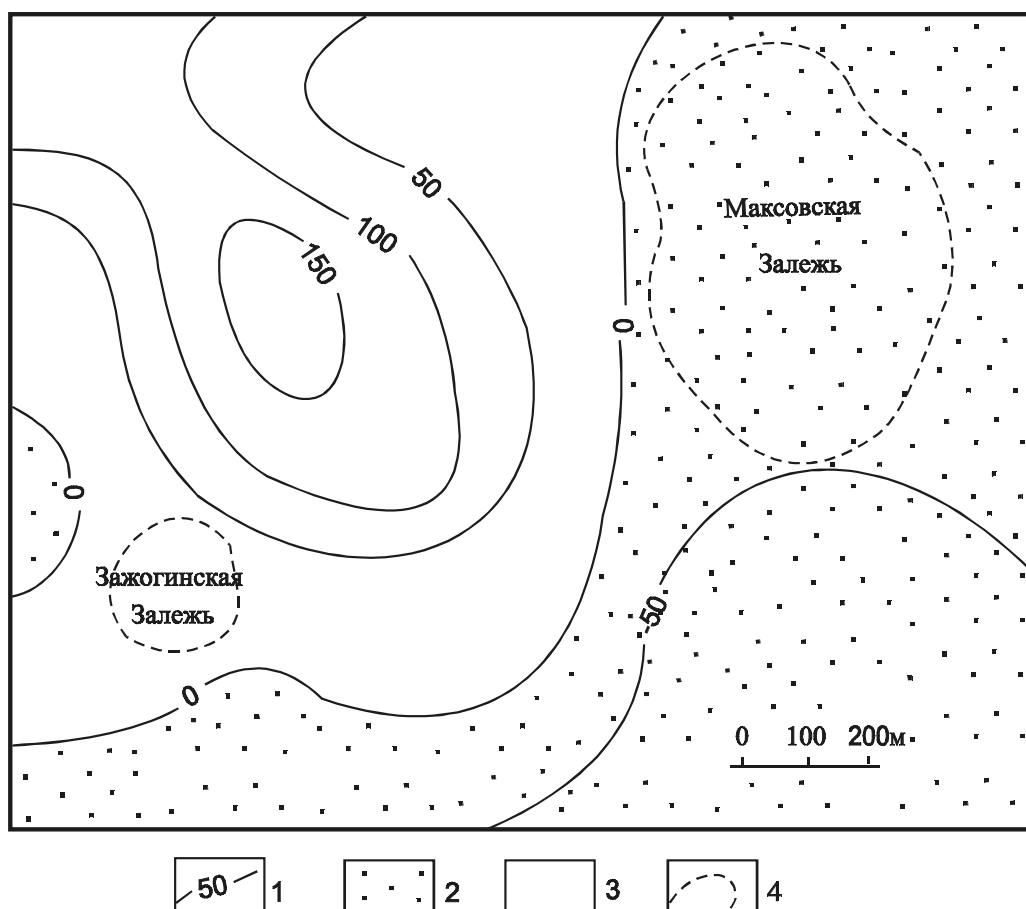


Рис. 7. Положение залежей максовитов в магнитном поле съемки масштаба 1 : 10 000:

1 – изолинии ΔZ (гаммы), 2–3 – соответственно отрицательное и положительное поле, 4 – контуры залежей

площадь среди слабопониженного поля. Пространственно положительные поля совпадают с покровами габбро-долеритов в северной части участка. Отрицательное магнитное поле по геологическим данным совпадает с алевролитами на юге участка. Район, прилегающий к центру залежи, характеризуется мозаичным полем разной интенсивности, видимо, из-за глубокой эрозии самого месторождения. Таким образом, величина ошибок определения центра и контура залежей будет зависеть как от сложности геологического строения залежи, так и от принятой методики геофизического исследования. Комплексное использование данных магниторазведки и ЕП относительно мелкого масштаба в центральной части Толвуйской структуры (рис. 9) позволяет определить весьма эффективно центры известных залежей, хотя и с большей погрешностью – 280 и 200 м соответственно для Зажогинского и Максовского месторождений. Повышение точности определения центров залежей может быть проведено на основе анализа данных более крупномасштабных геофизических съемок и с учетом геологической информации.

Заключение

Анализ геофизических полей и геологических элементов месторождений максовитов указывает на реальную возможность фиксации центров, ко-

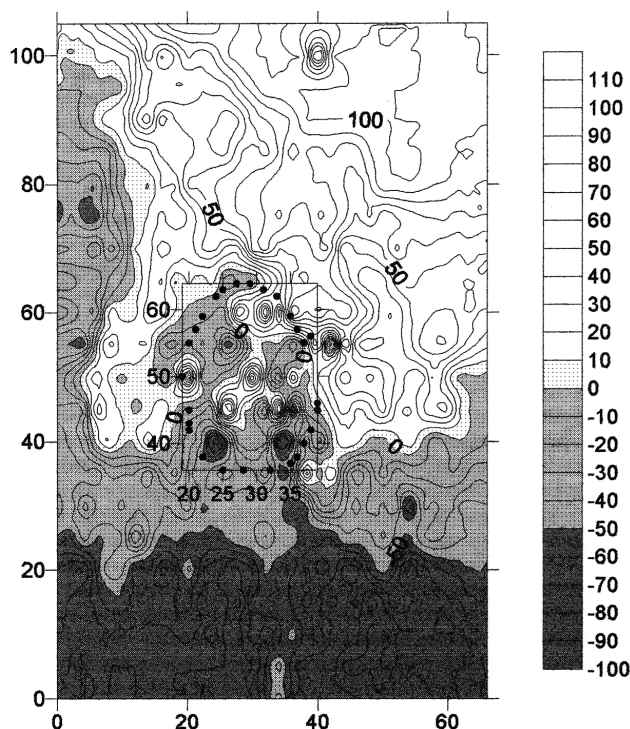


Рис. 8. Структура магнитного поля ΔZ съемки масштаба 1 : 25 000 в районе Зажогинской залежи максовитов

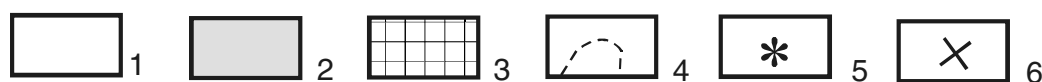
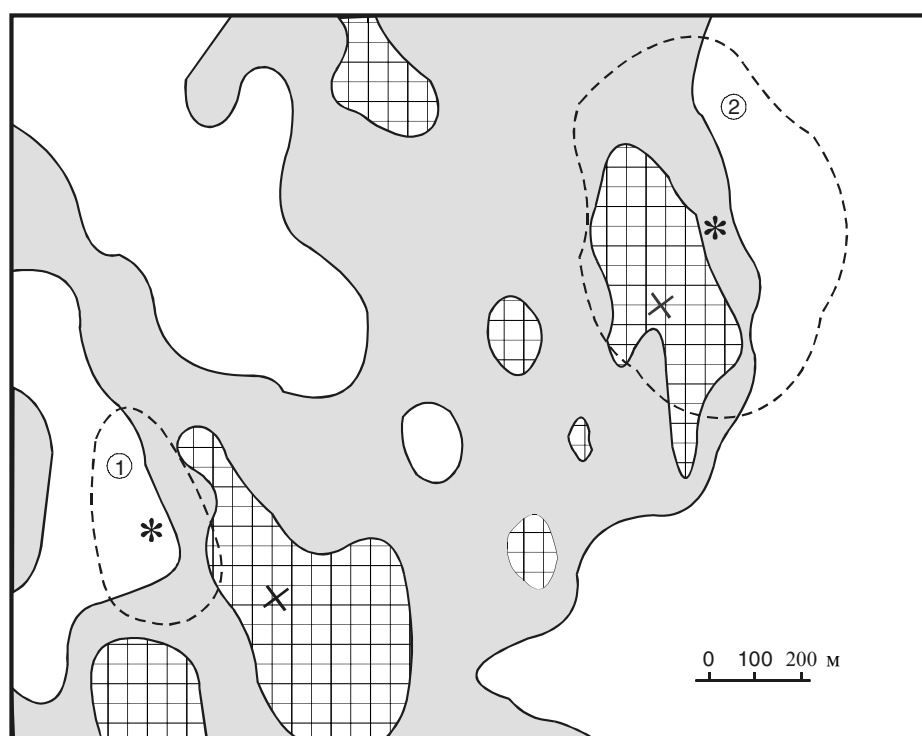


Рис. 9. Залежи максовитов в поле комплексного параметра A , в %:

1 – $45 > A$, 2 – $45 \leq A \leq 60$, 3 – $A \geq 60$, 4 – контуры Зажогинской (1) и Максовской (2) залежей, 5–6 – геометрические центры залежей, установленные по геологическим и геофизическим данным соответственно

ординаты которых могут быть получены с определенной погрешностью, зависящей как от сложности геологической ситуации, так и от принятой методики геофизических наблюдений и обработки данных. Надежное выявление центра залежи возможно только при крупномасштабной съемке и с использованием комплекса методов. Применительно к поисковой стадии разведки, когда не предусматривается детальное изучение отдельных участков, эффективность работ может быть значительно увеличена при использовании априорной информации.

В качестве таковой, например, можно использовать мелкомасштабную магнитную съемку (рис. 9), на которой даже небольшие по размерам залежи проявляются как участки со сложным рисунком аномальных зон (мозаичное поле). Кроме того, поисковая сеть может задаваться нетрадици-

онно, если в качестве априорной информации принять диапировую модель формирования купольных структур. Поскольку такие структуры формируются на валах, простирание которых в основном совпадает с осью Толвуйской синклинали, то разведочные профили рационально размещать не вкрест простирания структуры, а по оси валов, при этом шаг наблюдений геофизической съемки должен составлять не более половины диаметра минимального купола. Само положение валов может быть достаточно точно установлено по данным картирования в масштабе 1 : 25 000. Закономерности пространственного положения валов в пределах Толвуйской синклинали будут рассмотрены в самостоятельной публикации.

Работы ведутся при поддержке РФФИ (проект № 00-05-64078а).

ЛИТЕРАТУРА

Купряков С. В., Михайлов В. П. Зажогинское месторождение шунгитовых пород // Новое в геологии Северо-Запада РСФСР: сб. науч. тр. М., 1988. С. 79–86.

Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии. Петрозаводск, 1994. 207 с.

Филиппов М. М., Клабуков Б. Н. Геофизические признаки шунгитоносных купольных структур // Геоло-

гия и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2000. С. 80–88.

Филиппов М. М., Ромашкин А. Е. Генетические признаки формирования месторождений шунгитовых пород Карелии // Углеродсодержащие формации в геологической истории: Тр. междунар. симпозиума (2–7 июня 1998 г., Петрозаводск). Петрозаводск, 2000. С. 58–66.

М. М. Филиппов, Н. С. Бискэ, П. В. Медведев, А. Е. Ромашкин

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ НА МАКОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ШУНГИТОНОСНЫХ ПОРОД. I. ОСНОВНЫЕ ПРИЗНАКИ

Введение

Контактный метаморфизм высокоуглеродистых пород заонежской свиты людиковия Карелии изучен недостаточно. При детальной разведке Максовского месторождения (1981–1985 гг.) эта проблема не казалась актуальной, поскольку предполагалось, что изменения состава и свойств максовитов* в области контактов с покровами и силлами основных пород несущественные и не влияют на технологические свойства сырья, а мощность зоны метаморфизма мала. Иными словами, считалось, что основные показатели качества сырья – содержание свободного углерода и структурное состояние шунгитового вещества – выдержаны в пределах месторождения. Такой подход представляется неправомерным, так как по данным изучения угольных месторождений область контактового влияния интрузий и характер изменений могут быть весьма значительными. Сильный прогрев горизонтов с органическим веществом, вызывая глубокое преобразование органического и минерального вещества пород, мог оказать влияние даже на формирование залежи максовитов, например, за счет повышения пластичности вещества, уменьшения его вязкости, появления подвижных углеводородов и сопутствующего этому явлению разуплотнения пород. Термальный метаморфизм мог создавать условия, благоприятные для образования руд и фуллереноподобных кластеров углерод. В этих условиях должна была идти активная деструкция органического вещества и образовываться специфические по составу и свойствам газообразные и жидкие углеводороды, в том числе олефины, склонные к быстрой полимеризации и потому не способные на дальнюю миграцию. В приконтактной области следует ожидать изменение петрофизических характеристик шунгитовых пород и габбро-

долеритов, что может оказывать помехи при интерпретации геофизических данных.

Контактный метаморфизм детально изучен на угольных месторождениях различных регионов мира, преимущественно на примере гумусовых углей (Штах и др., 1978; Simoneit et al., 1981; Богданова, 1985; Аммосов, 1987). Степень изменения углей зависит от объема интрузий, от их формы и состава. По И. И. Аммосову (1987), влияние тепла вниз от силла фиксируется на расстоянии, равном трем значениям его мощности, в трещиноватых породах – до пяти. Верхний шлейф термального воздействия шире нижнего. По другим оценкам (Simoneit et al., 1981), заметное влияние контактов можно зафиксировать на расстоянии, составляющем около 60% мощности силла (дайки). В момент внедрения силла температура в области контакта может превышать 1000 °С, однако ее воздействие имеет локальный и непостоянный характер и определяется видом интрузии, ее мощностью и теплофизическими свойствами угля.

Отмечается, что воздействие даек и силлов ведет к образованию в области контакта с углем природного кокса. По мнению Л. А. Богдановой (1985), коксование идет при высокой температуре и дефиците давления. И в теле интрузии, и в угольном пласте развиваются трещины, которые заполняются вязким смолистым веществом, образующимся при прогреве угля. Уголь нередко приобретает пластичность и заполняет трещины по обеим сторонам контакта. Природные коксы содержат большое количество пор и газовых пузырьков. Поры образуются в размягченном угле в том случае, когда образующийся объем газа не компенсируется его диффузией. Поры могут быть полыми, заполненными минеральным веществом или пиролизическим углеродом. При высокой температуре кокс содержит мозаичные агрегаты, создающие оптическую анизотропию. При меньшей температуре вещество сохраняет признаки промежуточной стадии преобразования угля в кокс – отдельные глобулы в слабоизмененном исходном веществе. При температуре выше 300 °С пирит в природных коксах превращается в пирротин и гематит. Газообразные и жидкие пиролизные органические вещества при

* Максовит – порода с высоким содержанием шунгитового вещества ($C_{орг.} > 20\%$), ее структура пелитоморфная или микрорзернистая, текстура массивная или брекчиевидная. Генетически шунгитовое вещество частично является метасапелелитом, частично – миграционным органическим веществом.

понижении температуры образуют твердый пек, заполняющий трещины и поры на некотором удалении от контакта. Эти новообразованные вещества сами могут последовательно изменяться в зависимости от условий нахождения и давать несколько фаз миграционного вещества. Пиролитический углерод иногда встречается в углях, которые не имеют признаков термального воздействия интрузий, поэтому его присутствие объясняют дальней миграцией газообразных пиролитизатов.

Помимо коксования Л. А. Богданова отмечает контактовое термическое разложение (обжиг) угля. В этом случае обуглероживание органического вещества происходит при значительном преобладании реакций молекулярной деструкции над реакциями полимеризации и в условиях малой герметичности среды. Угли приобретают матовый (сажистый) облик и становятся рыхлыми.

Выявлены и другие характерные признаки воздействия интрузий на пласты угля: его зольность возрастает по направлению к контакту; повышается карбонатность за счет CO_2 , образующегося из органического вещества; меняется изотопный состав углерода, азота, серы; в битуминозных разновидностях углей в зоне контакта развивается призматическая отдельность, перпендикулярная поверхности нагревания; повышается двупреломление и отражательная способность угля; уменьшается содержание летучих веществ и отношение Н/С.

Поскольку приконтактные изменения шунгитоносных пород и габбро-долеритов в различной степени затухают более поздними метаморфическими и метасоматическими процессами, в статье описаны лишь основные признаки термального метаморфизма.

Общие сведения по геологии месторождения

Максовское месторождение стратиграфически приурочено к шестому горизонту шунгитоносных пород второй продуктивной пачки верхней заонежской подсвиты людиковия. В разрезах подсвиты выявлены (Купряков, Михайлов, 1988) горизонты пирокластических и лавовых образований и десять силлов габбро-долеритов, по пять в каждой пачке, что свидетельствует об интенсивной вулканической деятельности в этот период времени (Голубев, Светов, 1983). Максимальная мощность силлов достигает 80 м, в большинстве случаев не превышает 50 м. В непосредственной близости с телом залежи скважинами подсечены три силла (рис. 1, А): между пятым и шестым, шестым и седьмым, седьмым и восьмым горизонтами шунгитоносных пород. Нижний силл картируется на всей площади месторождения, два верхних – облекают залежь с юго-запада и северо-запада. Помимо силлов в центральной части месторождения выявлена дайка габбро-долеритов (рис. 1, Б), в верхней части которой имеются апофизы.

Контакты силлов габбро-долеритов ровные или слабоволнистые, с высокоуглеродистыми породами – «бугристые». В приконтактных зонах отмечаются ксенолиты вмещающих пород. Пластовые интрузии габбро-долеритов обычно имеют

асимметричное зональное строение: центральная часть, сложенная наиболее крупнозернистыми, массивными, свежими породами, несколько смещена к подошве силла. Мощность приконтактной зоны, прилегающей к подошве силла, около 0,5 м, к кровле – 2–4 м.

Экспериментальные данные и их обсуждение

Петрографическая характеристика пород

Центральная часть силлов сложена габбро-долеритами (рис. 2), состоящими главным образом из плагиоклаза – 35–40% и амфибола (актинолит, роговая обманка) – 10–35%, замещившего пироксен (авгит), реликты которого нередко присутствуют в количестве до 10%. Плагиоклаз представлен андезином, реже лабрадором, обычно сосюритизирован. Акцессорные минералы: лейкоксен, магнетит, пирит. Породы претерпели региональный метаморфизм серицит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. В наиболее измененных разностях содержание хлорита достигает 45%, минералов группы эпидота – 40%, серицита – 5%. Габбро-долериты имеют массивную текстуру и бластогабброофитовую структуру.

По направлению к контактам в габбро-долеритах фиксируются следующие изменения: уменьшается зернистость и увеличивается содержание плагиоклаза (до 50%), и он раскисляется вплоть до альбита. В эндоконтакте породы приобретают миндалекаменную текстуру и порфиоровую структуру с интерсертальной структурой основной массы. Вкрапленники представлены лейстами плагиоклаза до 1,5 мм в длину, погруженными в основную ткань, состоящую из микролитов плагиоклаза и тонкозернистого агрегата серицита, хлорита, биотита, карбонатов, минералов группы эпидота, сульфидов, иногда талька. Количество и размеры миндалинов возрастают по направлению к контактам (до 5 мм в диаметре). Миндалины выполнены кварцем, карбонатами, пиритом, хлоритом, шунгитовым веществом, нередко они имеют зональное строение.

В породах из приконтактных зон может развиваться мелкопузыристая текстура, наряду с миндалинами наблюдается большое количество сферических пор. В наиболее крупных из них, достигающих 2 мм в диаметре, иногда удается увидеть корочку черного шунгитового вещества или пирита. Общее количество миндалинов и пор достигает 40% объема породы.

Наиболее четко структурно-текстурные изменения проявлены в прикровельной части; в подошве пустоты, как правило, отсутствуют, а миндалины меньше и они преимущественно мелкие – не более 1 мм в диаметре.

В зонах контактов долериты обычно интенсивно изменены: карбонатизированы, сульфидизированы, хлоритизированы, эпидотизированы, в контактах с высокоуглеродистыми породами – обуглерожены. Приконтактные зоны шириной от 5 до 10 м трещиноваты, причем, согласно наблюдениям С. В. Купрякова и В. П. Михайлова (1988), трещиноватость сильнее проявлена в лежащем контакте.

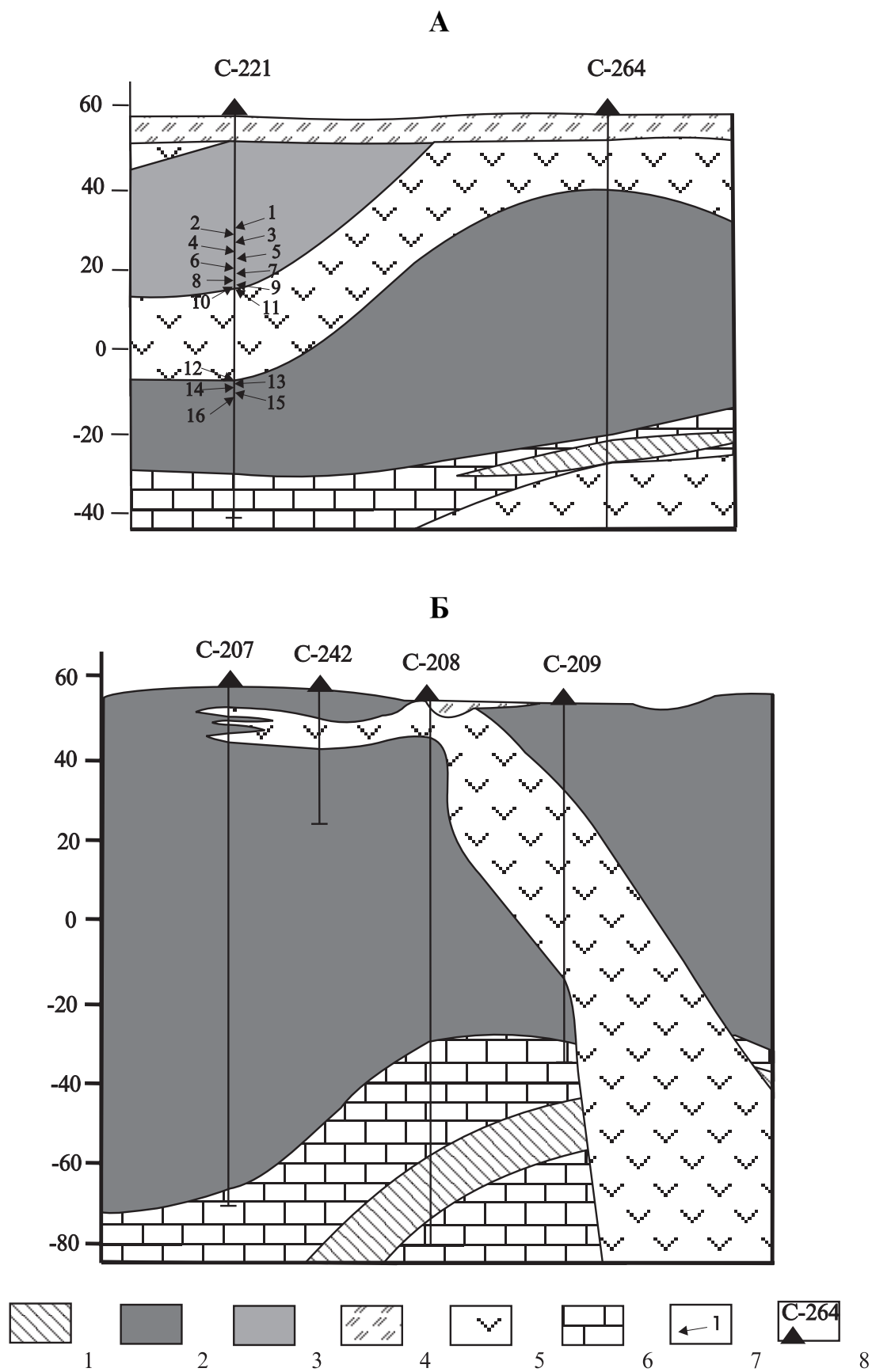


Рис. 1. Геологические разрезы периферийной (А) и центральной (Б) части Максовского месторождения:
 1–3 – шунгитонесные породы соответственно пятого – седьмого горизонтов; 4 – четвертичные отложения; 5 – габбро-долериты; 6 – карбонатные породы; 7 – место отбора проб и их номер в табл. 1, 2; 8 – номер скважины

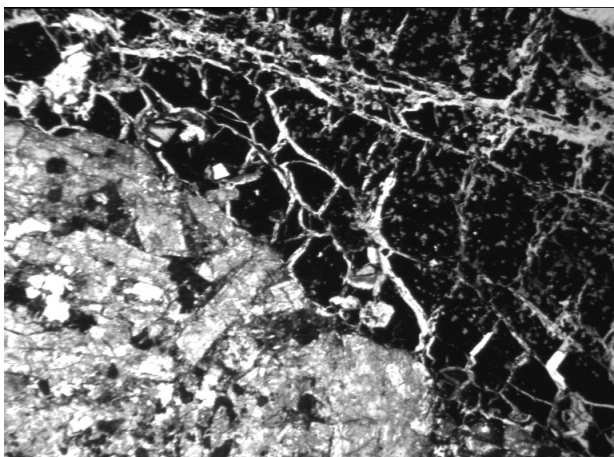


Рис. 2. Габбро-долерит на контакте с жилой, заполненной маховитом. Скв. 224, гл. 245,5 м. Прозрачный шлиф, без анализатора. Ширина поля зрения 6,2 мм

В эндоконтакте породы приобретают темно-серый до черного цвет благодаря тонкой пропитке углеродом. Шунгитовое вещество также выполняет миндалины, проникает в миндалекаменные долериты по трещинам, формирует жилы мощностью до нескольких сантиметров, в которых шунгитовое вещество обычно цементируется кварцем, карбонатами, пиритом. Жилы с шунгитовым веществом встречаются и в центральной части силла (рис. 2), однако в подошве и кровле их значительно больше.

Маломощные тела и зоны выклинивания мощных тел целиком сложены породами приконтактной фации. Здесь же наиболее интенсивно проявлены вторичные изменения.

Микроскопические исследования показали, что шунгитовое вещество развивается в виде тонкой вкрапленности в межзерновых промежутках, по краям вкрапленников и микролитов плагиоклаза и по трещинам в них, и лишь в непосредственном контакте с высокоуглеродистыми породами (0–5 см от контакта) оно присутствует внутри порфировых выделений плагиоклаза (рис. 3, А), концентрируясь в ядре, в отдельных зонах или образуя неправильные, незакономерно расположенные пятна. В приконтактной зоне силлов (даск) наблюдается проникновение шунгитового вещества по сети тонких трещин (рис. 3, Б) с обогащением тонкодисперсным веществом околотрещинного пространства. В миндалинах шунгитовое вещество обычно выполняет тонкую кайму, состоящую из пылевидных частиц, количество которых уменьшается от края миндалины внутрь породы (рис. 3, В). Реже шунгитовое вещество образует сплошную кайму или концентрируется в центре миндалины (рис. 3, Б). В последнем случае оно обычно ассоциирует с хлоритом и является, по всей видимости, более поздним.

В измененных процессах регионального метаморфизма и метасоматоза породах приконтактных зон шунгитовое вещество концентрируется в микроскоплениях, сгустки, вытесняются за границу перекристаллизованных зон, обедняя и осветляя их, что нередко обуславливает пятнистый облик породы (рис. 3, В), хорошо заметный и на макроскопическом уровне.

