

*Российская Академия Наук*

# ВЕСТНИК

Кольского научного центра РАН

1/2012



- перспективы развития геологических исследований в Кольском регионе
- уникальные месторождения и рудопроявления Кольского региона
- геология, минералогия
- геохимические, петрологические и петрофизические исследования и альтернативные гипотезы
- хроника
- конференции, семинары
- новые книги
- юбилеи
- contents

**ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ  
В КОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ**

Ф.П. Митрофанов, Д.В. Жиров, Т.Б. Баянова	Комплексные прогнозно-поисковые критерии главной металлогенической специализации раннепротерозойских базит-гипербазитовых расслоенных массивов кристаллических щитов.....	7
В.В. Балаганский, В.Р. Ветрин, Л.Н. Морозова, С.В. Мудрук, В.И. Пожиленко	Региональная геология и тектоника Кольского региона: краткий обзор, новые подходы и результаты .....	14
Т.Б. Баянова, Ф.П. Митрофанов	Важнейшие результаты и значение изотопно-геохимических исследований для целей региональной геологии Фенноскандинавского щита .....	22
Ю.Л. Войтеховский, Ю.Н. Нерадовский, Н.Н. Гришин, А.Ш. Гершенкоп, А.Г. Касиков, Т.Н. Мухина, Е.Ю. Ракитина, А.Г. Иванова П.К. Скуфьин	Перспективные направления исследования минерального сырья Кольского региона..        Нефтяная альтернатива человечества .....	32        38

**УНИКАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА:  
ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ**

В.В. Субботин, А.У. Корчагин, Е.Э. Савченко	Платинометалльная минерализация Федорово-Панского рудного узла: типы оруденения, минеральный состав, особенности генезиса .....	55
А.В. Волошин, А.В. Чернявский, Ю.Л. Войтеховский	Теллуридная минерализация в золоторудных проявлениях Панареченской вулcano-тектонической структуры, Кольский полуостров .....	67
А.А. Калинин, Н.Н. Галкин	Докембрийское медно-молибден-порфировое месторождение Пеллапахк (зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья).....	80

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ, ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ**

В.Р. Ветрин, В.П. Чупин, Ю.Н. Яковлев	Источники терригенного материала и геодинамические условия формирования высокоглиноземистых гнейсов фундамента Печенгской палеорифтогенной структуры. ....	93
Ю.А. Балашов, Е.В. Мартынов	Оценка летучести кислорода в литосфере по данным для редкоземельных элементов в цирконах из мантийных пород .....	101
Т.В. Каулина	Термохронология пород для реконструкции развития подвижных поясов .....	111
Ж.А. Федотов	Петрохимическая модель мантийного магматизма.....	115
М.И. Дубровский	Диаграммы состояния расплавных систем – основа парагенетического анализа минеральных ассоциаций магматических горных пород .....	129
Н.Е. Козлов, Н.О. Сорохтин, Е.В. Мартынов	Распределение рудных элементов в нефти как показатель геодинамических условий ее формирования .....	135
А.М. Жирова	Исследование магнитоакустического эффекта в образцах магнетитсодержащих пород Ковдорского массива и структуры хребта Серповидный... ..	140

**ПОИСКОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И АЛЬТЕРНАТИВНЫЕ ГИПОТЕЗЫ**

Д.Г. Степенщиков, Ю.Л. Войтеховский	О связи облика и реальной формы кристалла .....	145
В.Т. Филатова	Тектонофизические условия формирования мобильно-проницаемых зон в архейском фундаменте северо-восточной части Балтийского щита.....	149
А.А. Предовский, И.В. Чикирёв	Существенные особенности мантийно-корового взаимодействия как важного фактора морфоструктурного процесса .....	159
В.К. Каржавин	Цепной процесс, трубки взрыва, алмазы.....	166
В.Л. Ильченко	Тектоностратиграфическая модель блока земной коры как колебательной системы (на примере Печенгского блока, Кольский полуостров).....	173
М.И. Дубровский	Происхождение и эволюция вещества Земли с точки зрения новой гипотезы.....	179

<b>ХРОНИКА</b>	
<b>КОНФЕРЕНЦИИ, СЕМИНАРЫ</b> .....	189
<b>НОВЫЕ КНИГИ</b> .....	192
<b>ЮБИЛЯРЫ</b> .....	193
<b>CONTENTS</b> .....	195

Редколлегия:

д.т.н. А.В. Горохов (руководитель редакции), д.б.н. Н.К. Белишева, к.т.н. П.Б. Громов, д.ф.-м.н. В.Е. Иванов,  
 д.б.н. Н.А. Кашулин, д.т.н. А.А. Козырев, д.б.н. П.Р. Макаревич, д.т.н. А.Г. Олейник, д.и.н. И.А. Разумова,  
 к.г.-м.н. Т.В. Рундквист, д.э.н. В.С. Селин, к.т.н. А.Ф. Усов (ответственный секретарь редколлегии)  
 Редактор: А.С. Менделева, информационная поддержка: Е.Т. Мартынова, Т.В. Рундквист,  
 Л.А. Тимофеева  
 Зав. издательством, художественный редактор М.С. Строков.  
 Верстка, фото В.Ю. Жиганов

© Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
 Российской академии наук Кольский научный центр РАН, 2012

Уважаемый читатель!

Вы держите в руках выпуск «Вестника Кольского научного центра РАН», посвященный 60-летию Геологического института, старейшего в структуре Кольского научного центра РАН. Если говорить неформально, то его история старше на 20 лет. Она начинается с секторов геологии и петрографии, минералогии и геохимии, химико-технологической и химико-аналитической лабораторий, существовавших в структуре Хибинской горной станции «Тиетта», основанной акад. А.Е. Ферсманом в 1930 г. Структура института и основные направления фундаментальных научных исследований менялись в соответствии с акцентами времени, запросами государства. Сегодня в Уставе института прописаны три таковых: геология, геохронология, металлогения и глубинное строение докембрийских структур, их роль в формировании континентальной литосферы; закономерности размещения, формирования и прогнозирования полезных ископаемых древних щитов и шельфа северных морей; минералогия: состав и структура минералов и наноразмерных минеральных фаз уникальных геологических объектов Кольского региона. В связи с ограниченным объемом журнала, указанные темы представлены в нем далеко не исчерпывающе. Тем не менее, даже представленные статьи показывают широкий диапазон исследований, успешно выполняемых в институте. С 1 по 4 апреля 2012 г. в институте состоится юбилейная Всероссийская (с международным участием) Ферсмановская научная сессия «Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона». В её Трудах научные достижения института будут представлены гораздо более полно. Надеюсь, этот выпуск «Вестника Кольского научного центра РАН» не разочарует читателя.

Директор Геологического института КНЦ РАН  
д.г.-м.н., проф.

Ю.Л. Войтеховский



УДК 550.8: 553.2: 552:535.33

## КОМПЛЕКСНЫЕ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ГЛАВНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ (МАЛОСУЛЬФИДНОЙ Pt-Pd ИЛИ СУЛЬФИДНОЙ Cu-Ni) РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ РАССЛОЕННЫХ МАССИВОВ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ЩИТОВ

академик Ф.П. Митрофанов, Д.В. Жиров, Т.Б. Баянова  
Геологический институт КНЦ РАН

### Аннотация

В результате многолетних фундаментальных и прикладных исследований разработаны комплексы индикаторов главной металлогенической специализации (малосульфидной Pt-Pd или сульфидной Cu-Ni) раннепротерозойских базит-гипербазитовых расслоенных массивов кристаллических щитов, и на их основе сформулирована прогнозно-поисковая методика, позволяющая оперативно диагностировать главную металлогеническую специализацию расслоенных массивов кристаллических щитов на самых ранних стадиях геологических работ. Прогнозно-поисковая методика будет полезна для обоснования металлогенического прогноза, ранжирования очередности направлений и объектов поисков, а также для планирования мероприятий по воспроизводству минерально-сырьевой базы платиноидов и цветных металлов.

### Ключевые слова:

*металлогения, докембрийский, базит-гипербазитовый, изотопный, петрология, геодинамика, стратегические полезные ископаемые, прогнозно-поисковые критерии.*



### Введение

Большинство достоверных запасов и ресурсов стратегических видов полезных ископаемых (СПИ), к которым относятся и такие "бренды" Кольского полуострова, как металлы платиновой группы (PGM), никель (Ni), медь (Cu) и кобальт (Co) приурочены к основным и ультраосновным массивам [1–4]. Здесь необходимо особо подчеркнуть, что уровень

добычи во всём мире определяют в первую очередь крупные и уникальные месторождения. При этом для преобладающего большинства эксплуатирующихся отечественных сырьевых объектов к началу – середине первого десятилетия XXI в. остро встала проблема истощения наиболее богатой и рентабельной приповерхностной части месторождений. По оценкам ведущих экспертов [2–3, 5], запасов разрабатываемых в настоящее время уникальных месторождений, обеспечивающих основные потребности отечественной и всей мировой экономики, хватит всего на 10–30 лет. Проблема усугубляется тем, что промышленные возможности, а также степень хозяйственной емкости – нагрузки на окружающую среду традиционных горнорудных регионов близки к предельным и не могут обеспечить существенный рост производства на этих территориях. Кроме этого, в России негативно сказываются и последствия реформирования экономики и государственной промышленной политики 1990–2000 гг., вследствие которых появился и с каждым годом обостряется дефицит поисковых заделов. В этих условиях особую актуальность приобретают фундаментальные исследования в области разработки новых прогнозно-поисковых методов и технологий, позволяющих уверенно диагностировать металлогению и обосновывать выбор направлений и объектов поиска крупных / уникальных месторождений СПИ.

### Теоретические и фактографические предпосылки металлогенических прогнозов СПИ на древних кристаллических щитах

Древние кристаллические щиты играют роль одного из главных источников разнообразных видов стратегических полезных ископаемых. В базит-гипербазитах добывается большая часть

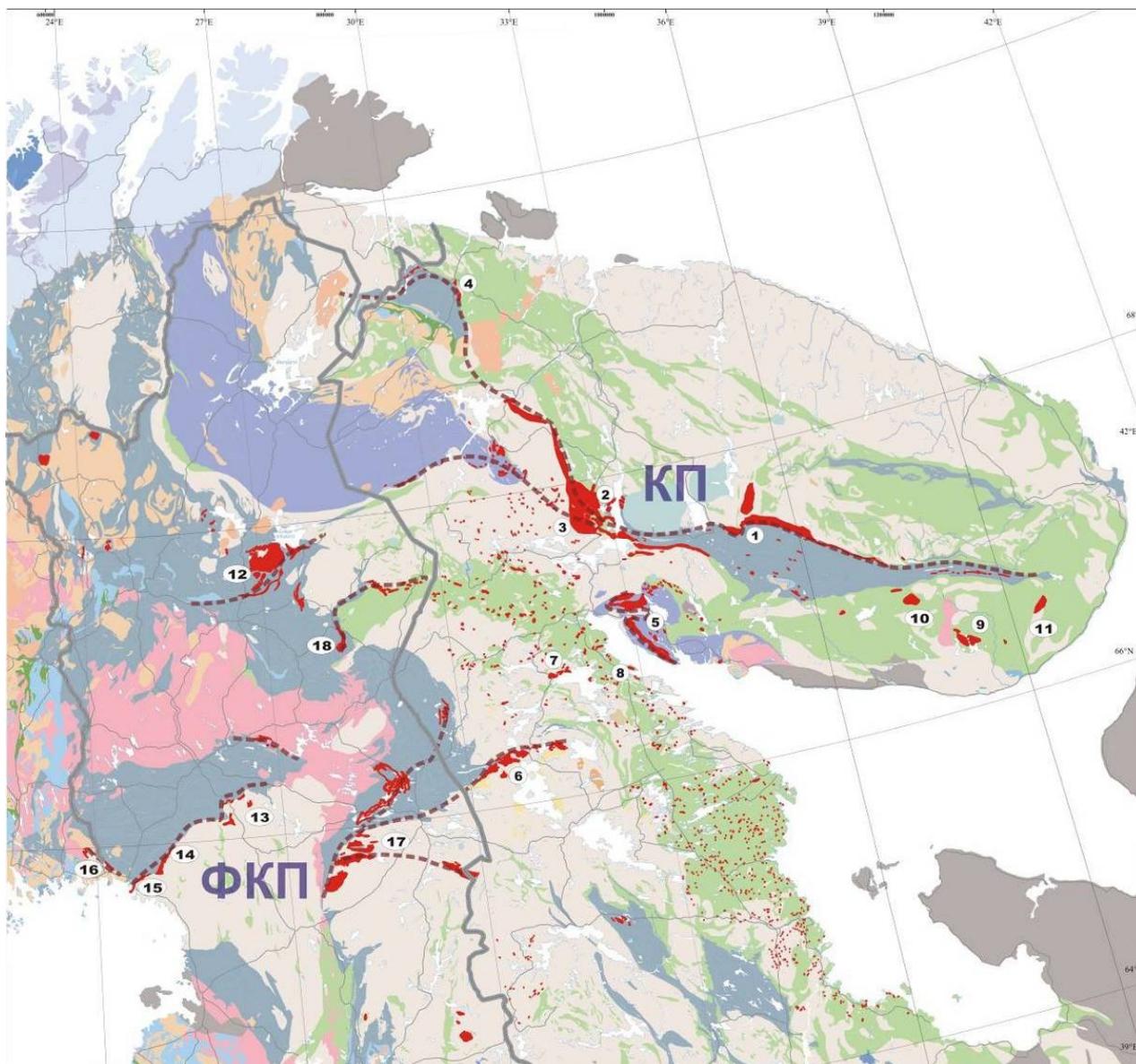
товарной продукции платиноидов, цветных металлов, золота, хрома, ванадия, титана, алмазов и других типов СПИ. Каждый из геолого-промышленных типов месторождений характеризуется набором специфических геолого-генетических черт и параметров: геодинамическими условиями; типом, составом и режимом магматизма; внутренней структурой тела и др. В расслоенных комплексах находятся сульфидные платинометаллные и медно-никелевые, а также оксидные хромитовые и титан-ванадиевые объекты, образующие как объемные залежи, так и стратиформные структуры типа "риф" [3–4, 6]. Причем часто в рамках одного крупного массива могут сосуществовать несколько геолого-промышленных типов месторождений с различной металлогенической специализацией. В других случаях петрология, структура и вещественный состав интрузива определяют распространение только одного типа оруденения для множества геологических тел, однако промышленно значимые объекты обнаруживаются далеко не в каждом из них.

В последние годы результаты наших исследований, а также работы ведущих мировых специалистов [4, 7–8] подтверждают важность понимания закономерностей распределения крупных месторождений разных металлов не только в пространстве, но и во времени, что требует использования в геохронологических и петрологических исследованиях новейшей и весьма дорогостоящей прецизионной лабораторной техники.

Вероятно, наиболее благоприятные условия образования и сохранения крупных ортомагматических сульфидных Cu-Ni (+МПГ) и малосульфидных Pt-Pd (+Ni, Cu) месторождений прямо связаны с особо высокими температурами в мантии, приводящими к выплавлению высокомагнезиальных магм, обогащенных рудными элементами мантийного ряда, и с большой мощностью и плавучестью субконтинентальной литосферной мантии (SCLM). Такие условия в эволюционирующей Земле моделируются для коматиитовых провинций преимущественно позднего архея и для провинций основных-ультраосновных пород суперконтинентов – континентальных литосферных плит со зрелой земной корой докембрия и реже – фанерозоя. Это предположение иллюстрируется концентрацией основных мировых ресурсов Pt-Pd руд в расслоенных интрузивах в постархейских – палеопротерозойских месторождениях с возрастными 2.7–2.5 и 2.0–1.9 млрд лет, а Ni руд – в позднеархейских коматиитах, в мезопротерозойских и в позднепалеозойских месторождениях. Приведенные эпохи совпадают с эпохами существования в разных регионах наиболее мощных (250–150 км) континентальных литосфер суперконтинентов, обусловленных завершением коллизионных процессов и последующих интенсивных плюмовых процессов с продолжительностью развития до 200 и более млн лет. По нашему уточненному анализу структуры, вмещающие Pt-Pd месторождения, должны быть типично внутриплитные (пример расслоенных интрузий Восточно-Скандинавской изверженной провинции), а вмещающие богатые сульфидные Ni-Cu месторождения – характеризоваться развитием на активных окраинах континентальных плит (примеры Печенги, Джиньчуаня, Норильска), где, вероятно, в субдукционных условиях происходило обогащение мантийного вещества коровым (в первую очередь коровой серой).

Проведенные нами комплексные исследования базит-гипербазитов Кольского региона и аналитическое сопоставление их результатов с известными данными по крупнейшим металлогеническим провинциям мира показали хорошо выраженную стереотипность геолого-промышленных типов PGE и Cu-Ni месторождений и проявлений раннепротерозойских расслоенных комплексов древних щитов, что является крайне важным обстоятельством, позволяющим обосновывать прогнозно-поисковые модели в отношении новых интрузивов [9–10]. Аналогии и/или подобие геодинамических, геологических и структурных условий образования, а также изотопно-геохимических, петрологических и минералогических характеристик позволяют сделать вполне весомое постановочное обоснование для задания параметров и направлений геологических исследований малоизученных объектов – раннепротерозойских расслоенных базит-гипербазитовых массивов, залегающих в пределах докембрийских щитов.

Одной из наиболее перспективных на обнаружение новых крупных PGE и Cu-Ni месторождений является Восточно-Скандинавская базитовая обширная изверженная провинция Фенноскандинавского (Балтийского) щита (ВСКБООИП), в пределах которой выявлено порядка 20 крупных и сотни мелких перспективных базит-гипербазитовых тел (рис. 1). Многие из этих раннепротерозойских расслоенных интрузий хорошо изучены геофизически, геохимически и разбурены по детальной сети наблюдений, кроме того, в них обнаружены практически все геолого-промышленные типы рудных объектов из когда-либо описанных в других провинциях мира.