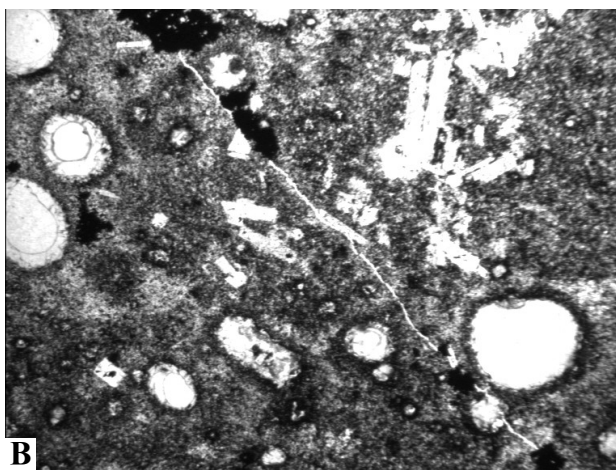
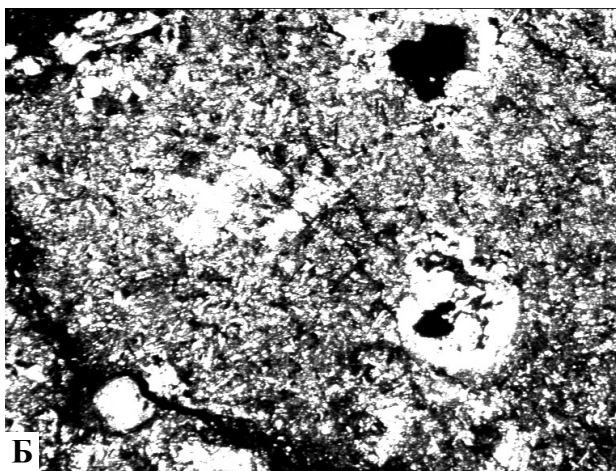


Рис. 3. Обуглероженные миндалекаменные габбро-долериты приконтактных зон. Прозрачные шлифы, без анализатора:

А – шунгитовое вещество (черное) концентрируется в межзерновых пространствах основной массы породы, в отдельных зонах или в ядре вкрапленников плагиоклаза. Кайма вокруг миндалины выполнена пиритом. Скв. 207, гл. 10,75 м. Ширина поля зрения 3,1 мм. Б – шунгитовое вещество (черное) выполняет микротрещины и центральную часть миндалей, образует микроскопления в основной массе породы. Скв. 221, гл. 60 м. Ширина поля зрения 6,2 мм. В – шунгитовое вещество (темно-серое) образует каймы вокруг миндалей и тонкую вкрапленность в основной массе породы; светло-серое – карбонатизированные участки основной массы, обедненные шунгитовым веществом; черное – пирит. Скв. 216, гл. 249,2 м. Ширина поля зрения 3,1 мм

Экзоконтактовые изменения на Максовском месторождении проявлены менее четко и не всегда прослеживаются, что обусловлено как пестротой состава шунгитовой толщи и маскирующим эффектом шунгитового вещества, так и тем, что шунгитоносные породы в контактах с долеритами нередко разбурены. Кроме того, контакты обычно тектонизированы, залечены жилами кварцевого и карбонатного состава с обильной сульфидной минерализацией (пирит, реже халькопирит, сфалерит, пирротин и т. п.), серицитом, реже амфиболом-асбестом, серпентином, хлоритом и шунгитовым веществом.

Анализ публикаций и фондовых материалов поисково-оценочных и разведочных работ, проводившихся на Максовском месторождении с 1972 по 1988 г. (Купряков, Михайлов, 1988), а также просмотр каменного материала и записей полевых наблюдений В. И. Горлова и А. Л. Дербасовой позволил выявить дополнительные особенности изменения шунгитоносных пород в контакте с габбро-долеритами.

1. Появление природного кокса по высокоуглеродистой породе в виде ноздреватой светло-серой массы (скв. 230).

2. Обоedнение углеродом, выражающееся в осветлении шунгитоносных пород (скв. 221), наиболее четко проявлено в верхнем экзоконтакте.

3. Развитие сажистого шунгитового вещества: в скв. 265 в 6,8 м от контакта с силлом в неясно-слоистой шунгитоносной породе фиксируются пустоты размером 0,1–1,0 см, заполненные ровным сажистым материалом; в скв. 264 непосредственно в верхнем экзоконтакте в шунгитоносной породе А. Л. Дербасовой задокументирован прослой сливного пирита с сажистым шунгитовым веществом, мощность прослоя варьирует от 1,5 до 2,1 см.

4. Ритмично-слоистые шунгитоносные породы по мере приближения к контакту с долеритами становятся массивными и на расстоянии около 10 м от подошвы (или кровли) силла приобретают сажистый облик (скв. 264, 265 и др.).

5. В скв. 207 в зоне контакта с дайкой габбро-долеритов наблюдается «шунгит-шунгитовая» брекчия, в которой угловатые обломки тонкозернистой высокоуглеродистой породы, черной, обладающей на срезе бронзовым оттенком, цементированы более тонкозернистой черной шунгитовой массой, по которой нередко развиваются кварц, мелкочешуйчатая светлая слюда и сульфиды.

6. Появление шунгитового вещества, обладающего металлоидным серебристым блеском (графитоид?), в экзоконтактах силлов (даек), особенно в тектонизированных участках, по плоскостям скольжения и трещинам в виде тонких пленок. По наблюдениям А. Л. Дербасовой, в скв. 221 на расстоянии 1 м от кровли силла в тонкозернистой шунгитоносной породе присутствуют единичные, округлые миндалины до 3 мм в диаметре, центральная часть которых выполнена шунгитовым веществом, обладающим серебристым блеском. По данным Д. В. Рычанчика и А. Е. Ромашкина (2000), миндалевидные включения шунгитового вещества, имеющего в полированном срезе стальной (графитоидный) оттенок, распространены в апикальной

части залежи и на значительном удалении от контакта с дайкой габбро-долеритов; размер включений достигает 5 мм, форма округлая, иногда вытянутая или неправильная, шунгитовое вещество обычно концентрируется в центре включений, реже образует оторочку вокруг кварца или пирита, которые могут присутствовать и в мономинеральных включениях. Можно предположить, что включения связаны с газообразными углеводородами, появившимися в результате внедрения дайки на заключительной стадии развития купольного тела залежи.

7. С. В. Купряков, В. П. Михайлов (1988) отмечают увеличение содержания серицита до 20% (по визуальным определениям) в приконтактной зоне мощностью до 10 м. Серицит образует микроскопления среди непрозрачной массы шунгитоносной породы. Здесь же в незначительном количестве присутствуют сфен, лейкоксен и циркон.

Химический состав пород

Изменение минерального состава максовитов под влиянием интрузий находит свое отражение и в их химическом составе (табл. 1–3). Из зоны контактов с интрузиями идет вынос $ОВ$, в этой области возрастает содержание SiO_2 , CaO , MnO , несколько меняется корреляционная связь углерода с SiO_2 и Al_2O_3 .

В области контактов максовитов с габбро-долеритами идет вынос наиболее подвижных элементов. Характерным элементом, чье поведение сильно зависит от температуры окружающей среды, является ртуть. В табл. 2, 4 приведены некоторые данные из работы М. М. Филиппова и А. Л. Дербасовой (1993), важные для понимания рассматриваемого вопроса. Габбро-долериты из центральных частей силлов имеют самые низкие для всех пород Максовского месторождения концентрации ртути; в области контактов содержание ртути в них заметно увеличивается. Наоборот, максовиты вне области влияния силлов и дайки имеют высокие концентрации, сопоставимые с типичными горючими сланцами, а на контактах концентрация ртути снижается примерно вдвое, хотя в ряде случаев за счет появления эпигенетичных сульфидов ее содержание может быть достаточно высоким. Особенности перераспределения ртути хорошо видны при анализе монофракций пиритов (табл. 4). Эпигенетичные пириты в контактовой зоне значительно обогащены ртутью, серебром, мышьяком, сурьмой по сравнению с сингенетичными пиритами.

Помимо ртути из зоны контактов совместно с органическим веществом мигрируют U , As , Ni , V , Mo (табл. 2); при этом содержание малоподвижных элементов (Sr , Ba , Cr) в этой зоне увеличивается.

Молекулярная и надмолекулярная структура шунгитового вещества

Основные результаты измерений, выполненных В. В. Ковалевским с помощью электронного микроскопа ЭМ-125 (метод тонких сколов на просвет и микродифракции электронов), сведены в табл. 5.

Т а б л и ц а 1
Минеральный состав максовитов вблизи силла габбро-долеритов, скв. 221

№ обр.	Расстояние от контакта, м	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰ (PDB)}$	$\delta^{15}\text{N}, \text{‰ (атм.)}$	Минеральный состав, относительные единицы					
				Кварц	Мусковит	Пирит	Кальцит	Альбит	Прочие
1	15	-25,16	4,84	1,2	0,8	0,2			Сл. ПШ
2	13	-25,17		1	0,9	1,1			
3	11	-25,12		0,6	0,8	3,6			
4	9	-25,33	4,93	1	1,3	0,8			Сл. ПШ?
5	7	-25,21		1,1	1,5	0,6			
6	5	-25,09	4,29	1	1	1			
7	4	-25,10	3,98	0,8	0,4	1			Сл. ПШ?
8	2	-24,90	4,87	1,5	0,4	Сл.	1		
9	1	-24,70	3,78	1,1	0,2	Сл.	0,9		
10	0,3	-24,51	3,57	0,6	1,9	0,6			Апатит, хлорит
11	0	-25,63	4,45	1,3	1	0,2	1,9		
12	0	-24,11	3,46	0,8	0,5	1,5	0,8		
13	0,2	-24,20	4,53	0,4	2,4	Сл.	Сл.	0,3	Сл. КПШ
14	1,2	-23,93		0,9	1,2	Сл.		2,2	
15	2,2	-24,19	4,01	0,8	1,6	Сл.	Сл.	1	
16	3,2		5,98						

Примечание. 1). Изотопный состав углерода и азота определены на газовом масс-спектрометре Фуниган МАТ 252; рентгеноструктурные определения получены на дифрактометре Simens в Институте геологии и минералогии Университета Эрланген-Нюрнберг (Германия). 2). Относительные содержания рассчитаны для каждой из минеральных фаз; сл. – следы; ПШ – полевой шпат; КПШ – калиевый полевой шпат.

Т а б л и ц а 2
Химический состав максовитов из зон контактового влияния силлов габбро-долеритов

№ обр.	%												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Hg x10 ⁶	п.п.п.	Σ
1	53,7	0,28	3,78	1,16	0,009	0,81	0,28	<0,05	1,16	0,171	16,8	39,03	100,4
2	55,8	0,24	3,83	2,91	0,010	1,00	0,65	<0,05	1,11	0,290	14,6	34,70	100,5
3	47,6	0,20	4,16	10,76	0,018	0,92	0,47	<0,05	1,23	0,242	25,9	34,57	100,2
4	54,0	0,27	4,44	1,78	0,011	0,84	2,08	0,07	1,29	1,566	22,2	33,54	99,9
5	57,3	0,25	4,34	2,50	0,009	0,68	0,60	<0,05	1,28	0,466	25,1	32,90	100,4
6	54,3	0,24	3,57	2,48	0,013	0,62	2,10	<0,05	1,08	1,639	19,0	34,03	100,1
7	54,6	0,23	4,53	2,56	0,010	0,76	1,78	<0,05	1,40	1,373		32,88	100,1
8	73,4	0,14	1,89	0,93	0,020	0,47	1,36	<0,05	0,51	0,108	9,1	21,31	100,1
9	67,6	0,12	1,83	1,32	0,037	0,38	3,73	<0,05	0,50	0,133	31,5	24,62	100,3
10	46,7	0,19	3,38	13,21	0,075	1,89	1,46	<0,05	0,59	0,767		32,48	100,8
11	75,8	0,16	4,00	1,55	0,038	0,87	2,95	<0,05	1,19	0,202	9,1	12,92	99,7
12	65,6	0,09	1,38	5,24	0,044	1,27	4,34	<0,05	0,47	0,109		20,95	99,5
13	38,7	0,39	6,23	3,36	0,022	1,37	2,53	0,70	1,88	1,546	15,8	43,80	100,5
14	50,7	0,29	4,86	2,40	0,011	0,92	0,52	0,43	1,44	0,411		37,54	99,5
15	46,1	0,33	5,35	2,65	0,014	1,30	0,92	0,56	1,58	0,610	13,7	41,18	100,5
16	63,3	0,50	6,09	5,02	0,018	9,83	0,11	<0,05	0,53	0,081		14,68	100,3

№ обр.	г/г																	
	As	Ba	Ce	Co	Cr	Cu	Ga	La	Mo	Ni	Pb	Rb	Sr	U	V	Y	Zn	Zr
1	17	280	32	9	53	11	8	12	10	156	11	26	15	21	218	8	40	60
2	54	294	<24	15	155	17	8	14	8	248	14	24	14	16	196	11	49	54
3	>76	303	<24	62	204	105	8	<10	11	659	35	30	10	14	198	5	847	47
4	29	470	26	15	65	<9	7	23	16	272	17	25	17	27	>280	34	498	58
5	40	385	<24	14	48	13	7	<10	9	272	16	27	9	15	233	18	294	57
6	62	359	47	14	61	<9	7	18	15	336	12	20	19	27	240	42	452	53
7	38	424	36	14	476	<9	8	28	13	329	14	24	14	22	>280	37	495	50
8	7	124	<24	4	46	<9	5	<10	7	93	9	10	15	12	104	4	<13	36
9	6	127	26	5	404	<9	5	<10	8	83	9	10	30	9	98	8	<13	35
10	20	113	<24	39	58	60	5	<10	18	220	20	15	12	11	138	11	31	43
11	10	319	<24	6	62	<9	8	11	10	66	13	24	32	9	168	14	216	38
12	15	29	<24	19	501	17	4	<10	<7	156	8	14	50	6	80	<4	139	26
13	>76	577	71	25	64	21	9	22	18	474	15	28	35	30	>280	55	397	77
14	43	405	<24	18	54	22	8	<10	11	347	20	25	15	20	248	18	253	61
15	54	431	43	20	54	26	8	13	12	367	22	31	18	28	>280	20	295	66
16	28	54	29	21	72	32	9	<10	16	196	12	14	6	15	223	17	189	104

Примечание. 1). Номера проб указаны те же, что и в табл. 1. 2). Содержание породообразующих оксидов и малых элементов определено рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и минералогии университета Эрланген-Нюрнберг (Германия), спектрометр Philips PW 2400. 3). п.п.п. – потери при прокаливании. 4). Предел обнаружения элементов в %: SiO₂ – 0,2; Na₂O – 0,1; TiO₂, K₂O, MnO – 0,01. 5). Предел обнаружения элементов в г/г: Mo, Y, Sr, Cr, Zn, Cu – 5; U, Pb, As, Ba, Ga, Co – 10. 6). Содержание Hg определено атомно-адсорбционным методом в аналитической лаборатории ЦНИГРИ (Москва) и ПО «Центргеофизика» (г. Александров).

Таблица 3

Сводные данные о составе основных компонентов максовитов по Максовскому месторождению

Параметр	Максовиты массивные	Максовиты на контакте с габбро-долеритами
C _{орг} , %	32,9 (6,6)	17,2 (10,0)
SiO ₂ , %	48,6 (10,5)	55,8 (11,4)
Al ₂ O ₃ , %	4,4 (0,9)	6,6 (2,9)
Коэффициент линейной корреляции: C _{орг} – SiO ₂	–0,76	–0,65
C _{орг} – Al ₂ O ₃	0,37	0,23
Количество проб	672	26

Примечание. Данные по интервальным пробам длиной 2 м; анализы выполнены в химической лаборатории ИГ КарНЦ РАН; в скобках – стандартное отклонение.

Таблица 4

Среднее содержание ртути в породах и монофракциях пирита, 10⁻⁶%

Габбро-долерит из центральных частей силлов	0,9 (13)
Габбро-долерит из областей с визуально диагностируемыми контактными изменениями	2,4 (3)
Максовит неизменный	38,3 (353)
Максовит из контактовых зон	16,5 (7)
Сингенетичный пирит, скв. 207/129,5	9 (1)
Пирит из сажистого максовита, на расстоянии 3,5 м от силла	34,0 (1)
Пирит из прожилков в максовите непосредственно на контакте с дайкой, скв. 207/5,4	61,0 (1)
Пирит из прожилков в дайке габбро-долерита непосредственно на контакте с максовитом, скв. 207/6,35	35,3 (1)
То же, скв. 207/10,75	25,6 (1)

Примечание. В скобках – количество анализов.

Таблица 5

Структурные параметры свободного углерода в пределах Максовского месторождения

Характеристика породы	Структурный параметр		
	d ₀₀₂ , Å	Полуширина пика (002)	Надмолекулярные образования
Максовит матовый непосредственно на контакте с дайкой габбро-долерита, скв. 207/8,4	3,42	Большая	Глобулы, пакеты слоев
То же, скв. 207/8,1	3,42	Средняя	Пакеты слоев
Максовит матовый на удалении 0,2 м от силла, скв. 265/28,9	3,47	Большая	Глобулы, слои
Сажистая разновидность шунгитового вещества на удалении 0,3 м от контакта (область развития графитоидных пород), скв. 264/83,1	3,45	Средняя	Глобулы, слои, пакеты слоев
Максовит матовый на удалении 1,6 м от кровли силла, скв. 221/38,0	3,50	Большая	Глобулы, слои
То же, вне зоны влияния силла, скв. 218/5,0	3,52	Большая	Глобулы
Максовит графитоидный на значительном удалении от силла, скв. 218/70	3,42	Большая	Пакеты слоев
Максовит графитоидный на значительном удалении от силла, скв. 207/108,4	3,43	Малая	Полиэдры

Примечание. Измерения и расчеты выполнены В. В. Ковалевским (ИГ КарНЦ РАН).

Для изучения структурных характеристик шунгитового вещества взяты пробы максовитов, которые не испытали воздействия контактового метаморфизма (среди них матовые и «графитоидные» разновидности*), а также пробы, отобранные на различном расстоянии от контакта с габбро-долеритами (в том числе сажистые разновидности). Для матовых пород минимальные значения d₀₀₂ = 3,42 Å зафиксированы на контакте с дайкой; по мере удаления от контакта значения d₀₀₂ растут, приближаясь к значениям параметра вне зоны влияния силла (d₀₀₂ = 3,52 Å). Надмолекулярная структура матовых пород глобулярная с небольшим количеством слоев, вещество изотропно либо частично анизотропно. В зоне влияния контакта с габбро-долеритами доля слоев увеличивается, появляются пакеты слоев (пачки), повышается анизотропия; непосредственно на контакте вещество анизотропно, пакеты слоев имеют игольчатую форму.

* «Графитоидные» максовиты в отличие от матовых разновидностей имеют стально-серый или графитовый блеск, они пелитоморфны, внешне похожи на антрацит; в них больше шунгитового вещества по сравнению с матовыми микрозернистыми разновидностями.

Из этой закономерности выбиваются графитоидные и сажистые породы. Небольшое отличие d₀₀₂ сажистой породы от пробы максовита, находящейся на сопоставимом удалении от контакта (табл. 5), можно объяснить тем, что в сажистой породе шунгитовое вещество, вероятно, образовано за счет газовых продуктов пиролиза. В сажистом шунгитовом веществе глобулы образуют слои без выраженной пространственной ориентации, которые могут быть в виде лент или пакетов.

В графитоидных породах шунгитовое вещество имеет наиболее упорядоченную молекулярную структуру, а их надмолекулярная структура контрастно отличается от всех других примеров (полиэдры). Поскольку зоны развития графитоидных пород в пределах месторождения образуют своеобразные внутренние куполовидные тела и в основном совпадают с областями развития скрытых брекчий (в них роль цемента выполняет миграционное шунгитовое вещество), то можно предположить, что повышенная структурная упорядоченность шунгитового вещества связана с аномальным пластическим давлением, возникающим при массовом выделении из органического вещества подвижных углеводородов в условиях закрытой системы.

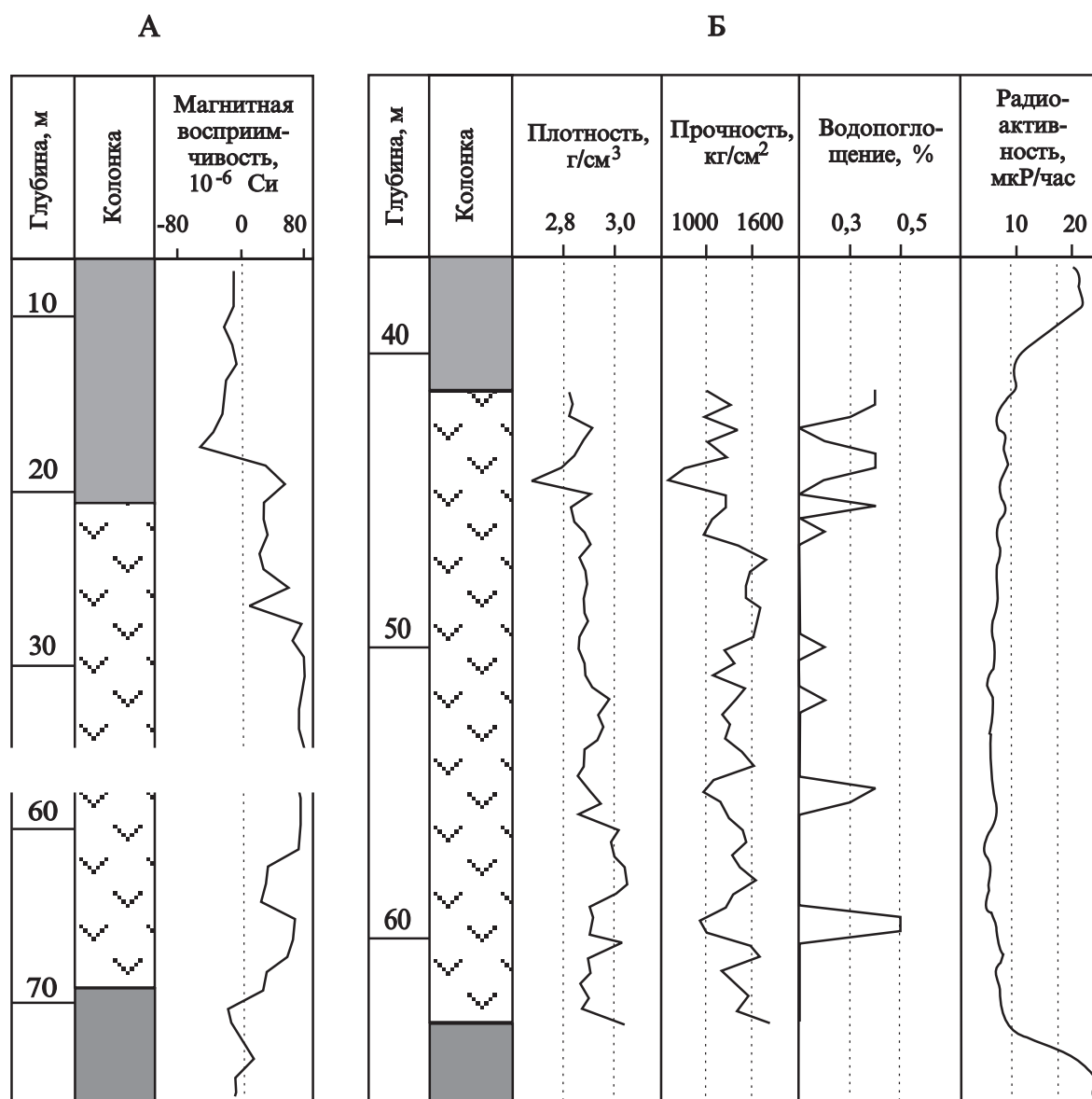


Рис. 4. Некоторые петрофизические характеристики максовитов и габбро-долеритов по скв. 209 (А) и 221 (Б):
 усл. обозн. см. на рис. 1

Действительно, полиэдры в процессах получения технических углеродов появляются при повышении температуры (Варлаков и др., 1982) и под воздействием относительно большого давления (Куроленкин и др., 1982).

Следует иметь в виду, что молекулярная структура шунгитового вещества в значительной степени зависит также от каталитического и ориентационного влияния минералов, с которыми оно ассоциирует (Ковалевский, 1994). Под влиянием контактового метаморфизма шунгитовое вещество достигает значения $d_{002} = 3,42$, предельного для неграфитируемых органических веществ.

Изотопный состав углерода и азота

Значение $\delta^{13}\text{C}$ для периферийных частей Максовского месторождения, которые не испытали влияния интрузий и где минимально присутствует

миграционное шунгитовое вещество, равно $-26,9\text{‰}$ (среднее по девяти образцам); в габбро-долерите из дайки (скв. 207/8.75-2) $\delta^{13}\text{C} = -38,9\text{‰}$; в сажистой разновидности максовитов, отобранной на расстоянии от силла, равном 6,8 м, скв. 265/23-2а, $-43,2\text{‰}$ (Филиппов, Голубев, 1994). Существенно более низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ для габбро-долерита и особенно сажистого максовита даже по сравнению с известными данными для миграционных форм шунгитового вещества (антраксолитов) свидетельствуют о том, что миграция органического вещества в эти породы частично осуществлялась в газообразном состоянии, возможно в виде метана.

Новые данные по изотопному составу углерода (табл. 1) свидетельствуют о том, что непосредственно на верхнем контакте и на расстоянии от него, равном примерно 15 м, значения $\delta^{13}\text{C}$ самые высокие для месторождения. По мере удаления от

контакта $\delta^{13}\text{C}$ плавно уменьшается, однако даже на большом расстоянии не достигает значений, характерных для пород, не испытавших воздействия контактового метаморфизма. Очевидно, что в данном случае трудно было ожидать выравнивания $\delta^{13}\text{C}$ со средними по месторождению значениями, поскольку седьмой шунгитоносный горизонт в месте пересечения скважиной 221 находится между мощными силлами (рис. 1).

Таким образом, контактовый метаморфизм является одним из существенных факторов фракционирования изотопного состава углерода.

Первые в истории исследования шунгитового вещества определения изотопного состава азота (табл. 1) показали, что значения $\delta^{15}\text{N}$ находятся в пределах величин, характерных для морского планктона (Хёвс, 1983): от +3 до +13. В приконтактных зонах вариации изотопного состава азота существенно больше по сравнению с вариациями изотопного состава углерода. Влияние контактового метаморфизма менее выражено в области верхнего контакта силла габбро-долеритов; в области влияния нижнего контакта начинает проявляться тенденция устойчивого повышения $\delta^{15}\text{N}$, при этом, скорее всего, максимальные значения еще не достигаются.

Петрофизические свойства

Свойства габбро-долеритов из зон контактового метаморфизма частично изучены Б. Н. Клабуковым (1994). Отмечается, что в центральных частях силлов, где не сказывается влияние контактов, электрическое сопротивление и плотность пород максимальны, соответственно до $10 \times 10^3 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ и $3,1 \text{ г/см}^3$. По направлению к контактам оба параметра плавно уменьшаются. Снижение сопротивления до $100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ и менее объясняется появлением шунгитового вещества и сульфидов, разуплотнение пород – наличием пустот или пор, не заполненных минеральным веществом.

В прикровельной и приподошвенной частях силла наблюдается разуплотнение габбро-долеритов в пределах от $3,02 \text{ г/см}^3$ (среднее по 17 скважинам) – для малоизмененных участков до $2,82 \text{ г/см}^3$ – непосредственно на контакте; водопоглощение от 0,1 до 0,4%; прочность от 2180 до 1766 кг/см^2 . Контрастность физических свойств пород нижнего контакта меньше. На рис. 4 приведены петрофизические данные, характеризующие изменения пород в области контактов. Для дайки габбро-долеритов мощность области контактовых изменений больше по сравнению с силлами (рис. 4, А) и составляет около 8 м.

Изменение петрофизических характеристик максовитов под влиянием контактового метаморфизма выявить трудно из-за отсутствия сведений о первичном литологическом составе пород и о содержании в них органического вещества. В непосредственной близости от верхнего контакта силла (рис. 4, А) магнитная восприимчивость максовитов резко возрастает, поскольку пирит частично замещается пирротинном, и становится сопоставимой с магнитной восприимчивостью из-

мененных габбро-долеритов; мощность зоны около 3 м.

В контактовых зонах меняется также радиоактивность и максовитов, и габбро-долеритов (рис. 4, Б). Габбро-долериты на контакте обогащаются ураном, мигрирующим совместно с органическим веществом; максовиты, наоборот, становятся менее радиоактивными за счет выноса урана. По радиоактивности мощность измененной зоны всяческого контакта габбро-долеритов составляет около 5 м.

Заключение

На зеленосланцевой стадии метаморфизма не утрачены основные признаки контактовых изменений шунгитоносных пород и габбро-долеритов. В максовитах содержание шунгитового вещества в зоне контактов существенно уменьшается, увеличивается содержание кварца, серицита, эпигенетического пирита и кальцита, появляется пирротин, изотопный состав углерода и азота становится более тяжелым, молекулярная и надмолекулярная структура шунгитового вещества становится более упорядоченной, подвижные элементы мигрируют из зоны контакта на некоторое расстояние совместно с органическим веществом, образуются миграционные формы шунгитового вещества, в том числе его сажистая разновидность. Очевидно, что фиксируемые изменения состава и свойств максовитов необходимо учитывать при разведке месторождений и в процессах технологической переработки пород.

Габбро-долериты на контакте с шунгитоносными породами заметно разуплотняются, уменьшаются их электрическое сопротивление, магнитная восприимчивость, прочность, увеличиваются радиоактивность и водопоглощение, непосредственно на контакте, как правило, резко возрастает содержание пирита, структура становится тонкозернистой, текстура – миндалекаменной, появляется шунгитовое вещество по трещинам, в миндалах и в составе минералов, причем не только в зонах контактов, но и на значительном удалении от них. Природа шунгитового вещества в габбро-долеритах, таким образом, является преимущественно миграционной, частично оно ассимилировано из вмещающих максовитов.

Проявление контактового метаморфизма по мощности не так велико по сравнению с известными примерами для углей и горючих сланцев и меняется в максовитах в зависимости от признака от 2 до 5 м, в габбро-долеритах – до 8 м. Зависимость степени контактовых изменений пород от мощности силлов может быть установлена в будущем на достаточном статистическом материале.

Особенности контактовых изменений шунгитоносных пород под влиянием эффузивов в данной статье не рассмотрены, поскольку собственно на Максовском месторождении такие явления не отмечаются.

Авторы благодарны А. Л. Дербасовой за прекрасную коллекцию каменного материала и некоторые

аналитические данные, собранные для изучения контактового метаморфизма. Выполнение изотопного, рентгенофлуоресцентного и рентгеноструктурного анализов в Институте геологии и минералогии Университета Эрланген-Нюрнберг стало возможным благодаря стипендии для П. В. Медведева, выделенной Германской организацией по академическо-

му обмену. Авторы искренне признательны В. В. Ковалевскому за определение структурных параметров шунгитового вещества, а также профессору Х. Й. Тобишалу за содействие в организации аналитических работ в Германии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-05-64078а).

ЛИТЕРАТУРА

Аммосов И. И. Предпосылки многообразия органических микрокомпонентов и методы петрографического исследования // Петрология органических веществ в геологии горючих ископаемых. М., 1987. С. 4–17.

Богданова Л. А. Преобразование углей в зоне термального воздействия интрузий // Угленосные формации и петрология углей. Тр. ВСЕГЕИ. Вып. 332. Л., 1985. С. 115.

Варлаков В. П., Смирнов Б. Н., Фиалков А. С. Характеристика структуры печной сажи ПМ-16Э // Химия твердого топлива. 1982. № 4. С. 100–104.

Голубев А. И., Светов А. П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, 1983. С. 15.

Клабуков Б. Н. Шунгитоносные породы и геофизические особенности Онежской структуры // Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 139.

Ковалевский В. В. Надмолекулярная и молекулярная структуры шунгитового вещества // Там же. С. 129–135.

Купряков С. В., Михайлов В. П. Отчет о результатах поисковых работ на шунгитовые породы, проведенных в Онежской мульде в 1985–1988 гг. Кн. 1. Петрозаводск,

1988. Фонды Карельской поисково-съемочной экспедиции. 148 с.

Куроленкин Е. И., Лопатто Ю. С., Акимов Д. К., Виргильев Ю. С. О структуре стеклоуглерода // Химия твердого топлива. 1982. № 4. С. 111–118.

Рычанчик Д. В., Ромаикин А. Е. Особенности внутреннего строения Максовской залежи шунгитовых пород // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск, 2000. С. 73–79.

Филиппов М. М., Дербасова А. Л. Ртуть в процессах преобразования шунгитоносных пород Карелии // Горючие сланцы. 1993. Т. 10, № 2–3. С. 135–146.

Филиппов М. М., Голубев А. И. Изотопный состав углерода шунгитоносных пород // Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 32–42.

Хёфс Й. Геохимия стабильных изотопов. М., 1983. 197 с.

Штах Э., Маковски М. Т., Тейхмюллер М. и др. Петрология углей. М., 1978. 554 с.

Simoneit B. R., Brenner S., Peters K. E., Kaplan I. R. Thermal alteration of Cretaceous black shale by diabase intrusions in the Eastern Atlantic – II. Effect on bitumen and kerogen // Geochim. Cosmochim. Acta. 1981. Vol. 45, N 9. P. 1581–1602.

Б. Н. Клабуков

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ НЕКОТОРЫХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР ОНЕЖСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Онежский синклиний (мульда, прогиб) – стратотипическая область для шунгитоносных пород докембрия Фенноскандинавского (Балтийского) щита. Здесь они развиты в пределах людикийского и калевийского горизонтов нижнего протерозоя Карелии. Основная масса углерода в виде шунгитового вещества (ШВ) заключена в осадочных образованиях верхней подсвиты заонежской свиты, где залегают собственно шунгитовые породы (ШП). Высокоуглеродистые ШП связаны с перераспределением первично-осадочного ШВ и существуют в виде особых построек – залежей ШП. В структурном плане мульда представлена системой субпараллельных синклинальных и антиклинальных складок (рис. 1). Складчатые структуры сложены вулканогенно-осадочными породами Карельского комплекса нижнего протерозоя. Рассматриваются в основном синклинали и антиклинали восточной половины Заонежского полуострова (структуры с 3 по 9 на рис. 1). Описание структур (Этапы тектонического развития..., 1973) проводится с востока на запад.

Вдоль восточного берега Онежского озера непосредственно на гранито-гнейсах залегают различные породы. Здесь развиты лишь небольшие по площади останцы покрова ятулийских отложений, образующих нижние горизонты восточного крыла структуры. Верхние высокие горизонты развиты на Заонежском полуострове, на восточном берегу которого располагается Кузарандская антиклиналь. К западу от нее прослеживается Толвуйская синклиналь, которая вытянута на 40 км при ширине до 12 км. Структура выполнена ШП заонежской свиты, чередующимися с породами габбро-долеритов. Содержание ШВ в ШП высокое. Далее к западу прослеживается складка Типиницы – Падмозерская. Ее длина более 70 км при ширине до 6 км. Эта складка распадается на три антиклинали, ядра которых сложены карбонатными породами. В наиболее южной – Тамбицкой антиклинали – ядро сложено породами верхнего и среднего ятулия, а крылья ШП с породами габбро-долеритов. Западнее Типинице-Падмозерской антиклинали расположена Путкозерская синклинальная складка. Длина складки – 60 км, а ширина достигает 10 км.

Складка выполнена породами заонежской толщи с породами габбро-долеритов, которые дополнительно смяты в серии кулисообразных складок. На западе Путкозерская синклиналь граничит со Святухинской (Хмельозерской) антиклиналью, которая в юго-восточном направлении расщепляется на Западно-Космозерскую, Великогубскую, Яндомозерскую, Нулицкую антиклинали. Еще западнее расположена Мягрозерская брахисинклиналь, которая вытянута в СЗ направлении почти на 100 км при максимальной ширине до 14 км. Крылья синклинали сложены породами заонежской толщи, а в ядрах залегают осадочно-вулканогенные породы суйсарской свиты. Синклиналь разделяет области с разным содержанием в ШП ШВ. К западу от Мягрозерской синклинали проходит узкая, нарушенная тектоническими разломами Уницкая антиклиналь. Длина ее более 50 км при ширине до 8 км.

По данным геофизических исследований этих объектов (Филиппов, Клабуков, 2000), установлена их контрастность в геофизических полях по отношению к вмещающей среде. Это связано с аномальным содержанием в залежах ШВ, обладающего высокой электропроводностью, пониженной плотностью и диамагнитностью. Известно, что шунгитовые залежи (ШЗ), как правило, концентрируются в синклинальных структурах, образуя целые семейства. В связи с последним синклинали и антиклинали Онежского синклинория будут по-разному проявляться в физических полях. Синклинальные структуры, скорее всего, должны фиксироваться отрицательными аномалиями магнитного и гравитационного полей. Существование линейных, отрицательных магнитных аномалий в восточной части Онежского синклинория установлено более ранними исследованиями (Строение земной коры..., 1983). Там же показано, что пониженными аномалиями гравитационного поля отмечаются антиклинальные структуры за счет приближения относительно легких пород основания к древней поверхности, синклинальные структуры отмечаются положительными аномалиями Δg . Таким образом, знак гравиметрической аномалии для областей накопления ШВ будет противоположным по отношению к магнитной аномалии. Исходя из этого, области распространения

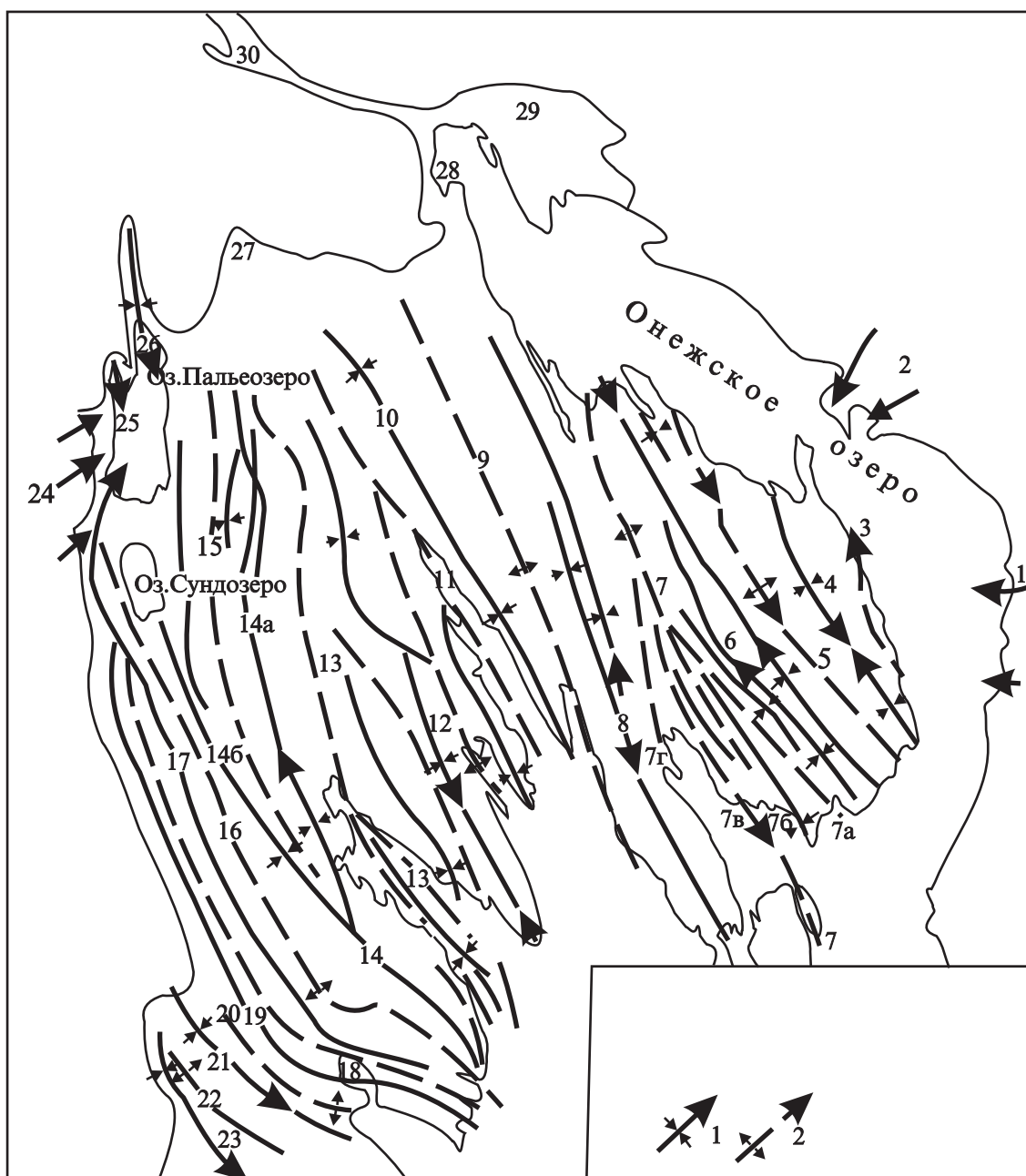


Рис. 1. Основные элементы тектонического строения Онежской структуры (построена по данным В. А. Соколова с использованием материалов СЗТГУ, Этапы..., 1973):

1 – синклинали, 2 – антиклинали. Цифры на осях – складчатые структуры: синклинали: 1 – Пяльминская, 2 – Кочкомская, 4 – Толвуйская, 6 – Путкозерская, 8 – Мягрозерская, 10 – Викшозерская, 12 – Мяндусельго-Кулмукская, 14 – Сухозерская, 14а – Лижмозерская, 14б – Сундозерская, 17 – Укшозерская, 19 – Уросозерская, 20 – Соломенская, 21 – Чалнинская, 23 – Падозерская, 24 – Койкарская, 25 – Салвиламбинская, 26 – Карташинская, 27 – Ялгамская, 28 – Пергубская, 29 – Лумбузская, 30 – Кумсинская; антиклинали: 3 – Кузарандская, 5 – Типинице-Падмозерская, 7 – Святухинская, 7а – Нулицкая, 7б – Яндомозерская, 7в – Великогубская, 7г – Западно-Космозерская, 9 – Уницкая, 11 – Лижемская, 13 – Кондопожская, 15 – Сунско-Кариостровская, 16 – Ялгубская, 18 – Сургубская, 22 – Вилгинско-Падозерская

складчатых структур можно охарактеризовать комплексным геофизическим параметром, в котором будет учитываться различная природа магнитных и гравитационных данных. В их качестве используются цифровые карты магнитного и гравитационного полей Онежской структуры в масштабе 1 : 200 000, сопоставляемые с геологической картой Заонежского полуострова масшта-

ба 1 : 50 000, составленной Н. В. Олиной и В. А. Подкопаевым в 1970 г. По результатам сравнения геофизических материалов с тектонической картой масштаба 1 : 200 000 было выявлено, что нормальный фон ΔT_a в пределах развития пород суйсарской свиты понижен. Над породами заонежской свиты наблюдается противоположная картина (Клабуков, 1994). Этот факт может

Таблица 1

Распределение гравитационного (Δg) и магнитного (ΔT) полей для образований докембрия Онежской структуры

Стратиграфическая привязка (свита)	В абсолютных единицах						В относительных единицах					
	$\bar{\chi}$	ϵ	m	A	E	V	1	2	3	4	5	6
Гравитационное поле												
Кондопожская												
Суйсарская	-0,6	2,7	9,5	1,5	0,1	7,1	0,5	0,6	0,7	0,9	1,8	2,2
Дайки габбро-долеритов	-5,7	1,7	6,2	0,2	-0,3	3,3	1,0	1,4	1,8	2,2	3,2	3,9
Заонежская	-5,8	1,9	6,8	1,8	1,4	3,8	1,0	1,4	1,6	2,4	3,6	4,2
Туломозерская	-5,8	0,7	2,0	-0,3	-0,5	0,5	1,0	1,8	2,6	3,1	4,2	5,3
Магнитное поле												
Кондопожская	-0,1	1,0	3,9	0,2	0,2	0,9	1,0	2,0	2,9	3,4	4,4	5,4
Суйсарская	2,5	1,6	5,1	2,1	1,2	2,4	0,7	1,6	2,4	2,8	3,7	4,7
Дайки габбро-долеритов	3,6	2,7	9,6	3,8	1,9	8,6	0,5	1,3	1,9	2,2	3,2	3,9
Заонежская	4,6	2,8	9,6	4,0	1,4	9,8	0,4	1,1	1,7	2,0	2,8	3,6
Туломозерская	4,9	0,4	2,1	-5,9	11,0	0,1	0,4	1,4	2,4	2,5	2,8	3,5

Примечание. $\bar{\chi}$ – среднее; ϵ – стандарт; m – размах; A – асимметрия; E – эксцесс; V – вариация; 1 – A_{χ} ; 2 – $A_{\chi} + A_{\epsilon}$; 3 – $A_{\chi} + A_{\epsilon} + A_m$; 4 – $A_{\chi} + A_{\epsilon} + A_m + A_A$; 5 – $A_{\chi} + A_{\epsilon} + A_m + A_A + A_E$; 6 – $A_{\chi} + A_{\epsilon} + A_m + A_A + A_E + A_V$.

объясняться следующими причинами: в региональных масштабах, когда сравниваются структуры более низкого порядка, чем залежи (например, синклинали), распределение магнитного поля в большей степени зависит не от количества ШВ, а от наличия и распределения в разрезе габбро-долеритов. Вторая причина может быть связана с точностью выделения геологических границ. Все это определило необходимость повторного анализа цифрового геофизического материала с результатами геологического картирования более крупных масштабов. Отметим также, что в данном случае мы имеем дело с объектами, которые, как правило, перекрыты отложениями непродуктивной толщи. Последняя иногда значительно уменьшает контрастность выделения таких структур за счет затухания в ней геофизических полей. Преодоление подобных затруднений возможно при использовании петрофизических свойств подстилающей среды (Ломакин, 2001). Эти свойства связаны с фоновой составляющей геофизических полей, причем утверждается, что она является источником дополнительной геологической информации. Непосредственно носители этой информации являются показателями изменчивости петрофизических свойств геологических сред, представленных их статистическими распределениями в пунктах наблюдений. Если наряду с интенсивностью проявления основного геофизического параметра использовать его статистическую изменчивость, то классификацию территории по петрофизической контрастности можно наполнить конкретным содержанием.

Рассмотрим пример, связанный с геофизической классификацией стратиграфических подразделений (свит) Онежского синклинория (табл. 1).

Можно видеть, что по средним интенсивностям гравитационного поля дифференциация свит весьма слабая, тогда как по суммарным числовым характеристикам она достигает предельной величины (позиции 3–6, табл. 1).

По магнитному полю разделение свит как по средним интенсивностям, так и по суммарным статистическим характеристикам одинаково и близко к предельной величине. Этот факт свидетельствует о петрофизической прозрачности перекрывающей среды для магнитного поля. Сред-

няя интенсивность магнитного поля, характеризующая разрез Онежской мульды, растет сверху вниз (см. $\bar{\chi}$ в табл. 1), и это создает проблему поиска источника поля. Так как средняя величина интенсивности магнитного поля над габбро-долеритами меньше, чем над осадочными породами заонежской и тем более туломозерской свит, возникает вопрос: могут ли заонежские магматиты служить единственным источником такого распределения магнитного поля по глубине?

Ранее было сделано предположение, основанное на петрофизических исследованиях (Кищенко, 1991), об отсутствии в разрезе заонежской свиты источников повышенного магнитного поля. Предполагалось, что они могут быть в нижних частях разреза Онежской структуры (Клабуков, 1994). В связи с тем что породы доятулийского основания представлены преимущественно кислыми разновидностями, источник должен находиться между гранитным основанием и породами заонежской свиты. Наиболее интенсивные магнитные аномалии (до 1000 нТл) приурочены к некоторым антиклиналям (например, Великогубской) и связаны, по-видимому, с сильномагнитными габбро-долеритами, магнитная восприимчивость которых достигает $(3\div 4) \cdot 10^2$ СИ. По мнению Т. С. Игнатьевой и Н. М. Бугрова (1974), эти породы могут представлять собой кулисообразно расположенные дайковые тела субвертикального падения. Возможно, эти габбро-долериты заполняют тектонические зоны в местах переходов антиклинальных структур в синклинальные. Рассматривая данные тела в качестве источника намагнитченности, трудно представить, что они смогли бы обеспечить повышение ΔT_a на всей закартированной площади пород заонежской свиты, в связи с особенностями формы их залегания. Вероятным источником повышения магнитного поля над областями, пространственно совпадающими с выходом на уровень эрозионного среза пород заонежской свиты, следует считать также присутствие нижеятулийских вулканитов, магнитная восприимчивость которых превышает $1000 \cdot 10^{-5}$ СИ. Присутствие таких пород в виде покровов в ятулийской части разреза Онежского синклинория вполне могло бы обеспечить существующую, современную

Таблица 2

Сравнительная геофизическая характеристика синклиналей и антиклиналей Заонежского полуострова

Геологическая привязка	В абсолютных единицах						В относительных единицах							↓ ↑
	χ	ε	m	A	E	V	1	2	3	4	5	6	7	
Мягрозерская	0,6	4,1	13	1,6	0,1	16,6	0,40	0,86	1,20	1,53	2,04	2,57	2,1	Синклинальные
	0,1	2,6	12,2	6,4	8,1	7,0	1,0	1,94	2,84	3,16	3,71	4,71		
Яндомозерская	-7,6	2,6	10	-0,3	-1	6,5	0,95	1,66	2,18	2,98	3,72	4,59	0,9	
	1,4	2,3	7,6	0,9	-2,5	5,2	0,87	1,83	2,82	3,47	4,47	5,47		
Путкозерская	-3,3	1,3	4	-1	-0,5	1,6	0,66	1,59	2,47	3,44	4,08	5,08	0,3	
	2,8	1,6	3,3	-2,6	0,8	2,7	0,69	1,69	2,69	3,54	4,42	5,42		
Толвуйская	-6,8	2,1	10	-0,3	1,6	4,5	0,90	1,69	2,21	3,01	3,19	4,13	0,2	Синклинальные
	4,2	3,7	22	-5,7	13,9	13,5	0,51	1,35	2,06	3,06	3,35	4,35		
Маткозерская	-6,9	1,5	5,0	0,5	-0,4	2,3	0,90	1,79	2,61	3,21	3,82	4,82	-0,6	
	6,1	1,7	6,2	6,3	6,2	3,0	0,26	1,26	2,26	2,59	3,22	4,22		
Великогубская	-5,5	1,0	3,0	-0,8	-1,2	1,0	0,81	1,79	2,73	3,65	4,44	5,44	-2,8	
	6,8	6,5	27,5	10,2	12,5	42,4	0,17	0,78	1,38	1,48	1,83	2,58		
Хмельозерская	-5,3	1,6	7,8	-0,9	0,3	2,6	0,80	1,68	2,34	3,29	3,75	4,75	0,7	Антиклинальные
	3,0	1,9	6,4	-2,3	-1,6	3,7	0,66	1,66	3,50	4,49	5,49	5,49		
Тамбицкая	-5,1	0,8	2,9	0,3	-1,1	0,7	0,78	1,78	2,73	3,38	4,15	5,15	0,2	
	3,9	1,1	4,3	-2,2	-0,9	1,2	0,54	1,54	2,54	3,37	4,32	5,32		
Падмозерская	-9,5	0,6	1,0	0	-2,4	0,3	1,0	2,0	3,0	3,73	4,73	5,73	-0,2	
	1,1	0,7	2,0	-0,2	-0,7	0,5	0,91	1,91	2,91	3,62	4,55	5,55		
Уницкая	-1,9	1,0	3,2	-0,7	-1,5	1,1	0,57	1,55	2,48	3,38	4,17	5,17	-0,2	
	2,4	0,9	4,3	3,5	2,9	0,8	0,74	1,74	2,74	3,23	4,01	5,01		
Космозерская	-5,8	1,2	5,0	-1,5	-0,3	1,6	0,83	1,77	2,59	3,59	4,18	5,18	-0,3	
	4,7	2,7	15,4	-1,4	6,4	7,2	0,44	1,37	2,21	2,99	3,61	4,61		
Большезерская	-5,5	1,0	3	0	-0,2	1,1	0,81	1,79	2,73	3,46	4,03	5,03	-0,5	
	6,9	2,3	6,5	2,7	-0,4	5,5	0,15	1,11	2,11	2,65	3,58	4,58		
Кузарандская	-6,3	0,6	1,7	-1,4	0,5	0,4	0,86	1,86	2,86	3,86	4,28	5,28	-0,6	
	4,5	3,1	9,9	2,3	0,8	9,8	0,47	1,36	2,30	2,86	3,74	4,74		
Ляликовская	-5,5	1,8	9,0	1,3	1,9	3,2	0,81	1,65	2,23	2,64	2,86	3,84	-1,3	
	5,6	7,7	30,2	9,9	9,3	60	0,32	0,83	1,37	1,48	1,97	2,57		

Примечание. 1 – A_x ; 2 – $A_x + A_e$; 3 – $A_x + A_e + A_m$; 4 – $A_x + A_e + A_m + A_A$; 5 – $A_x + A_e + A_m + A_A + A_E$; 6 – $A_x + A_e + A_m + A_A + A_E + A_V$; 7 – $\Sigma A_T - \Sigma A_g$, где A_g – верхнее значение, A_T – нижнее значение позиции 6.

дифференциацию аномального магнитного поля пород заонежской свиты, с одной стороны, и геологических образований суйсарской и кондопожской свит – с другой. При наличии такого источника дифференциация пород по магнитному полю логично обеспечивается различной мощностью немагнитных образований суйсарской (и тем более кондопожской) и заонежской свит до верхней кромки магнитного источника. Естественно предположить, что центральная часть Онежской мульды, как и любой синклинальной структуры, должна характеризоваться максимальной мощностью разреза и в связи с этим потенциально содержать в разрезе наибольшие объемы ШВ структуры. Любые смещения от осевой части мульды к западу и востоку должны приводить к уменьшению количества ШВ в разрезе. Из этих предположений следует, что наибольшие объемы ШВ должны быть сосредоточены в Мягрозерской синклинали, расположенной в осевой части мульды.

Параметризация ШЗ показала, что намечается некоторая связь между интенсивностью параметра и объемом ШВ в них (Клабуков, 2001). Если действительно основные объемы ШВ сосредоточены в синклинальных структурах, то вполне естественно предположить существование количественного различия интенсивности параметров для складчатых структур разного знака. Кроме того, в силу геологических особенностей каждой синклинальной структуры геофизический параметр, ее характеризующий, количественно должен также меняться. Попытка увидеть в количе-

ственных изменениях физического параметра некоторые аспекты изменения геологического разреза складчатых структур Заонежского полуострова предопределяет выполнение сравнительного анализа геофизических полей над различными складчатыми структурами. Его результаты сведены в табл. 2, которая построена по следующему принципу: верхние значения во всех позициях табл. 2 относятся к гравитационному полю, а нижние – к магнитному. Абсолютные параметры геофизических полей преобразованы в относительные. В позициях 1–6 идет накопление дополнительной петрофизической информации. Складчатые структуры Онежского синклинория расположены в таблице в порядке убывания геофизического параметра, отражающего, согласно гипотезе, уменьшение объемного содержания ШВ в структуре. Ранее при анализе разреза Восточного Заонежья выяснено, что магнитное и гравитационное поля по отношению к складчатым структурам находятся в обратной корреляции. Этот факт учтен в суммарном относительном параметре (позиция 7, табл. 2) вычетом поля Δg из поля ΔT . Для четырех синклиналей восточной части Заонежского полуострова: Мягрозерской, Яндомозерской, Путкозерской и Толвуйской – установлено последовательное уменьшение величины параметра $\Sigma A_T - \Sigma A_g$, совпадающее с последовательным расположением синклиналей с запада на восток от центральной части Онежской мульды. В чем геологический смысл установленной закономерности? Некоторую информацию может дать гравиметрический материал.