■ – раннепротерозойские расслоенные комплексы с платинметалльной минерализацией; КП – Кольский пояс; ФКП – Фенно-Карельский пояс;  
 N – номера главных расслоенных комплексов:  
 1 – Федорово-Панский; 2 – Мончеллутон; 3 – Мончетундровский, Волчетундровский массивы, Габбро Главного хребта; 4 – гора Генеральская;  
 5 – Кандалакшский и Колвицкий массивы; 6 – Лукулайсваара; 7 – Ковдорский массив; 8 – Толстик; 9 – Ондомозерский; 10 – Песочный; 11 – Пялочный;  
 12 – Кейвица; 13 – Портимо комплекс (Конттярви, Сиика-Кямя; 14 – Пенникат; 15 – Кеми; 16 – Торнио; 17 – Коиллисмаа комплекс; 18 – Аканваара

*Рис. 1. Схема геологического строения ВСкБОИП с выделением рудоконтролирующих рифтов и основных раннепротерозойских расслоенных комплексов с платинметалльной минерализацией*

### Разработка прогнозно-поисковой методики на малосульфидные Pt-Pd или сульфидные Cu-Ni руды

За отправную точку наших исследований было взято представление о том, что результаты проявления стереотипных геологических процессов от зарождения магмы до ее внедрения и кристаллизации, в близких и схожих условиях не всегда конвергентны, что делает невозможным нахождение одного универсального признака рудоносности, и требует комплексности и структурированности действий при построении прогнозно-поисковых моделей. Согласно этому представлению массивы основного – ультраосновного состава, образованные территориально близко друг к другу и имеющие похожие черты строения и вещественного состава пород, могут нести различную рудную минерализацию или вообще оказаться безрудными.

К числу основных факторов, влияющих на конечный результат, относятся:

- благоприятная предыстория магматогенного источника – промежуточного слоя «корамантия», способствующая накоплению в нем сидерофильных (в т.ч. платиноидов) и халькофильных элементов;

- особенности геодинамического режима (активность плюма, рифтогенез и т.п.) и локализации магматического очага;
- последовательность, длительность и направленность кристаллизации минералов, обуславливающие концентрацию и форму нахождения полезных компонентов;
- геохронологический (абсолютный) возраст и длительность формирования пород, что определяется по соотношению ряда маркирующих изотопов (U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd и др.);
- изменчивость металлогении магматических и гидротермальных процессов, обусловленная как закономерными эндогенными процессами – ликвацией, фракционированием и обеднением/обогащением исходных компонентов в результате кристаллизации и/или контаминации магмы, так и эволюцией и цикличностью "открытия/закрытия" системы по отношению к мантийным источникам и мн. др.

Все эти особенности истории развития массива фиксируются весьма многочисленными параметрами и характеристиками: степенью дифференциации строения, вариациями химического и петрологического состава различных слоев и тел, их халькофильностью, значением R-фактора, изотопными соотношениями и мантийными трассерами  $\epsilon Nd(T)$ , TDM,  $Sr^{87}/Sr^{86}$ ,  $Os^{187}/Os^{188}$ ,  $He^3/He^4$  и др., а также содержанием и соотношениями редких и рассеянных элементов и многими другими индикаторами.

Таким образом, были разработаны комплексы индикаторов главной металлогенической специализации (малосульфидной Pt-Pd или сульфидной Cu-Ni) раннепротерозойских базит-гипербазитовых расслоенных массивов кристаллических щитов, и на их основе сформулирована прогнозно-поисковая методика. Эта методика позволяет оперативно диагностировать малосульфидную платино-палладиевую или сульфидную медно-никелевую главную металлогеническую специализацию базитовых расслоенных массивов кристаллических щитов путем выполнения комплекса аналитических и лабораторных исследований (рис. 2). Соответствующие комплексы разноранговых критериев металлогенической специализации систематизированы и представлены в таблицах 1 и 2.

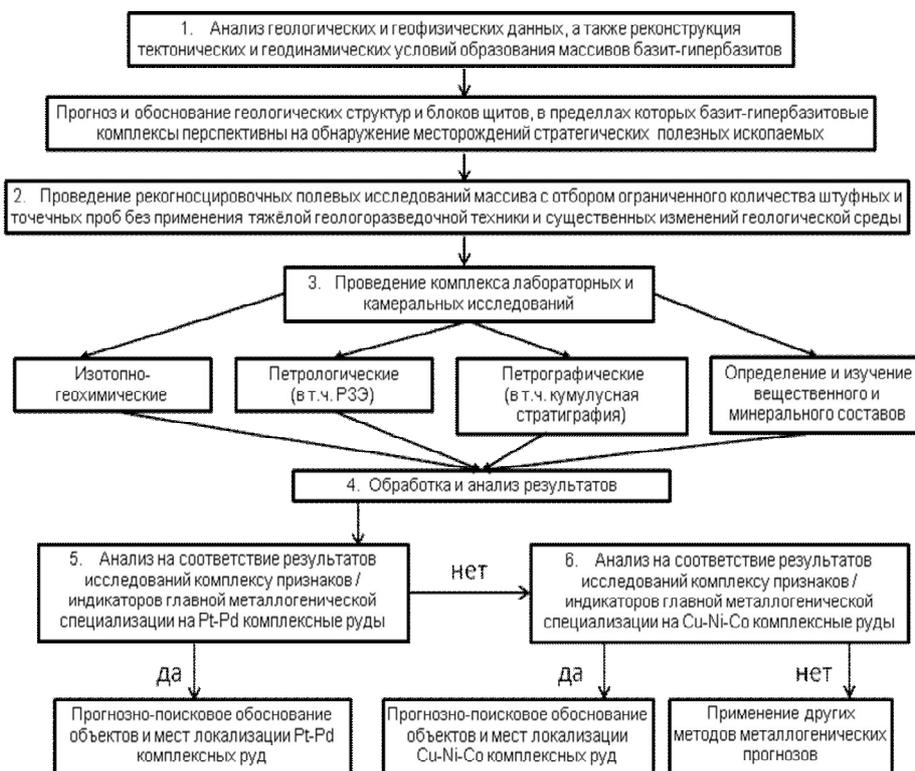


Рис. 2. Алгоритм выполнения аналитических и лабораторных исследований с целью определения главной металлогенической специализации базит-ультрабазитовых массивов

Таблица 1

Прогнозно-поисковые признаки и индикаторы условий образования малосульфидной Pt-Pd  
(с попутными Ni, Cu, Au, Co, Rh) комплексной промышленной минерализации

Наименование признака/индикатора	Параметры признака/индикатора
Геофизический контроль	Наличие по данным глубинной геофизики в основании коры гранулит-базитового (анортозитового) слоя с характеристиками "кора-мантия" ( $V_p = 7.7-7.1$ км/с), сформированного в результате плюмового андерплейтинга (состав слоя определяется по глубинно-коровым ксенолитам в трубках взрыва)
Структурный контроль	Региональный: распространение на обширной площади архейских доменов фундамента дискордантного ансамбля рифтогенных осадочно-вулканогенных прогибов, даек и многофазных расслоенных базитовых массивов. Локальный: рудные тела локализуются в базальных (нижних) контактах, протяженных рифовых залежах, в участках пегматоидных базитов, в жильных и офсетных проявлениях
Геодинамическая обстановка	Масштабное, долговременное и пульсационное проявление глубинных плюмовых или астеносферно апвеллинговых процессов, обуславливающих формирование обширной изверженной базитовой внутриплитной континентальной провинции (LIP's) несубдукционного типа. Смена геодинамического режима архейского орогенеза на внутриконтинентальный рифтогенез (с формированием разноориентированных энсиалических поясов). Формирование рудоконтролирующих базит-гипербазитовых массивов происходит на инициальной (предрифтовой) стадии континентального рифтогенеза
Вещественный контроль	Кремнистая высоко Mg (бонинитоподобная) и анортозитовая магмы. Цикличность (закономерная полистадийность) строения расслоенных комплексов и резкая изменчивость кумулюсной стратиграфии (ассоциаций) и геохимической специализации расплава. Большинство палеопротерозойских расслоенных интрузивов имеют в своем строении от 2 до 5 и более мегациклических подразделений – закономерно расслоенных серий от ультрабазитовых разновидностей к менее основным (габброидам). Приуроченность оруденения к наиболее контрастным сериям чередования тонких прослоев пород, разных по составу – лейко- и мезократовых габбро, норитов, анортозитов, плагиопироксенитов, разнотекстурных и неоднородных текстур (например, varitextured gabbro), лейкократовых разновидностей (лейкогаббро, анортозитов, «пятнистых габбро»), разнотекстурных, груботекстурных и пегматоидных пород с эруптивными магматическими взаимоотношениями. Все известные стратиформные месторождения рифового типа приурочены к границам мегациклов, которые при этом, как правило, отражают смену высокохромистой на малохромистую магму. Характерно интенсивное проявление в породных комплексах глубинных восстановительных флюидов, обогащенных соединениями C, F, Cl, H и др. Минералогические факторы: связь PGM с рассеянной (убогой) сульфидной минерализацией, аномально высокая концентрация платиноидов в сульфидах. Коэффициент распределения платиновых металлов между ликвидующими силикатными и сульфидными расплавами достигает 100 тыс. и более
Изотопно-геохимические характеристики	Глубинный мантийный источник магм, изначально обогащенный рудными компонентами (фертильный источник) и литофильными элементами, что проявляется в таких изотопных метках, как $\epsilon Nd(T)$ – малые отрицательные значения от -1 до -3, $ISr = Sr^{87}/Sr^{86}$ (0.702–0.705), $He^3/He^4$ ( $n \times 10^{-5} \div n \times 10^{-6}$ ). Источник магмы и руд, отличный от источников срединноокеанических хребтов и зон субдукции
Геохронологическая характеристика	Внутриплитные базитовые обширные изверженные провинции с малосульфидными платино-палладиевыми месторождениями (Восточно-Скандинавская на Фенноскандинавском (Балтийском) щите, Восточно-Саянская – на выступе фундамента Сибирской платформы, Гуронская – на Канадском щите) формируются в самом начале эпох разрушения суперконтинентов чаще всего на геохронологической границе "архей – палеопротерозой" 2600–2400 млн лет назад. Для Восточно-Скандинавской провинции – это эпоха сумия – начала сариолия: 2530–2420 млн лет. Рудно-магматические комплексы развиваются длительно и пульсационно (фазы 2515±10 млн лет; 2490±10 млн лет; 2470±10 млн лет; 2450±10 млн лет) со сменой бонинитовых магм на анортозитовые, а их рудной специализации – от Cr и Cu+Ni к Pt+Pd и Ti+V

Метаморфизм	Известные промышленные месторождения находятся в регионально неметаморфизованных породах, а в регионально метаморфизованных расслоенных базитовых комплексах известны только непромышленные Pt-Pd рудопроявления. Имеются данные, что превышение РТ параметров условий среднетемпературной амфиболитовой фации ведет к обеднению оруденения
-------------	---

Таблица 2

Прогнозно-поисковые признаки и индикаторы условий образования сульфидной Cu-Ni (с попутными Co, S, PGM, Se, Te и др.) комплексной промышленной минерализации

Наименование признака/индикатора	Параметры признака/индикатора
Геофизический контроль	Наличие по данным геофизики локальных гравитационных аномалий с концентрацией их в узких линейных зонах. Подъем границы Мохоровичича с 40–42 км в обрамлении до 39–38 км в рудоконтролирующих структурах
Структурный контроль	Региональный: узкие протяженные пояса в общем композитном ансамбле палеопротерозойских орогенов кристаллических щитов (например, Печенга-Имандра-Варзугская структура). Рудоносные интрузивные тела инъецированы в верхнюю часть разреза вулканогенно-осадочных толщ раннего палеопротерозоя. Локальный: руда находится в базальных контактах интрузивов, в жильных телах переотложенных (эпигенетических) руд, в том числе в офсетном залегании
Геодинамическая обстановка	Рудогенные процессы и магматизм локализованы в пространстве и во времени в период смены геодинамического режима от внутриконтинентального рифтогенеза (энсиалического) на режим раннего спрединга красноморского (энсиматического) типа. Формирование рудоконтролирующих базит-гипербазитовых массивов происходит на завершающей стадии континентального рифтогенеза
Вещественный контроль	Первичная магма деплетирована и по резкоземельному спектру близка к БСОХ типу. Продукты ферропикритовой магмы, обогащенной Fe и Ti, образуют единую вулcano-плутоническую серию пород. Для интрузивных рудоносных тел характерен габбро-верлитовый состав, субвулканические и гипабиссальные условия кристаллизации, широкая дифференциация пород с образованием сингенетического ряда: верлит-клинопироксенит-габбро-ортоклазовое габбро
Изотопно-геохимические характеристики	Верхнемантийный источник деплетированной магмы с изотопными метками: $\epsilon_{Nd}(T)$ – малые положительные значения (от +0.5 до +4), $ISr = Sr^{87}/Sr^{86}$ (0.703–0.704), $Os^{187}/Os^{188}=0.935\pm 0.03$ (единичное определение)
Геохронологическая характеристика	Базитовый магматизм спредингового типа в кристаллических щитах проявлен в конце внутриконтинентального рифтогенеза, завершая "Переходный период" (Transiton period) и начиная эпохи типичной тектоники литосферных плит (2200–1980 млн лет). В пределах Фенноскандинавского щита эта эпоха начала формирования Свекофенского палеоокеана
Метаморфизм	Коллизионный метаморфизм приводит к образованию переотложенных (ремобилизованных) рудных тел, как внутри самих рудоносных интрузивов, так и в офсетных обстановках

### Обсуждение результатов

Необходимо отметить, что повсеместно применяющаяся практика опоискования и разведки основана на экстенсивном подходе: массовом бурении по всему разрезу и протяжению массивов с целью выявления рудных пересечений с высокими концентрациями полезных компонентов. Нередко для больших интрузивов объемы только поискового бурения составляют сотни скважин суммарной протяженностью десятки километров [11]. В свою очередь такой подход влечет за собой интенсивное негативное воздействие на окружающую среду и нерациональное использование финансовых, трудовых и материальных ресурсов. В отличие от этой практики, предложенный нами метод для обоснования и поисков месторождений малосульфидных или сульфидных руд не требует на ранних стадиях геологоразведочных работ валового опоискования всех массивов и их участков с проходкой многочисленных дорогостоящих и несущих экологические риски горных выработок и скважин.

Разработанная система критериев формирует базис для новой прогнозно-поисковой методики, которая отличается от традиционных иерархичностью и комплексностью подходов. Она предназначена для того, чтобы диагностировать на самых ранних стадиях геологических работ малосульфидную Pt-Pd или сульфидную Cu-Ni специализации базит-гипербазитовых расслоенных массивов кристаллических щитов и производить ранжирование объектов по потенциальной рудоносности. Соответствие характеристик конкретного исследуемого объекта какому-либо из перечней признаков/индикаторов (табл. 1, 2) отражает сочетание (подчас исключительное) целого комплекса благоприятных геологических, геодинамических и тектонических условий, способствующих формированию промышленно значимых по масштабам и концентрациям рудных тел малосульфидного (Pt-Pd специализации) или сульфидного (Cu-Ni-Co специализация) типов. Вместе с тем несоответствие или существенное отклонение от вышеупомянутых индикаторов принципиально не отрицает возможность обнаружения в исследуемом геологическом теле повышенных концентраций элементов и минералов Pt, Pd, Cu, Ni, Co, однако обуславливает весьма малую вероятность нахождения в рассматриваемом массиве промышленно значимых месторождений малосульфидного Pt-Pd или сульфидного Cu-Ni-Co типов руд. При этом не исключается возможность локализации в пределах этого геологического тела месторождений и проявлений других стратегических полезных ископаемых (Ti-V, Cr и др. типов руд).

Таким образом, разработанный метод носит избирательный характер и применяется, прежде всего, для обоснования металлогенического прогноза, ранжирования очередности и оптимизации ресурсных затрат при геологическом изучении базит-ультрабазитовых массивов и их частей, может быть использован с целью планирования воспроизводства минерально-сырьевой базы платиноидов и цветных металлов.

Авторы благодарят большой коллектив сотрудников Геологического института КНЦ РАН, ОАО Пана и других геологических организаций Кольского региона, внесших на разных этапах ценный вклад в разрабатываемую методику своей квалифицированной работой, советами и обсуждением всех сторон проблематики.

**Работа выполнена при поддержке и финансировании грантов РФФИ  
№ 11-05-12012 офи-м и госконтракта Минобрнауки России № 16.515.11.5013.**

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования / под ред. Д.В. Рундквист. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 430 с.
2. Богатство недр России. Минерально-сырьевой и стоимостный анализ. Пояснительная записка к геолого-экономическим картам. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 550 с.
3. *Naldremm A. Дж.* Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд: перевод с англ. В.А. Федоренко. СПб.: СПбГУ, 2003. 487 с.
4. Robb Introduction to Ore Forming Processes. Blackwell Publishing, 2004. 368 p.
5. Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов в Российской Федерации, выпуски за 2000–2010 гг. / центр «Минерал» ФГУНПП «Аэрогеология». 2002–2011 гг. Режим доступа: <http://www.mineral.ru/>
6. *Alapieti T., Lahtinen J.* Platinum-Group Element Mineralization in Layered Intrusions of Northern Finland and the Kola Peninsula, Russia // The Geology, geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements / Cabri, L. (Ed.). Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, 2002. Spec. vol. 54. 507–546.
7. *Groves D.I., Ojala J.* Lithospheric scale controls on mineral deposits (with Precambrian examples, including Fennoscandian shield) / Presentation on Fennoscandian Exploration and Mining (FEM). 2009, Rovaniemi, Finland, December 1, 2009. 30 p.
8. *Bayanova T., Ludden J., Mitrofanov F.* Timing and duration of Palaeoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications // Geological Society Special Publications, 2009. № 323. P. 165–198.
9. *Митрофанов Ф.П.* Поисковые индикаторы новых промышленных месторождений Rh-Pt-Pd, Co-Cu-Ni и Cr руд на Кольском полуострове // Отечественная геология. 2006. № 4. С. 3–9.
10. *Митрофанов Ф.П.* Корреляция состава и рудообразующих этапов в раннепротерозойских базит-гипербазитовых расслоенных интрузиях Финляндии и Кольского полуострова (Россия) / Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера: сб. материалов проекта Интеррег-Тасис. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2008. С. 13–18.
11. *Rasilainen K. et al.* Quantitative mineral resource assessment of platinum, palladium, gold, nickel, and copper in undiscovered PGE deposits in mafic-ultramafic layered intrusions in Finland / *K. Rasilainen, P. Eilu, T. Halkoaho, M. Iljina, T. Karinen* // Geological Survey of Finland, Report of Investigation 180, 2010. 338 p.