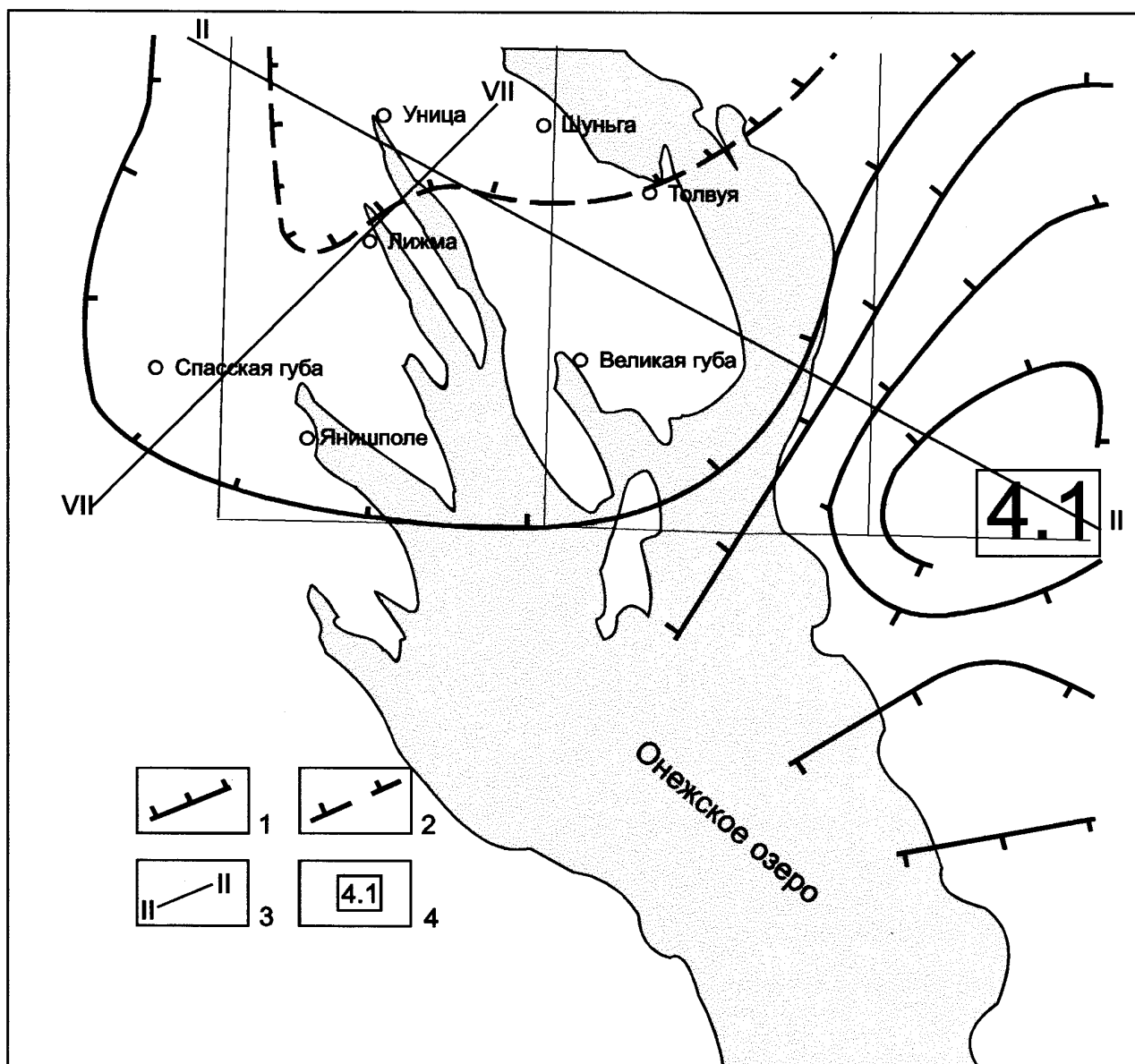


Рис. 2. Схема морфологии гравитационного поля Онежского прогиба:

1 – положительные, 2 – отрицательные значения Δg . Берг-штрихи направлены в сторону уменьшения поля. 3 – расчетные профили. Цифра в квадрате – номер локальной аномалии: 4.1 – Бураковская

Так, по данным гравитационного моделирования, выполненного Э. Н. Лишневым (1998) (рис. 2, 3), ШП заонежской свиты пространственно приурочены к впадине, суйсарской и кондопожской свит – к верхнему склону рельефа раннеархейского основания (синонимы: «гранулитовый» или «диоритовый» слой). Форма и гипсометрия этого основания отразились на последующих геодинамических процессах, которые претерпела Карелия и сопредельные территории, особенно в конце архея и раннего протерозоя. Растягивающие напряжения склонов коррелировались с более жесткими геодинамическими условиями, что, возможно, служило причиной разрушения ферромагнитных минералов и приводило к понижению интенсивности магнитного поля в данной области. Таким образом, распределение регионально-го магнитного поля в нижнепротерозойской час-

ти разреза Онежской мульды связано с поведением кровли архейского основания, но не прямо, а косвенно. В то же время повышенная энергетика склонов, видимо, создавала более благоприятные условия для накопления ШВ в связи с более высокой пластичностью вмещающей $C_{св}$ среды. Относительно антиклинальных структур существует мнение, что они в меньшей мере аккумулируют ШВ, чем синклинали, и объясняется это суммарной положительной амплитудой длительных колебательных движений всей системы Онежского синклинория. Согласно данным анализа, в среднем суммарные геофизические параметры (позиция 7, табл. 2) синклинальных структур выше, чем антиклинальных, что хорошо согласуется с предположением об объемах ШВ в складчатых структурах разного знака. Для самой восточной части Заонежского полуострова

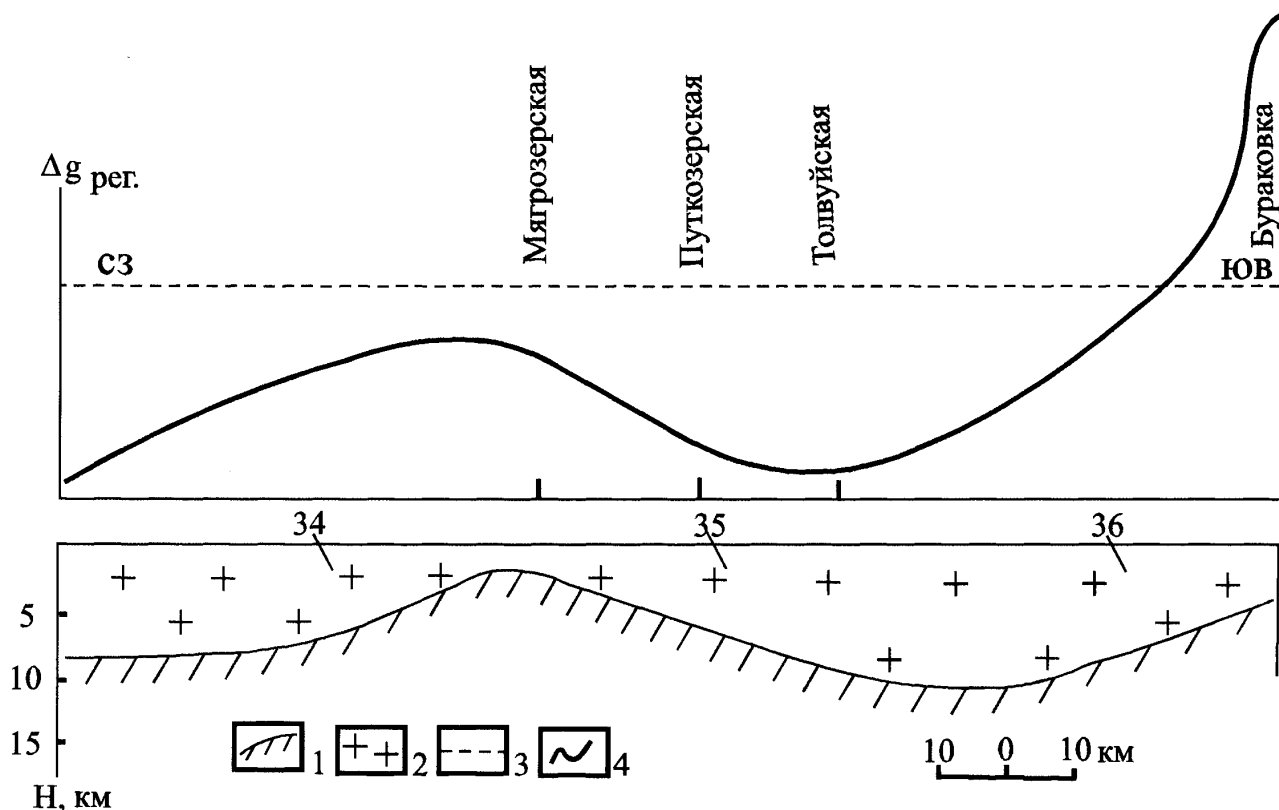


Рис. 3. Схематический геолого-геофизический разрез по профилю II-II (см. рис. 1) с нанесением осей некоторых синклинальных структур Онежского прогиба (построен автором по материалам Э. Н. Лишневого, 1998):

1–2 – архейский фундамент: 1 – гранулитовое основание, 2 – гнейсогранитовый слой, 3 – уровень регионального гравитационного фона, принятый в расчетах, 4 – наблюдаемая кривая Δg

установленная выше закономерность уменьшения суммарного относительного параметра с запада на восток сохраняется и для антиклинальных структур, таких как Хмельозерская, Падмозерская и Кузарандская. Таким образом, геофизические данные хо-

рошо коррелируют с особенностями геологического разреза Онежской структуры на западе и востоке.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-0564078).

ЛИТЕРАТУРА

Игнатъева Т. С., Бугров Н. М. Применение петрофизики для изучения тектонических зон в условиях Центральной Карелии // Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, 1974. С. 20–28.

Кищенко Н. Т. Физические свойства докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, 1991. 65 с.

Клабуков Б. Н. Шунгитоносные породы и геофизические особенности Онежской структуры // Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 136–156.

Клабуков Б. Н. Сравнительная геофизическая характеристика шунгитовых залежей Толвуйской синклинали // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск, 2001. С. 97–101.

Лишневский Э. Н. Региональные структурно-плотностные неоднородности архейского фундамента Карелии в свете гравиметрических данных // Геотектоника. 1998. № 3. С. 59–70.

Ломакин А. Б. Петрофизические окна прозрачности в слабоконтрастных геологических средах // Российский геофизический журнал. 2001. № 21–22. С. 40–51.

Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита. Л., 1983. 180 с.

Филиппов М. М., Клабуков Б. Н. Геофизические признаки шунгитоносных купольных структур // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2000. С. 80–88.

Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973. 174 с.

Н. Н. Рожкова, М. Овчарек, А. Миановский

АКТИВАЦИЯ ШУНГИТОВОГО УГЛЕРОДА

Введение

Наиболее перспективные направления использования шунгитовых пород сводятся к следующим трем: *адсорбент* для процессов водоочистки (Zaidenberg, 1997; Ануфриева и др., 2000), *катализатор* в окислительно-восстановительных и термических реакциях органических соединений (Шунгиты..., 1984; Григорьева, Рожкова, 1998) и высокоэффективный *наполнитель* полимерных композиционных материалов (Рожкова, 1992; Rozhkova, 2001). Перечисленные направления являются традиционными для применения углеродных материалов. Почему же возрастает интерес к новому природному сырью (шунгитовым породам), если можно использовать синтетическое и природное высокоочищенное и высокотехнологичное углеродное сырье, получаемое из нефти и угля? Это обусловлено не только и не столько экономическими проблемами, связанными с ростом цен на природное углеводородное сырье, но и необычностью структуры и свойств шунгитового углерода (ШУ). Кроме того, все перечисленные направления взаимосвязаны, а определенная физико-химическая подготовка используемого углерода, включающая получение заданной дисперсности, удельной поверхности и активных центров поверхности, что является необходимым условием эффективности используемого углерода, как показал опыт, – не тривиальная задача. Таким образом, до настоящего времени не сформулированы пути целенаправленного синтеза универсальных адсорбентов, катализаторов и наполнителей. Решение этой задачи приведет к созданию процессов нового поколения.

В чем же необычность структуры шунгитового углерода? Прежде всего все шунгитовые породы содержат структурно подобный, рентгеноаморфный и метастабильный ШУ, который представлен фуллереноподобными структурными нанобразованиями с размерностью 6–10 нм (Зайденберг и др., 1996; Kovalevski et al., 2001). Наноразмерный углерод широко изучается в последнее время, как высокоактивный в упомянутых процессах (Fullerenes..., 2000). Кроме того, отмечено отличие морфоструктур, образующихся из исходного единичного звена, для ШУ различных месторождений. Обнаружены два типа структурной организации, соответствующие плотным кластерам и цепочкам (Рожкова и др., 2001). Несмотря на структурное подобие, шунгитовые породы различных

месторождений разительно отличаются по физико-химическим свойствам, которые предопределяют их активность в тех или иных процессах (Шунгиты..., 1984; Zaidenberg et al., 1998).

Принимая во внимание двухуровневую организацию ШУ, логично предположить возможность его активации. Характеристическими параметрами, по которым оценивается активность углеродных адсорбентов, катализаторов и наполнителей, являются *дисперсность*, *удельная поверхность* и *pH водной вытяжки*. Если максимально достижимая дисперсность ШУ определяется размером структурного строительного элемента, который сохраняется неизменным для ШУ конкретного месторождения, то удельную поверхность, а также количество и распределение активных центров поверхности можно варьировать, подобрав соответствующие условия обработки. Однако до настоящего времени максимальный достигнутый результат, полученный на шунгите III разновидности после автоклавной кислотной обработки, составлял 85 м²/г (Горштейн и др., 1979), а на шунгите I разновидности не превышал 32 м²/г после высокотемпературной вакуумной обработки (Касаточкин и др., 1978). Поскольку за последние годы наблюдался значительный прогресс в изучении процессов активации углей (Mianowski, Radko, 1993), а также показана возможность модификации структуры синтетических нанодисперсных материалов (ультрадисперсных алмазов) в атмосфере пара (Байдакова и др., 1994), было предложено опробовать на ШУ подходы, отработанные на других материалах, в частности, на углях.

Недавно польскими учеными был применен критерий определения температурного диапазона для оценки кинетических параметров процесса активации (выгорания) для углей различной стадии метаморфизма. Процесс предложено проводить в термокинетическом режиме при полиизотермических условиях с применением математического анализа (Mianowski, Radko, 1994).

Поэтому в рамках данной работы предполагалось, используя подход, отработанный на углях, *провести активацию ШУ и определить кинетические параметры процесса*.

Кинетика процесса активации

Подход базировался на предположении, что если степень конверсии *твердой фазы в процессе*

выгорания удовлетворяет соотношению, приведенному в (Mianowski, Radko, 1993):

$$\alpha = \left(1 - \frac{m_f}{m_i}\right) \cdot \left(1 - \frac{A^d}{100}\right)^{-1}, \quad \alpha \in (0,1) \quad (1)$$

то выполняется уравнение Аррениуса:

$$k = A \cdot e^{-\frac{E}{RT}} \quad (2)$$

и процесс активации идет как газообразование при взаимодействии углерода и водяного пара в соответствии с реакцией первого порядка, где m_i , m_f – вес образца до (i) и после (f) активации, A – константа, характеризующая частоту процесса (мин⁻¹), A^d – содержание золы в образце в сухом состоянии (%), E – энергия активации (Дж/моль), k – константа скорости реакции (мин⁻¹), T – температура (K).

Следовательно, уравнение кинетики процесса можно представить как:

$$\frac{d\alpha}{dt} = A e^{-\frac{E}{RT}} \cdot (1 - \alpha), \quad T = idem. \quad (3)$$

а после интегрирования оно принимает вид:

$$-\ln(1 - \alpha) = A e^{-\frac{E}{RT}} \cdot \tau + C, \quad (4)$$

где τ – продолжительность процесса активации.

Постоянная интегрирования «C» в гетерогенном процессе может принимать два значения:

1) для $\tau = 0$, $\alpha_0 = 0$ и $C = 0$ справедливо следующее соотношение (Mianowski, Radko, 1994):

$$\ln \frac{-\ln(1 - \alpha)}{\tau} = \ln A - \frac{E}{RT}, \quad \tau \neq 0 \quad (5)$$

2) $C \neq 0$; если в начале процесса при неустановившихся условиях (нестабильных параметрах процесса) начальная степень конверсии достигнет величины $\alpha_0 > 0$, или $C \neq 0$, когда эта константа определяется случайными процессами, которые характеризуют начальные стадии активации углей (т. е. активные центры на поверхности). Последнее условие соответствует случаю, не имеющему физического смысла (когда $\alpha_0 < 0$).

Для случая 2) $C \neq 0$ нами была проведена серия расчетов скорости реакции (k) и соответствующих значений констант в уравнении Аррениуса ($\ln(k)$ vs $1/T$).

Условия эксперимента и исследуемые объекты

Для исследований были взяты образцы шунгитов I разновидности двух месторождений: Максово (М) и Шуньга (Ш). Эти образцы характеризуют две группы шунгитов: с низкой удельной поверхностью и пористостью (Ш) и высокой удельной поверхностью и пористостью (М) (Zaidenberg et al., 1998). Шунгитовый углерод этих месторождений детально охарактеризован (Kovalevski et al., 2001). Их основные физико-химические параметры приведены в табл. 1.

Образцы породы, отобранные из жил, были измельчены в шаровой мельнице. В дальнейшем эксперименте была использована отсеянная фракция измельченного материала с размером частиц 3–6 мм.

На основании предварительных экспериментов на ШУ получено, что степень конверсии в процессе пиролиза растет в соответствии с реакцией первого порядка. Термогравиметрический анализ показал, что активация идет в кинетической области для обоих образцов.

Активацию проводили в атмосфере водяного пара, изменяя температуру и время процесса. На рис. 1 приведена схема установки, в которой проводилась обработка. Температуру поднимали с шагом 50 град.: 1073, 1123, 1173, при следующих временах активации – 30, 60, 90 и 120 мин. Интенсивность потока пара составляла: $2,5 \cdot 10^{-5}$ м³/(м² · с).

Результаты и обсуждение

Получена следующая экспериментальная матрица (время $\times$ температура), которая позволяет определить степень конверсии каждого образца, а также исходные данные для термокинетического анализа.

$$\begin{array}{l} \text{Шунгит} \\ \text{I разновидности (Ш):} \end{array} \quad \alpha = \begin{vmatrix} 0.075 & 0.134 & 0.327 & 0.438 \\ 0.140 & 0.377 & 0.691 & 0.875 \\ 0.302 & 0.856 & 0.986 & 0.997 \end{vmatrix},$$

$$\begin{array}{l} \text{Шунгит} \\ \text{I разновидности (М):} \end{array} \quad \alpha = \begin{vmatrix} 0.216 & 0.287 & 0.338 & 0.457 \\ 0.420 & 0.615 & 0.672 & 0.784 \\ 0.692 & 0.837 & 0.891 & 0.958 \end{vmatrix}.$$

Графическая интерпретация матриц приведена на рис. 2 и 3. Следует отметить отличие между степенью конверсии для ШУ Шуньги и Максово при 1173 К через 90–120 мин активации. Исходя из такой высокой степени конверсии, более 0,98 (для Шуньги), можно предположить значительный вклад гидроактивации, на которую оказывает большое влияние состав золы. Этот момент необходимо принять во внимание при определении погрешности в оценке параметров активации в уравнении Аррениуса (А и Е). Рассчитанные параметры (табл. 2) определены с использованием первого метода расчета (уравнение 5).

Линии регрессии $y = ax + b$, полученные при использовании второго подхода $C \neq 0$, показаны на рис. 4, 5. Угол наклона этих линий соответствует константе скорости процесса $k(T)$, (мин⁻¹). Корреляция между $\ln(k(T))$ и $1/T$ для полученных значений константы, представлена на рис. 6, 7, где:

$E = R \cdot \text{угол наклона}$ ($R = 8,314$ Дж/(моль · К) и $A = \text{пересечение с осью}$ (табл. 2).

Константы, приведенные в табл. 2, далее были использованы для определения изокинетической точки, которая должна указать на оптимальные параметры процесса, т. е. такой температурный интервал, внутри которого пиролиз можно представить в виде кинетической кривой первого

порядка. Этот подход значительно облегчил оценку режимов процесса активации, так как ранее для анализа процесса пиролиза, например, антрацита термогравиметрическую кривую делили на три условных температурных интервала.

Используя общее уравнение, изокинетический эффект можно определить следующим образом:

$$\ln A = \ln k_{iso} + \frac{E}{RT_{iso}}$$

Скорость и температуру реакции для обоих образцов в изокинетической точке определили из рис. 8. Они совпали для двух шунгитов и равны $k_{iso} = 0,0331$ и $T_{iso} = 905,4$ °С.

Для анализа полученных результатов провели сравнение кинетических параметров ШУ с ранее опубликованными данными для углей различной стадии метаморфизма (табл. 3) (Mianowski et al., 1998). В настоящее время коксование углей с целью получения дешевых активированных углей со средней пористостью (в данной работе рассматриваются коксующиеся угли, по международной кодовой классификации относящиеся к типам 31, 32) представляет длительный процесс, сопровождающийся частичным выгоранием углерода. Активации всегда предшествует процесс карбонизации. Слабым звеном в оценке результата активации остается невозможность определения влияния окисления угля на параметры активации, т. е. окисление угля при коксовании может привести как к положительным, так и к отрицательным изменениям свойств активированных углей. Это было показано на шести образцах углей разной степени метаморфизма. Для них были использованы следующие обозначения: 1, 2, 3 – угли низкой стадии метаморфизма, малозольные, 4, 5, 6 – высокой стадии метаморфизма (табл. 3).

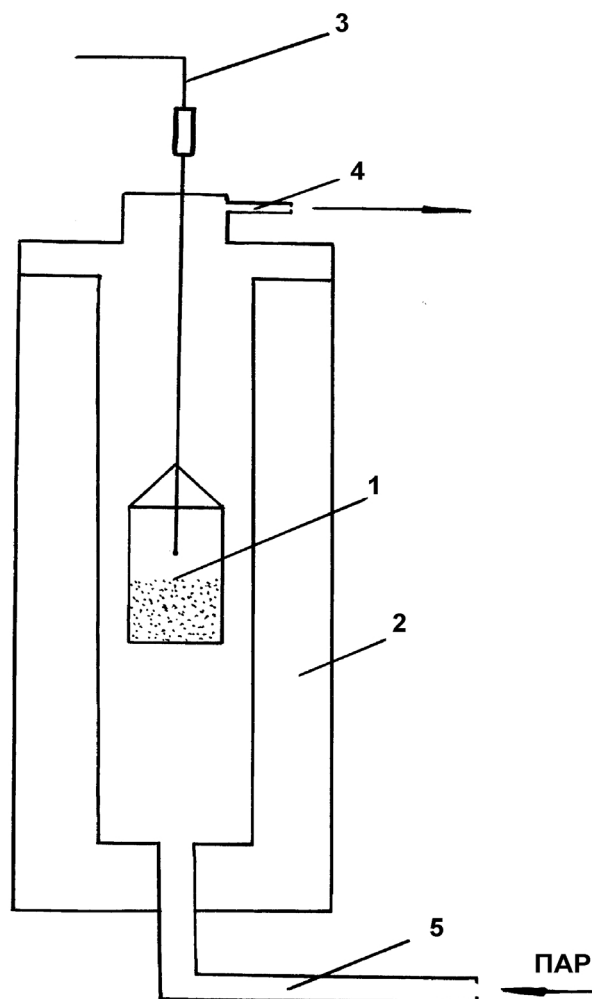


Рис. 1. Схема установки, в которой проводилась активация образцов:

1 – обрабатываемый образец, 2 – нагреватель, 3 – термодатчик, контроль температуры обработки, 4 – отвод продуктов выгорания, 5 – поток пара

Таблица 1

Физико-химические характеристики шунгитового углерода (ШУ) исследуемых месторождений

ШУ	Летучие, %/рН	Откр./закр. пористость, %	Удельная поверхность, м²/г	Ср. размер пор, nm	Микропористость, %
Ш	4,15/6,0	4,7/8,1	2–5	3	67
М	2,65/3,9	18,8/6,6	180–240	2–4	96

Таблица 2

Параметры уравнения Аррениуса шунгитов I разновидности

Образец	Для C = 0		Для C ≠ 0	
	E (кДж/моль)	lnA	E (кДж/моль)	lnA
Шунгит I (М)	172,5	14,2	177,0	14,3
Шунгит I (Ш)	230,3	20,1	248,2	22,7

Таблица 3

Зависимость параметров активации от типа угля и метода расчета

Тип угля	C ≠ 0		C = 0		
	E, кДж/моль	lnA	E, кДж/моль	lnA	Удельная поверхность, м²/г
1	162,3	12,57	170,3	13,27	553–591
2	198,2	16,72	142,3	10,69	737–928
3	281,7	24,93	203,6	16,47	420
4	206,0	17,02	147,7	10,71	873
5	233,9	20,22	174,2	13,86	1083
6	104,6	6,49	124,1	7,87	270

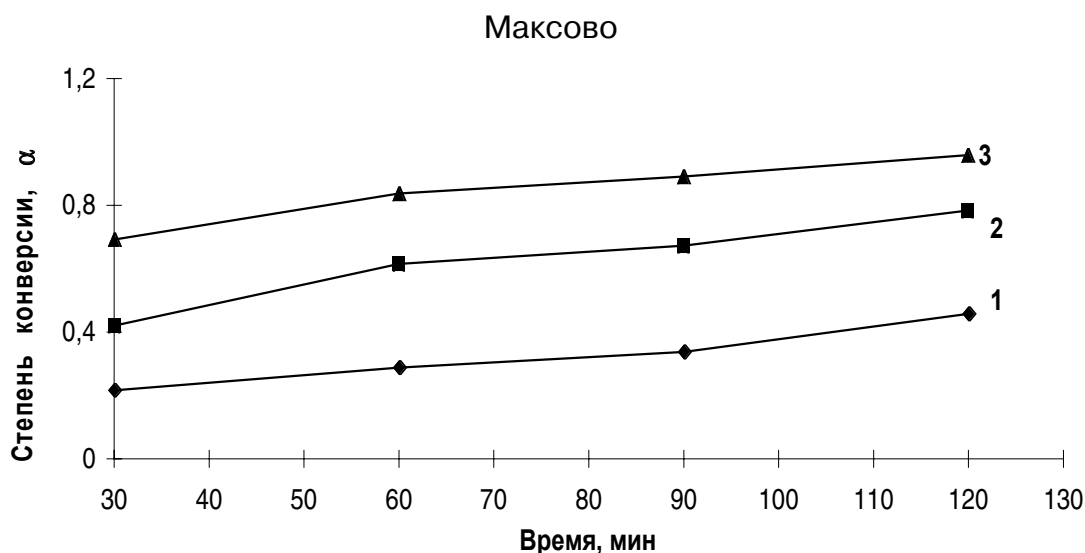


Рис. 2. Степень конверсии для образцов м. Максово:
при температурах: 1 – 1073 К, 2 – 1123 К, 3 – 1173 К

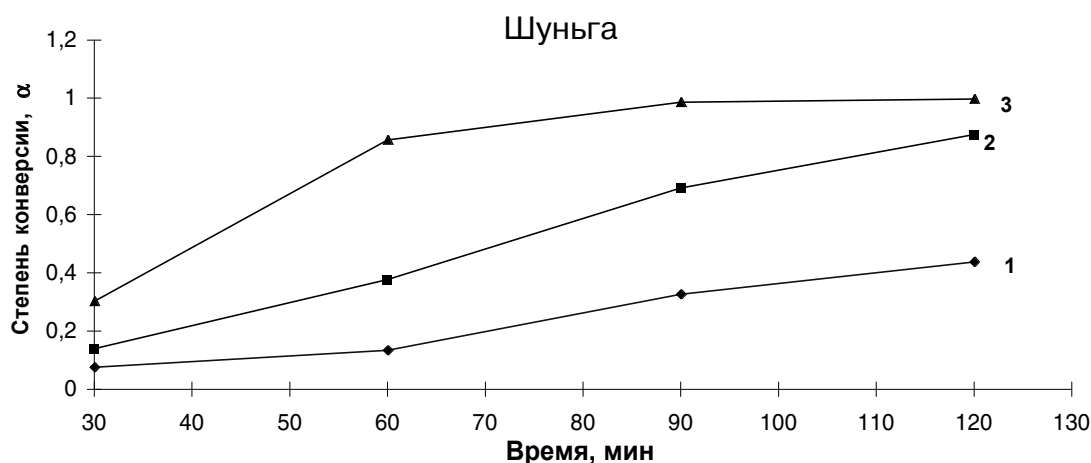


Рис. 3. Степень конверсии для образцов м. Шуньга:
при температурах: 1 – 1073 К, 2 – 1123 К, 3 – 1173 К

В отличие от ШУ активация углей проводится в две стадии (Sun et al., 1997). На первой стадии все угли были карбонизованы при 800 °С в инертной атмосфере: образцы **1, 2, 4, 5** – в течение 8 часов при скорости нагрева 100 К/мин, а для образцов **3, 6** процесс карбонизации длился 96 часов при скорости нагрева 8,3 К/мин. На этой стадии выход карбонизата составляет 68–72% от веса исходного угля.

На второй стадии образцы **2, 5** подверглись окислению на воздухе при 800 °С в течение 8 часов. Потери карбонизата при окислении составили 20 вес. %.

Далее образцы углей были активированы в условиях, аналогичных рассматриваемым для ШУ. В изокINETической точке для варианта $C = 0$ получены: $k_{iso} = 0,08792$ и $T_{iso} = 862,3$ °С.

При использовании второго варианта расчета $C \neq 0$ изокINETическая температура выросла до $T_{iso} = 882–887$ °С. Однако изокINETический эф-

фект был обнаружен только для карбонизатов, не подвергнутых окислению. После окисления карбонизатов наблюдается увеличение кинетических констант.

Можно говорить о некоторой аналогии процесса активации ШУ и только тех углей, карбонизация которых проводилась более длительное время, если все остальные параметры процесса совпадают.

Высказанное ранее предположение о возможном окислении ШУ Максово не подтверждается, так как не наблюдается значительного увеличения кинетической константы (сравнить с обр. **2, 5** табл. 3). Совпадение изокINETической точки для обоих образцов ШУ указывает на возможность проведения их активации при одинаковых условиях. Результаты проведения активации на ШУ представлены в табл. 4. Развитие поверхности в процессе активации, приведенное в табл., определено по сорбции йода.

Шуныга

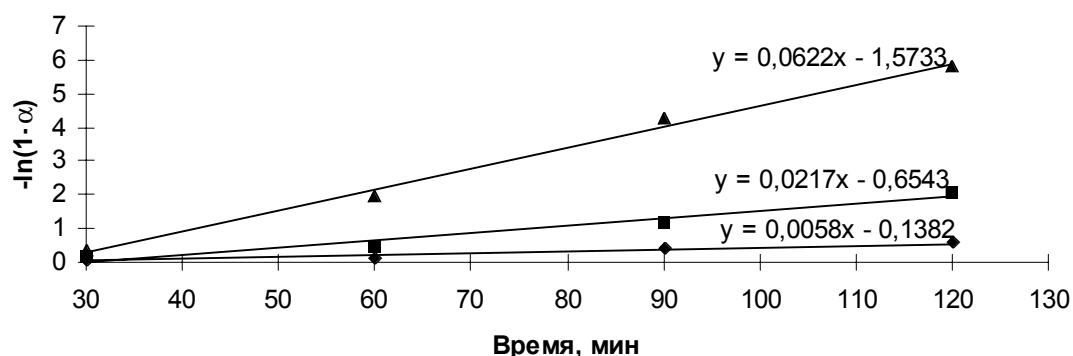


Рис. 4. Зависимость $-\ln(1-\alpha)$ от времени для ШУ Шуныги

Максово

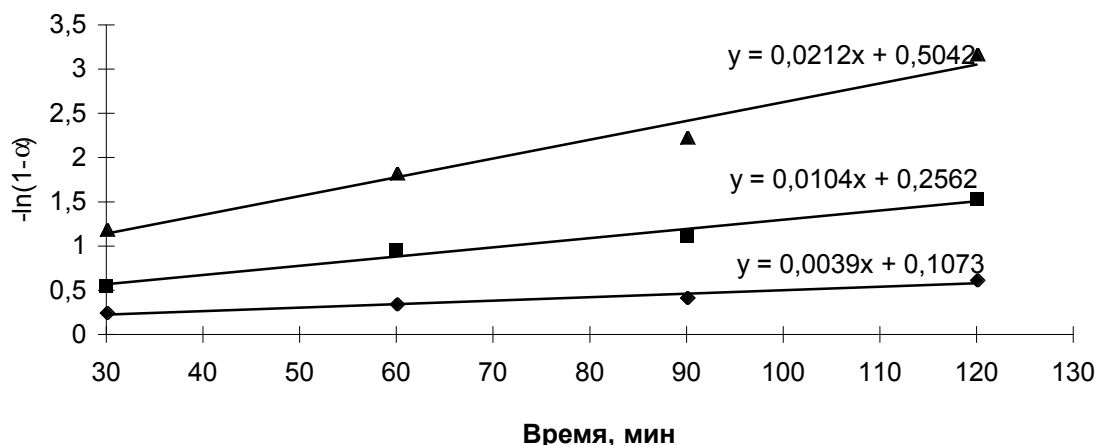


Рис. 5. Зависимость $-\ln(1-\alpha)$ от времени для ШУ Максово

Таблица 4
Адсорбционные свойства шунгитов Шуныги и Максово до и после активации

Исследуемый образец/свойства	Исходный	775 °С* 300 мин	825 °С* 120 мин	875 °С* 120 мин	925 °С* 120 мин
Ш Выгорание, %		42,8	67,8	12,5	0
Ш Адсорбция йода, м ² /г	2,7	437,6	370	548	–
М Выгорание, %		46,0	60,5	37,4	5,7
М Адсорбция йода, м ² /г	186	634,0	504	587	207

* Последовательный нагрев одного и того же образца. Наблюдается максимум выгорания ШУ, т. е. активация проводилась в кинетической области.

Видно, что после активации удельная поверхность ШУ Шуныги возрастает на два порядка, тогда как поверхность ШУ Максово выросла всего в несколько раз, максимальные удельные поверхности для ШУ двух месторождений практически совпадают: 548 м²/г (Ш) и 587 м²/г (М). Величина удельной поверхности, полученная на обоих образцах, сравнима с величиной удельной поверхности ШУ Нигозеро, природные образцы которого имеют максимальную удельную поверхность (450–500 м²/г).

При увеличении времени активации и снижении температуры удается получить материал с высокой удельной поверхностью, при этом количество выгоревшего углерода практически совпадает для обоих образцов.

Выводы

– Активация шунгитового углерода (на примере высокоуглеродистых шунгитов двух месторождений) была проведена в одну стадию благодаря

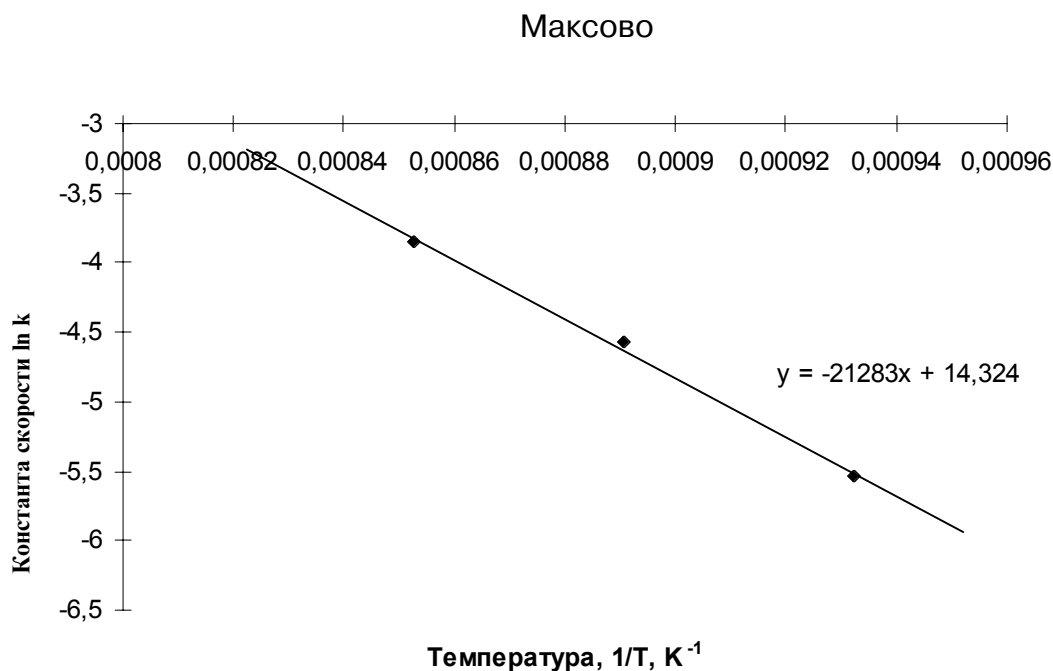


Рис. 6. Зависимость $\ln(k)$ от $1/T$ для образцов м. Максово

$\ln(k)$ = угол наклона на рис. 5

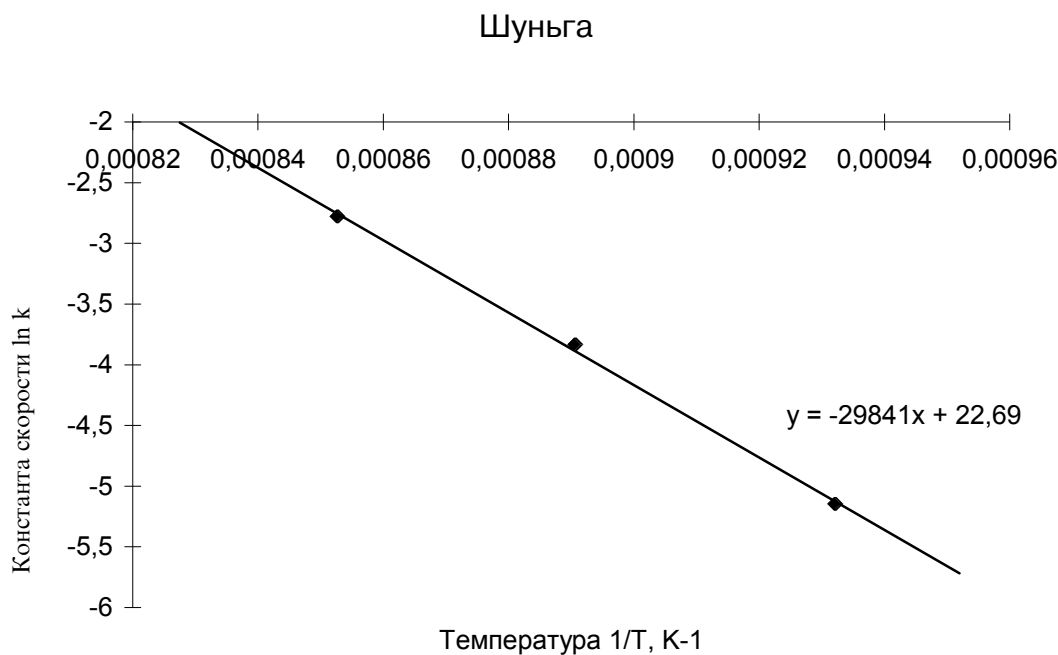


Рис. 7. Зависимость $\ln k$ от $1/T$ для образцов м. Шуныга

$\ln k$ – угол наклона на рис. 4

высокой степени его карбонизации. Возможность одноступенчатой активации является главным отличием высокоуглеродистых шунгитов от углей различной степени метаморфизма.

– Активация, проводимая в одинаковых температурных интервалах, характеризуется практически совпадающими значениями выгорания для обоих высокоуглеродистых шунгитов, отличаю-

щихся физико-химическими свойствами поверхности.

– Изокинетический эффект обнаружен для ШУ, так же как ранее для углей различной степени метаморфизма. Была определена изокинетическая точка, которая совпала для образцов ШУ двух различных месторождений, т. е. оптимальные условия процесса активации этих образцов одинаковы.

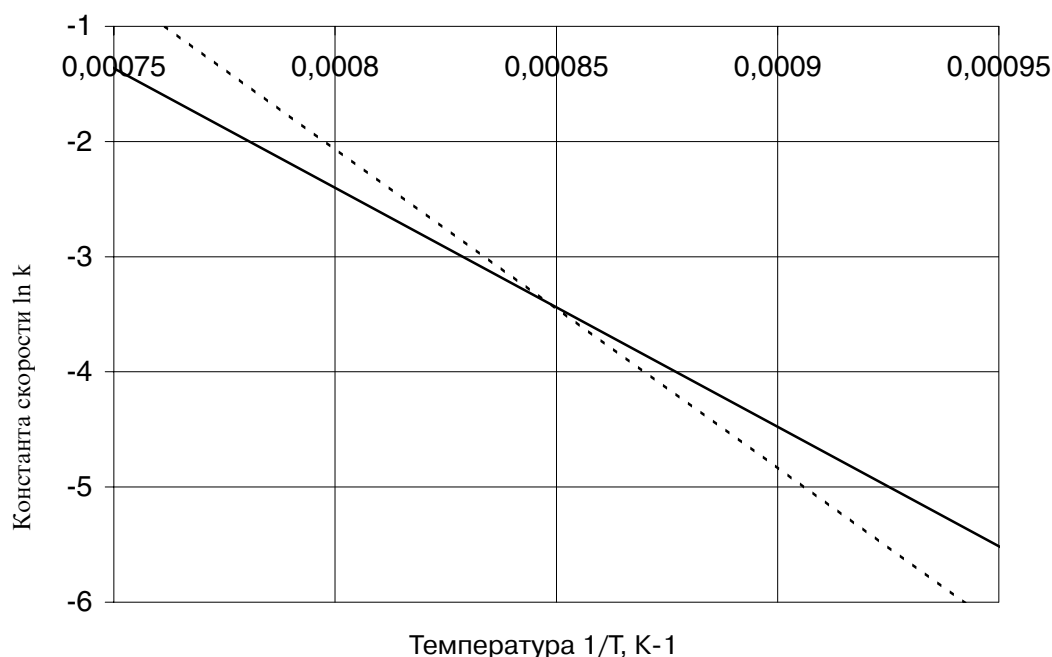


Рис. 8. Интерпретация изокинетического эффекта для Максово (---) и Шунгиты (—)

$1/T_{\text{iso}} = 8,486 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$, $\ln(k_{\text{iso}}) = -3,410 \text{ мин}^{-1}$

– Отличие в значении энергии активации выгорания ШУ двух месторождений может быть связано с различием в составе минеральных примесей.

Исследования выполнены в рамках темы № 35, поддержанной Министерством экономики Республики Карелия.

ЛИТЕРАТУРА

Ануфриева С. И., Исаев В. И., Лосев Ю. Н. и др. Оценка возможности использования природного материала – шунгита для очистки нефтесодержащих стоков // Углеродсодержащие формации в геологической истории: Тр. междунар. симпозиума (2–7 июня 1998 г., Петрозаводск). Петрозаводск, 2000. С. 156–161.

Байдакова М. В., Вуль А. Я., Сиклицкий В. И., Фалеев Н. Н. Фрактальная структура кластеров нанодисперсного алмаза // ФТТ. 1994. Т. 40, вып. 4. С. 776–780.

Горштейн А. Е., Барон Н. Ю., Сыркина М. Л. Адсорбционные свойства шунгитов // Известия вузов. Химия и хим. технология. 1979. Т. 22, № 6. С. 711–715.

Григорьева Е. Н., Рожкова Н. Н. Поведение шунгитового углерода в реакциях, моделирующих термические превращения угля // ЖФХ. 2000. Т. 73, вып. 4. С. 600–605.

Зайденберг А. З., Ковалевский В. В., Рожкова Н. Н., Туполев А. Г. О фуллереноподобных структурах шунгитового углерода // ЖФХ. 1996. Т. 70. С. 107–110.

Касаточкин В. И., Элизен В. М., Мельниченко В. М. и др. Субмикropористая структура шунгита // ХТТ. 1978. № 3. С. 17–21.

Рожкова Н. Н. Влияние шунгитового наполнителя на физико-механические и проводящие свойства полимерных композиционных материалов: Автореф. дис. ... канд. техн. наук. СПб., 1992. 20 с.

Рожкова Н. Н., Голубев Е. А., Сиклицкий В. И., Байдакова М. В. Морфологические особенности шунгитового углерода в терминах фрактальной размерности, определенной методами МУРР и электронной микроскопии. Сыктывкар, 2001. С. 197–199.

Шунгиты – новое углеродистое сырье / Под ред. В. А. Соколова, Ю. К. Калинина, Е. Ф. Дюккиева. Петрозаводск, 1984. 239 с.

Fullerenes-Chemistry, Physics, and Technology / Eds. K. M. Kadish, R. S. Ruoff., Wiley & Sons. New York, 2000. 450 p.

Kovalevski V. V., Buseck P. R., Cowley J. M. Comparison of carbon in shungite rocks to other natural carbons: an X-ray and TEM study // Carbon. 2001. N 39 (2). P. 243–256.

Mianowski A., Radko T. Isokinetic effect in coal pyrolysis // Fuel. 1993. Vol. 72, N 11. P. 1537–1539.

Mianowski A., Radko T. The possibility of identification of activation energy by means of temperature criterion // Thermochimica Acta. 1994. Vol. 247. P. 389–405.

Mianowski A., Radko T., Owczarek M. Badania nad mozliwoscia wytwarzania wegla aktywnych z karbonizatow powstalech w procesach ciaglych // Weigiel – sorbenty weglowe, Materialy seminarium. Krakow 25–26.06. 1998. P. 45–48.

Rozhkova N. N. Shungite-a carbon-mineral filler for polymeric composite materials // Composite Interfaces. 2001. Vol. 8, N 3, 4. P. 307–312.

Sun J., Hippo E. J., Marsh H. et al. Activated carbon produced from an Illinois basin coal // Carbon. 1997. Vol. 35, N 3. P. 341–352.

Zaidenberg A. Z. Shungite influence on the water chemistry // Extend. Abstracts of 23th Biennial Conference on Carbon (Carbon'97). Pennstate, 1997. II. P. 118–119.

Zaidenberg A. Z., Rozhkova N. N., Kovalevski V. V., Tupolev A. G. Shungite carbons and fullerenes // Fullerene Science and Technology. 1998. Vol. 6, N 3. P. 511–517

В. И. Тяганова

МАКРОСТРУКТУРНЫЕ И ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УГЛЕРОДА В ШУНГИТОВЫХ ПОРОДАХ

Проблема структурного состояния шунгитового вещества, в дальнейшем именуемого шунгитовым углеродом или просто углеродом, достаточно широко освещена в научной литературе, в то время как макроструктура, определяющей очень многие свойства породы, например, электропроводность, термостойкость и др., не уделено достаточного внимания (Шунгиты Карелии., 1975; Калинин, Ковалевский, 1977; Фирсова, Якименко, 1985). Ранее была предпринята попытка классификации форм распределения шунгитового углерода (Тяганова, Зверев, 1998). В основу предложенной классификации были положены данные, полученные при изучении шунгитовых пород разных месторождений, отличающихся как по составу минеральных составляющих, так и по содержанию углерода, но количество аншлифов по каждому месторождению было ограничено. Изучение макроструктурных особенностей распределения углерода в шунгитовых породах одного месторождения и наличие значительного количества аншлифов позволили внести некоторые уточнения и дополнить предложенную ранее классификацию. Изучение форм проявления шунгитового углерода проводилось на аншлифах на микротвердометре ПМТ-3. Цена деления окуляра прибора при $F = 6,2$ объектива составляла 30 мкм, а при $F = 23,2$ соответственно 120 мкм. Объектом исследований были образцы шунгитовых пород скважин 1–5 Максовского месторождения. Схематический геологический профиль Максвской залежи выполнен Л. П. Галдобиной (рис. 1).

Были исследованы пробы: скв. 1, интервал 0–128,6 м (10 образцов); скв. 2, интервал 0–92,4 м (22 обр.); скв. 3, интервал 11–132,2 м (16 обр.); скв. 4, интервал 38–101,5 м (8 обр.); скв. 5, интервал 17–91 м (13 обр.).

Как известно, структура пород обусловлена формой составных частей, а текстура – их расположением. Здесь шунгитовая порода рассматривается как модель, состоящая из двух основных частей – шунгитового углерода и минеральной составляющей. Взаимосвязь этих составляющих положена в основу предлагаемой классификации. Изучение аншлифов образцов исследованных скважин позволяет выделить наличие трех форм шунгитового углерода в породах вне зависимости от состава минеральной основы или содержания углерода.

Первая форма представляет собой тонкодисперсный углерод, образующий непрерывную углеродную матрицу, которая заполнена минеральными частицами. Степень заполнения, форма и размер минеральных частиц могут быть разными. При такой форме распределения цементирующим веществом является углерод (рис. 2, а).

Вторая форма – это также тонкодисперсный углерод, но находящийся в виде отдельных гнезд разнообразного вида и размера. В этом случае цементирующим веществом является минеральная

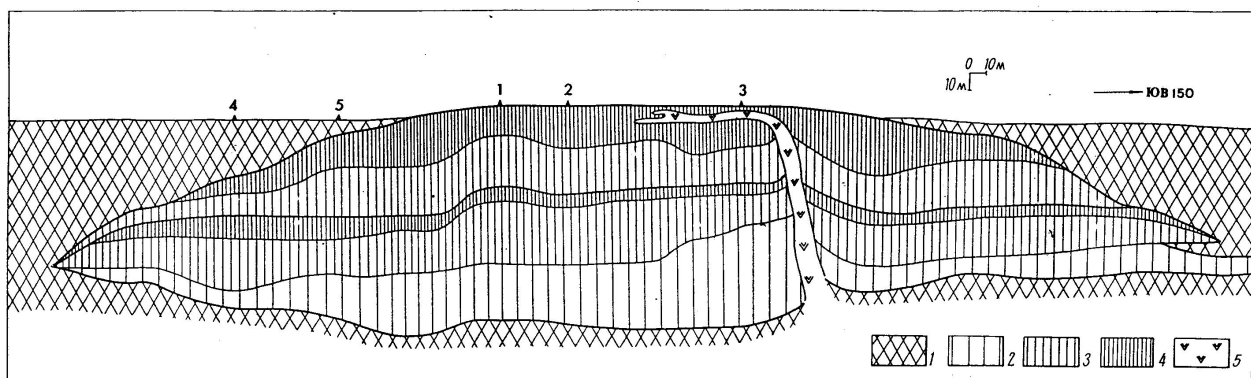


Рис. 1. Схематический геологический профиль Максвской залежи:

1 – вмещающие породы; 2 – шунгито-карбонатные породы; 3 – шунгитовые породы III группы, массивные. Содержание углерода от 25 до 45%; 4 – шунгитовые породы с миндалекаменной текстурой, брекчированные. Кремнисто-углеродистый цемент; 5 – порфирит

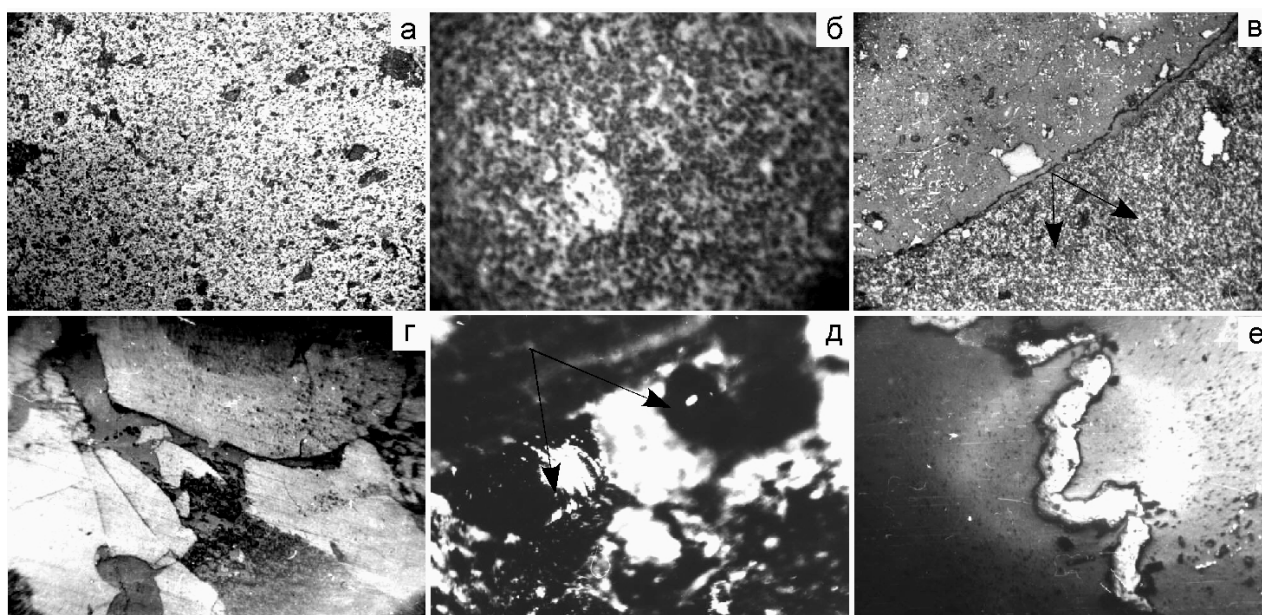


Рис. 2. Формы распределения углерода в шунгитовых породах:

1-я (а – увеличение 48Х); 2-я (б – 120Х); переходная (в – 48Х); 3-я (г – 90Х) и 4-я (д, е – 30Х)

составляющая породы (рис. 2, б). При увеличении размеров углеродных гнезд или их количества будет иметь место некая переходная форма, при этом наблюдается как бы взаимное прорастание углеродной и минеральной матриц (рис. 2, в). На рисунке эта форма показана стрелками.

Если степень заполнения углеродной матрицы минеральным веществом равна нулю или близка к нулю, такой углерод отнесен к третьей форме (рис. 2, г). Ранее было предложено рассматривать четвертую форму углерода (Тяганова, Зверев, 1998). Это также чистая разность шунгитового вещества, но образованная в иных геологических условиях и привнесенная в породу позже. Чистые разности шунгитового углерода в научной литературе известны как шунгит-1, миграционный или нестратифицированный шунгит (Шунгиты Карелии., 1975). Структура такого углеродного вещества, несомненно, будет отличаться от структуры углерода породы. Углеродные образования подобного рода были обнаружены в шунгитовой породе месторождений Максово и Березовец, лидите и др. Они могут быть в породе либо в виде отдельных включений, например, в породе месторождения Березовец, либо в виде прожилков, например, в лидите. Такие включения углерода хорошо видны после термической обработки образца (рис. 2, д, е). Как показали исследования, эти углеродные включения оказывают значительное влияние на термостойкость породы и ее декрепитационную активность (Шунгиты., 1984). В пробах скважин 1–5 не исключено присутствие углерода четвертой формы, но она отнесена к третьей, так как визуально разделить их без дополнительных исследований весьма затруднительно.