#### Сведения об авторах

*Митрофанов Феликс Петрович* – академик, главный научный сотрудник, консультант-советник РАН;  
e-mail: [felix@geoksc.apatity.ru](mailto:felix@geoksc.apatity.ru)

*Жиров Дмитрий Вадимович* – и.о. руководителя отдела инноваций; e-mail: [zhirov@geoksc.apatity.ru](mailto:zhirov@geoksc.apatity.ru)

*Баянова Тамара Борисовна* – д.г.-м.н., зав. лабораторией геохронологии и изотопной геохимии;  
e-mail: [tamara@geoksc.apatity.ru](mailto:tamara@geoksc.apatity.ru)

## РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА КОЛЬСКОГО РЕГИОНА: КРАТКИЙ ОБЗОР, НОВЫЕ ПОДХОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ

**В.В. Балаганский, В.Р. Ветрин, Л.Н. Морозова, С.В. Мудрук, В.И. Пожиленко**  
Геологический институт КНЦ РАН

### Аннотация

Дан краткий обзор региональных геологических исследований и приведены наиболее важные новые результаты, полученные геологической группой лаборатории региональной геологии и геофизики. Отмечены переход от концепции геосинклиналей к концепции тектоники литосферных плит для палеопротерозоя и работы по созданию новых геотектонических моделей для архея. Показана необходимость изучения геологии и тектоники раннего докембрия на основе геологического картирования с привлечением методов исследования, результаты которых характеризуют геологические объекты и процессы количественными параметрами.

### Ключевые слова:

*региональная геология, тектоника, архей, палеопротерозой, гранитоиды, Кольский регион, Балтийский щит.*

### Введение

Региональная геология и тектоника с самого момента основания Геологического института относились к важнейшим направлениям его исследований. В числе первых научно-исследовательских подразделений института была создана лаборатория стратиграфии и региональной геологии, позднее преобразованная в лабораторию региональной геологии, а затем – в лабораторию региональной геологии и геофизики, объединяющую группы геологов и геофизиков. Основные направления работ Института – решение практических задач, связанных с месторождениями полезных ископаемых Кольского региона, и развитие фундаментальных основ геологии (прежде всего, геологии раннего докембрия) – стали главными и для лаборатории стратиграфии и региональной геологии. Со временем акценты сместились в сторону фундаментальных исследований, и для решения задач региональной геологии и тектоники стали применяться современные методы магматической петрологии, а также новые сочетания геологических и геофизических методов. В настоящей статье дается краткий исторический обзор региональных исследований и освещаются последние, наиболее значимые достижения геологической группы лаборатории региональной геологии и геофизики.

### Краткий исторический обзор

В прикладном отношении основные усилия лаборатории стратиграфии и региональной геологии изначально были направлены на изучение палеопротерозойского рифта Печенга–Имандра-Варзуга, так как именно с ним были связаны промышленные медно-никелевые месторождения Кольского региона [1–3]. В последующие годы вопросы геологии рудных районов Кольского региона также оставались в поле внимания региональных геологов [4]. В фундаментальном аспекте проводились исследования как палеопротерозоя, так и архея, но среди них особое место всегда занимала проблема древнейшего комплекса основания и слагающих его первично-коровых гранитоидов [5–8]. Теоретической базой служила концепция геосинклиналей, на основе которой, в частности, развивались представления о наращивании континентальной земной коры Кольского региона только в вертикальном направлении, а также взгляды о формировании пликативных и дизъюнктивных дислокаций в результате преимущественно вертикальных, а не горизонтальных движений. Был сделан вывод о том, что наблюдаемый разрез земной коры в целом отвечал стратиграфическому разрезу, повсеместно развитым фундаментом которого считались тоналиты и плагиограниты с возрастом древнее 3.5 млрд лет [5–6]. Наглядным выражением этой концепции явилась Геологическая карта-схема Кольского полуострова, составленная под редакцией Г.И. Горбунова и В.Г. Загородного и опубликованная в 1980 г. в виде приложения к работе [9].

Развитие геологии и появление новых методов исследования, базирующихся не только на основополагающем подходе "*Mente et maleo*", но и существенно расширяющих использование числовых параметров в качестве меры оценки геологических явлений и процессов, привело к значительной

корректировке взглядов на геологию раннего докембрия Кольского региона. Первые же возрастные данные, полученные разными изотопными методами [10–12] и существенно дополненные последующими исследованиями, показали, что возраст формации тоналитов и плагиогранитов, являющейся одной из классических тоналит-гранодиоритовых (ТГГ) ассоциаций раннего докембрия [13], не превышает 3 млрд лет. Палео- и (или) зоархейское вещество установлено пока только в единичных случаях в виде незначительной примеси как в ТГГ ассоциациях, так и в метаосадочных породах (Sm-Nd изотопные данные и детритовые цирконы [14–16]). В то же время получение для гранитоидов, включая ТГГ ассоциации, изотопно-геохимических данных и сведений о малых и редкоземельных элементах значительно расширило наши представления об источниках родоначальных для них расплавов и условиях их генерации. Эти же материалы вместе с изотопными датировками и данными о глубинных ксенолитах позволили детализировать не только архейскую и палеопротерозойскую историю земной коры Кольского региона (т.е. главные этапы ее образования и последующего преобразования), но и строение ее вертикального разреза. При этом сопоставление геологических и геофизических материалов позволяет утверждать, что субгоризонтальные геофизические границы, устанавливаемые сегодня в земной коре Кольского региона, отражают не вещественный состав, а физическое состояние пород, т.е. неоднородность физического и физико-химического состояния среды, зоны катаклаза и линеаризации, различие в насыщенности флюидами и т.п. [17–18]. Изменение взглядов на возраст раннедокембрийских пород Кольского региона наиболее полно нашло свое выражение на геологической карте, составленной в лаборатории региональной геологии под руководством Ф.П. Митрофанова и А.Т. Радченко и опубликованной в 1996 г. [19].

Выделение этапа заложения и развития палеопротерозойских рифтов в спокойной тектонической обстановке выдержало проверку временем, но общая картина палеопротерозойского тектогенеза, как и в случае с архейской историей, существенно изменилась. Оказалось, что почти одновременно с развитием разрывных и складчатых структур сжатия в условиях низких ступеней метаморфизма в рифтогенных поясах, заложенных в самом начале палеопротерозоя (2.3–2.5 млрд лет [3, 8, 20]), в Кольском регионе формировалась ювенильная палеопротерозойская кора островодужного типа, сложенная метаосадками и метавулканитами, ТГГ гранитоидами, эндербитами, чарнокитами и порфиридовидными гранитами (1.9–2.0 млрд лет [21–23]). Более того, появились плитно-тектонические модели, предполагавшие раскрытие в Кольском регионе около 2.0 млрд лет назад океанического бассейна, последующую субдукцию и коллизию [24–26]. Ювенильной палеопротерозойской корой с возрастом 1.9–2.0 млрд лет полностью сложены Лапландский, Умбинский (оба гранулитовые) и Терский террейны и частично – террейны Инари и Стрельнинский [22–23, 27]). Эта кора испытала интенсивные и неоднократные складчатые деформации и мигматизацию в условиях, варьирующих от высоких ступеней амфиболитовой фации до высокобарической и высокотемпературной гранулитовой фации, и на этом основании ранее при отсутствии возрастных данных ей приписывался архейский возраст.

Сонахождение слабо метаморфизованных и незначительно деформированных рифтогенных пород, накопленных 2.1–2.5 млрд лет назад, и островодужных образований, глубоко метаморфизованных, мигматизированных и сложно дислоцированных 1.9–2.0 млрд лет назад, привело к двум следствиям. С одной стороны, это выразилось в появлении альтернативы и геосинклинальным, и плитно-тектоническим построениям в виде концепции Лапландско-Беломорско-Кольского или просто Кольского глубинного раннедокембрийского коллизииона [28–29]. В строении Кольского коллизииона участвуют такие сложные тектонические постройки, как Беломорский мобильный и Лапландский гранулитовый пояса, а также палеопротерозойский Печенга–Имандра-Варзугский рифт, образующие, согласно концепции коллизииона, единую тектоническую триаду. Лапландские гранулиты при этом считаются палеопротерозойскими метаморфическими производными по изначально нижнекоровым или даже мантийным породам архейского возраста. В то же время как самостоятельная единая тектоническая единица Кольский коллизиион не имеет аналогов среди типовых и геосинклинальных, и плитно-тектонических структур, а подобные ему тектонические мегаструктуры на других древнейших щитах пока не выделены. С другой стороны, нахождение в одной тектонической постройке двух принципиально разных типов геологических структур рядом друг с другом дало новый импульс в приложении тектоники литосферных плит к палеопротерозою Кольского региона, что наиболее полно отразилось в концепции палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизиионного орогена [23, 27].

Новые взгляды на региональную геологию и тектонику в последнее время развиваются в связи с находками раннедокембрийских эклогитов в Беломорском мобильном поясе [30–31]. Большинство

находок сделаны в Ёнском сегменте беломорид (юго-запад Кольского региона). В районе пролива Широкая Салма давно был известен выход эклогитов [17], но их изучение в ГИ КНЦ РАН в силу ряда причин не завершилось какой-либо публикацией. Происхождение и возраст эклогитов (архей или палеопротерозой) являются сейчас предметом острейших дискуссий (см. обзор в работе [32]).

Вышеизложенные изменения во взглядах на региональную геологию и тектонику Кольского региона, а также на строение его континентальной коры представляются наиболее существенными. Следует еще раз подчеркнуть, что основой для появления новых петрологических, тектонических и геодинамических моделей как для архея, так и палеопротерозоя в значительной мере стали количественные параметры, характеризующие геологические объекты и процессы. Среди них, помимо возрастных, изотопно-геохимических и геохимических данных, следует назвать кинематические построения, базирующиеся на конкретных структурных индикаторах, а также сведения о величине деформации. Совокупность именно этих конкретных данных побуждает разрабатывать для архея новые геодинамические модели, а для палеопротерозоя – обращаться к тектонике литосферных плит. Основой для исследований являются геологические карты, с максимальной точностью отражающие состав пород и границы их развития. Именно такого подхода придерживался коллектив лаборатории региональной геологии при составлении Геологической карты Кольского региона масштаба 1 : 500 000 в 1990-х гг. [19]. Как показывает опыт совместных исследований геологов и геофизиков, точные карты в ряде случаев нельзя составить без привлечения геофизических материалов.

### **Петрология и геодинамика докембрийской континентальной коры Кольского региона**

Для континентальной земной коры, включая земную кору Балтийского щита, по результатам сейсмических исследований и изучения глубинных ксенолитов принята трехслойная модель строения со сложной слоисто-блоковой структурой, отражающей многоэтапность ее магматической и метаморфической переработки [33–35]. Вследствие этого изучение состава и возраста пород различных уровней глубинности позволяет создать модель формирования докембрийской континентальной коры Кольского региона.

Наиболее представительный разрез докембрийской *верхней коры* вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной (СГ-3), до глубины 6842 м пересекающей палеопротерозойский осадочно-вулканогенный комплекс и далее до забоя на глубине 12262 м – нео- и мезоархейские породы фундамента Печенгской структуры, которая является составной частью палеопротерозойского рифта Печенга–Имандра–Варзуга. В чередовании архейских пород выделяется ритмичность. Нижний элемент ритма сложен метавулканидами дацит-плагиориодацитового состава (“серыми гнейсами”), занимающими ~ 45% разреза, а верхний – гнейсами с высокоглиноземистыми минералами (~ 20%). Протолиты гнейсов относятся к породам грауваккового состава. Возраст второй, четвертой, восьмой и десятой (нумерация сверху вниз) толщ архейского комплекса СГ-3 составляет соответственно  $2798 \pm 12$ ,  $2804 \pm 16$ ,  $2810 \pm 10$  и  $2830 \pm 8$  млн лет [36], определяя интервал времени образования протолитов “серых гнейсов” в ~ 30 млн лет. Анализ пространственного расположения и состава магматических пород и метатерригенных образований в разрезе СГ-3 и окружения Печенгской структуры позволяет интерпретировать их формирование в геодинамических обстановках активной континентальной окраины – в краевой зоне террейна, образованного породами кольской серии.

К породам *средней коры* отнесены комплексы высокометаморфизованных пород Кольско-Норвежского мегаблока, расположенные к востоку и юго-востоку от Печенгской структуры. Преобладающий в составе этих пород гнейсовый комплекс кольской серии имеет трехчленное строение с постепенными переходами между нижней толщей биотитовых гнейсов, средней толщей переслаивающихся биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов и верхней толщей, сложенной преимущественно глиноземистыми гнейсами. Для глиноземистых гнейсов установлена метаморфическая зональность от высокотемпературной амфиболитовой до гранулитовой фации. Возраст наиболее древних пород – полосчатых эндрбитов – определен в  $2921 \pm 12$  млн лет, и модельные возрасты  $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$  метаэффузивных и метаосадочных пород кольской серии в пределах 2.86–3.02 млрд лет свидетельствуют о близком времени их формирования. Средний химический состав мезоархейской коры Кольско-Норвежского мегаблока, определенный по методике [37], соответствует составу андезита и хорошо коррелируется с составом средней коры по [38].

Изучение глубинных ксенолитов показало, что ранняя *нижняя кора* Кольского региона образована неоархейскими базит-гипербазитовыми породами, близкими по возрасту и составу к вулканитам Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов [39]. Среди временных эпизодов

развития литосферы Балтийского щита, в нижнекоровых ксенолитах фиксируются неоархейские процессы парциального плавления нижнекорового материала с образованием тоналит-трондьемитовых расплавов (~ 2.79 млрд лет) и регионального метаморфизма (~ 2.74 млрд лет). На раннем палеопротерозойском этапе (2.47–2.41 млрд лет) усложнение состава нижней коры произошло при внедрении базитовых расплавов, образующих в верхней коре многочисленные расслоенные интрузии и ассоциирующие с ними вулканиты. В поздний палеопротерозойский этап (1650–1800 млн лет, с максимумом возрастных значений в  $1750 \pm 30$  млн лет) нижняя кора подвергалась интенсивным процессам калиевой гранитизации и анатексиса, обусловившим внедрение в верхнюю кору постскладчатых интрузий калиевых гранитов. Заключительный, палеозойский этап формирования нижней коры был связан с воздействием на нее щелочных расплавов и связанных с ними флюидов и фиксируется значениями возраста в 0.26–0.33 млн лет.

### **ТТГ ассоциация полигона Воче-Ламбина**

Полигон Воче-Ламбина расположен на самой северной окраине Беломорского мобильного пояса. С 1986 г. он является реперным для изучения многих вопросов как архейской, так и палеопротерозойской геологии [40]. Для пород ТТГ инфракompлекса именно этого района впервые были получены Sm-Nd изотопные данные, исключившие раннеархейский (саамский) возраст древнейшего гранитоидного фундамента Кольского региона [11, 40]. В течение двух последних лет изучение этих гранитоидов было продолжено, и новые данные [41–42] полностью подтвердили выводы, сделанные ранее на ограниченном фактическом материале.

Архейский фундамент полигона Воче-Ламбина (инфракompлекс) почти целиком сложен метатоналит-трондьемитами  $\gamma_1$  первого этапа гранитообразования. По химическому составу породообразующих окислов, редких и редкоземельных элементов они являются типичными архейскими "серыми гнейсами" и представляют собой лейкократовые породы, обогащенные  $Al_2O_3$  ( $Al_2O_3 > 14.5\%$ ) при резком преобладании  $Na_2O$  над  $K_2O$ . Особенности  $\gamma_1$  являются: повышенные содержания CaO, низкие концентрации  $P_2O_5$  (0.07–0.15), высокозарядных элементов с высокой валентностью (Y, Nb, Zr, Ti) и когерентных элементов (Cr, Ni), низкая магнезиальность ( $mg\# = 0.19–0.33$ ), высокие отношения Sr/Y (74–124). Магматический протолит тоналит-трондьемитовых гнейсов  $\gamma_1$  ( $t_{Nd}(DM) = 2.87–2.97$  млрд лет) произошел из ювенильного источника с возрастом не древнее 3.1 млрд лет (мезоархей) и содержит незначительную по объему примесь вещества из палеоархейского корового источника (не моложе 3.2 млрд лет).

Тоналитовые плагигнейсы и метагранодиориты, отнесенные к гранитоидам  $\gamma_3$  (второй этап гранитообразования), слагают, соответственно, небольшую интрузию и несколько дайковых тел, причем последние секут самую раннюю мигматитовую полосчатость в метатоналит-трондьемитах  $\gamma_1$  [40]. Возраст магматического циркона составляет  $2807 \pm 10$  млн лет (метатоналиты [10]),  $2814 \pm 4$  млн лет (метагранодиориты [42]). По сравнению с гранитоидными  $\gamma_1$ , гранитоиды  $\gamma_3$  имеют более высокую магнезиальность ( $mg\# = 0.24–0.39$ ), повышенные концентрации CaO, MgO,  $P_2O_5$ , Zr, Cr, Ti, ЛРЗЭ, деплетированы ТРЗЭ, Ва и Rb. Для  $\gamma_3$  характерны резко фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов с сильным фракционированием легких РЗЭ ( $(La/Sm)_N = 11.1–14.6$ ) и умеренным фракционированием тяжелых РЗЭ ( $(Gd/Yb)_N = 5.8–6.3$ ), отсутствие европиевой аномалии ( $Eu/Eu^* = 0.92–0.96$ ). Образование тоналит-трондьемитов  $\gamma_3$  ( $t_{Nd}(DM) = 2.81–2.91$  млрд лет,  $\epsilon_{Nd}(t)$  от +1.8 до +2.6) происходило за счет плавления умеренно деплетированного базитового источника с возрастом не древнее 3.1 млрд лет и с очень короткой коровой предысторией, т.е. без примеси корового материала.

Первые внутрикоровые гранитоиды представлены микроклин-олигоклазовыми гранитами  $\gamma_8$ , слагающими маломощные дайки. Они секут рассланцованные и мигматизированные гранитоиды  $\gamma_1$  и  $\gamma_3$ . Возраст этих гранитов равен  $2708 \pm 4$  млн лет [42]. Особенности  $\gamma_8$  являются низкая магнезиальность ( $mg\# = 0.17–0.27$ ), высокие концентрации Rb, Ва, Y, Nb, Та, U, Th, ТРЗЭ и низкие содержания Sr, Zr, Ti. Граниты  $\gamma_8$  имеют резко дифференцированный спектр распределения редкоземельных элементов:  $(La/Yb)_N = 45.09–66.28$ ,  $(La/Sm)_N = 8.6–10.1$ ,  $(Gd/Yb)_N = 2.69–3.52$ , ярко выраженную отрицательную европиевую аномалию ( $Eu/Eu^* = 0.49–0.53$ ). Граниты  $\gamma_8$  ( $t_{Nd}(DM) = 2.9–2.97$  млрд лет;  $\epsilon_{Nd}(2708)$  от  $-0.73$  до  $+0.61$ ) выплавлялись из преимущественно корового источника (предположительно гранитоиды  $\gamma_1$ ) с добавлением ювенильного вещества. Таким образом, полигон Воче-Ламбина стал вторым районом Кольского региона, в котором установлено время появления первых внутрикоровых гранитов: примерно 2.7 млрд лет назад. Впервые данные об установлении в

континентальной коре Кольского региона внутриплитных условий на этом рубеже были получены при изучении субщелочных и щелочных гранитоидов Кейвского блока [43–44].