Изучение шлифов показало, что распределение углерода в породе, как правило, неравномерное, причем одновременно могут сосуществовать несколько форм углерода, но всегда условно мож-

но выделить основную. Кроме того, следует отметить, что в породе даже с небольшим содержанием углерода могут быть области с первой формой распределения или, например, с третьей. Предложенную классификацию форм проявления шунгитового углерода можно отнести к макроструктурной характеристике породы, а расположение этих форм в объеме породы входит в характеристику ее макротекстуры. Относительно макротекстурных особенностей распределения шунгитового углерода отметим следующее. Первая форма углерода имеет несколько текстур: однородную, когда данная форма распределения характерна для всего образца (рис. 2, а); прожилковую, имеющую вид прожилков или обломков прожилков, часто определенным образом ориентированных в объеме породы (рис. 3, а); может иметь вид пятнообразных областей разного размера, а также иметь мозаичную текстуру (рис. 3, б). Характерных текстурных особенностей у второй формы углерода не обнаружено, лишь в отдельных образцах гнездовые обособления могут иметь вид прожилков или обломков прожилков. Третья форма углерода встречается в породах в виде самостоятельных прожилков (рис. 4, а), включений в минеральных прожилках (часто кварцевых) (рис. 4, б), около них (рис. 4, в) или в продуктах их дробления (рис. 4, г), а также в виде самостоятельных включений в породе (рис. 4, д) или включений, заполняющих в ней пустоты. В настоящей работе не рассматривается вопрос о структурном состоянии шунгитового углерода, а лишь формы его проявления. Тем не менее следует отметить существенную особенность. Изучение образцов показало, что макроструктура шунгитового вещества может быть однородной и неоднородной. В неоднородной структуре присутствуют включения, по всей вероятности углеродные, отличающиеся по цвету от основной массы (более светлые). Размер включений колеблется

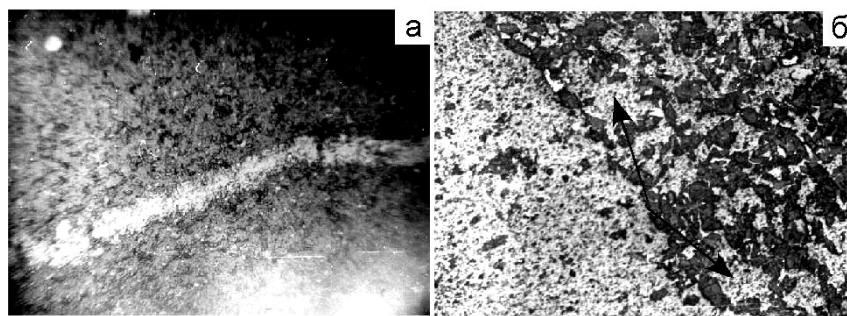


Рис. 3. Текстуры 1-й формы распределения углерода:
прожилковая (а – 90X) и мозаичная (б – 48X)

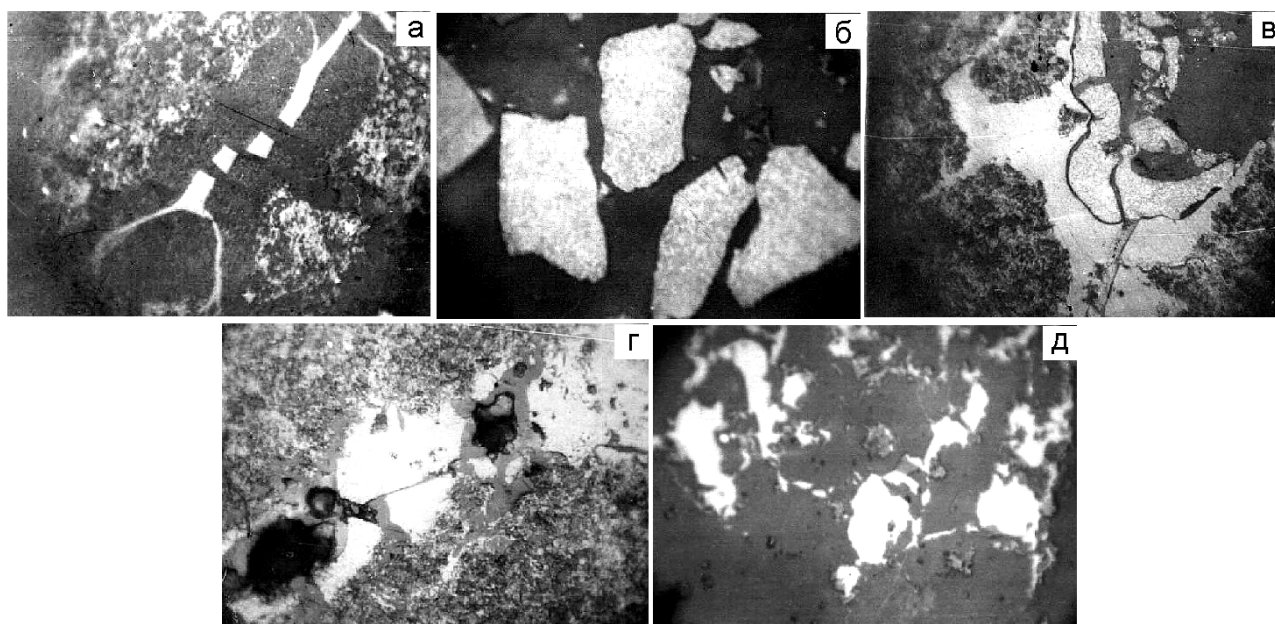


Рис. 4. Третья форма распределения углерода:

в виде самостоятельных прожилков (а – 170X); включений в минеральных прожилках (б – 120X); около минеральных прожилков (в – 170X); около минеральных обломков (г – 170X); включений в породе (д – 120X)

от единиц до 20 мкм и более. Эти включения хорошо видны на аншлифах образцов с третьей формой распределения (рис. 4, б). В однородной структуре такого рода включения отсутствуют (рис. 4, г, д).

Краткая характеристика пород исследованных скважин с учетом предложенной выше классификации приведена далее.

Скважина 1. Структура углерода неоднородная до глубины 70,6 м, с переходом в дальнейшем, с ростом глубины залегания пород, к более однородной. Неоднородность углерода в этой скважине слабо выраженная. Размер инородных включений не превышает нескольких мкм. Цвет углерода от желтого до темно-желтого. Содержание углерода от 9,2 до 32,4 мас. %. По структуре и концентрации углерода скважина неоднородная. До глубины 94,3 м породы обогащены углеродом, а с ростом глубины содержание углерода значительно понижается. Распределение углерода в образцах неравномерное. В пробе одновременно могут присутствовать несколько форм. В пробах 1/0 и 1/46.0 много кварцевых прожилков, в которых находятся

крупные (более 1 мм) включения углерода 3-й формы. Проба 1/53.6 по структуре и содержанию углерода отлична от предшествующих проб, углерод в ней имеет вид прожилков, определенным образом ориентированных в объеме породы. Особое место занимают пробы 1/110 и 1/128.6. Углерод в этих пробах представлен в виде включений 3-й формы, небольших по размеру. В образцах пород этой скважины много сульфидов. Особо крупные сульфидные образования отмечены в пробах 1/110 и 1/128.6.

Скважина 2. Структура углерода до глубины 28,8 м неоднородная, с переходом далее к однородной. Неоднородность углерода этой скважины, как и скважины 1, слабо выраженная. Размер инородных включений в основной массе не превышает нескольких мкм. Содержание углерода в образцах по глубине скважины колеблется от 22,6 до 36,8 мас. %. Распределение его в пределах одной пробы неравномерное, присутствует несколько углеродных форм, хотя в большинстве образцов основной формой углерода является 1-я. В некоторых образцах 2-я форма достаточно крупных размеров (пробы

2/9.8, 2/17.3, 2/30.3) и на отдельных участках образует непрерывную углеродную матрицу. Такая форма является переходной. Углерод 3-й формы встречается в минеральных прожилках, а также в виде включений, заполняющих пустоты в породе. Количество и размер углеродных образований 3-й формы в этой скважине меньше, чем в скважине 1. Следует особо отметить пробу 2/41.4. Углерод в ней представлен только 3-й формой. Размер отдельных включений достигает нескольких мм.

Скважина 3. Структура углерода данной скважины неоднородна до глубины 49,6 м, а далее углерод имеет однородное строение. Инородные включения разные, от очень мелких (единицы мкм) до достаточно крупных (10–20 мкм, например, в пробе 3/33.8). Углерод имеет желтый цвет в образцах до глубины 74,8 м, а ниже более светлый. Скважина в целом обогащена углеродом. Его содержание изменяется в пределах от 11,2 до 47 мас. %. Наблюдается рост содержания углерода с глубиной залегания породы. Основной формой распределения углерода является первая. Следует отметить текстурное многообразие 1-й формы углерода в данной скважине. Углерод этой формы может находиться в виде прожилков, определенным образом ориентированных в объеме, как, например, в пробах 3/15, 3/22.6, 3/25.9; в виде достаточно крупных областей, приуроченных к минеральным прожилкам или фрагментам их дробления (проба 3/49.6); а также в виде отдельных обособлений, образующих мозаичную текстуру, как в пробе 3/115.3. Во многих образцах присутствует 3-я форма углерода, но достаточно крупные включения обнаружены в пробе 3/51.6. Следует отметить пробу 3/74.8, распределение углерода в которой отнесено к 1-й форме, однако содержание минеральных частиц в углеродной матрице незначительно, поэтому данная форма по структуре близка к 3-й. Структура и цвет шунгитового углерода этой пробы и проб, следующих за ней, похожи на шунгит-2 месторождения Шуньга.

Скважина 4. Макроструктура шунгитового углерода во всей скважине однородная. Углеродсодержащее вещество имеет сероватый оттенок. Содержание углерода колеблется от 20,4 до 29 мас. %. В образце одновременно могут присутствовать все формы углерода. В большинстве образцов углерод представлен 1-й формой в виде прожилков и обломков прожилков, которые имеют явно выраженную ориентацию в объеме породы. Отмечено

достаточно много углерода 3-й формы в образцах 4/38.0, 4/44.8, 4/96.2. Углерод 3-й формы имеет вид прожилков сложной конфигурации или отдельных включений, находящихся в тонкодисперсной однородной минеральной массе. Сероватый оттенок углеродного вещества, по-видимому, обусловлен процессом смещения углеродной и тонкодисперсной минеральной фаз, который хорошо виден в аншлифе.

Скважина 5. Структура и цвет углерода отличны от углеродного вещества скважины 4. В основном углерод по структуре неоднородный, хотя в ряде образцов наблюдаются углеродные области с однородной структурой (пробы 5/38.2, 5/63.9, 5/72.2). Достаточно крупные инородные включения обнаружены в образцах 5/17.0 (а, б), 5/28.2, 5/33.6, 5/41.5, 5/55.8. Размер отдельных включений достигает 10–20 мкм. Цвет углерода в образцах пород от ярко-желтого до темно-желтого и даже серого, как, например, в пробе 5/61.4. Содержание углерода в пробах от 20,4 до 38,0 мас. %. Распределение углерода, как правило, неравномерное. В образцах пород присутствуют все формы, много углерода 3-й формы, который расположен в основном внутри и около минеральных прожилков и фрагментов их дробления. Есть самостоятельные прожилки. В образцах 5/28.2 и 5/72.3, как и в образцах скважины 4 (например, 4/77.5), углерод 3-й формы имеет вид прожилков сложной конфигурации. В пробах 5/17.0 (б) и 5/72.3 отмечено тонкое переслаивание тонкодисперсной минеральной и углеродной фаз. В пробе 5/17.5б такое переслаивание имеет вид концентрических окружностей. Минеральная часть в большинстве образцов представлена кварцем, слюдистыми минералами, в некоторых присутствуют включения карбонатов. В образцах много сульфидов.

Таким образом, изучение аншлифов образцов шунгитовых пород Максовского месторождения позволило уточнить и дополнить предложенную ранее классификацию форм распределения шунгитового углерода, выявить основные формы и их текстурные особенности, а также установить в них наличие двух макроструктур. Изучение этих макроструктур может явиться предметом дальнейших исследований. Предлагаемая классификация форм распределения шунгитового углерода в породах может представить некоторый научный интерес, а также быть полезной при качественной оценке шунгитовых пород разрабатываемого в настоящее время месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

Калинин Ю. К., Ковалевский В. В. Электронномикроскопическое исследование структуры шунгитов // Минеральное сырье Карелии. Петрозаводск, 1977. С. 119–124.
Тяганова В. И., Зверев А. А. Формы распределения углерода и их влияние на электрическую проводимость шунгитовых пород // Углеродсодержащие формации в геологической истории: Тез. докл. междунар. симпозиума. Петрозаводск, 1998. С. 106–108.

Фирсова С. О., Якименко Е. Ю. Еще раз к вопросу о шунгите // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 1. С. 88–95.

Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования. Петрозаводск, 1975. 240 с.

Шунгиты – новое углеродистое сырье. Петрозаводск, 1984. С. 79–82.

О. К. Фомин, А. А. Хомиченко

ИССЛЕДОВАНИЕ ПИРОЛИЗА АНТРАКСОЛИТОВ МЕТОДОМ ПОВЕРХНОСТНО-ИОНИЗАЦИОННОЙ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ

Введение

Элементный и вещественный анализ состава антраксолитов в последние годы являлся предметом тщательных исследований. Интерес к этому вопросу продиктован задачами, связанными с изучением генезиса шунгитовых пород Карелии и использованием их в качестве сырья для различных технологических процессов.

Микроэлементный состав антраксолитов различных типов содержит в себе информацию об их генезисе; его изучение позволит решить некоторые спорные вопросы происхождения и эволюции антраксолитов. Такой подход был успешно продемонстрирован при доказательстве нефтоидной природы антраксолитов нижнего протерозоя Онежской структуры (Филиппов и др., 1983). В этих исследованиях рассматривались элементы Hg, Mo, V, Ni, U, Se. В настоящее время практически отсутствует информация о рассеянных щелочных и щелочноземельных элементах (ЩЭ и ЩЗЭ), тогда как они могут нести в себе важную геохимическую информацию, отражающую процессы формирования антраксолитов различных типов.

В задачу данной работы входило уточнение состава щелочных и щелочноземельных металлов в антраксолитах, определение их относительного содержания, а также определение возможностей поверхностно-ионизационной масс-спектрометрии (ПИМС) в решении подобных геохимических проблем.

Методика эксперимента

Работа проводилась на масс-спектрометре МИ 1201Т с использованием двухленточного источника ионов с поверхностной ионизацией. В эксперименте было необходимо обеспечить высокую чувствительность регистрации элементов и достаточно высокую точность измерения отношений интенсивности линий калия и рубидия в масс-спектрах и оценить возможности метода поверхностной ионизации (ПИ) для полуколичественного анализа антраксолитов.

Для того чтобы метод поверхностной ионизации мог служить в качестве прямого количественного анализа, необходимо обеспечить условие:

$$(\phi_{\min} + \sqrt{e\varepsilon} - V) \gg kT, \quad (1)$$

где e – заряд электрона, $\phi_{\min}$ – минимальная работа выхода электрона, ε – напряженность электрического поля у поверхности ионизатора, k – постоянная Больцмана, T – абсолютная температура, V – потенциал ионизации атома. Это случай легкоионизируемых элементов. Условие (1) обеспечивает полную ионизацию падающего на поверхность потока атомов ($\beta = 1$). Из неравенства (1) следует, что для расширения спектра анализируемых атомов следует увеличивать $\phi_{\min}$. Из известных сегодня материалов наивысшую работу выхода электронов имеет окисленный вольфрам: для него $\phi_{\min} = 5,7\text{--}5,8$ эВ, а эффективная работа выхода $\phi^* = 6,76$ эВ. Если принять, что $10kT \gg kT$, то из (1) следует, что верхним значением потенциала ионизации для элементов, которые можно без особых сложностей определять количественно методом ПИ на окисленном вольфраме, является:

$$V \cong \phi_{\min} - 10kT. \quad (2)$$

Таким образом, потенциал ионизации определяет набор элементов, которые можно количественно анализировать без особых усилий по стабилизации условий эксперимента. Применяя окисленный вольфрам с рабочей температурой около 500°C , можно надеяться достаточно просто измерять количество таких элементов в пробе, как Na, K, Rb, Cs, Ba, с $V < 5,2$ эВ. Элементы же с потенциалом ионизации, лежащим в интервале $5,2\text{--}6,76$ эВ, могут определяться качественно с большой чувствительностью; сюда можно отнести Li ($V = 5,390$ эВ), Ca, Sr, Al и другие элементы с $V < 6,76$ эВ. Все сказанное справедливо при температурах ионизатора выше пороговых, когда степень покрытия поверхности адсорбированными атомами и влиянием их на ϕ можно пренебречь. Так как теплоты испарения атомов ЩЭ и ЩЗЭ невелики ($20\text{--}50$ ккал/моль), пороговые температуры поверхностной ионизации этих элементов должны быть небольшими, как показывает опыт, для вольфрамовых ионизаторов не более 800°C (Зандберг, Ионов, 1969), а для окисленных поверхностей еще ниже. Однако чувствительность и точность измерений в данном случае ограничивалась не только возможностями прибора, но и фоновыми токами

для ряда элементов, особенно для калия и натрия. Поскольку калий представлял особый интерес, принятая процедура подготовки образца антраколита обеспечивала максимальную чистоту отдельных операций и защиту образца от случайного внесения примесей ЩЭ и ЩЗЭ:

- образец тонко измельченного антраколита готовился в агатовой ступке, причем первые две порции порошка отбрасывались;

- для приготовления водной суспензии использовалась бидистиллированная вода, перегонявшаяся в кварцевой посуде;

- для нанесения на ленточку испарителя одной капли высокодисперсной фракции суспензии использовались кварцевые капилляры однократного употребления;

- обе ленточки (испаритель и ионизатор) предварительно прокаливались в специальных закрытых коробочках в высоком вакууме ($T = 2000\text{ }^{\circ}\text{C}$, $t = 1\text{ час}$, $p = 10^{-6}\text{ Па}$).

Особенно полезным для подавления фонового масс-спектра оказалось использование вольфрамового ионизатора с окисленной поверхностью. Для него можно было выбрать рабочую температуру вблизи температурного порога собственной термоэмиссии ионов, при этом интенсивность линии ^{39}K в масс-спектре термоэмиссии была $\leq 5\text{ мВ}$, а температура ионизации $= 480 \pm 30\text{ }^{\circ}\text{C}$. При нагревании ленточки-испарителя от комнатной температуры до $\sim 1200\text{ }^{\circ}\text{C}$ температура ленточки-ионизатора может повышаться, по нашим оценкам, до $\sim 650\text{ }^{\circ}\text{C}$ за счет излучательного нагрева от испарителя, при этом собственная ионная эмиссия может заметно возрасти. Для оценки и учета возможного вклада фонового тока при высоких температурах ленточки-испарителя снимались масс-спектры для образца дистиллированной воды (1 капля), используемой для приготовления суспензий шунгитовых порошков. Фоновые масс-спектры снимались в тех же условиях и по той же процедуре, что и масс-спектры продуктов пиролиза образцов антраколита. Следует иметь в виду, что масс-спектр ионов ЩЭ и ЩЗЭ, полученный при одной температуре даже с $\beta = 1$ для всех элементов, не дает относительного содержания элементов в образце, потому что процессы, обеспечивающие поставку атомов из образца в газовую фазу, имеют разные температурные зависимости для разных элементов. Для достаточно малых количеств тонко измельченного антраколита можно ожидать исчерпывающего испарения ЩЭ и ЩЗЭ в достаточно узком интервале температур – от температуры испарения пороговой до температуры испарения исчерпания элемента в образце за конечное время. Если исчерпание элемента в образце произойдет при температуре меньше, чем температура начала термоэмиссии ленточки, обусловленной ее перекалом и резким ускорением диффузии примесей в самой ленте к ее поверхности, а также десорбцией ЩЭ и ЩЗЭ с поверхности арматуры, то температурная зависимость тока данного иона в масс-спектре должна иметь колоколообразную форму. Тогда площадь «колокола» должна быть пропорциональна содержанию дан-

ного изотопа в образце, а содержание элемента – сумме s_i его изотопных линий: $S = \sum s_i$. Таким образом, можно довольно точно определять отношение концентраций отдельных элементов с достаточно низкими потенциалами ионизации. В принципе более точные значения относительного содержания элементов должны получаться из временных зависимостей ионных токов, но в этом случае мы стоим перед проблемой выбора температуры испарения. Из температурных зависимостей ионных токов оценивается содержание соответствующего элемента в образце снизу, так как при температурах выше температуры пороговой ($T_{\text{порог.}}$) элемент начинает расходоваться, и в результате возникает систематическая ошибка в s_i , связанная с этим обстоятельством, учесть которую при данном подходе невозможно. Уменьшить эту ошибку можно, уменьшив общее время съемки масс-спектров в изучаемом температурном интервале за счет выбора времени записи одного спектра и выбора оптимального шага по температурной шкале. Для близких по физико-химическим свойствам элементов, образующихся при распаде одного минерала, систематические ошибки будут составлять близкие доли от их содержания, и измеренное их отношение должно быть достаточно точным. С таким случаем мы имеем дело при определении отношения K/Rb . Таким образом, определение как элементного состава, так и отношения содержания двух элементов требует исследовать температурную зависимость масс-спектров поверхностной ионизации продуктов пиролиза антраколитов.

Исследованы два генетических типа антраколитов (Филиппов, Ромашкин, 1996): тектонафтоиды заонежской свиты (Шуньга, Чеболакша) и перетолженный пиронафтоид кондопожской свиты (Нигозеро).

Проведение эксперимента сводилось к следующей последовательности действий:

- подготовка и нанесение образца на испаритель (см. выше);

- сушка образца под лампой;

- монтаж ленточки с образцом в двухленточном источнике с подготовленным ионизатором (окисленный вольфрам);

- откачка источника до $p = 10^{-6}\text{--}10^{-7}\text{ Па}$;

- съемка масс-спектров в интервале $m/e = 300\text{--}5\text{ а. е. м.}$ для ряда температур испарителя в интервале $\sim 300\text{--}1500\text{ }^{\circ}\text{K}$; ряд температур задавался изменением тока накала испарителя от 0 до 3,2 А с шагом 0,4 А.

Выбранный режим съемки позволил, с одной стороны, уменьшить время записи серии масс-спектров, с другой – получить зависимости I_i ($T_{\text{исп.}}$) для всех исследованных элементов с приемлемой точностью. Контроль за температурой испарителя осуществлялся по току накала, который на каждом шаге был стабилизирован с точностью 0,01%. В конце каждой серии экспериментов проводилась температурная калибровка шкалы амперметра с помощью оптического пирометра «Проминь» для температур выше $1073\text{ }^{\circ}\text{K}$ и нелинейной интерполяции между температурами

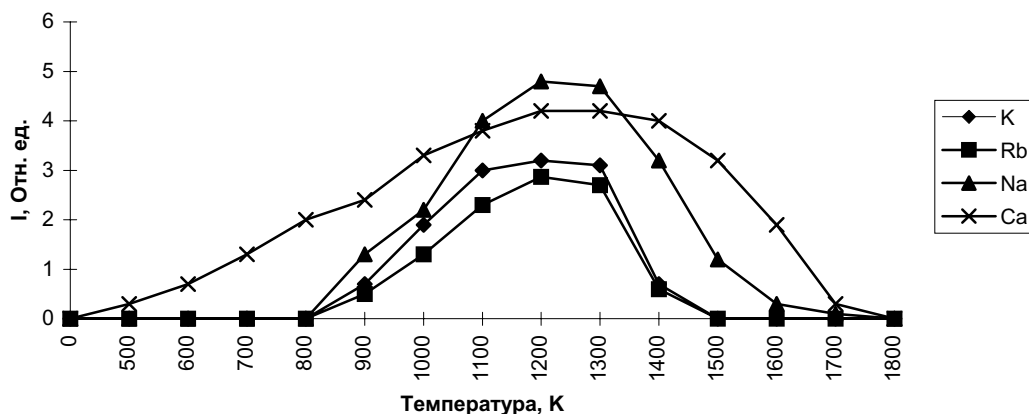


Рис. 1. Зависимость интенсивности линий ионов щелочных и щелочноземельных металлов в масс-спектрах ПИ продуктов пиролиза нигозерского антракосолита от температуры испарителя. $I(K) \times 10^{-5}$, $I(Rb) \times 10^{-2}$, $I(Na) \times 10^{-3}$, $I(Ca) \times 10^{-1}$

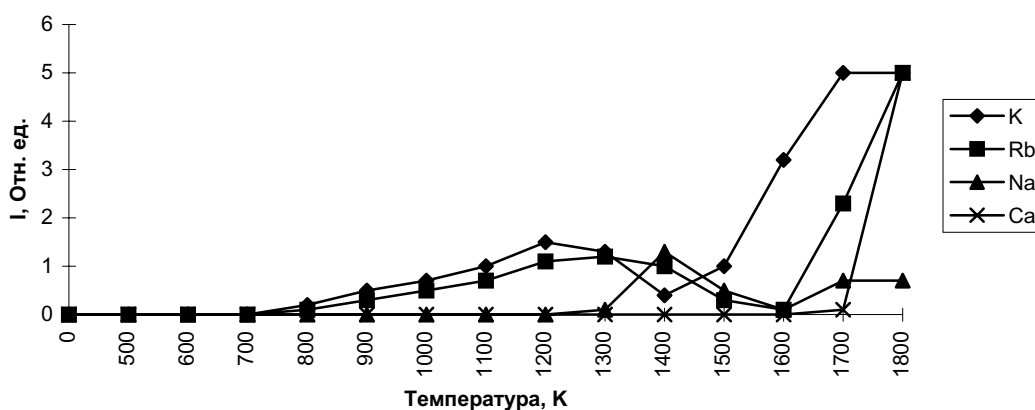


Рис. 2. Зависимость интенсивности линий ионов щелочных и щелочноземельных металлов в фоновых масс-спектрах (на испарителе дистиллированная вода) от температуры. $I(K) \times 10^{-4}$, $I(Rb) \times 10^{-1}$, $I(Na) \times 10^{-3}$, $I(Ca) \times 10^{-1}$

1073 °K, 800 ± 25 °K и 295 °K. Идентификация линий в масс-спектрах проводилась по току магнита и проверялась по изотопным отношениям для Li, K, Rb, Sr и Ba. Предварительная идентификация некоторых ионов была проведена с помощью точного измерения масс ионов на масс-спектрометре высокого разрешения Finnigan-MAT в физико-химическом институте им. Л. Я. Карпова (Москва).

Результаты и их обсуждение

Полученные результаты представлены в форме, показанной на рис. 1 для нигозерского антракосолита.

Аналогичные зависимости характерны для антракосолитов из Чеболакши и Шуньги.

Для сравнения и оценки вклада фоновых токов использованы аналогичные зависимости для образца дистиллированной воды, которые представлены на рис. 2.

Все экспериментальные данные обработаны по методике, описанной в экспериментальной части, а результаты обработки сведены в табл. 1 в нормированном виде.

Сравнение результатов, полученных для антракосолитов, с результатами, полученными для во-

ды, позволяет говорить о надежно наблюдаемых эффектах возрастания токов ионов в масс-спектрах при пиролизе антракосолитов во всех случаях, кроме Ba^+ в антракосолите из Чеболакши, где превышение сигнала над фоном относительно невелико, и Sr^+ , который не зарегистрирован в том же антракосолите.

Для проверки результатов использовался геохимический спектр антракосолита из Шуньги (Органическое вещество..., 1994). Приведем данные для этого антракосолита из табл. 1 к весовым отношениям и нормируя на содержание калия по данным нейтронно-активационного анализа (НАА) (Органическое вещество..., 1994), можно сопоставить их с геохимическим спектром этого антракосолита. Такое сопоставление сделано в табл. 2.

Как и ожидалось, удовлетворительное количественное совпадение с данными НАА получено лишь для элементов с $V < 5,2$ эВ, для остальных – сильное отклонение в сторону занижения. Если дело только в пониженном значении ϕ^* , то теория поверхностной ионизации (Зандберг, Ионов, 1969) позволит ввести поправки в представленные результаты. Если бы во всех экспериментах реализовался случай поверхностной ионизации легкоионизируемых элементов (см. условие (1)),

Т а б л и ц а 1

Результаты измерения содержания исследованных элементов в образцах антраксолитов и в дистиллированной воде, отн. ед.

Элемент	Фон (H ₂ O дист.)	Содержание элементов в антраксолитах		
		Шуныга	Чеболакша	Нигозеро
Li	$8,8 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-1}$
Na	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-1}$	$3,2 \cdot 10^{-1}$	$3,8 \cdot 10^{-1}$
K	$1,6 \cdot 10^{-1}$	100	27	23
Rb	$3,3 \cdot 10^{-4}$	$2,77 \cdot 10^{-1}$	$1,1 \cdot 10^{-1}$	$2,8 \cdot 10^{-2}$
Cs	—	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-4}$
Ca	—	$1,65 \cdot 10^{-2}$	$5,8 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$
Sr	—	$9,11 \cdot 10^{-4}$	—	$8,2 \cdot 10^{-4}$
Ba	$6,5 \cdot 10^{-3}$	$1,72 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2,11 \cdot 10^{-1}$
Al	—	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$9,5 \cdot 10^{-3}$

П р и м е ч а н и е. За 100 принято содержание калия в образце антраксолита из Шуныги.

Т а б л и ц а 2

Сравнение экспериментальных данных по антраксолиту из Шуныги с геохимическими спектрами этого антраксолита

Lg (P, %)	Антраксолит (Шуныга), данные НАА	Антраксолит (Шуныга), данные эксперимента	Антраксолит (Шуныга), данные эксперимента, исправленные с учетом ϕ^*
Si	-0,6	—	—
Al	-1	-5,7	-1,5
Fe	-0,7	—	—
Ca	-1,3	-5,3	-0,1
K	-1,4	-1,4	-1,4
Mg	-1,6	—	—
C	1,5	—	—
Na	-0,7	-3,8	-3,5
Ti	-2,7	—	—
Ba	-2,8	-3,7	-3,3
Sr	—	-6	-3,3
Rb	-3,2	-3,5	-3,5
V	-1,3	—	—
Cr	-3,4	—	—
Ni	-1,2	—	—
Cu	-2,6	—	—
Li	—	-6,6	-5,5
Ce	-3,4	—	—
La	-3,7	—	—
Nd	-3,3	—	—
Co	-2,4	—	—
Cs	-4,4	-4,6	-4,6

то экспериментальные данные в табл. 2 совпали бы с данными НАА, а концентрации элементов в образце подчинялись бы соотношению

$$P_1 \sim e\nu, \quad (3)$$

где ν – поток атомов данного элемента, поступающий с эмиттера на ионизатор. В действительности же в чистом виде мы имеем дело с такой ситуацией только в случаях с K, Rb, Cs. В остальных случаях, по-видимому, реализуются варианты трудной или, наоборот, сравнительно легкой поверхностной ионизации. Условие трудной ионизации:

$$e(V - \phi_{\max} - \sqrt{e\epsilon}) \gg kT \quad (4)$$

и для него выполняется соотношение:

$$P_2 \sim e\nu A^* \exp[e(\phi^* + \sqrt{e\epsilon} - V) / kT]. \quad (5)$$

Здесь: $\phi_{\max}$ – максимальная работа выхода электрона с поверхности ионизатора, ϕ^* – эффективная работа выхода, P_2 – экспериментально полученные значения концентрации элементов, A^* – постоянная величина, примерно равная от-

ношению статистических весов иона и атома. Для одного элемента коэффициенты пропорциональности в выражениях (3) и (5) равны, а для атомов величина A^* не сильно отличается от единицы. Из соотношений (3) и (5) следует, что

$$P_1 \cong P_2 \exp[e(V - \phi^* - \sqrt{e\epsilon}) / kT], \quad (6)$$

и мы можем отсюда либо вычислить значение ϕ^* , если известны P_1 , P_2 , V для данного элемента и температура поверхности эмиттера (T), либо ввести поправку в экспериментальное значение P , т. е. вычислить истинное значение $P = P_1$, если известно экспериментально измеренное значение $P = P_2$ и значения остальных параметров.

Для случая сравнительно легко ионизируемых соединений, когда выполняется соотношение:

$$(V - \phi_{\min} - \sqrt{e\epsilon}) \leq 0, \quad (7)$$

$$P_2 \sim e\nu / (1 + (A^*)^{-1} \exp[e(V - \phi^* - \sqrt{e\epsilon}) / kT]). \quad (8)$$

Получаем:

$$P_1 \cong P_2 [1 + (A^*)^{-1} \exp\{e(V - \phi^* - \sqrt{e\epsilon}) / kT\}]. \quad (9)$$

Соотношения (3), (6) и (9) позволяют внести поправки в измененные концентрации ЩЭ и ЩЗЭ. Для этого сначала вычислим по данным для алюминия и кальция значение ϕ^* для окисленного вольфрама. Потенциалы ионизации этих элементов (6,111 эВ для кальция и 5,854 эВ для алюминия) (Зандберг, Ионов, 1969) и сильно заниженные экспериментально значения их концентраций P_2 (табл. 2) предполагают, что в этих случаях реализуется вариант поверхностной ионизации трудноионизируемых соединений. Тогда, приняв для них в качестве P_1 соответствующие данные НАА антраксолита (Шуньга), можно вычислить ϕ^* , используя формулу (6). Проведя соответствующие вычисления, получаем по кальцию $\phi^* = 5,38$ эВ, по алюминию $\phi^* = 5,11$ эВ или $\bar{\phi}^* = 5,24$ эВ. Отсюда ясно, что в случае бария выполняется соотношение (7) и для него надо ввести расчет ϕ^* по формуле (9). Соответствующий расчет дает значение $\phi^* = 5,09$ эВ, что дает улучшенную оценку среднего значения $\bar{\phi}^* = 5,11 \pm 0,08$ эВ. В расчетах достаточно обоснованно принято: температура ионизатора $T_{\text{иониз.}} = 920^\circ\text{K}$, $A^* \approx 1$, $(V - \phi - \sqrt{e\epsilon}) \approx (V - \phi)$. Хорошая воспроизводимость ϕ^* при большом разбросе экспериментальных значений P_1 подтверждает принятую модель ионизации продуктов пиролиза антраксолитов в источнике. Знание $\bar{\phi}^*$ позволяет решить обратную задачу – вычислить по экспериментальным значениям P_2 для всех исследованных элементов значения P_1 , т. е. те значения, которые должны были бы наблюдаться при полной ионизации потока атомов на ионизатор ($\beta = 1$). Результаты такого пересчета также приведены в табл. 2. Можно признать совпадение пересчитанных значений P с данными НАА для антраксолита из Шуньги удовлетворительными (сравниваемые величины одного порядка). Явно заниженное значение P_2 для натрия воспроизводится и ставит под сомнение значение P_1 , полученное методом НАА. Значимым может оказаться относительно низкое содержание лития в антраксолите из Шуньги. В целом можно сделать вывод, что после введения поправок на ϕ^* в экспериментальные результаты они качественно отражают содержание исследованных элементов в образцах данного антраксолита. Таким образом, метод поверхностной ионизации позволяет не только отслеживать тенденции изменения содержания микроэлементов в антраксолитах, но и качественно

характеризовать их абсолютные значения и оценивать предварительно геохимическую природу их неорганической части. Соответствующие поправки на ϕ^* были введены в данные табл. 1, и полученные результаты представлены в табл. 3 (для каждого образца за 100 принято содержание в нем калия).

Данные табл. 3, во-первых, позволяют установить разницу в составе микроэлементов в антраксолитах разных месторождений; во-вторых, уточнить природу минеральной составляющей антраксолитов в каждом случае. Видно, что антраксолит из Чеболакши отличается от антраксолита из Шуньги пониженным содержанием стронция и бария, по остальным компонентам эти антраксолиты идентичны. На этом фоне по относительному содержанию элементов выделяется антраксолит из Нигозера: в нем примерно на два порядка выше содержание лития и заметно выше содержание стронция, бария и алюминия. Эти отличия в микроэлементном составе антраксолитов можно объяснить различным характером миграционных процессов, которые привели к дифференциации и накоплению в них минерального вещества (Органическое вещество..., 1994). Антраксолит из Шуньги – тектонафтоид, отделившийся от материнской породы под влиянием давления на заключительной стадии формирования месторождения, относимого к субпластовому типу высокоуглеродистых пород; антраксолит из Чеболакши – частично пиролизованное органическое вещество, которое также можно отнести к тектонафтоидам, однако они находятся в пределах купольной постройки, где процесс дифференциации органико-минерального вещества не завершён (Филиппов, Ромашкин, 1996); антраксолит из Нигозера – переотложенное миграционное органическое вещество, захороненное в виде сгустков в мелководной прибрежной зоне (Филиппов и др., 1983). Из сравнения данных табл. 3 видно: относительное содержание лития, натрия, стронция в нигозерском антраксолите выше, чем в антраксолите из Шуньги; для элементов рубидий и цезий – обратная картина. Содержание бария и алюминия повышено в нигозерском антраксолите, но это можно легко объяснить его загрязнением в условиях захоронения. Повышенное содержание лития в этом антраксолите также связано с условиями формирования Нигозерского месторождения (пачка А): прибрежная волноприбойная зона,

Таблица 3
Спектры содержания элементов в исследованных антраксолитах, отн. ед.

Элемент	Нормированные концентрации элементов в геологических объектах		
	Шуньга	Чеболакша	Нигозеро
Li	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	1,03
Na	$5,8 \cdot 10^{-1}$	1,0	1,53
K	100	100	100
Rb	$6 \cdot 10^{-1}$	$9 \cdot 10^{-1}$	$2,77 \cdot 10^{-1}$
Cs	$4,4 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-2}$	$4,33 \cdot 10^{-3}$
Ca	$1,9 \cdot 10^3$	$2,4 \cdot 10^3$	$3,2 \cdot 10^3$
Sr	1,1	–	4,5
Ba	1,2	$2,2 \cdot 10^{-1}$	7,3
Al	$8,3 \cdot 10^1$	$8,5 \cdot 10^1$	$6,3 \cdot 10^2$
K/ Rb	$1,67 \cdot 10^2$	$1,11 \cdot 10^2$	$3,61 \cdot 10^2$
K/ Li	$1,82 \cdot 10^4$	$2,86 \cdot 10^4$	$9,71 \cdot 10^1$

активное поступление пирокластики, захоронение среди туфогенных песчаников и алевролитов (Филиппов и др., 1983).

Кроме ионов ЩЭ и ЩЗЭ в масс-спектрах продуктов пиролиза исследованных антраксолитов (в большей степени у образца из Нигозера) наблюдались ионы, которые можно интерпретировать как гидратированные ионы. Среди них можно было воспроизводимо наблюдать и надежно интерпретировать ионы Ba^+H_2O и Ba^+2H_2O : характерная для изотопов бария группа ионов трижды повторяется в масс-спектре с интервалом $m/e = 18$ а. е. м.; зависимости их интенсивности от температуры испарителя идентичны аналогичной зависимости для ионов бария. Эта группа ионов появляется при высокой температуре (~ 1500 °К) и наблюдается в узком интервале температур ($\Delta T \sim 400^\circ$). Поскольку кристаллогидраты известных бариевых солей теряют воду при температурах порядка 100 °С (Свойства неорганических соединений, 1983), появление гидратированных ионов бария при $T \sim 1500$ °К предполагает вскрытие при этих

температурах микропор в антраксолите, а гидратированные ионы, по-видимому, являются следом былых гидросфер.

Выводы

Комбинирование поверхностно-ионизационной масс-спектрометрии с температурными зависимостями масс-спектров при оптимальной организации эксперимента дает в руки исследователей эффективный метод изучения антраксолитов на основе исследования геохимии щелочных и щелочноземельных элементов. Его преимущества перед нейтронно-активационным анализом – большая чувствительность, большая оперативность, возможность регистрации не радиоактивных элементов.

Включение лития в перечень исследуемых элементов открывает новые возможности в анализе геохимии антраксолитов.

Масс-спектры ЩЭ и ЩЗЭ, а также отношение K/Rb содержат информацию о процессах эволюции антраксолитов.

ЛИТЕРАТУРА

Зандберг Э. Я., Ионов Н. И. Поверхностная ионизация. М., 1969. 432 с.

Свойства неорганических соединений. Справочник. Л., 1983. 390 с.

Филиппов М. М. Геохимические признаки генезиса шунгитового вещества и его эволюции // Органическое вещество шунгитовых пород Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 57–77.

Филиппов М. М., Ромашкин А. Е. Шунгитовые породы (генезис, классификация, методы определения $C_{св}$). Петрозаводск, 1996. 92 с.

Филиппов М. М., Горлов В. И., Кузьмин С. А. Геолого-геофизическое исследование нефтоидной природы шунгитов Карелии // Результаты геофизических исследований докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, 1983. С. 71–87.

А. Д. Лукашов, Б. З. Белашев

О МОДЕЛЬНОЙ ОЦЕНКЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ СЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ КАРЕЛИИ

Введение

Характеристики палеоземлетрясений важны при изучении эволюции динамики Земли и определении надежности сооружений, разрушение которых в ходе землетрясения может нанести вред экономике и экологии региона.

Акустическая прозрачность Земли, изобретение сейсмографа и организация сети сейсмических станций решили проблему мониторинга землетрясений – определения характеристик землетрясения при помощи сейсмических волн, регистрируемых в реальном времени. Информацию о параметрах палеоземлетрясений получить таким способом невозможно.

Оценку параметров палеоземлетрясения можно вести на основе моделей, применимых к объектам, длительно сохраняющим память о значительных сейсмических событиях в истории Земли. Такими объектами являются сейсмодислокации, возникающие при локальном изменении рельефа, сопровождаемом одновременным и быстрым обрушением больших масс породы.

На территории Карелии обнаружены все известные типы палеосейсмодислокаций (Lukashov, 1995). Признаками сейсмогенного характера являются приуроченность сейсмодислокаций к разломам с возможной активизацией движений и концентрирование на ограниченных площадях и участках. Положения палеосейсмогенных структур коррелируют с элементами геологического строения и относятся, как правило, к местам пересечения северо-западных зон разломов с субширотными и северо-восточными. Выделены Ладожская, Онежская, Сегозерская, Нюхчинская, Лехтинская, Калевальская, Панаярвинская, Кандалакшская зоны развития локальных сейсмодислокаций и установлена слабая современная сейсмическая активность Панаярвинской, Кандалакшской, Лехтинской и Ладожской структур (Геология Карелии, 1987). Отличить сейсмогравитационные обвалы от осыпей, образованных в результате физического выветривания, можно по морфологическим признакам. Один из них – нарушение тектуры донных отложений ленточных глин в озерах, развитых в пределах сейсмодислокаций (Давыдова и др., 1986), позволил дать оценку возраста сейсмодислокаций.

При современном уровне знаний определения характеристик древних землетрясений носят весьма приближенный характер. Интенсивность палеоземлетрясений оценивают при помощи эмпирических формул, выведенных на основе данных наблюдений в сейсмически активных районах. В качестве параметров используют площадь развития локальных сейсмодислокаций, протяженность разлома с сейсмодислокациями, длину предполагаемого очага на поверхности с учетом типа разлома, размер сеймотектонических зон разломов с учетом мощности активного слоя (Ивановская и др., 1988). Полученные статистические закономерности в значительной степени отражают геодинамику района. Поэтому при перенесении их на другой регион мы не застрахованы от ошибок.

Более перспективными нам представляются способы оценивания палеосейсмичности, опирающиеся на общезначимые закономерности. Один из таких способов модельного описания движения обломков обсуждается в данной статье. В этом способе оценка интенсивности палеоземлетрясения выражена через скорость колебаний поверхности – величину, непосредственно используемую при определении характеристик землетрясения в реальном времени. Благодаря этому определение параметров древних и современных землетрясений ведется с единых позиций в рамках одной сейсмологической шкалы.

Модель

Предметом изучения являются элементы ландшафта с признаками сейсмодислокаций в виде обвалов конусообразной формы, с нишами обрушения, выколами, уступами, сейсмическими рвами, «каменными столбами» и периферическими валами выпирания перед фронтом обвалов (Lukashov, 1995). На рис. 1 с изображенным на нем планом обвала в губе Святуха (Заонежье) и отдельными вертикальными разрезами видны характерные черты сейсмодислокаций. Основной интерес для модели представляют обломки, находящиеся на значительном расстоянии от вершины дислокации.

Удаленность обломков, идентичных по составу и структуре породам дислокации, позволяет предположить, что эффект землетрясения состоял либо в отступании дислокации при ее последовательном

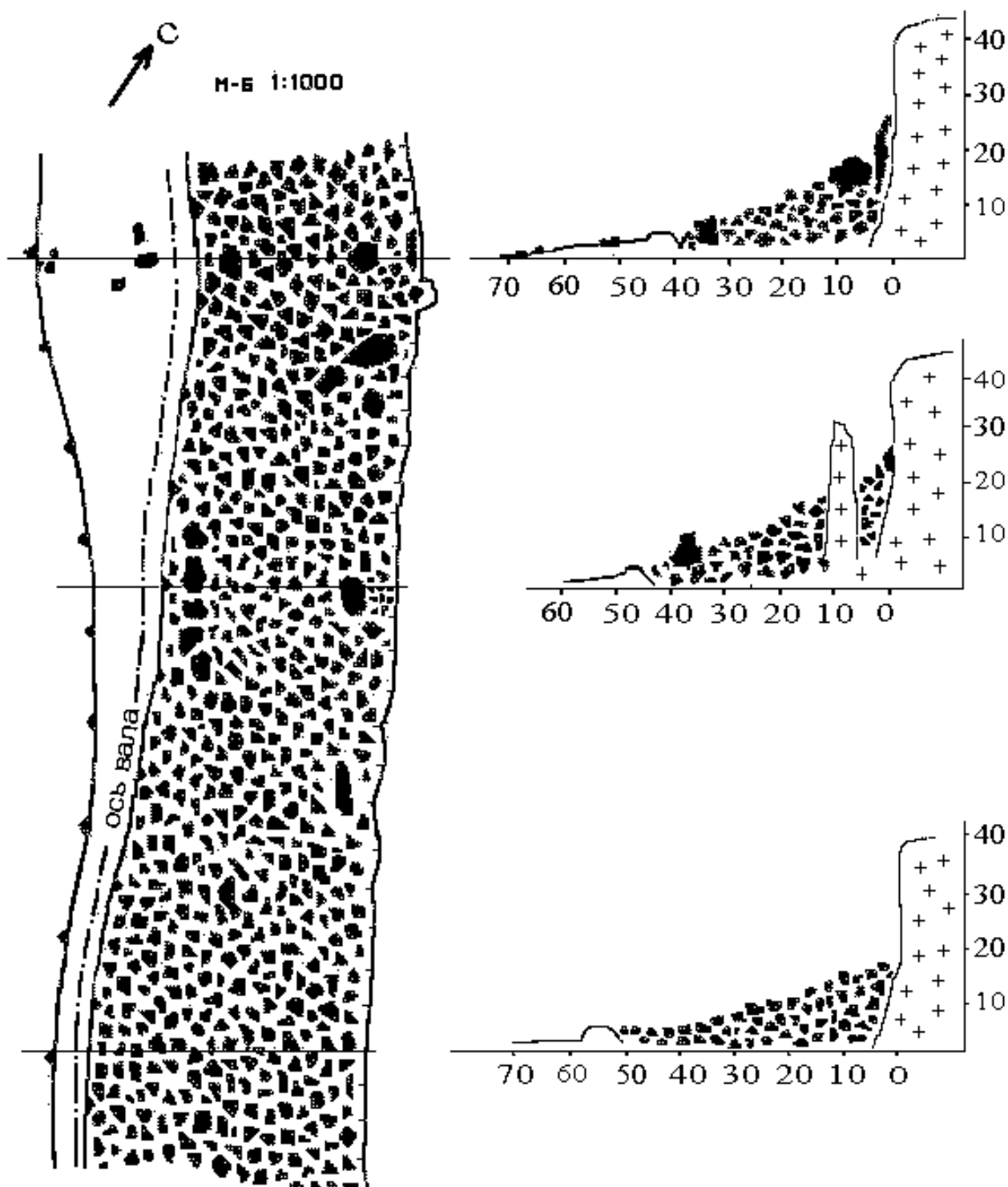


Рис. 1. План и вертикальные разрезы сейсмодислокации в губе Святуха (Заонежье)

разрушении, либо в отрыве обломков от дислокации и их перемещении в пространстве. Причину наблюдаемого расположения обломков можно выявить при подробном анализе конкретной ситуации. В рамках модели мы отдаем предпочтение наиболее просто формализуемому механизму полета обломка с вершины дислокации в результате однократного сейсмического воздействия при абсолютно неупругом приземлении. Возможными типа-

ми перемещения являются полет с отражением от выступа дислокации или другого обломка и перемещение в режиме поверхностного вибрационного воздействия (Блехман, Джанелидзе, 1969). Качение обломка не рассматривается по причине наличия у него острых краев и отличной от сферической формы.

Будем считать, что обломок отрывается с высоты H с начальной скоростью u_0 , направленной под

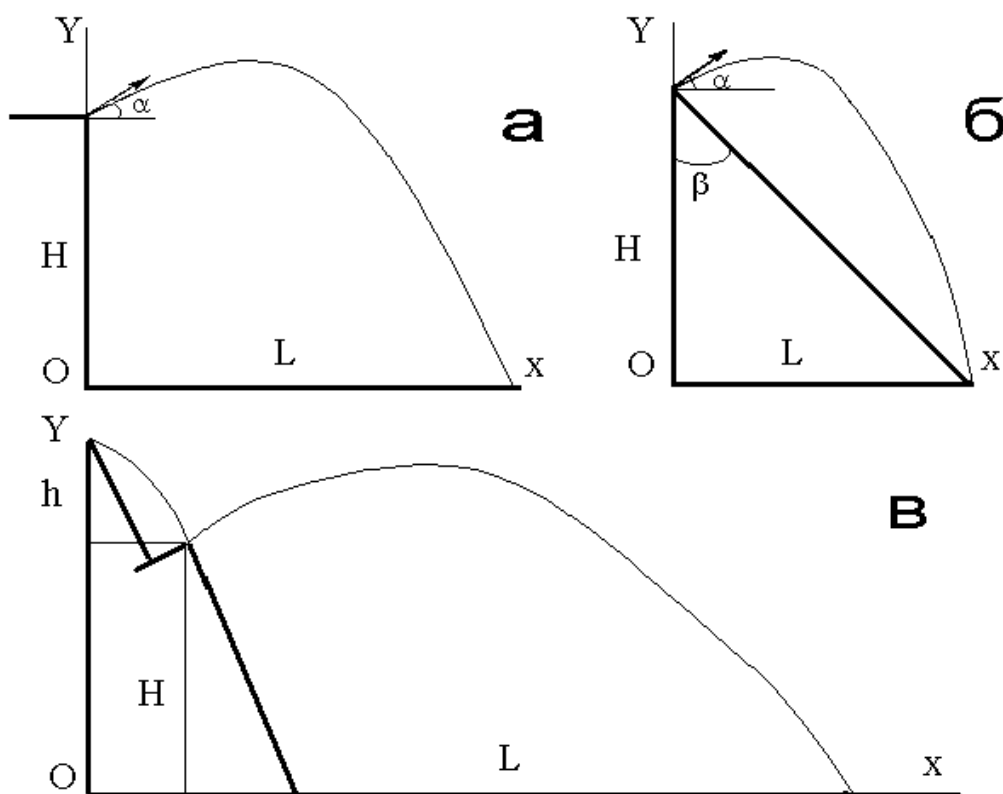


Рис. 2. Схемы простого полета обломка с вершины вертикальной дислокации (а), наклонной дислокации (б), полета обломка с отражением от уступа (в)

углом α к горизонту, а дальность его полета составляет L (рис. 2, а). Измеряемые величины H и L позволяют определить величину начальной скорости v_0 и связать ее с параметрами землетрясения.

Задача нахождения начальной скорости тела по величинам H , L , углу α без учета сопротивления воздуха известна в кинематике: изменение декартовых координат центра тяжести обломка во времени описывается системой уравнений:

$$\begin{aligned} x &= v_0 \cos \alpha t \\ y &= H + v_0 \sin \alpha t - \frac{gt^2}{2}, \end{aligned} \quad (1)$$

где g – ускорение свободного падения. Понимая под t полное время полета, перепишем систему (1) в виде:

$$\begin{aligned} L &= v_0 \cos \alpha t \\ 0 &= H + v_0 \sin \alpha t - \frac{gt^2}{2}. \end{aligned} \quad (2)$$

Выразим время $t = \frac{L}{v_0 \cos \alpha}$ из первого уравнения и подставим во второе:

$$\begin{aligned} -H &= L \tan \alpha - \frac{gL^2}{2v_0^2 \cos^2 \alpha} = \\ &= L \tan \alpha - \frac{gL^2}{2v_0^2} (tg^2 \alpha + 1). \end{aligned} \quad (3)$$

Полученное преобразованием из выражения (3) соотношение

$$\frac{gL^2}{2v_0^2} tg^2 \alpha - L \tan \alpha + \frac{gL^2}{2v_0^2} - H = 0 \quad (4)$$

дает квадрат величины начальной скорости:

$$v_0^2 = gL^2 \frac{tg^2 \alpha + 1}{2(L \tan \alpha + H)}. \quad (5)$$

При угле α , удовлетворяющем условию

$$tg \alpha = \sqrt{1 + \frac{H^2}{L^2}} - \frac{H}{L}, \quad (6)$$

наименьшее значение скорости

$$v_1^2 = gH \left(\sqrt{1 + \frac{L^2}{H^2}} - 1 \right) \quad (7)$$

выражено через квадрат скорости гравитационного падения $2gH$ с высоты H .

Простое выражение для оценки наименьшей начальной скорости можно получить, считая, что обломок совершает полет под углом 45° , соответствующим максимальной дальности полета. В этом случае в формуле (5) следует положить $tg=1$, что дает соотношение

$$v_1^2 = \frac{gL^2}{L+H} = gH \frac{L^2/H^2}{1+L/H}. \quad (8)$$

В пределах $1 \leq L/H \leq 4$ отношение скоростей $\frac{v_1}{v_0}$ относительная погрешность $\frac{v_1 - v_0}{v_0} 100\%$ со-

ставляет менее 10%. Поэтому для оценки величины наименьшей начальной скорости с такой погрешностью можно пользоваться обеими этими формулами.

Ограничения на величину максимальной начальной скорости формула (5) не дает. При угле

$\alpha = \pi/2$ или удовлетворяющем условию $\operatorname{tg} \alpha = -\frac{H}{L}$,

соответствующему движению обломка по прямой между начальным и конечным положениями, начальная скорость оказывается бесконечной. Смысла такие движения не имеют, хотя бы потому, что при больших скоростях резко возрастает сопротивление воздуха перемещению обломка.

Реалистичной оценкой верхней скорости обломка можно считать величину скорости, соответствующей горизонтальному направлению начальной скорости $\alpha = 0$, отвечающему минимальному

времени полета $t = \frac{L}{v_0 \cos \alpha}$. Положив в формуле

(5) $\operatorname{tg} \alpha = 0$, получим

$$v_0^2 = gL^2 \frac{1}{H} = gH \frac{L^2}{H^2}. \quad (9)$$

Приведенные формулы не зависят от массы, объема и размеров обломка из-за пренебрежения силой сопротивления воздуха. При скоростях порядка 1 м/с для обломков больших поперечных размеров сила сопротивления воздушной среды оказывается заметной величиной, а ее учет ведет к увеличению расстояния $L + \Delta L$, на которое мог бы переместиться обломок при той же величине начальной скорости в отсутствие сопротивления полету. Такое увеличение параметра L в соответствии с формулами (7)–(9) приводит к увеличению величины начальной скорости.

При учете силы сопротивления полету обломка уравнения движения могут быть проинтегрированы. Однако полученные зависимости громоздки и не позволяют представить начальную скорость простым аналитическим выражением параметров H , L и α . Мы получим приращение ΔL приближенно из следующих соображений.

Силу сопротивления воздушной среды определим в виде произведения давления воздуха на

обломок $p = \frac{\rho_v v^2}{2}$, где ρ_v – плотность воздуха,

на площадь поперечного сечения обломка S , v – скорость движения обломка

$$F_c = \frac{\rho_v S v^2}{2}. \quad (10)$$

Проекцию этой силы на оси ОХ будем считать равной $F_{cx} = \frac{\rho_v S v^2 \cos^2 \alpha}{2}$.

В отличие от ранее рассмотренного случая движение в горизонтальном направлении будет замедленным, и наблюдаемый параметр L может быть записан через ускорение a

$$L = v_0 \cos \alpha t - \frac{at^2}{2}. \quad (11)$$

Под величиной ΔL будем понимать

$$\Delta L = \frac{at^2}{2}. \quad (12)$$

Тогда, воспользовавшись известными формулами

$$a = \frac{F_{cx}}{m} = \frac{\rho_v S v_0^2 \cos^2 \alpha}{\rho l} = \frac{\rho_v}{\rho l} v_0^2 \cos^2 \alpha, \quad (13)$$

где m – масса, l – продольный размер, S – плотность поперечного сечения, ρ – плотность обломка, считая время полета неизменным

$t = \frac{L}{v_0 \cos \alpha}$ (сопротивление среды сокращает

подъем, но удлиняет спуск), получим для ΔL выражение

$$\Delta L = \frac{\rho_v L^2}{\rho l}. \quad (14)$$

Соотношение (14) позволяет учесть в формулах (7)–(9) силу сопротивления среды, понимая под параметром L параметр $L + \Delta L$. Для $\rho_v = 1,29$ кг/м³, $\rho = 2700$ кг/м³, $l = 1$ м, $L = 40$ м оценка величины ΔL дает значение около 1 м. В соответствии с полученным результатом эффектом влияния среды на движение обломка будем пренебрегать.