Корреляция основных этапов формирования архейского ТТГ комплекса полигона Воче-Ламбина и архейского комплекса кислых метавулканитов Кольской сверхглубокой скважины, а также сопоставление их Sm-Nd изотопно-геохимических параметров [41] выявили общие для них черты: 1) неоднократное внедрение гранитоидов и кислых вулканитов в одновременных интервалах; 2) синхронность корообразующих процессов – древнее 2.82 млрд лет и 2.81 млрд лет тому назад; 3) сходные, не превышающие 3.1 млрд лет, величины  $t_{Nd}(DM)$ , предполагающие формирование вулcano-плутонических пород из базитовых источников, являющихся производными деплетированной мантии, причем с аналогичной коровой историей; 4) сопоставимые значения первичных отношений  $^{143}Nd/^{144}Nd$  и соответственно величин  $\epsilon_{Nd}(t)$ , положительные значения которых (от +0.5 до +0.34) свидетельствуют об образовании ТТГ пород и вулканитов из metabазитовых источников без значительной примеси корового материала.

Сравнение пород ТТГ полигона Воче-Ламбина с аналогичными породами более южных частей Беломорского мобильного пояса, обобщенные данные для которых приведены в работе [45], предполагает гетерогенность строения и развития этой тектонической структуры в архее. Если почти весь ТТГ инфракомплекс полигона Воче-Ламбина был сформирован к рубежу 2.8 млрд лет, то подавляющая часть ТТГ пород центрального и южного Беломорья была образована примерно от 50 до 130 млн лет позднее. Анализ этих различий выходит за рамки настоящей статьи.

### **Метабазальты и метакоматииты Ёнского зеленокаменного пояса**

Реперными для выделения Ёнского зеленокаменного пояса являются многочисленные пластовые тела амфиболитов протяженностью до десятков километров и мощностью до 1.5 км, с которыми пространственно и генетически ассоциируют маломощные пластовые и линзовидные тела метагипербазитов. Петрохимически амфиболиты соответствуют толеитовым базальтам. Метагипербазиты представлены антофиллитовыми и тремолит-актинолитовыми сланцами, содержащими в разном количестве тальк, хлорит, серпентин, карбонат, рудные минералы, рутил, шпинель и иногда оливин. Характерными для них являются повышенное и высокое содержание магния, никеля, хрома, низкое содержание титана, кальция и щелочей, низкая железистость, а также отношение  $CaO/Al_2O_3$ , близкое или незначительно большее единицы. По этим петрохимическим параметрам ёнские метакоматииты аналогичны перидотитовым и пироксенитовым коматиитам архейских зеленокаменных поясов [4, 46]. Именно с этими амфиболитами и метакоматиитами пространственно ассоциируют отмеченные выше реликты эклогитов. Анализ каменного материала по Ёнскому зеленокаменному поясу показывает, что реликты эклогитов имеют в нем более широкое распространение, чем это отмечалось ранее. Для решения вопроса о генезисе этих уникальных для раннего докембрия пород необходимо учитывать эти новые находки эклогитов, площадное распределение эклогитов и их положение внутри разреза зеленокаменного пояса.

### **Интрузия Оспе-Лувтуайвенч**

Неоархейский интрузивный массив Оспе-Лувтуайвенч является единственной пока для северо-восточной части Балтийского щита расслоенной интрузией диорит-базит-гипербазитовой формационной принадлежности. Возраст массива по магматическим цирконам (U-Pb-метод) из метадиоритов средней расслоенной пачки массива –  $2736 \pm 11$  млн лет [47]. Значения Sm-Nd модельного возраста пород массива Оспе-Лувтуайвенч варьируют в пределах 2.86–2.91 млн лет. Величина  $\epsilon_{Nd}(2736)$  пород массива колеблется от +0.68 до –0.27, что, вероятно, свидетельствует о ювенильном источнике исходных магм (деплетированная мантия) с незначительной контаминацией коровым веществом [48]. В пределах массива Оспе-Лувтуайвенч, а также в районе полигона Воче-Ламбина намечены шесть разновозрастных групп даек базитов и гипербазитов, различающихся как по петрохимическим признакам, так и по степени структурной и метаморфической переработки. Предполагается, что ранние (доскладчатые) дайки являются неоархейскими, самые поздние – палеозойскими, а все остальные – палеопротерозойскими [49]. Палеопротерозойские дайки с повышенной щелочностью, вероятно, могут быть комагматами базальтов умбинской свиты палеопротерозойского рифта Печенга–Имандра-Варзуга.

## Палеопротерозойская горизонтальная тектоника в Кейвском террейне

Палеопротерозойские крупномасштабные горизонтальные движения в Кольском регионе наиболее ярко проявились в лапландских и умбинских гранулитах, в которых они отмечались еще в 1930-х гг. и подтверждены многочисленными последующими исследованиями (см. обзор в работе [22]). К настоящему времени свидетельства проявления горизонтальной тектоники в палеопротерозое получены для северо-восточного форланда Лапландско-Кольского коллизионного орогена. Речь идет о Кейвском террейне, считавшемся образцом ненарушенного стратиграфического разреза раннего докембрия Кольского региона, который венчается рифтогенными толщами Серповидной структуры, сопоставляемыми с толщами палеопротерозойского рифта Печенга–Имандра–Варзуга [7–8, 50]. Эти свидетельства были получены при геолого-геофизическом изучении района хр. Серповидного (северо-запад Кейвского террейна) в сочетании со структурными исследованиями и приведены в работах [51–53]. В тектоническом плане Кейвский террейн находится в северо-восточном форланде палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена (северо-восток Балтийского щита).

В районе хр. Серповидного обнажена северо-западная часть полосы развития кейвских парасланцев. Там давно известна крупная (не менее 20 км в длину), сжатая до изоклиальной синформная складка запад-северо-западного простирания, названная нами Серповидной. Ее изоклиальное ядро имеет размеры  $8 \times 2$  км на поверхности и сложено палеопротерозойскими рифтогенными породами. Палеопротерозойские породы в большинстве являются сильно магнитными, тогда как окружающие их кейвские парасланцы почти не магнитны, что позволило в первом приближении оценить распространение магнитных пород на глубину. Сделанные оценки предполагают колчановидную морфологию ядра Серповидной складки [51]. Структурные данные и геометрический анализ элементов залегания кейвских парасланцев, непосредственно окружающих палеопротерозойские породы, однозначно указывают на то, что Серповидная складка является колчановидной [52]. Осадочные текстуры, служащие индикаторами кровли и подошвы слоев, говорят о том, что эта складка, будучи синформной, представляет собой ныряющую антиклиналь с осевой поверхностью, под углами  $30\text{--}50^\circ$  падающей к северу.

Считалось, что южное крыло изоклиального ядра Серповидной складки, сложенного палеопротерозойскими породами, срезано разломом [50–51]. Однако детальная магнитная съемка показала, что южное (нижнее) крыло в действительности очень сильно пережато, и отношение осей X и Z эллипсоида деформации достигает в нем 25. В то же время северное (верхнее) крыло почти не деформировано. В районе хр. Серповидного, а также в других районах Кейвского террейна были изучены кинематические индикаторы (в основном *s-c*- и  $\sigma$ -структуры, а также колчановидные складки разных размеров). Полученные результаты говорят о том, что Серповидная сверхкрупная изоклиальная колчановидная складка с пережатым нижним крылом возникла в результате движений, направленных к северу. Эти движения осуществлялись в условиях амфиболитовой фации на границе между средней и нижней корой.

Все изложенное выше позволяет интерпретировать ядро колчановидной складки хр. Серповидного, сложенное палеопротерозойскими рифтогенными породами, как останец тектонического покрова гельветского типа. Покров был выдвинут из структуры Имандра-Варзуга, которая является главной составной частью палеопротерозойского рифта Печенга-Имандра-Варзуга и расположена примерно в 50 км к югу от хр. Серповидного. Для общей оценки описанной неординарной тектонической ситуации важное значение имеет тот факт, что между структурой Имандра-Варзуга и Серповидной колчановидной складкой находятся значительные выходы архейского гранитоидного фундамента, практически не испытавшего палеопротерозойских деформаций. Все сказанное позволило классифицировать эту специфическую тектонику в форланде палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена как тектонику сорванной средней коры. Предполагается, что она является эквивалентом тектоники сорванного чехла в фанерозойских коллизионных орогенах, которая имеет место в верхней коре.

Изучение палеопротерозойской горизонтальной тектоники в Кейвском террейне проводилось с привлечением геофизических данных, полученных А.Б. Раевским и его коллегами-геофизиками.

Данная работа является вкладом в проект Р $\mathbb{F}$ И-12-05-00878-а и программу ОНЗ-6

«Динамика континентальной литосферы: геолого-геофизические модели».

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Загородный В.Г. и др.* Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития) / *В.Г. Загородный, А.А. Предевский, А.А. Басалаев и др.* Л.: Наука, 1982. 280 с.
2. *Горбунов Г.И. и др.* Медно-никелевые месторождения Балтийского щита / *Г.И. Горбунов, В.Г. Загородный, В.И. Робонен и др.* Л.: Наука, 1985. 329 с.
3. *Митрофанов Ф.П. и др.* Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры / *Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин, Ю.А. Балашов и др.* Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1995. 258 с.
4. *Пожиленко В.И. и др.* Геология рудных районов Мурманской области / *В.И. Пожиленко, Б.В. Гагриленко, Д.В. Жиров, С.В. Жабин.* Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. 359 с.
5. *Бельков И.В. и др.* Опыт разработки сводной схемы стратиграфии докембрия Кольского полуострова / *И.В. Бельков, В.Г. Загородный, А.А. Предевский и др.* // Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 141–150.
6. *Загородный В.Г., Радченко А.Т.* Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука. 1983. 93 с.
7. *Радченко А.Т. и др.* Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1 : 500 000 / *А.Т. Радченко, В.В. Балаганский, А.А. Басалаев и др.* Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994. 96 с.
8. *Mitrofanov F.P. et al.* Geology of the Kola Peninsula / *F.P. Mitrofanov, V.I. Pozhilenko, V.F. Smolkin et al.* Apatity: KSC RAS, 1995. 145 p.
9. *Горбунов Г.И. и др.* Минеральные месторождения Кольского полуострова / *Г.И. Горбунов, И.В. Бельков, С.И. Макиевский и др.* Л.: Наука, 1981. 272 с.
10. *Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V.* New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian Formations in the Kola–Karelian Region and Finland. Apatity: KSC RAS, 1992. P. 13–34.
11. *Daly J.S., Mitrofanov F.P., Morozova L.N.* Late Archaean Sm-Nd model ages from the Voche-Lambina area: implications for the age distribution of Archaean crust in the Kola Peninsula, Russia // *Precambrian Res.* 1993. Vol. 64. P. 189–195.
12. *Timmerman M.J., Daly J.S.* Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // *Precambrian Res.* 1995. Vol. 72. P. 97–107.
13. Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы / *под ред. Ф.М. Баркера.* М.: Мир, 1983. 488 с.
14. *Бриджютер Д. и др.* Природа раннедокембрийских метаосадков в Лапландско-Кольском поясе по результатам  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  датирования единичных зерен циркона и Sm-Nd изотопным данным по породам в целом / *Д. Бриджютер, Д. Скотт, В.В. Балаганский и др.* // ДАН. 1999. Т. 366. № 5. С. 664–668.
15. *Мыскова Т.А. и др.* Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) / *Т.А. Мыскова, Н.Г. Бережная, В.А. Глебовицкий и др.* // ДАН. 2005. Т. 402. № 1. С. 82–86.
16. *Ветрин В.Р. и др.* Источники терригенного материала при образовании метаосадочных пород архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины / *В.Р. Ветрин, В.П. Чупин, Ю.Н. Яковлев* // ДАН. 2011. Т. 440, № 6. С. 800–805.
17. *Пожиленко В.И. и др.* Геолого-геофизическое строение докембрийской континентальной коры северной части Балтийского щита / *В.И. Пожиленко, В.Ф. Смолькин, Н.В. Шаров* // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. Т. II. С. 92–95.
18. *Митрофанов Ф.П. и др.* Взаимоотношения крупных поверхностных структур и элементов глубинного строения коры Северо-Востока Балтийского щита / *Ф.П. Митрофанов, В.И. Пожиленко, В.Н. Глазнев* // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Петрозаводск: Изд. КарНЦ РАН, 2002. С. 165–166.
19. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). Масштаб 1 : 500 000 / *гл. ред. Ф.П. Митрофанов.* Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 1996.
20. *Баянова Т.Б.* Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
21. *Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al.* Ion microprobe U–Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // *Precambrian Res.* 2001. Vol. 105, № 2–4. P. 289–314.
22. *Балаганский В.В., Глебовицкий В.А.* Лапландский гранулитовый пояс и комплементарные структуры // Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. С. 124–175.
23. *Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J.* The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *European Lithosphere Dynamics.* Geological Society, London, Memoirs, 32. 2006. P. 579–598.
24. *Berthelsen A., Marker M.* Tectonics of the Kola collision suture and adjacent Archaean and Early Proterozoic terrains in the northeastern region of the Baltic Shield // *Tectonophysics.* 1986. Vol. 126. P. 31–55.
25. *Миц М.В.* Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита. 1. Ранний протерозой // *Геотектоника.* 1993. № 1. С. 39–56.
26. *Melezhik V.A., Sturt B.A.* General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak–Pavik–Pechenga–Imandra/Varzuga–Ust'-Ponoy Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield // *Earth-Sci. Rev.* 1994. Vol. 36. P. 205–241.
27. *Балаганский В.В. и др.* Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген / *В.В. Балаганский, М.В. Миц, Дж.С. Дэйли* // Строение и динамика литосферы Восточной Европы: результаты исследований по программам ЕВРОПРОБы. М.: ГЕОКАРТ. ГЕОС, 2006. С. 142–155.
28. *Mitrofanov F.P.* Evolution and metallogeny of the Lapland-Belomorian-Kola collision. 29th International Geological Congress Abstracts Vol. I. Kyoto. 1992. P. 193.
29. *Митрофанов Ф.П. и др.* Кольский глубинный раннедокембрийский коллизон: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении / *Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабин Н.П. и др.* // Вестник СПбГУ. 1997. Сер. 7. Вып. 3. С. 5–18.
30. *Володичев О.И. и др.* Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса // *О.И. Володичев, Слабунов А.И., Бибиков Е.В. и др.* // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.
31. *Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N. et al.* Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // *Geology.* 2010. Vol. 38, № 8. P. 739–742.
32. *Каулина Т.В.* Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2010. 144 с.
33. *Cristensen N.I., Mooney W.D.* Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view // *Journal of Geophysical Res.* 1995. Vol. 100 (B7). P. 9761–9788.
34. *Rudnick R.L., Fountain D.M.* Nature and composition of the continental crust: a lower crust perspective // *Rev. Geophys.* 1995. Vol. 33, № 3. P. 267–309.
35. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион / *под ред. Ф.П. Митрофанова, Н.В. Шарова.* Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1998. Ч. I. 237 с.
36. *Чупин В.П. и др.* Магматические включения в цирконе из архейских “серых гнейсов” Кольской сверхглубокой скважины как показатель происхождения и возраста протолитов / *В.П. Чупин, В.Р. Ветрин, С.А. Сергеев и др.* // Изотопные системы и

время геологических процессов. СПб.: Изд. И.П. Каталкина, 2009. Т. 2. С. 266–268. **37.** *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с. **38.** *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // *The Crust. Treatise on Geochemistry.* Oxford: Elsevier-Pergamon. 2003. Vol. 3. P. 1–64. **39.** *Ветрин В.Р., Лелехина Е.Н., Падерин И.П., Родионов Н.В.* Этапы формирования нижней коры Беломорского подвижного пояса (Кольский полуостров) // *ДАН.* 2009. Т. 424, № 5. С. 676–681. **40.** Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова / *под ред. Ф.П. Митрофанова, В.И. Пожиленко.* Апатиты: Изд. КНЦ РАН СССР, 1991. 196 с. **41.** *Морозова Л.Н. и др.* Гомологи архейских пород разреза Кольской сверхглубокой скважины в северной части Беломорского подвижного пояса (полигон Воче-Ламбина) / *Морозова Л.Н., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. и др.* // *ДАН.* 2012. Т. 442, № 2. С. 215–218. **42.** *Морозова Л.Н., Баянова Т.Б., Серов П.А.* Основные этапы гранитообразования в архее северо-востока Балтийского щита (на примере полигона Воче-Ламбина) // *Литосфера.* 2011. № 6. С. 14–26. **43.** *Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Левкович Н.В.* Древнейший в мире анорогенный щелочногранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // *ДАН.* 2000. Т. 374, № 2. С. 238–241. **44.** *Ветрин В.Р. и др.* Инициальный субщелочной магматизм неархейской щелочной провинции Кольского полуострова / *Ветрин В.Р., Лелехина Е.Н., Ларионов А.Н. и др.* // *ДАН.* 2007. Т. 414, № 5. С. 663–666. **45.** *Глебовицкий В.А., Чекулаев В.П.* Ассоциация тоналитовых и трондземитовых гнейсов // *Ранний докембрий Балтийского щита.* СПб.: Наука, 2005. С. 209–214. **46.** *Кунаккузин Е.Л., Пожиленко В.И.* Метакоматииты центральной части Кольского региона // *Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии.* СПб.: ИГГД РАН–РФФИ–СКАРН–ФРОГ, 2010. С. 275–279. **47.** *Пожиленко В.И. и др.* Позднеархейский расслоенный диорит-базит-гипербазитовый массив Оспе-Лувтуайвенч (Кольский полуостров) / *В.И. Пожиленко, Т.Б. Баянова, Н.М. Кудряшов* // *Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-запада России.* Петрозаводск: Изд. КарНЦ РАН. С. 306–310. **48.** *Пожиленко В.И.* Позднеархейский расслоенный диорит-базит-гипербазитовый массив Оспе-Лувтуайвенч (Кольский полуостров) // *Проект Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера.* Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2009. С. 89–96. **49.** *Борисенко Е.С., Пожиленко В.И.* Дайковый магматизм южной части Приимандровского района // *Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии.* СПб.: ИГГД РАН–РФФИ–СКАРН–ФРОГ, 2010. С. 215–219. **50.** *Белолипецкий А.П. и др.* Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова / *А.П. Белолипецкий, В.Г. Гаскельберг, Л.А. Гаскельберг и др.* Л.: Наука, 1980. 238 с. **51.** *Балаганский В.В., Раевский А.Б., Мудрук С.В.* Нижний докембрий Кейвского террейна, Балтийский щит: стратиграфический разрез или коллаж тектонических пластин? // *Геотектоника.* 2011. № 2. С. 32–48. **52.** *Горбунов И.А. и др.* Кинематика движений и величина деформации в палеопротерозойских породах Серповидной структуры (Кейвский террейн, северо-восток Балтийского щита) / *И.А. Горбунов, С.В. Мудрук, В.В. Балаганский* // *Геология и геоэкология: исследования молодых.* Апатиты: Изд. ГИ КНЦ РАН, 2011. С. 52–55. **53.** *Мудрук С.В. и др.* Основные черты строения палеопротерозойского разреза Серповидной структуры (Кейвский террейн, северо-восток Балтийского щита) / *С.В. Мудрук, Е.А. Никитин, В.В. Балаганский* // *Геология и геоэкология: исследования молодых.* Апатиты: Изд. ГИ КНЦ РАН, 2011. С. 88–90.

### Сведения об авторах

*Балаганский Виктор Валентинович* – д.г.-м.н., зав. лаб.; e-mail: balagan@geoksc.apatity.ru.

*Ветрин Валерий Романович* – к.г.-м.н., ведущий научный сотрудник; e-mail: vetrin@geoksc.apatity.ru.

*Морозова Людмила Николаевна* – младший научный сотрудник; e-mail: morozova@geoksc.apatity.ru.

*Мудрук Сергей Владимирович* – младший научный сотрудник; e-mail: mudruksergey@mail.ru.

*Пожиленко Владимир Иванович* – к.г.-м.н., старший научный сотрудник; e-mail: pozhil@geoksc.apatity.ru.

## ВАЖНЕЙШИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ЗНАЧЕНИЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Т.Б. Баянова, академик Ф.П. Митрофанов  
Геологический институт КНЦ РАН

### Аннотация

Представлены новые результаты Кольского центра коллективного пользования геохронологических и геохимических исследований по датированию U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и  $^3\text{He}/^4\text{He}$  методами реперных комплексов восточной части Балтийского или Фенноскандинавского щита: палеоархейских ТТГ комплексов основания, палеопротерозойских расслоенных платиноносных интрузий и палеозойских карбонатитов. Приводятся новые прецизионные данные по единичным зернам циркона и бадделеита, изученных U-Pb системой для целей региональной геологии. В Sm-Nd изотопной системе впервые используются порообразующие минералы и сульфиды для датирования непосредственно процессов рудогенеза. На основе изотопно-геохимических величин ( $\epsilon_{\text{Nd}}$ ,  $T_{\text{Dm}}$ ,  $I_{\text{Sr}}$ ,  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) обоснован крупный магматический базитовый резервуар обогащенной мантии EM-1, продуцирующий на протяжении 130 млн лет (от 2.52 до 2.39 млрд лет) расслоенные платиноносные интрузии палеопротерозоя (г. Генеральская, Мончегорский рудный район, Федорово-Панский массив, Имандровский лополит и др.), который привел к распаду древнего суперконтинента Кенорланд.

### Ключевые слова:

*U-Pb, бадделеит, Sm-Nd, сульфиды, Rb-Sr, суперконтинент Кенорланд, Балтийский щит.*



### Введение

Главными достижениями Кольского центра коллективного пользования геохронологических и геохимических исследований (Кольский ЦКП) является создание большого банка возрастных (U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr) и изотопно-геохимических ( $\epsilon_{\text{Nd}}$ ,  $T_{\text{Dm}}$ ,  $I_{\text{Sr}}$ ,  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) данных для реперных пород российской части Фенноскандинавского щита, включающих также массивы сопредельных территорий Финляндии. Новый U-Pb метод по единичным зернам цирконов с использованием искусственного трассера  $^{205}\text{Pb}$

позволил продатировать древнейший возраст ТТГ комплексов основания до 3.2 млрд лет. Изотопно-геохимические Sm-Nd данные модельных возрастов ( $T_{\text{Dm}}$ ) для пород инфракомплекса основания отразили начало формирования зрелой континентальной коры в интервале от 3.4 до 3.6 млрд лет. Для платиноносных интрузий палеопротерозоя впервые используется Sm-Nd метод по сульфидным минералам, позволяющий непосредственно датировать процессы рудогенеза. В палеозойское время в пределах Балтийского щита получили широкое развитие массивы щелочных пород и карбонатитов. Введенный впервые в России в практику изотопных U-Pb исследований бадделеит ( $\text{ZrO}_2$ ) позволяет прецизионно датировать процессы магматизма от мезоархея до палеозоя.

### Изотопно-геохимические исследования для реперных пород Балтийского щита

Кольский ЦКП был создан в 1990-х годах. На базе полученного современного оборудования, включающего семиканальный масс-спектрометр немецкой фирмы Finnigan-MAT-262 с квадрупольной приставкой (RPQ) и полностью оборудованного ультрачистого модуля для химико-аналитических работ, были заново поставлены методики изотопного U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr датирования реперных пород Кольского региона Балтийского щита. Результаты масштабного опробования главных разновидностей пород были опубликованы в Каталоге геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита [1], который включал более 600 возрастных определений по циркону и бадделеиту в U-Pb методе и порообразующим минералам и породам в Sm-Nd и Rb-Sr систематиках. Главные реперные породы Балтийского щита в интервале от мезоархея до палеопротерозоя были изучены U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr систематиками и отражали развитие

континентальной коры щита (Центрально-Кольский, Терский блок) в интервале 2.8–3.0 млрд лет, развитие гранулит-эндербитовых комплексов – 2.61–2.72 млрд лет (Центрально-Кольский блок), вулканитов Кейвской зоны – 2.87 млрд лет [2]. Расслоенные платиноносные интрузии палеопротерозоя (горно-рудный потенциал России) были особенно детально изучены всем комплексом имеющихся изотопно-геохимических методов, включая изучение благородных газов. Впервые в практику изотопных U-Pb исследований, проводимых по цирконам, в конце XX столетия был введен бадделеит (ZrO<sub>2</sub>). Этот минерал был обнаружен в палеопротерозойских анортозитах Федорово-Панского массива с U-Pb возрастом 2447±12 млн лет (рис. 1) и впервые продатирован также в древнейших неархейских дайковых (габбронориты) породах Кировогорской железорудной формации и крупнейшего редкометалльного месторождения Сиилиньярви (Финляндия) – карбонатитах с возрастом 2613±11 млн лет (рис. 1, табл. 1) [3]. Введенный в U-Pb систематику бадделеит позволил также впервые прецизионно изучить время проявления палеозойского щелочного проявления магматизма и связанного с ним потенциала региона – Хибинских апатит-нефелиновых руд, фоскоритовых руд Ковдорского ГОКа, карбонатитов Себляярвского массива (рис. 2, табл. 1).

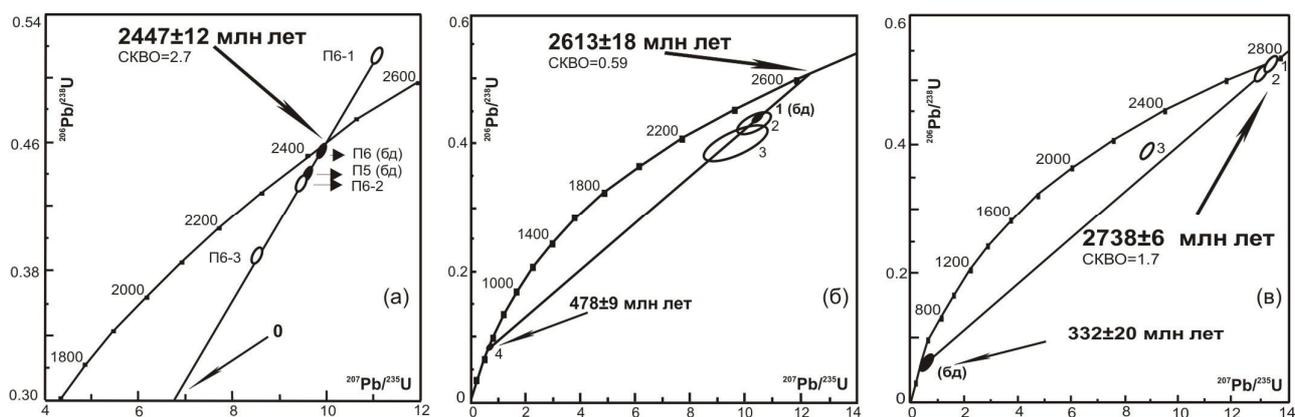


Рис. 1. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для бадделеита и циркона из анортозитов Федорово-Панского массива (а), карбонатитов Сиилиньярви (б) и габброноритовой дайки Кировогорского месторождения Оленегорской рудной формации (в)

Таблица 1

Изотопные U-Pb данные для бадделеита (бд) и циркона из анортозитов Федорово-Панской интрузии, карбонатитов Сиилиньярви (Финляндия), Оленегорской железорудной формации Кировогорского месторождения и ортоклазового габбро Ждановского месторождения Печенги

Проба №	Навеска (мг)	Содержание, ppm		Изотопный состав свинца <sup>1</sup>			Изотопные отношения и возраст, <sup>2</sup> млн лет <sup>2</sup>			Rho
		Pb	U	$\frac{206\text{ Pb}}{204\text{ Pb}}$	$\frac{206\text{ Pb}}{207\text{ Pb}}$	$\frac{206\text{ Pb}}{208\text{ Pb}}$	$\frac{207\text{ Pb}}{235\text{ U}}$	$\frac{206\text{ Pb}}{238\text{ U}}$	$\frac{207\text{ Pb}}{206\text{ Pb}}$	
<i>Анортозиты Федорово-Панской интрузии</i>										
П6-1	0.75	218.0	322	5740	6.230	3.263	11.682	0.5352	2438	
П6-2	0.10	743.0	1331	3960	6.191	3.151	9.588	0.4393	2438	
П6-3	0.20	286.0	577	2980	6.021	3.192	8.643	0.3874	2474	
П5 (бд)	1.00	176.0	396	14780	6.290	63.610	9.548	0.4380	2435	
П6 (бд)	0.26	259.0	560	3360	6.132	54.950	9.956	0.4533	2443	
<i>Карбонатиты Сиилиньярви</i>										
1 (бд)	1.20	5.8	11.6	1720	5.670	7.319	10.432	0.4386	2550±18	0.73
2	0.50	4.4	8.6	1420	5.483	5.364	10.314	0.4305	2594±60	0.71
3 <sup>3</sup>	0.25	4.3	7.0	220	4.308	2.529	9.688	0.3993	2615±60	0.73
4 <sup>3</sup>	0.45	1.2	33.6	690	5.124	4.167	1.016	0.0922	2629±30	0.71

Габброноритовая дайка Кировогорского месторождения										
1	0.30	58.7	101.4	2080	5.121	9.961	13.595	0.5193	2741	
2	0.40	48.3	85.0	1600	5.122	10.302	13.300	0.5111	2726	
3 <sup>4</sup>	0.30	74.6	142.3	400	4.971	3.161	9.159	0.3888	2566	
4 (бд) <sup>4</sup>	0.30	2.2	33.5	124	6.023	3.002	0.392	0.0530	353	
Ортоклазовое габбро Ждановского месторождения Печенги (пробы 444, 448)										
444	0.35	51.9	131.8	1220	6.539	7.485	6.891	0.3511	2256	0.53
444, 2 <sup>5</sup>	0.20	43.0	98.4	670	6.383	5.267	6.962	0.3680	2192	0.63
448 <sup>5</sup>	0.35	20.2	47.9	440	5.782	5.609	6.918	0.3501	2268	0.65
448(бд)	0.90	74.1	211.2	5070	8.041	52.83	5.974	0.3559	1982	0.75
448(бд)	0.90	16.5	46.8	2230	7.824	35.32	5.941	0.3536	1983	0.65

Примечание.

<sup>1</sup> Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию  $0.12 \pm 0.04$  %.

<sup>2</sup> Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по данным [4].

<sup>3</sup> Введена поправка на изотопный состав когенетичного микроклина из карбонатов:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.49 \pm 0.02$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.17 \pm 0.03$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 35.17 \pm 0.01$ .

<sup>4</sup> Введена поправка на изотопный состав плагиоклаза из дайки:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 14.32 \pm 0.03$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 14.82 \pm 0.03$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 33.43 \pm 0.02$ .

<sup>5</sup> Введена поправка на изотопный состав рудосодержащей породы (метагаббро):  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 21.39 \pm 0.02$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.93 \pm 0.01$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 40.66 \pm 0.02$  [5].

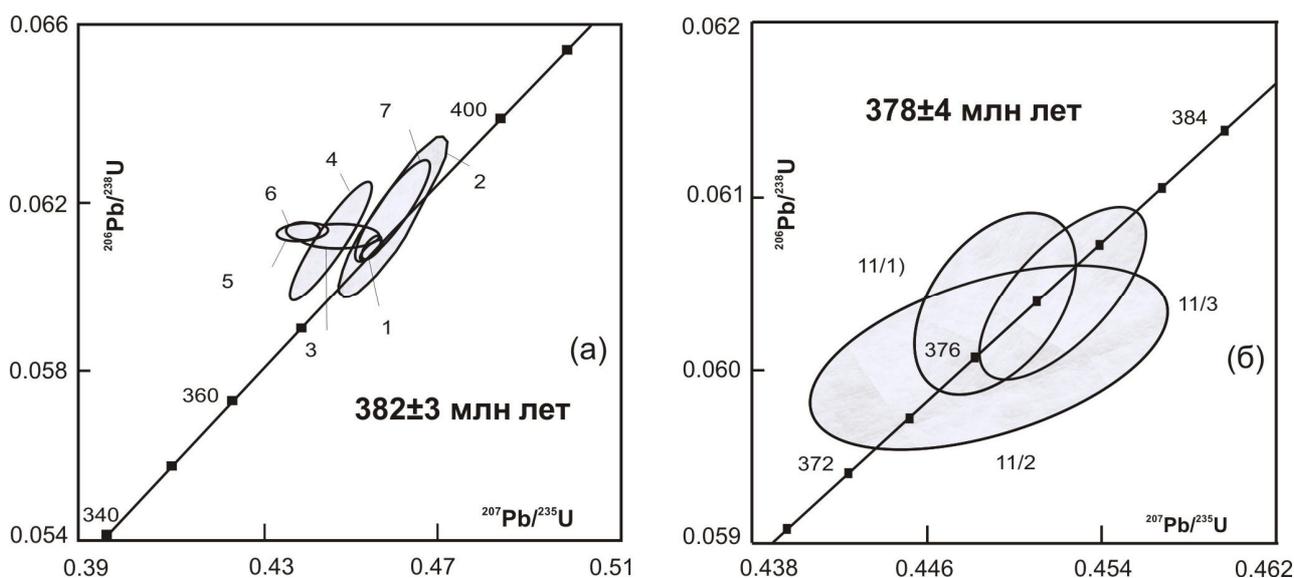


Рис. 2. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для бадделеита из фоскоритовых руд Ковдорского массива (а) и поздних карбонатов Себьявра (б)

В начале XXI века в Кольском ЦКП впервые в России в U-Pb изотопные исследования был введен искусственный радионуклид  $^{205}\text{Pb}$  (материал предоставлен Кольскому ЦКП крупнейшим американским геохимиком Джеральдом Вассербургом). Трассер  $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  аттестован при участии Ф. Корфу [6] по методикам Т. Кроу [7], Вендта и Тодта [8]. Новый созданный искусственный трассер позволил проводить исследования циркона и бадделеита в U-Pb системе по единичным зернам, а не навескам этих кристаллов [9]. Полученные новые U-Pb возрастные данные для ТТГ комплексов Центрально-Кольского и Терского блоков Балтийского щита отразили развитие континентальной коры в палеоархее, а не мезоархее, как считалось раньше [10, 11] (рис. 3, табл. 2).

Изотопные Sm-Nd и Rb-Sr исследования также проводились для всех реперных комплексов Балтийского щита для изучения источников и резервуаров исходных магм, корово-мантийных взаимодействий и сравнения возрастных данных для породообразующих (Sm-Nd и Rb-Sr системы) и аксессуарных минералов (U-Pb данные). Были поставлены специальные задачи на реперном объекте –

Федорово-Панском интрузиве, где проходили комплексные U-Pb, Sm-Nd и  $^3\text{He}/^4\text{He}$  исследования для пород и минералов с помощью студентов и аспирантов АФ МГТУ и ПетрГУ.