С помощью упрощенной геометрической схемы дислокации рис. 2, а несложно рассчитать другие схемы. На рис. 2, б представлена дислокация с углом наклона к вертикали β , у которой отлетевший обломок находится на ее склоне. В этом случае параметры H и L связаны соотношением $L/H = \operatorname{tg} \beta$, подстановка которого в формулу (5) дает

$$v_0^2 = gH \operatorname{tg}^2 \beta \frac{\operatorname{tg}^2 \alpha + 1}{2(\operatorname{tg} \beta \operatorname{tg} \alpha + 1)}. \quad (15)$$

Соответственно переписутся формула (7)

$$v_1^2 = 2gH \frac{1 - \cos \beta}{2 \cos \beta} = 2gH \frac{\sin^2 \beta / 2}{\cos \beta}, \quad (16)$$

формула (8)

$$v_1^2 = gH \frac{L^2 / H^2}{1 + L / H} = gH \frac{\operatorname{tg}^2 \beta}{1 + \operatorname{tg} \beta} \quad (17)$$

Таблица 1
Результаты расчета начальной скорости обломков сейсмодислокаций
и оценки интенсивности палеоземлетрясений

Сейсмогенная структура	Место дислокации	H [м]	L [м]	$\frac{L}{H}$	v_1 [м/с]	v_2 [м/с]	v_{cp} [м/с]	v_c [см/с]	J балл
Онежская	Городок								
	ПК-3	33,9	32,9	0,97	11,5	12,5	12,0	4,6–5,0	6
	ПК-13	20,7	36,8	1,80	14,7	18,1	16,4	5,9–7,2	6–7
	Г. Церковная	22,5	24,3	1,08	10,1	11,1	10,6	4,0–4,4	6
	Вилозеро	14,6	22,1	1,51	10,8	12,8	11,8	4,3–5,1	6
	Колгостров	20,0	27,0	1,35	11,5	13,4	12,6	4,6–5,4	6
	Губа Святуха								
	ПР-2	32,1	45,0	1,40	13,7	17,5, 40,2	15,8	5,5–7,0	6–7
	ПР-3	29,1	98,2	3,37	26,8	17,5	34,0	10,7–16,1	7
	ПР-4	27,1	41,0	1,51	14,7		16,1	5,9–7,0	6–7
Сегозерская	Уницкая губа	7,0	13,0	1,95	9,0	11,4	10,3	3,6–4,6	6
		30,0	34,8	1,16	12,6	14,1	13,4	5,0–5,6	6
	Импилехти	26,0	51,0	1,96	17,5	21,4	19,4	7,0–8,6	7
	О. Мякисало	40,0	41,4	1,03	13,1	14,7	13,9	5,2–5,9	6
	Пос. Харлу	30,0	51,2	1,70	17,0	20,6	18,8	6,8–8,2	7
	Кирияволахти	21,5	41,4	1,92	15,6	19,7	17,8	6,2–7,9	7
	Оз. Палосаари	12,0	18,2	1,52	9,8	11,7	10,8	3,9–4,7	6
	Зал. Меклахти	24,0	40,0	1,67	14,9	18,1	16,5	6,0–7,2	6–7
	О. Путсаари								
	ПК-22	12,5	22,0	1,76	11,3	13,7	12,5	4,5–5,5	6
Ладожская	ПК-22-2	8,0	22,0	2,75	12,3	17,1	14,7	4,9–6,8	6–7
	ПК-22-4	13,2	24,0	1,82	11,8	14,6	13,2	4,7–5,8	6
	ПК-22-6	18,9	33,6	1,78	14,0	17,1	15,5	5,6–6,8	6–7
	Зал. Марьялахти								
	ПК-1	15,7	28,5	1,82	12,9	16,0	14,5	5,2–6,4	6
	ПК-2	11,8	29,0	2,45	13,5	18,6	16,1	5,4–7,4	6–7
	Зал. Нет-Саменлахти	22,3	35,6	1,60	13,9	16,6	15,2	5,6–6,6	6–7

и формула (9)

$$v_2^2 = gH \frac{L^2}{2H^2} = \frac{1}{2} gH \operatorname{tg}^2 \beta. \quad (18)$$

Более сложное движение обломка включает отражение от выступа дислокации (рис. 2, в). Таким типом движения можно объяснить отлет обломка на значительное расстояние. Удар о выступ дислокации будем считать абсолютно упругим, а о землю – абсолютно неупругим. При ударе о выступ дислокации справедлив закон сохранения энергии:

$$\frac{mv_3^2}{2} = \frac{mv_0^2}{2} + mgh, \quad (19)$$

позволяющий связать скорость при отражении v_3 через начальную скорость v_0 обломка. В такой схеме параметры L и H позволяют определить v_3 , а параметр h в соответствии с равенством (19) – величину начальной скорости v_0 .

Модель движения обломка приложима к сейсмодислокациям различной формы и позволяет оценить величину начальной скорости обломка, приобретаемую им в результате сейсмического воздействия.

Связь с сейсмическими характеристиками

Для установления связи полученной оценки величины начальной скорости обломка с сейсмическими характеристиками будем полагать, что начальная скорость обломка определена скоростью колебаний поверхности $v = A\Omega \cos(\Omega t + \varphi)$, сообщенной ей импульсной сейсмической волной с амплитудой A, циклической частотой Ω и с начальной фазой колебания φ . Если считать, что поверхностные колебания регистрируются сейсмографом,

то после окончания импульса сейсмограф совершает колебания на собственной циклической частоте ω с коэффициентом затухания δ . Из-за инерционности сейсмографа и различия частот ω , Ω зарегистрированная скорость колебаний $v_c = A_c \omega \cos(\omega t + \varphi_c)$ составит лишь небольшую долю реальной скорости поверхности.

В системе отсчета сейсмографа сейсмическая волна сообщает сейсмографу силу инерции с ускорением $a = A\Omega^2 \sin(\Omega t + \varphi)$. При этом амплитуда колебаний сейсмографа на частоте ω в соответствии с частотной характеристикой колебательной системы (Яворский, Детлаф, 1968) равна

$$A_c = \frac{\Omega^2 A}{\sqrt{(\omega^2 - \Omega^2)^2 + 4\delta^2 \omega^2}} \text{ и при условии } \Omega \gg \omega$$

составляет величину того же порядка, что и амплитуда колебаний поверхности A. Однако отношение скоростей сейсмографа и поверхности пропорционально отношению частот их колебаний

$$\frac{v_c}{v} = \frac{\omega}{\Omega}. \text{ Так, для средней циклической частоты}$$

сейсмических волн $\Omega = 6280$ рад/с (1 кГц) и собственной циклической частоты сейсмографа $\omega = 25,12$ рад/с (Козырев и др., 2000) коэффициент ослабления скорости равен 0,004.

Приведенные соображения позволяют пересчитать получаемую в модели величину скорости колебаний поверхности в скорость колебаний, фиксируемую сейсмографом

$$v_c = \frac{\omega}{\Omega} v \quad (20)$$

Таблица 2

Интенсивность возможных землетрясений в палеотектонических структурах

Структура	Слабая тектоническая активность					Средняя тектоническая активность			
	D	M	J баллы			M	J баллы		
			15 км	25 км	35 км		15 км	25 км	35 км
Ладожская	150	5,4	7,0	6,2	5,7	5,9	7,7	6,9	6,4
Онежская	125	5,2	6,7	5,9	5,4	5,7	7,4	6,7	6,2
Сегозерская									
Нюхчинская	175	5,5	7,1	6,3	5,9	6,1	8,0	7,3	6,8
Панаярвинская									
Калевальская	250	5,7	7,4	6,7	6,2	6,3	8,3	7,6	7,1
Кандалакшская									

и использовать последнюю для оценки балльности землетрясений в соответствии с известными под-ходами (Аптикаев, 1999).

Результаты

Для расчетов использованы данные наблюдений (Lukashov, 1995) и связь параметров сейсмических колебаний с интенсивностью землетрясений (Аптикаев, 1999).

Результаты расчетов по формулам (7), (9), (20) с учетом соответствия интенсивности землетрясений приведены в табл. 1.

Для сравнения приведем результаты расчетов магнитуды M и интенсивности J возможных землетрясений в палеотектонических структурах известными способами (табл. 2) (Лукашов, Гришин, 1993).

Как видно из приведенных таблиц, сравнение дает согласующиеся результаты.

Преимуществами рассмотренной модели являются:

- общность описания движения обломка для дислокаций различной формы;
- отсутствие априорных сведений о геодинамике региона;
- определение параметров палеоземлетрясений по методике, используемой при мониторинге землетрясений;
- возможность оценки энергии, выделившейся в результате сейсмического воздействия: кинетическую энергию находим по массам и скоростям обломков, потенциальную энергию – по понижению общего центра тяжести. Суммарная энергия, по-видимому, также может рассматриваться как характеристика интенсивности палеоземлетрясений;
- простота используемого математического аппарата.

Авторы благодарят А. А. Никонова за полезное обсуждение и ценные замечания.

ЛИТЕРАТУРА

Аптикаев Ф. Ф. Проблема создания шкалы сейсмической интенсивности нового поколения // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4–5. С. 23–28.

Блехман И. И., Джанелидзе Г. Ю. Вибрационное перемещение. М., 1969.

Геология Карелии. Л., 1987. 231 с.

Давыдова Н. Н., Рыбалко А. Е., Спиридонов М. А., Субетто Д. Новые данные по стратиграфии донных отложений Ладожского озера // Изучение озерно-болотных формаций в целях палеогеографических реконструкций: Тез. докл. Таллин, 1986. С. 24–25.

Ивановская Л. В., Фирсова Д. Б., Хоменюк Ю. В., Щукин Ю. К. Долговременное прогнозирование сейсмичес-

кой опасности по комплексу геолого-геофизических данных. М., 1988. 108 с.

Козырев А. А., Сахаров Я. А., Шаров Н. В. Введение в геофизику. Апатиты, 2000. 66 с.

Лукашов А. Д., Гришин А. С. Научный отчет «Исследование палеотектонической активности на территории Карелии». Петрозаводск, 1993. С. 67.

Яворский Б. М., Детлаф А. А. Справочник по физике. М., 1968. 120 с.

Lukashov D. Paleoseismotectonics in the Northern part of lake Onega (Zaonezhskij Peninsula Russian Karelia) – Report YST-90, Geological Survey of Finland Nuclear Waste Disposal Research. Espoo, 1995.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Л. И. Красный. Опыт систематики глубинных восходящих (фидерных) структур и связанная с ними минералогия</i>	3
<i>О. И. Володичев, Т. И. Кузнецов, С. С. Козлов. К структурно-метаморфическому изучению метавулканитов контоксской серии Костомукшской структуры</i>	15
<i>О. С. Сибелев, В. В. Травин, А. В. Степанова. Котозерская зона тектонического меланжа (Беломорский подвижный пояс)</i>	27
<i>Н. Н. Трофимов, А. И. Голубев, Н. К. Смирнова. Рудно-формационные типы и прогнозные ресурсы платиноносных объектов Карелии</i>	41
<i>А. М. Ручьев. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс, Северная Карелия)</i>	47
<i>Л. В. Кулешевич. Кислый магматизм и золотое оруденение Костомукшской структуры</i>	59
<i>А. Д. Фофанов, С. А. Светов, Е. В. Мошкина, В. Ф. Смолькин, В. И. Кевлич. Реальная структура природных шпинелидов. I. Результаты рентгеноструктурного анализа</i>	73
<i>В. В. Щипцов, Л. С. Скамницкая, Е. Е. Каменева, А. И. Савицкий. Гранатовые руды Северной Карелии, технологические подходы к их освоению и возможные области использования</i>	82
<i>Д. С. Рыбаков. Средняя Падма: эколого-геологический аспект</i>	92
<i>М. М. Филиппов, Б. Н. Клубуков. Принципы выявления центров купольных шунгитоносных структур Толвуйской синклинали по геофизическим данным</i>	97
<i>М. М. Филиппов, Н. С. Бискэ, П. В. Медведев, А. Е. Ромашкин. Контактный метаморфизм на Максовском месторождении шунгитоносных пород. I. Основные признаки</i>	107
<i>Б. Н. Клубуков. Геофизическая параметризация некоторых складчатых структур Онежского синклинория</i>	117
<i>Н. Н. Рожкова, М. Овчарук, А. Миановский. Активация шунгитового углерода</i>	123
<i>В. И. Тяганова. Макроструктурные и текстурные особенности распределения углерода в шунгитовых породах</i>	130
<i>О. К. Фомин, А. А. Хомиченко. Исследование пиролиза антраксолитов методом поверхностно-ионизационной масс-спектрометрии</i>	134
<i>А. Д. Лукашов, Б. З. Белашев. О модельной оценке интенсивности палеоземлетрясений на примере сейсмодислокаций Карелии</i>	140

РЕФЕРАТЫ

УДК 551.242

Опыт систематики глубинных восходящих (фидерных) структур и связанная с ними минерализация. Красный Л. И. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 3–14: ил. 10, табл. 3. Библиогр. 32 назв.

В последние годы усилилось внимание к глубинным восходящим столбообразным, грибовидным, перистым и близким к ним по форме структурам. Они характеризуются перемещением мантийного вещества, обособленного от окружающей среды, повышенной температурой, пониженной плотностью и геохимическими особенностями. Обозначилось и их значение в минерализации. К ним достаточно надежно приурочены некоторые металлы (в том числе благородные и редкие), редкоземельные элементы, алмазы, а также (если учитывать значение мантийных флюидов) нефть и газ, возможно, газогидраты.

УДК 551.12 : 552.32 (470.22)

К структурно-метаморфическому изучению метавулкаников контоксской серии Костомукшской структуры. Володичев О. И., Кузенко Т. И., Козлов С. С. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 15–26: ил. 4, табл. 4. Библиогр. 25 назв.

Приведены результаты структурно-метаморфического изучения метаморфизованных базальтов, коматитовых базальтов, пироксенитовых коматитов, туфов и габброидов контоксской серии Костомукшской структуры при статическом и динамическом (в shear-зонах) метаморфизме. Получены данные, позволяющие сделать заключение о вероятной связи барических условий динамометаморфизма в транспрессионных shear-зонах с интенсивностью проявления деформаций. Выделены два дискретных во времени проявления метаморфизма – андалузит-силлиманитового типа (ранний) в температурных условиях преимущественно амфиболитовой фации с возможными вариациями до эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой и кианит-силлиманитового типа (поздний), связанный с формированием наложенных сдвиговых транспрессионных зон, с характерным трендом субизотермической компрессии в температурных условиях 590–640 °С при вариациях давлений от 4,4 до 10,1 кбар.

УДК 551.243 (470.22)

Котозерская зона тектонического меланжа (Беломорский подвижный пояс). Сибелев О. С., Травин В. В., Степанова А. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 27–40: ил. 7, табл. 9. Библиогр. 24 назв.

В пределах небольшого (порядка 20 км²) района к западу от ст. Чула изучена полоса тектонического меланжа, приуроченная к контакту толщ биотитовых

и глиноземистых гнейсов, относимых к Ковдозерской и Чупинской покровным пластинам Беломорского подвижного пояса. Для полосы меланжа характерна зональность в распределении обломочного материала, которая объясняется его формированием в зоне вязкого сдвига, приуроченного к сместителю позднеархейских надвиговых пластин. Значительная мощность зоны меланжа свидетельствует о том, что надвигообразование явилось важным текстурообразующим процессом, в значительной мере участвовавшим в формировании расслоенности беломорской серии. В работе охарактеризована последовательность геологических событий и структурного развития района, установлены РТ параметры метаморфизма, синхронного с надвигообразованием.

УДК 553.491.8 (470.22)

Рудно-формационные типы и прогнозные ресурсы платиноносных объектов Карелии. Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Смирнова Н. К. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 41–46: табл. 2. Библиогр. 18 назв.

Создана классификация рудно-формационных типов платиноносных объектов Карелии с учетом условий термодинамических систем рудообразования и основных генетических процессов, отражающих среду формирования. Выделены два класса – полигенные проявления (черносланцевая формация) и эндогенные, представленные собственно магматической и постмагматической группами. Для Карелии ведущим является собственно платинометалльный тип, представленный малосульфидной формацией, на долю которой приходится 44,8% ресурсов платиноидов. Значительные ресурсы связаны с платиносодержащими (минерализация ЭПГ сопутствующая) титаномагнетитовым (35,4%) и хромитовым (9,2) рудно-формационными типами. Несмотря на высокие перспективы обоснованность ресурсов платинометалльной формации Онежского типа незначительна.

УДК 552.42 (470.22)

Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс, Северная Карелия). Ручьев А. М. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 47–58: ил. 6, табл. 6. Библиогр. 56 назв.

Установлено повышенное содержание золота и платиноидов в сульфидо-, углеродсодержащих парагнейсах чупинской свиты. Рассматриваются особенности генетически взаимосвязанных деформационных и метаморфических процессов, контролирующих локализацию благородных металлов. Выделен наиболее золотоносный структурно-вещественный комплекс, представленный зонами свекофенских сдвиговых дислокаций, сингенетичных им диафторитов метаморфической фации кианит-биотит-мусковитовых гнейсов и пегматитов.

УДК 551.24 + 553.24.065 (470.22)

Кислый магматизм и золотое оруденение Костомукшской структуры. Кулешевич Л. В. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 59–72: ил. 5, табл. 1. Библиогр. 16 назв.

Статья посвящена анализу гидротермальных рудных систем, связанных с кислым магматизмом Костомукшской структуры и приуроченных к сдвиговым зонам. Приводится петрографо-петрохимическая характеристика кислых магматических комплексов шурловаарской и костомукшской свит и прорывающих их диоритов-гранит-порфиров Таловейского и калиевых гранитов Ниемиярвинского комплексов, дается описание гидротермальных изменений и характеристика золоторудной минерализации, сопровождающих их. Наибольший интерес в отношении золота в Костомукшской структуре вызывают: 1 – кислосредние вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы, полосчатая железистая формация и зоны их гидротермальной проработки и сульфидной минерализации; 2 – субвулканические порфировые тела и сопровождающие их зоны гидротермальной проработки; 3 – интрузивные тела диорит-гранодиоритового состава, прорывающие вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы, и зоны их гидротермальной проработки; 4 – сдвиговые зоны коллизионной стадии и метасоматические процессы в них, сформировавшиеся после внедрения калиевых гранитных интрузий и благоприятные для более позднего переотложения золота.

УДК 549.02 : 549.731.11

Реальная структура природных шпинелидов. I. Результаты рентгеноструктурного анализа. Фофанов А. Д., Светов С. А., Мошкина Е. В., Смолькин В. Ф., Кевлич В. И. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 73–81: ил. 4, табл. 8. Библиогр. 24 назв.

В основе исследования лежит изучение монофракций шпинели (методами рентгеноструктурного анализа) из месторождения Сопча, Мончегорского плутона, рудопрооявления Падос (Кольский полуостров), Кеми (Финляндия), Бураковского массива (Восточная Карелия) и месторождения Кемпирсай (Казахстан) с целью характеристики «реальной структуры» минералов. Сделаны выводы о связи физических свойств минералов с химическим составом и дефектами кристаллической решетки шпинели. Выявлены деформации кристаллической решетки в направлении телесной диагонали кубической элементарной ячейки, что свидетельствует о различиях в распределении катионов по шпинельным позициям плотнейшей упаковки ионов кислорода.

УДК 553.3 : 622.7 (470.22)

Гранатовые руды Северной Карелии, технологические подходы к их освоению и возможные области использования. Щипцов В. В., Скамницкая Л. С., Каменева Е. Е., Савицкий А. И. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 82–91: ил. 2, табл. 12. Библиогр. 12 назв.

Впервые затрагивается комплекс вопросов, связанных с динамично входящими на мировой рынок гранатовыми рудами. Показано, что территория Северной Карелии по совокупности региональных и локальных критериев принадлежит к благоприятной в отношении формирования гранатовых (альмандиновых) руд. Рекомендованы технологические решения по обогащению руд с использованием гравитационных и магнитных

методов. Сделан вывод о перспективности региона на поиски и оценку проявлений гранатовых руд Северной Карелии.

УДК 504.55.054 : 622 (470.22)

Средняя Падма: эколого-геологический аспект. Рыбаков Д. С. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 92–96: ил. 6, табл. 1. Библиогр. 7 назв.

Приводится характеристика миграции и концентрации химических элементов, включая токсиканты, под влиянием проведенных геологоразведочных работ на Среднепадминском (селен)-уран-благороднометалло-ванадиевом месторождении в зависимости от распространенности геохимических обстановок и геохимических барьеров. Показано, что основная экологическая угроза для экосистемы р. Падмы при разработке комплексных руд месторождения будет связана с постепенным смещением линии взаимодействия кислородной слабощелочной и кислой глеевой геохимических обстановок в глубь территории, занимаемой примыкающим к промплощадке месторождения низинным болотом.

УДК 550.83(075.8) : 553.9 (470.22)

Принципы выявления центров купольных шунгитоносных структур Толвуйской синклинали по геофизическим данным. Филиппов М. М., Клабуков Б. Н. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 97–106: ил. 9. Библиогр.

Рассматриваются возможности геофизических методов при исследовании купольных шунгитоносных пород месторождений заонежской свиты нижнего протерозоя. Показано, что эффективное решение задачи по определению центров залежей максовитов возможно лишь при использовании комплекса методов и при наличии априорной информации, в том числе теоретических представлений о генезисе месторождений. Проанализированы материалы геофизической съемки методами естественного электрического потенциала, магниторазведки и электропрофилирования на участках как с известным геологическим строением, так и менее изученных.

УДК 553.061.17 : 553.9

Контактный метаморфизм на Максовском месторождении шунгитоносных пород. I. Основные признаки. Филиппов М. М., Бискэ Н. С., Медведев П. В., Ромашкин А. Е. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 107–116: ил. 4, табл. 5. Библиогр. 14 назв.

На зеленосланцевой стадии метаморфизма не утрачены основные признаки контактовых изменений шунгитоносных пород и габбро-долеритов. В максовитах содержание шунгитового вещества в зоне контактов существенно уменьшается; изотопный состав углерода становится более тяжелым; молекулярная и надмолекулярная структура шунгитового вещества становится более упорядоченной; подвижные элементы мигрируют из зоны контакта на некоторое расстояние совместно с органическим веществом; образуются миграционные формы шунгитового вещества, в том числе сажистая разновидность. Минеральный состав максовитов в зоне влияния интрузий меняется слабо, происходит относительное увеличение содержания кварца, серицита, существенное – эпигенетического пирита и кальцита, появляется апатит и пирротин. Габбро-долериты на контакте с шунгитоносными породами разуплотняются,

уменьшаются их электрическое сопротивление, магнитная восприимчивость, прочность, увеличиваются радиоактивность и водопоглощение; непосредственно на контакте, как правило, резко возрастает содержание пирита; структура становится тонкозернистой, текстура – миндалекаменной; появляется шунгитовое вещество по трещинам, в миндалинах и в составе минералов, причем не только в зонах контактов, но и на значительном удалении от них. Проявление контактового метаморфизма по мощности составляют 2–10 м.

УДК 550.83 : 551.242.054

Геофизическая параметризация некоторых складчатых структур Онежского синклинория. Клабуков Б. Н. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 117–122: ил. 3, табл. 2. Библиогр. 9 назв.

Выполнен статистический анализ гравитационного и магнитного полей геологического разреза синклинальных и антиклинальных структур Онежского прогиба. На основании корреляции полученных параметров со стратиграфическими подразделениями установлено, что намагнитченность разреза растет сверху вниз. Предполагается, что наиболее вероятной причиной такого распределения магнитного поля следует считать присутствие в разрезе габбро-долеритов нижнего ятулия. Для синклинальных структур восточной части Заонежского полуострова установлено последовательное уменьшение характеризующего их комплексного геофизического параметра с запада на восток. То же сохраняется и для ряда антиклинальных структур. Предполагается, что причина уменьшения параметра связана с уменьшением мощности разреза лудиковия с запада на восток от центральной части мулды к ее восточному крылу.

УДК 553.91 : 541.128.34

Активация шунгитового углерода. Рожкова Н. Н., Овчарек М., Минаковский А. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 123–129: ил. 8, табл. 4. Библиогр. 18 назв.

Наноразмерные (фуллереноподобные) образования являются основными структурными элементами, составляющими матрицу шунгитового углерода (ШУ) и определяющими его микропористость. Вариации физико-химических свойств в природном ШУ высокоуглеродистых шунгитовых пород свидетельствуют о возможности их модификации. В работе обсуждаются результаты активации ШУ в среде водяного пара на примере образцов месторождений Шуньга и Максово, отличающихся удельной поверхностью и степенью окисленности. Степень конверсии углерода в процессе активации для обоих ШУ протекает как реакция первого порядка. Активация ШУ проведена в термодинамическом режиме при полиизотермических условиях с применением модели, ранее апробированной при активации углей различной степени метаморфизма. Определены кинетические параметры процесса активации и его оптимальные границы. Энергия активации составляет 248,2–230,3 и 172,5–177,0 кДж/моль, а удельная поверхность активированных образцов ШУ достигает 437,6 и 634,0 м²/г (для сравнения удельная поверхность исходных образцов – 2,7 и 185,6 м²/г) соответственно для ШУ Шуньги и Максово. Обсуждаются причины различия полученных параметров для структурно идентичных ШУ.

УДК 552.12 : 552.57

Макроструктурные и текстурные особенности распределения углерода в шунгитовых породах. Тяганова В. И. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 130–133: ил. 4. Библиогр.

Обобщаются данные анализа аншлифов образцов шунгитовых пород Максовского месторождения. На основании полученных данных уточнена и дополнена предложенная ранее классификация форм распределения шунгитового углерода в породах. Рассмотрены текстурные особенности этих форм. Выявлена макроструктурная неоднородность шунгитового углерода.

УДК 552.57 : [550.84 : 543.5]

Исследование пиролиза антраксолитов методом поверхностно-ионизационной масс-спектрометрии. Фомин О. К., Хомиченко А. А. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 134–139: ил. 2, табл. 3. Библиогр.

С целью уточнения зольной части антраксолитов и поиска в них следов генезиса и эволюции шунгитовых пород проведен поиск и идентификация продуктов пиролиза антраксолитов в температурном интервале 20–1500 °С. Использован метод поверхностно-ионизационной масс-спектрометрии с двухленточным источником ионов. Показано, что даже в простейшем варианте метод позволяет надежно регистрировать элементы с потенциалом ионизации до $V = 6,5$ эВ и измерять содержание в образце элементов с $V_i < 4,5$ эВ. Полуколичественные результаты можно получать для элементов с $4,5 < V < 6,5$ эВ. Обнаружены: Li, Na, K, Rb, Cs, Ca, Ba, Sr, Al, гидратированные ионы Ba. Полученные температурные зависимости масс-спектров позволили вычислить относительные содержания обнаруженных элементов в антраксолитах. Относительные содержания щелочных элементов несут в себе отпечаток миграционных процессов, в которых участвовали антраксолиты различных месторождений.

УДК 550.349.4 (470.22)

О модельной оценке интенсивности палеоземлетрясений на примере сейсмодислокаций Карелии. Лукашов А. Д., Белашев Б. З. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 140–145: ил. 2, табл. 2. Библиогр. 9 назв.

Предложена модель для оценки интенсивности палеоземлетрясений. Объектами модели являются сейсмодислокации, а основным процессом – полет обломков с вершины дислокации на значительное расстояние от нее. По высоте дислокации и расстоянию обломка до нее судят о величине начальной скорости обломка, сопоставляемой со скоростью колебания поверхности, полученной ею в результате сейсмического воздействия. Установлено соответствие этих скоростей скоростям, зарегистрированным воображаемым сейсмографом, позволяющее дать оценку интенсивности палеоземлетрясений. Модель проверена на примере сейсмодислокаций Карелии. Проведено сравнение полученных результатов с данными расчетов другими методами.

Научное издание

**ГЕОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
КАРЕЛИИ**
Выпуск 5

*Печатается по решению Ученого совета
Института геологии КарНЦ РАН*

Редактор *И. Г. Варваровская*
Оригинал-макет *Г. А. Тимонен*

Серия ИД. Изд. лиц. № 00041 от 30.08.99 г. Сдано в печать 06.02.2003 г. Формат 60х84¹/₈. Бумага офсетная UNION PRINT S.
Гарнитура Times. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 16,4. Усл. печ. л. 17,5. Тираж 300 экз. Изд. № 38. Заказ № 320.

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
Петрозаводск, пр. А. Невского, 50