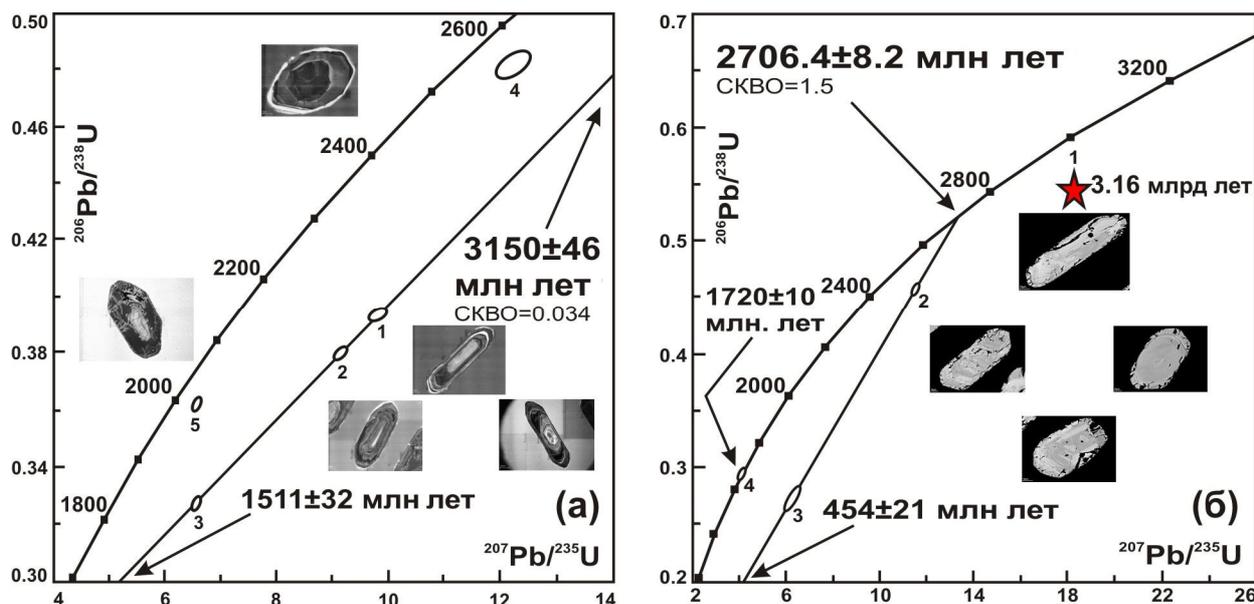


Рис. 3. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для единичных цирконов из Вт-гнейса Ингозерского массива (а) и метатанталита участка «Южный» полигона Воче-Ламбина (б)

Таблица 2

Изотопные U-Pb данные для единичных цирконов из Вт-гнейса Ингозерского массива и метатанталита участка «Южный» полигона Воче-Ламбина

№ п/п	Навеска (мг)	Концентрация, ppm		Изотопные отношения <sup>1</sup>				Изотопные отношения и возраст, млн лет <sup>2</sup>			% Дис.
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ b	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ U $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ U $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ b $\pm 2\sigma$	
<i>Вт-гнейс Ингозерского массива</i>											
1	0.0187	92.01	192.38	358.4	0.395±0.002	9.779±0.116	0.1797±0.0019	2145±8	2414±29	2650±29	19.1
2	0.0525	65.30	115.08	494.9	0.381±0.002	9.124±0.083	0.1737±0.0012	2081±12	2351±21	2593±18	19.7
3	0.0577	4.07	7.49	271.0	0.328±0.002	6.541±0.054	0.1446±0.0005	1829±14	2051±17	2283±7	19.9
4	0.0126	145.18	137.56	62.0	0.483±0.004	12.142±0.234	0.1822±0.0027	2542±21	2615±50	2673±40	4.9
5	0.0176	281.35	615.99	213.2	0.363±0.002	6.554±0.066	0.1311±0.0010	1995±10	2053±21	2113±16	5.6
<i>Метатанталит участка «Южный»</i>											
1	0.055	18.53	27.12	3964.9	0.5499±0.0047	18.642±0.184	0.2459±0.0013	2825±24	3023±30	3158±16	10.5
2	0.086	140.66	526.16	3230.9	0.4588±0.0008	11.578±0.029	0.1830±0.0003	2434±4	2571±7	2680±5	9.2
3	0.100	170.83	449.55	1315.7	0.4041±0.0031	10.016±0.087	0.1823±0.0006	2188±17	2449±21	2674±9	18.2
4	0.200	178.18	398.67	1706.4	0.3423±0.0015	8.232±0.039	0.1775±0.0003	1850±8	2246±11	2669±4	30.7
5	0.042	193.29	535.66	3486.0	0.2748±0.0004	6.326±0.013	0.1669±0.0002	1565±3	2022±4	2628±3	40.4
6	0.077	23.39	78.35	3398.4	0.2929±0.0016	4.241±0.048	0.1050±0.0010	1656±9	1682±19	1715±17	3.4

Примечание.

<sup>1</sup> Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 1 пг для Pb и 10 пг для U и масс-дискриминацию 0.12±0.04%.

<sup>2</sup> Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели [4].

### Палеопротерозойские расслоенные платиноносные интрузии

Изотопно-геохимические исследования Sm-Nd и Rb-Sr систематик сотрудников лаборатории геохронологии и изотопной геохимии (№ 29), входящей в Кольский ЦКП, были направлены на изучение палеопротерозойского рудно-магматического потенциала Кольского региона Балтийского щита, сосредоточенных в г. Генеральской, Мончегорском рудном узле, Федорово-Панской интрузии, Имандровском лополите и Печенгской структуре.

Комплексные (Sm-Nd, Rb-Sr и  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) исследования, проведенные для палеопротерозойских расслоенных платиноносных интрузий г. Генеральской, Федорово-Панского (Pt-Pd), Мончегорского (Cu-Ni), Мончетундровского (ЭПГ) массивов и Имандровского лополита (Ti-V-Mgt) отразили большую длительность базитового плюмового магматизма – более 130 млн лет (от 2520 до 2390 млн лет). На основе прецизионного U-Pb датирования единичных зерен бадделейта и циркона и Sm-Nd породообразующих и сульфидных минералов были сопоставлены полученные возрастные данные и надежно обоснованы интервалы или фазы этого крупного магматического плюмового события, которое было причиной распада древнейшего суперконтинента Кенорланд в истории развития Земли [12, 13]. Изотопные ( $\epsilon_{\text{Nd}}$ ,  $I_{\text{Sr}}$ ) данные для пород всех расслоенных платиноносных интрузий (включающих более 300 анализов) отразили происхождение исходных магм из обогащенного плюмового источника EM-1 (рис. 4).

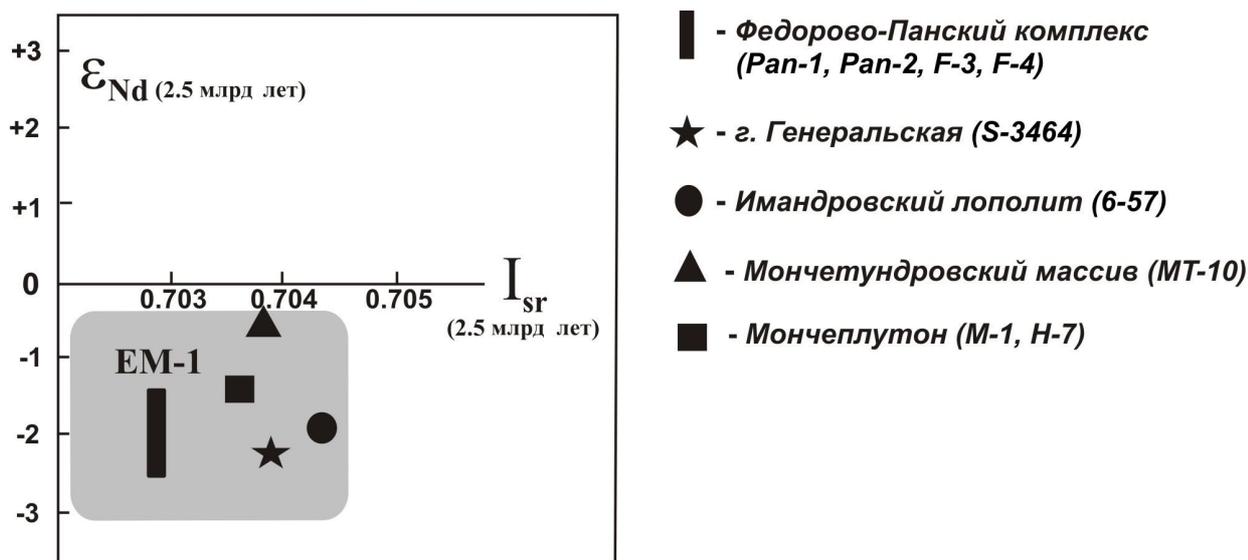


Рис. 4. График в координатах  $\epsilon_{\text{Nd}} - I_{\text{Sr}}$  для расслоенных интрузий Северного (Кольского) пояса. Серый цвет – резервуар EM-1 для Pt-металльных интрузий Балтийского щита по (Nd-Sr) изотопным данным

Для обоснования вкладов нижней и верхней мантии в огромный резервуар (350 x 380 км<sup>2</sup>) плюмового магматизма, включающего платиноносные интрузии Северного (Кольский регион и все вышеперечисленные массивы), а также массивы Южного пояса (Фенно-Карельский регион) – Олангская группа (Ципринга, Бураковская и Кивакка интрузивы) и пояс интрузий Финляндии – Кеми, Пеникат, Нярянкаваара и др. – была использована  $^3\text{He}/^4\text{He}$  система для пород и минералов. В таблице 3 показаны процентные величины вклада нижней и верхней мантий при формировании крупнейшего в истории Земли магматического плюмового очага, продуцирующего расслоенные ЭПГ интрузии на разных континентах мира (рис. 5) и распад древнейшего суперконтинента Кенорланд по геофизическим данным палеомагнитных анализов [14]. Значительным достижением последних лет в Кольском ЦКП является отработка методики Sm-Nd датирования процессов рудообразования путем введения в практику изотопных исследований сульфидных минералов (пирротина, халькопирита, пирита и др.), которые ассоциируют с минералами платиновых металлов (МПМ) в рудоносных горизонтах расслоенных платиноносных интрузий палеопротерозоя. Фракции сульфидных минералов были сепарированы совместно с породообразующими – клино- и ортопироксенами, плагиоклазом, оливином и др. На изотопное Sm-Nd датирование пород расслоенных Cu-Ni и ЭПГ интрузий отбирались как породообразующие (обычно кумулусные минералы), так и сульфидные. Химическая методика разложения проб, а также Sm-Nd датирование рудных процессов, сформировавших крупную платиноносную интрузию Пеникат (Финляндия), отражены в работе Н.А. Екимова и др. [15]. Для Печенгской Cu-Ni интрузии Пильгуярвинского и Ждановского месторождений впервые были выполнены U-Pb по циркону и бадделейту и Sm-Nd по породообразующим и сульфидным минералам датирования, отражающие близкие возрасты, полученные разными систематиками (рис. 6, табл. 1, 4).

Таблица 3

Изотопные  $^3\text{He}/^4\text{He}$  отношения в валовых образцах пород и породообразующих минералах  
в расслоенных интрузиях Мончегорского района

№ пробы	Порода, минерал	$^4\text{He} \times 10^{-6}$ нсм <sup>3</sup> /г	$^4\text{He}/^3\text{He}$ $\times 10^{-6}$	Относительная мантийная компонента / нижняя мантия <sup>2</sup> , %
<i>Федорово-Панский массив</i>				
Ки 16/6, скважина	Амфибол	81.00	9.10	0.11
Ма-14/1, скважина	Ортопироксен	9.90	12.80	0.08
Обнажение	Ильменит	43.90	16.50	0.06
<i>Мончеллутон (г. Сопча)</i>				
995/315	Оливин, порода	17.00	6.25	0.16
995/315	Оливин	25.00	5.88	0.17
995/315	Ортопироксен	31.00	6.25	0.16
995/315	Плагиоклаз	47.00	5.56	0.18
995/315	Магнетит	132.00	4.35	0.23
<i>Главный хребет (Мончеллутон)</i>				
765/905.9	Клинопироксен	163.00	4.76	0.21
765/905.9	Ортопироксен	21.00	4.76	0.21
765/985.3	Амфибол	97.00	4.76	0.21
765/985.3	Клинопироксен	115.00	5.00	0.20
МТ-5	Габбро	1.30	2.00	0.41
<i>Дунитовый блок (Мончеллутон)</i>				
904/102	Дунит, порода	218.00	1.47	0.68
904/102	Оливин	115.00	1.35	0.74
1651/244.9	Хромитит, руда	56.00	1.43	0.70
С-1651/373.5 <sup>1</sup>	Дунит -бронзитит	28.00	0.83	1.20
С-1622/7 <sup>1</sup>	Хромитит, руда	2.80	0.69	1.44
С-1646/450 <sup>1</sup>	Дунит	2.20	1.29	0.77
С-1651/373.5 <sup>2</sup>	Образец из зоны контакта между дунитами и бронзититами	0.13	0.60	1.68

*Примечание.*

<sup>1</sup> Метод ступенчатого отжига, температура 1300°C;

<sup>2</sup> Для расчета относительной компоненты вклада нижней мантии использовалось значение  $^4\text{He}/^3\text{He} = 0.55 \times 10^4$  [16].

Таблица 4

Изотопные Sm-Nd данные для брекчиевидных руд Пильгуярвинского месторождения

	Концентрация, ppm		Изотопные отношения			T <sub>DM</sub> , млн лет	ε <sub>Nd</sub> (T)
	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Err.		
WR	0.26	1.70	0.09223	0.511824	14	2160	+2.9
Сsp	0.04	0.23	0.10860	0.511993	47		
Pn	0.04	0.21	0.10652	0.511966	91		
Po	0.18	2.18	0.05029	0.511396	27		
Sulf	0.07	1.05	0.07439	0.511406	20		

*Примечание.* Среднее значение по стандарту La Jolla за период измерений равно 0.511862±11 (N=11).

В таблице 5 представлены комплексные многолетние результаты исследований для расслоенных интрузий палеопротерозоя восточной части Балтийского щита. Можно отметить, что интрузии Северного пояса (Карело-Кольского региона) формировались многофазно – 2.52, 2.45, 2.39 млрд лет и длительно – 130 млн лет, в то время как платиноносные интрузии Южного (Карело-Финнского пояса) были сформированы в главную фазу базитового магматизма в 2.45 млрд лет назад.

Таблица 5

Возрастные данные для расслоенных интрузий восточной части Балтийского щита

Расслоенные интрузии	Возраст		$\epsilon_{Nd}(T)$
	U-Pb	Sm-Nd	
<b>СЕВЕРНЫЙ ПОЯС</b>			
<i>г. Генеральская</i>			
габбронориты	2496±10 <sup>18</sup> (2505±1.6) <sup>19</sup>	2453±42 <sup>20</sup>	-2.3
анортозиты	2446±10 <sup>18</sup>		
<b>Мончегорский плутон</b>			
оруденелый норит, г.Травяная	2507±9		
габброноритовая дайка, Дунитовый блок	2506±10		
габбронорит-пегматит, Терраса Нюд	2500±5		
кварцевый диорит, Оленегорское мест.	2495±13		
габброноритовая дайка	2493±7 <sup>20</sup> (2504±1.5) <sup>19</sup>	2492±31 <sup>21</sup>	-1.4
метагаббронорит Вэрчуайвенч	2497±21		
<b>Главный хребет</b>			
габбро, Мончетундра	2501±8; 2505±6; 2463±25 <sup>22</sup> ; 2453±4 <sup>23</sup>		
анортозит, Чунатундра	2467±7		
<b>Островской массив</b>			
габбропегматит	2445±11		
<b>Федорово-Панский массив</b>			
ортопироксенит	2526±6 <sup>35</sup>	2521±42 <sup>34</sup>	
оливиновое габбро	2516±7 <sup>35</sup>	2516±35 <sup>34</sup>	
магнетитовое габбро	2500±10 <sup>24</sup>		
габбронориты	2491±1.5 <sup>20</sup> (2501±1.7) <sup>19</sup>	2487±51 <sup>25</sup>	-2.1
габбро-пегматиты	2470±9 <sup>20</sup>		
Cu-Ni и ЭПГ-габбронориты	2485±9 <sup>35</sup>	2482±36 <sup>34</sup>	
анортозиты	2447±12 <sup>26</sup>	2442±74 <sup>33</sup>	-1.8
<b>Имандровский лополит</b>			
габбронориты	2446±39 <sup>26</sup> (2441±1.6) <sup>19</sup>	2444±77 <sup>25</sup>	-2.0
габбро-диориты-пегматиты	2440±4 <sup>27</sup>		
нориты	2437±7 <sup>27</sup>		
лейкогаббро-анортозиты	2437±11 <sup>27</sup>		
гранофиры	2434±15 <sup>27</sup>		
оливиновые габбронориты	2395±5 <sup>27</sup>		
монцодиоритовая дайка	2398±21 <sup>27</sup>		
<b>Южный пояс</b>			
Кивакка, оливиновые габбронориты	2445±2 <sup>25</sup>	2439±29 <sup>28</sup>	-1.2
Луккулайсваара, пироксениты	2439±11 <sup>25</sup> (2442±1.9) <sup>19</sup>	2388±59 <sup>28</sup>	-2.4
Ципринга, габбро	2441±1.2 <sup>19</sup>	2430±26 <sup>28</sup>	-1.1
Бураковская, габбронориты	2449±1.1 <sup>19</sup>	2365±90 <sup>28</sup>	-2.0
Ковдозерский массив, пегматоидные габбронориты	2436±9 <sup>29</sup>		
<b>Финская группа</b>			
Койтелайнен	2433±8 <sup>30</sup>	2437±49 <sup>32</sup>	-2.0
Койлисмаа	2436±5 <sup>31</sup>		
Нярянкаваара	2440±16 <sup>31</sup>		
Пеникат		2410±64 <sup>30</sup> 2426±38 <sup>32</sup>	-1.6 -1.4
Аканваара	2437±7 <sup>32</sup>	2423±49 <sup>32</sup>	-2.1

Примечание. Таблица составлена по данным [15, 18–35].

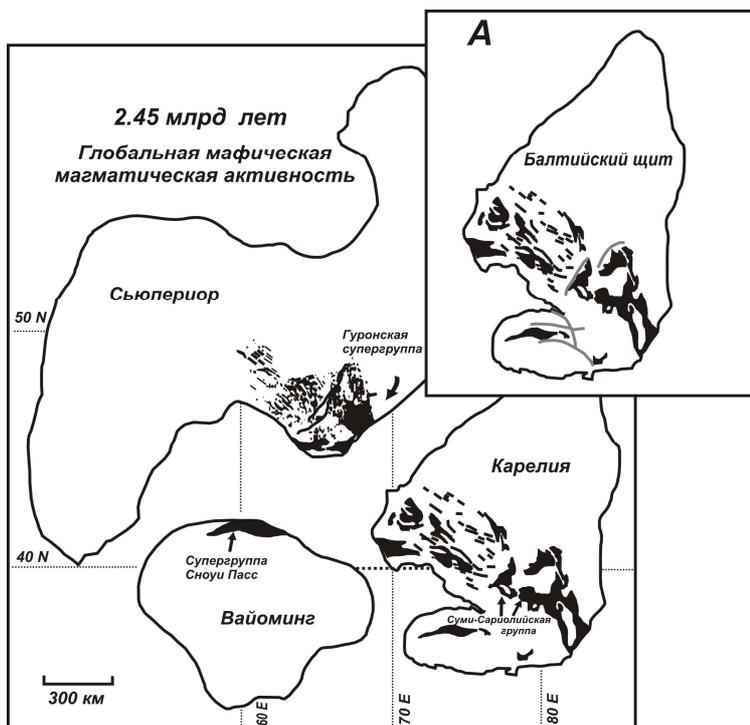


Рис. 5. Континентальная реконструкция на возраст 2.45 млрд лет, включая кратоны Сьюпериор, Вайоминг и Карельский кратон [17]

Регионы на зарисовке соответствуют супракрустальным породам с возрастом 2.45 млрд лет, включая такие плато-базальты, как Гуронская Супергруппа (Сьюпериор), Супергруппа Сноуи Пасс (Вайоминг) и Суми-Сариолийско-Стрельнинская Супер-группа (Карелия). Ориентировка Карелии повторяет упорядоченность роя даек Хирст и Карелии (Hearst and Karelia) и основана на интерпретации о том, что они представляют собой параллельные рифту дайки. Предполагаемые палеошироты определены на основании палео-магнитных исследований, а палеодолгота – произвольны. Черным цветом показан палеопротерозойский мафический магматизм (расслоенные интрузии и

мафические дайки). На врезке А показаны тренды (//) расслоенных интрузий с возрастом 2.52–2.44 млрд лет, расположенных на северо-востоке Балтийского щита.

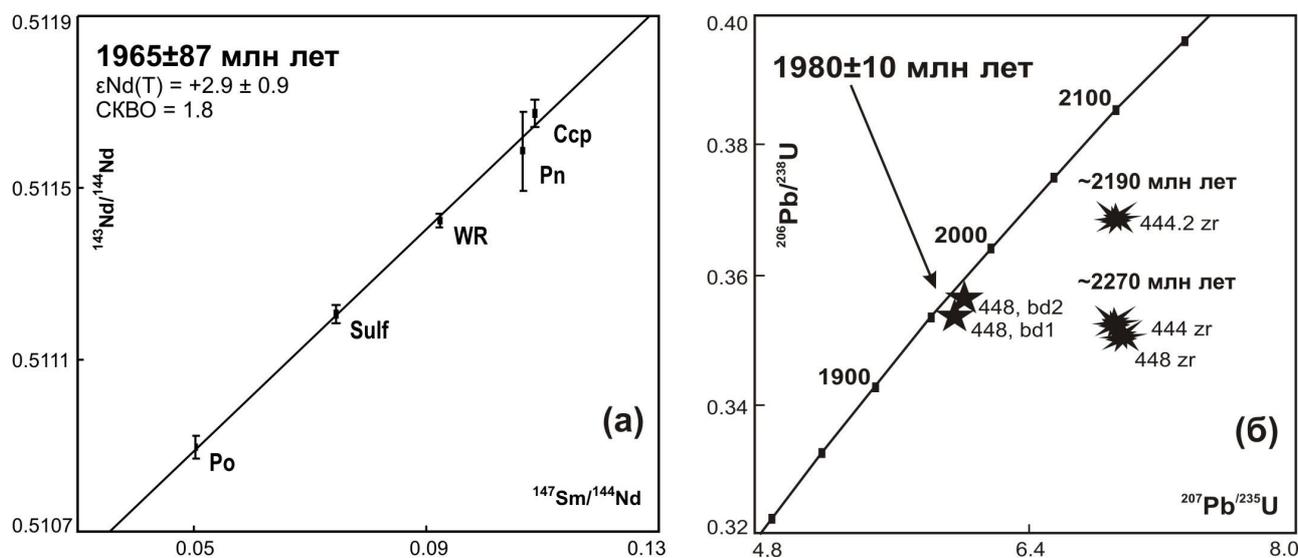


Рис. 6. Минеральная Sm-Nd изохрона для брекчиевидных руд Пильгуйавинского месторождения (а) и изотопная U-Pb диаграмма для магматического бадделеита (bd) и ксеногенного циркона (zr) из крупнозернистого ортоклазового габбро Ждановского месторождения Печенги (б)

### Выводы:

- впервые продатированные палеоархейские ТТГ комплексы основания Центрально-Кольского и Ингозерского блоков восточной части Балтийского или Фенноскандинавского щита по единичным цирконам в U-Pb систематике отразили формирование континентальной коры в палеоархее (древнее 3.2 млрд лет), а не в мезоархее, как считалось раньше;
- на основе многолетних исследований U-Pb методом по циркону и бадделеиту и Sm-Nd по породообразующим и сульфидным минералам обоснован многофазный и длительный от 2.52 до 2.39 млрд лет (130 млн лет) интервал формирования расслоенных ЭПГ интрузий палеопротерозоя;

- величины изотопных значений ( $\epsilon_{Nd}$ ,  $T_{Dm}$ ,  $I_{Sr}$ ,  $^3He/^4He$ ) для палеопротерозойских интрузий позволили обосновать происхождение исходных магм для ЭПГ расслоенных массивов из плюмового мантийного источника EM-1;

- введенный впервые в практику изотопных U-Pb исследований бадделеит позволил прецизионно датировать процессы магматизма от мезоархея до палеозоя;

- в изотопной Sm-Nd систематике впервые проводятся исследования по сульфидным минералам, позволяющим датировать непосредственно процессы рудогенеза.

Авторы признательны к.г.-м.н. Т.В. Рундквист за конструктивные замечания по статье; к.г.-м.н. И.Л. Каменскому за изотопные  $^3He/^4He$  исследования; Л.И. Коваль за выделение бадделеита, циркона, породообразующих и сульфидных минералов для датирования; Н.В. Левкович, Е.А. Апанасевич, О.Г. Шерстенниковой, Г.М. Шерстобитовой за химико-аналитические работы в U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr методах; В.А. Жавкову, С.Н. Дьякову и В.Б. Мартынову за масс-спектрометрические измерения и Е.В. Макаровой за графическое оформление статьи.

Все исследования проводятся при многолетней поддержке грантов РФФИ и 10-05-00058, 11-05-00570, офи-м 11-05-12012, программ ОНЗ РАН 2 и 4, Проекта Interreg-Tacis N KA-0197, IGCP-599.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита / Т.Б. Баянова, В.И. Пожиленко, В.Ф. Смолькин, Н.М. Кудряшов, Т.В. Каулина, В.Р. Ветрин. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. 53 с.
2. Неоархейский эндробит-гранулитовый комплекс района Пулозеро – Полнек-Тундра Центрально-Кольского блока: этапы и термодинамические режимы развития (Кольский полуостров) / Л.С. Петровская, Ф.П. Митрофанов, Т.Б. Баянова, В.П. Петров, М.Н. Петровский. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2010. 78 с. 3. Баянова Т.Б. Бадделеит – перспективный геохронометр щелочного и базитового магматизма // Петрология. 2006. Т. 14, № 2. С. 1–14. 4. Stacey J.S. et al. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model / J.S. Stacey, J.D. Kramers // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26, № 2. P. 207–221. 5. Геохимия изотопов свинца в связи с особенностями формирования рудообразующих систем никеленосных базит-гипербазитов Кольского полуострова / Ю.Д. Пушкарев, Г.И. Рюнгенен, В.Ф. Смолькин, Л.К. Шуркина // Изотопная геохимия процессов рудообразования. 1985. С. 150–166. 6. Zircon. Reviews in Mineralogy & Geochemistry (Eds. John M. Hanchar & Paul W.O. Hoskin). 2003. Vol. 53. 500 p. 7. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal dissolution of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // Geochim Cosmochim. Acta. 1973. Vol. 37. P. 485–494. 8. Wendt J.I. et al. A vapour digestion method for dating single zircons by direct measurements of U and Pb without chemical separation / J.I. Wendt, W. Todt // Terra Abstr. 1991. Vol. 3. P. 507–508. 9. Гетерогенность стандартов 91500 и TEMORA-1 для U-Pb датирования единичных цирконов / Т.Б. Баянова, Ф. Корфу, В. Тодт, У. Поллер, Н.В. Левкович, Е.А. Апанасевич, В.А. Жавков // Тезисы докладов XVIII симпозиума по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова. М.: ГЕОХИ. 2007. С. 42–43. 10. Морозова Л.Н. и др. Основные этапы гранитообразования в архее северо-востока Балтийского щита (на примере полигона Воче-Ламбина) / Л.Н. Морозова, Т.Б. Баянова, П.А. Серов // Литосфера. 2011. № 6. С. 14–26. 11. Гомологи архейских пород разреза Кольской сверхглубокой скважины в северной части Беломорского подвижного пояса (полигон Воче-Ламбина) / Л.Н. Морозова, акад. Ф.П. Митрофанов, Т.Б. Баянова, В.Р. Ветрин, П.А. Серов // ДАН. 2012. Т. 442, № 2. С. 215–218. 12. Global record of 1600–700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): Implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents / R.E. Ernst, M.T.D. Wingate, K.L. Buchan, Z.X. Li // Precambrian Research. 2008. Vol. 160. P. 159–178. 13. Timing and duration of Palaeoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications / T.B. Bayanova, J. Ludden, F.P. Mitrofanov, S.M. Reddy, R. Mazumder, D.A.D. Evans & A.S. Collins (eds). Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. Geological Society, London, Special Publications. 2009. Vol. 323. P. 165–198. 14. Лубнина Н.В. Восточно-Европейский кратон от неоархея до палеозоя по палеомагнитным данным: автореф. дис. ... д.г.-м.н. М., 2009. 41 с. 15. Распределение РЗЭ в сульфидных минералах и Sm-Nd датирование рудогенеза расслоенных базитовых интрузий / Н.А. Екумова, П.А. Серов, Т.Б. Баянова, И.Р. Елизарова, акад. Ф.П. Митрофанов // ДАН. 2011. Т. 436, № 1. С. 75–78. 16. Tolstikhin I., Marty B. The evolution of terrestrial volatiles: a view from helium, neon, argon and nitrogen isotope modeling // Chemical Geology. 1998. Vol. 147. P. 27–52. 17. Heaman L.M. Global mafic magmatism at 2.45 Ga: Remnants of an ancient large igneous province? // Geology. 1997. Vol. 25, № 4. P. 299–302. 18. Bayanova T., Mitrofanov F. Zircon-baddeleyite geochronology of the evolution of Kola Collision structure // Abstract supplement to Terra Nova. 1997. № 1, Vol. 9. EUG – 9. Strasbourg, France, 23–27 March, P. 524. 19. Amelin Yu.V. et al. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting / Yu.V. Amelin, L.M. Heaman, V.S. Semenov // Precambrian Res. 1995. Vol. 75. P. 31–46. 20. Возраст габброноритов нижнего расслоенного горизонта (риффа) Федорово-Панского массива (Кольский полуостров) / Т.Б. Баянова, Ф.П. Митрофанов, А.У. Корчагин, Л.В. Павличенко // ДАН. 1994. Т. 337, № 1. С. 95–97. 21. Iuvenile helium in ancient rocks: II. U-he, K-Ar, Sm-Nd and Rb-Sr systematic in the Monche Pluton.  $^3He/^4He$  ratios frozen in uranium-free ultramafic rocks / I.N. Tolstikhin, V.S. Dokuchaeva, I.K. Kamensky, Yu.V. Amelin // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. Vol. 56. P. 987–999. 22. Геолого-геохронологическая шкала эндогенных процессов докембрийских комплексов центральной части Кольского полуострова / А.Б. Вревский, О.А. Левченко,

Ф.П. Митрофанов, В.И. Болотов // Геодинамика и глубинная структура Советской части Балтийского щита. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1992. С. 77–80. **23.** U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова / Ф.П. Митрофанов, В.В. Балаганский, Ю.А. Балашов, Л.Ф. Ганнибал, В.С. Докучаева, Л.И. Нерович, М.К. Радченко, Г.И. Рюнгенен // ДАН. 1993. Т. 331, № 1. С. 95–98. **24.** Вариации  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  отношений по разрезу тела магнетитового габбро в расслоенном интрузиве Западно-Панских тундр (Кольский полуостров) / С.Ю. Чистякова, Т.Б. Баянова, О.В. Гоголь, А.А. Деленицин // Петрография на рубеже XXI века (итоги и перспективы): материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар. 2000. Т. II. С. 353–355. **25.** Balashov Yu. A. et. al. Isotopic data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and Northern Karelia, northeastern Baltic Shield / Yu.A. Balashov, T.B. Bayanova, F.P. Mitrofanov // Precambrian Res. 1993. Vol. 64, № 1-4. P. 197–205. **26.** Баянова Т.Б. и др. Циркон-бадделейтовая геохронологическая система в докембрийских породах Кольского региона / Т.Б. Баянова, Н.В. Левкович, Л.В. Иванова // Геология Балтийского щита и других докембрийских областей России: материалы IX Молодежной конференции К. Кратца. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1995. С. 25–30. **27.** Bayanova T.B. et. al. Evidence of the multiphase complex history of the Imandra lopolith / T.B. Bayanova, R.M. Galimzyanova, G.A. Fedotov // Svekalapko. Europrobe project. 6th Workshop. Abstracts. Lammi, Finland. University of Oulu. 29.11-2.12. 2001. P. 7. **28.** Amelin Yu.V., Semenov V.S. On the age and magma source of Lower Proterozoic platinum-bearing layered intrusions in Karelia, isotope dating of endogenic ore formations. Abstracts. Kiev. 1990. P. 40–42. **29.** Ефимов А.А. и др. Геологические особенности и U-Pb датирование (первые данные) юго-восточной части Ковдозерского базит-гипербазитового массива (блок Пухта) / А.А. Ефимов, Т.Б. Каулина // Беломорский подвижный пояс: геология, геодинамика, геохронология: тез. докл. Петрозаводск, 1997. С. 31. **30.** Sm-Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: The Perapohja schist belt in Northern Finland / H. Huhma, R. Clift, V. Perttunen, M. Sakko // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. Vol. 104. P. 369–379. **31.** Proterozoic layered intrusions in the Northeastern part of the Fennoscandian Shield / T.T. Alapieti, B.A. Filen, J.J. Lahtinen, M.M. Lavrov, V.F. Smolkin; Early S.N. Voitekhovskiy // Contrib. Miner. Petrol. 1990. Vol. 42. P. 1–22. **32.** The Os and Nd isotopic systematics of c. 2.44 Ga Akanvaara and Koitelainen mafic layered intrusions in northern Finland / E. Hanski, R.J. Walker, H. Huhma, I. Suominen // Precambrian Res., 109. 2001. P. 73–102. **33.** Серов П.А. и др. Многостадийность формирования Федорово-Панского расслоенного интрузива: Sm-Nd и U-Pb изотопно-геохронологические свидетельства / П.А. Серов, Н.А. Екимова // Материалы XXII Конференции молодых ученых, посвященной памяти члена-корреспондента профессора К.О. Кратца. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2011. С. 101–103. **34.** Сопоставление новых данных по датированию изотопными U-Pb и Sm-Nd методами пород ранней безрудной фазы и базальных рудовмещающих пород платинометалльного Федорово-Панского расслоенного массива (Кольский полуостров) / П.Н. Серов, Е.А. Ниткина, Т.Б. Баянова, акад. РАН Ф.П. Митрофанов // ДАН. 2007. Т. 416, № 4. С. 530–532. **35.** Ниткина Е.А. Изотопное U-Pb датирование циркона из пород платиноносного расслоенного Федорово-Панского интрузива (Кольский полуостров) // ДАН. 2006. Т. 408, № 1. С. 87–91.

### Сведения об авторах

Баянова Тамара Борисовна – д.г.-м.н., зав. лабораторией; e-mail: tamara@geoksc.apatity.ru

Митрофанов Феликс Петрович – академик РАН, главный научный сотрудник, консультант-советник РАН; e-mail: felix@geoksc.apatity.ru

## НЕКОТОРЫЕ ПЕРСПЕКТИВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Ю.Л. Войтеховский<sup>1</sup>, Ю.Н. Нерадовский<sup>1</sup>, Н.Н. Гришин<sup>2</sup>, А.Ш. Гершенков<sup>3</sup>,  
А.Г. Касиков<sup>2</sup>, Т.Н. Мухина<sup>3</sup>, Е.Ю. Ракитина<sup>2</sup>, А.Г. Иванова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт КНЦ РАН

<sup>2</sup>Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья  
им. И.В. Тананаева

<sup>3</sup>Горный институт КНЦ РАН

### Аннотация

Рассмотрено три типа перспективного минерального сырья Кольского региона: силикатные никелевые, титаномагнетитовые и кианитовые руды, исследование которых необходимо для полноценного использования в народном хозяйстве. Эти виды сырья имеют огромные ресурсы для производства никеля, железа и глинозема, но в настоящее время отсутствуют эффективные технологии их переработки. Приведена оценка состояния изученности и направления исследований.

### Ключевые слова:

*руды, никель, железо, алюминий, силикатный никель, титаномагнетит, кианит.*

### Введение

Мурманская область обладает уникальными природными ресурсами. Известно более 180 месторождений различных полезных ископаемых. Важнейшими, разрабатываемыми в настоящее время являются месторождения фосфора в Хибинах, меди и никеля в Печенге, железа в Оленегорске и Ковдоре. По данным Министерства природных ресурсов на 2003 г. обеспеченность балансовыми запасами руды в расчете на действующие мощности ОАО “Апатит” составляет более 50 лет, Ковдорского горно-обогатительного комбината – свыше 40 лет, Оленегорской группы месторождений – на 40–50 лет. Обеспеченность КГМК – Североникель и Комбинат Печенганикель балансовыми запасами составляет около 50 лет. Таким образом, через 30–40 лет в Мурманской области возникнут проблемы в горной промышленности по всем основным видам разрабатываемого минерального сырья. В связи с этим нельзя забывать об альтернативных источниках ресурсов, которые требуют разработки новых технологий.

### Силикатный никель

Минералогические исследования показали, что породообразующие минералы вмещающих пород медно-никелевых, платинометалльных и хромитовых руд Кольского полуострова содержат примесь никеля в значительном количестве (табл. 1), подчас превышающем ее содержание в рудных минералах.

Содержание изоморфной примеси никеля  
в породообразующих минералах  
основных медно-никелевых объектов Кольского региона [1]

Минералы	Мончеплутон	Печенга
Оливин (NiO)	(0.16–0.46) 0.33	(0.19–0.35) 0.24
Ромбический пироксен (NiO)	(0.04–0.14) 0.07	–
Моноклинный пироксен (NiO)	(0.01–0.1) 0.05	(0.02–0.23) 0.07
Серпентин (NiO)	Нет данных	(0.01–0.26) 0.11
Хромит (NiO)	(0.03–0.14) 0.1	(0.15–0.30) 0.2
Магнетит (NiO)	(0.01–0.36) 0.15	(0.03–0.33) 0.18

серпентинизации оливина, как это имеет место в условиях Печенги, часть изоморфной примеси

Главным никельсодержащим силикатом в ультраосновных породах Мончи и Печенги является оливин. Оливин содержит изоморфную примесь никеля независимо от присутствия сульфидов [1, 2], более того она возрастает в безсульфидных породах, оливинитах и хромититах. В оливине установлено также присутствие включений интерметаллической (FeCrNi) фазы, показывающей, что никель может находиться не только в изоморфной форме, но и в форме интерметаллических включений. При

никеля переходит в легкорастворимую силикатную фазу [3, 4], а часть выделяется в различных сульфидных минеральных формах: пентландите, хизлевудите и миллерите.

Содержание оливина в перидотитах и дунитах в неизменных породах варьирует от 60 до 100%. Объемы рассматриваемых пород до глубины 1 км в Мончеплутоне составляют около 3 км<sup>3</sup>, а в Печенге – 9 км<sup>3</sup>. Исходя из этих параметров и содержания никеля в оливине можно оценить ресурсы силикатного никеля в Мончегорском плутоне в 30 млн т, а в Печенге – 34 млн т. По некоторым оценкам ресурсы сульфидного никеля в рассматриваемых объектах составляют соответственно около 1.7 и 6 млн т. [5]. Таким образом, ресурсы силикатного никеля многократно превышают ресурсы сульфидного никеля (рис. 1). Важно, что в силикатных минералах содержание никеля выше, чем в забалансовых сульфидных рудах Печенги [6] и в бедных рудах некоторых крупных месторождений Печенги [7]. Это обуславливает интерес к силикатному никелю, как сырью, альтернативному выбывающим ресурсам сульфидных руд.

Предварительные оценки показывают, что наиболее перспективным объектом на первом этапе может быть Мончегорский плутон и, в частности, дуниты и сами хромитовые руды Дунитового блока. Объем оливиновых пород в нем около 1.5 км<sup>3</sup>. Содержание NiO в оливине этого объекта варьирует от 0.40 до 0.60% в зависимости от содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в породах. Разработка технологии получения оливинового концентрата и его использования как нового вида никелевого сырья может пред



Рис. 1. Соотношение ресурсов силикатного и сульфидного никеля в массивах Печенги и Мончи

#### Железо из титаномагнетита

В связи с ростом мирового потребления металлов обостряется вопрос сырьевого обеспечения металлургической промышленности мира. Важным источником могут стать комплексные титаномагнетитовые руды в основных породах, которые кроме железа содержат обычно титан, ванадий, а иногда – фосфор, кобальт, никель и медь. За рубежом с этим промышленным типом руд связано 6.5% подтвержденных запасов железных руд, около 60% запасов TiO<sub>2</sub> и более 90% запасов V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. В России по железу эти руды не учитываются, а запасы TiO<sub>2</sub> и V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> соответственно составляют 18.54% и 80%. Страны, обладающие крупнейшими запасами таких руд, – Китай, Россия, Канада, Норвегия, ЮАР, США, Финляндия и Бразилия [8]. Использование этого типа руд в настоящее время незначительно и составляет от 5 до 20% в разных странах.

Для Мурманской области проблема титаномагнетитовых руд весьма актуальна. На территории Мурманской области известно 13 месторождений железо-титановых руд (рис. 2). Титаномагнетиты характеризуются высоким содержанием железа, титана и ванадия (табл. 2). Запасы титана оцениваются от 3.7 до 6 млрд т [9], суммарные ресурсы железа в изученных месторождениях составляют около 30–40 млрд т. По технологическим показателям руды широко варьируют, в области обогащения имеются проблемы. Их можно рассмотреть на примере наиболее перспективного месторождения Гремяха–Вырмес. Оно характеризуется следующими основными параметрами: запасы и прогнозные ресурсы руды только в одном оконтуренном рудном теле составляют 60 млн т с содержанием 12.9 % TiO<sub>2</sub> [10, 11]. Разработанная в настоящее время технология позволит получать ильменитовый концентрат с содержанием 49.5% TiO<sub>2</sub>, выход его около 13% (табл. 3). Расчет баланса титана по минеральным фазам показал, что с ильменитом связано 50–54%, а 46% TiO<sub>2</sub> находится в титаномагнетите и практически не извлекаемо на данный момент. Таким образом, остается общая проблема переработки ильменит-титаномагнетитовых руд месторождения Гремяха-Вырмес, иначе 50% их останутся в отвалах.

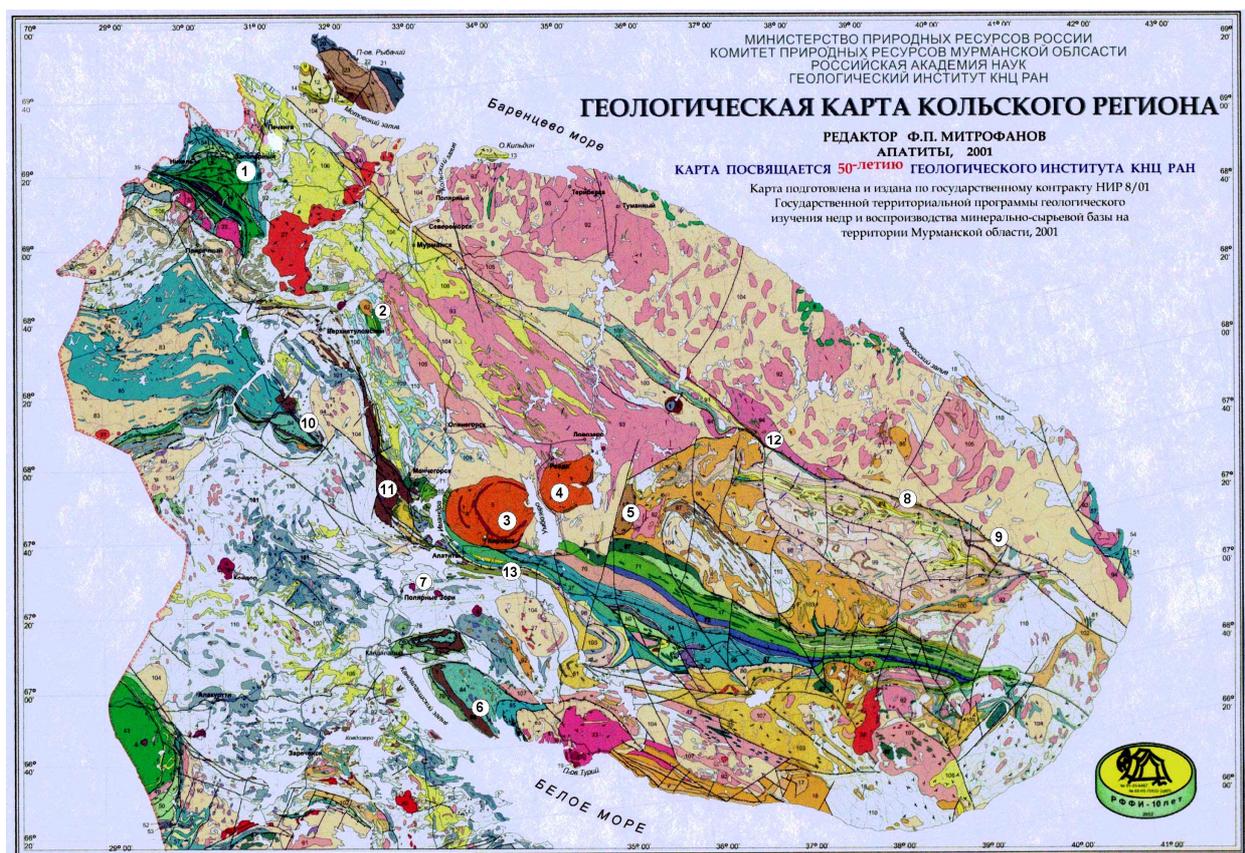


Рис. 2. Положение главных титаноносных массивов в геологической структуре Кольского региона: 1 – Пильгуйярвинский; 2 – Гремяха-Вырмес; 3 – Хибины; 4 – Ловозеро; 5 – Цагинский, 6 – Колвицкий; 7 – Африканда, 8–9 – Ачинский, 10 – Сальные тундры, 11 – Главный хребет; 12 – Магазин-Мусюр; 13 – Восточно-Умбарченское

Таблица 2

Химический состав титаномагнетитов Кольского региона [12, 13, 14]

Компо- ненты	Месторождения и рудопроявления								
	Гремяха- Вырмес (по [12])	Гремяха- Вырмес (по [13])	Расвум- чорр	Юкспор	Колвицкое	Цагинское	Ачин- ский	Монче- тундра	Пыршин
V2O5	0.6	0.58	0.4	0.48	0.6	0.5	1.12	2.46	0.70
TiO2	10.4	6.79	16.5	17.32	11.56	11.82	5.19	16.72	16.51
SiO2	1.9	0	5.12	1.73	0	1.09	0.87	0.37	0.38
Cr2O3	–	–	–	–	0.38	0.24	0	0.05	0.02
Al2O3	3.3	3.15	1.02	0.74	1.74	4.13	1.17	1.84	1.14
Fe2O3	44.1	55.43	38.61	37.19	79.10	46.61	57.85	41.69	46.06
FeO	34.3	32.94	33.2	39.09		33.50	33.38	36.04	34.39
MnO	0.55	0.11	1.65	1.77	0.22	0.25	0.12	0.13	0.09
MgO	1.55	0.85	0.75	0.43	2.82	1.87	0.52	0.56	0.38
CaO	1.3	–	1.24	0.34	0	0.17	0	0.24	–
P2O5	–	–	0.15	0.11	–			–	
ZnO		0.13			0.07	–		–	0.1
NiO		–			0	0.015		–	0.02
Сумма	98.0	99.98	98.46	99.8	96.49	100.2	100.2	100.1	99.76

Сравнительные технологические показатели обогащения железно-титановых руд Кольского региона [14]

Массив	Состав концентратов				Получаемый концентрат				
	Титаномагнетитового			Ильмени- тового	Титаномагнетитовый			Ильменитовый	
	Fe <sub>вал</sub>	TiO <sub>2</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	Выход	Извлечение		Выход	Извлечение TiO <sub>2</sub>
				Fe <sub>вал</sub>		TiO <sub>2</sub>			
Гремяха- Вырмесский	57.1	14.1	0.39	45.0	49.0	71.0	41.8	12.7	40.0
Цагинский	58.5	11.5	0.5	40.0	77.5	85	79	0.9	6.5
Ачинский	69.0	2.85	-	47.3	66.4	79.0	14.7	19.6	68.5
Магазин- Мусюр	67.1	4.32	0.85	46.5	73.1	87.4	32.4	14.4	65.5
Центральный	59.0	11.5	0.65	40.5	85.0	93.0	77.0	4.6	20.4
Магнетитовый Лог	64.7	2.95	0.68	42.7	67.5	86.9	20.5	9.0	39.5

Одним из направлений, разрабатываемых совместно Институтом Химии КНЦ РАН и Геологическим институтом КНЦ РАН, является создание технологии получения металлического железа путем прямого восстановления из титаномагнетита. Проведенные экспериментальные исследования титаномагнетита Хибинского массива и Ковдора дали положительные результаты [15]. В КНЦ РАН разработана технология карботермического восстановления титаномагнетитовых концентратов, минуя доменный процесс, с получением порошка металлического железа (97% Fe) и выплавкой из него железа высокочистых марок с содержанием Fe более 99% [16]. Разрабатываемый вариант Direct Reduction Iron процесса, будет превосходить по основным показателям известные аналогичные технологии (Midrex, Corex, FINEX, NYL, Hotlink, ITmk3, Fastmet и др.), например, будет иметь в 2–3 раза меньшую материалоемкость. Срок окупаемости затрат на организацию производства, рассчитанный на примере переработки 500 тыс. т. в год титаномагнетита ООО «Апатит», составит 2 года (расчеты авторов статьи).

#### *Глинозем из кианита*

В Мурманской области расположены крупнейшие в мире Кейвские месторождения высокоглиноземистого сырья – кианитовых руд, которые требуются для развития важнейших отраслей промышленности: черной и цветной металлургии, машиностроения, керамического, абразивного и стекольного производства. С различной степенью детальности разведано 27 месторождений кианита, ресурсы кианитовых руд Кейвских месторождений по прогнозу составляют около 11.7 млрд т. [17].

В 1971 г. Всесоюзным научно-исследовательским алюминиево-магниево-институтом (ВАМИ) совместно с рядом других организаций был подготовлен технико-экономический доклад «О промышленном использовании кианитов Кейвских месторождений». В нем сделан вывод о том, что на базе этих месторождений целесообразно организовать производство кианитового концентрата для получения из него высокоглиноземистых огнеупоров и алюминиевых сплавов. Мощность Кейвского горно-обогатительного комбината должна составлять ориентировочно 3.2 млн т по перерабатываемой руде с выпуском 1 млн т кианитового концентрата, из которого 650 тыс. т предусматривалось для производства высокоглиноземистых огнеупоров и 350 тыс. т – для алюминиевых сплавов. «Учитывая большое народнохозяйственное значение быстрого освоения кианитовых руд Кейвских месторождений, целесообразно уже в 1976–1980 гг. осуществить проектирование Кейвского горно-обогатительного комбината, а также предприятий по производству алюминиевых сплавов и огнеупоров с тем, чтобы в 1981–1985 гг. завершить их строительство. Подвести железную дорогу к кианитовым месторождениям необходимо в 1976–1978 гг.» [18].

Возобновление промышленного интереса к Кейвам является важнейшей задачей научных исследований КНЦ РАН. При поддержке Президиума РАН, ГИ КНЦ РАН, ГоИ КНЦ РАН и ИХТРЭМС КНЦ РАН, начали работы по совершенствованию технологии обогащения и использования кианитовых руд Кейв [19–22]. В результате усилены акценты на комплексное использование кианитовых руд как сырья для производства глинозема [23], а также редких и редкоземельных элементов [24].

На новом этапе изучено карботермическое восстановление кианитового концентрата. Были выявлены основные зависимости обогащения  $Al_2O_3$  и получен высокоглиноземистый продукт с содержанием  $Al_2O_3$  – 94%,  $SiO_2$  – 1.05%. Опытами установлена возможность получения продукта с содержанием  $Al_2O_3$  – 99.05%, и практически полном отсутствии  $SiO_2$ . На основании собственных экспериментальных и литературных данных рассмотрена термодинамика процессов, протекающих в системе  $Al_2O_3$ – $SiO_2$ –C. Перспективная задача при создании научно-производственной базы для освоения этих технологий, состоит в разработке замкнутой технологической схемы комплексной переработки кианитовых руд, обеспечивающей высокую степень извлечения алюминия, кремния, РЗЭ и других полезных компонентов, при гарантированном сохранении экологической безопасности окружающей среды.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Яковлев Ю.Н. и др. Анализы минералов медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Апатиты: Изд. КФАН, 1983. 326 с.
2. Яковлев Ю.Н. и др. Минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Л., Наука, 1981. 352 с.
3. Neradovsky J.N. et al To the problem of utilization of flotation tailings of copper-nickel ores in serpentinite: abstracts 16-th IMA General Meeting, Pisa, Italy, 1994 / J.N. Neradovsky, A.G. Casikov, A.Y. Bakhchisaraitse. p. 10.
4. А.Г. Касиков и др. Выщелачивание металлов из печенгских руд и продуктов их обогащения разбавленной серной кислотой / А.Г. Касиков, А.И. Косьяков, Ю.Н. Нерадовский, П.Б. Громов // Цветные металлы. 1997. № 7. С. 25–27.
5. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. СПб.: СПбГУ, 2003. 487 с.
6. Эксплуатируемые и резервные месторождения. Режим доступа: <http://www.murmansknedra.ru/expl-reserv-mest.html>
7. Печенгский район: новости, события. Режим доступа: <http://www.blog.i-balans.ru/kolamining>
8. Вышегородский Д. Титаномагнетитовые руды – перспективная сырьевая база металлургии. Режим доступа: <http://www.urn.ru/ru/75-journal121-article1546>
9. Недр северо-запада Российской Федерации / В.А. Коровкин, Л.В. Турылева, Д.Г. Руденко, В.А. Журавлева, Г.Н. Ключникова. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2003. 500 с.
10. Быховский Л.З. и др. Освоение сырьевой базы титана – актуальная задача горной промышленности / Л.З. Быховский, Л.П. Тигунов, Л.Б. Зубков // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. М., 2001. № 4. С. 25–26.
11. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита) масштаба 1:500000 / В.В. Балаганский, А.А. Басалаев, О.А. Беляев, В.И. Пожиленко, А.Т. Радченко, М.К. Радченко; гл. ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты, 1996. 3 л.
12. Найфонов Т.Б. Флотация титановых минералов при обогащении комплексных титаносодержащих руд. Л.: Наука, 1979. 164 с.
13. Осокин А.С. Размещение и вещественный состав апатит-титаномагнетит-ильменитовых руд массива Гремяха-Вырмес. Апатиты, 1987, 90 с.
14. Юдин Б.А. Окисные железо-титановые и железные руды магматических формаций Карелии и Кольского полуострова. Петрозаводск: Карелия, 1987. 213 с.
15. Гришин Н.Н. и др. Получение порошка железа путем прямого восстановления титаномагнетитов / Н.Н. Гришин, В.Т. Калинин, Е.Ю. Ракитина, А.Г. Касиков, Ю.Н. Нерадовский // Технология металлов. 2009. № 12. С. 38–45.
16. Гришин Н.Н. и др. Пат. РФ 2385962, МПК С22В 34/12; С22В 34/22; С22В 1/02; С22В 5/10 / Н.Н. Гришин, А.Г. Касиков, Е.Ю. Ракитина, Ю.Н. Нерадовский // Открытия. Изобретения. 2010. №10.
17. Бельков И.В. и др. Экономические предпосылки разработки кианитовых руд открытым способом месторождения Новая Шуурурта / И.В. Бельков, А.В. Истомин, Б.А. Матвеев // Теория и практика работы карьеров Заполярья. Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1974. С. 14–18.
18. Федосеев В.А. и др. Экономические предпосылки освоения новых месторождений и создания перерабатывающих производств на Кольском полуострове / В.А. Федосеев, А.В. Истомин // Освоение минеральных богатств Кольского полуострова. Мурманск: кн. изд-во, 1974. С. 225–256.
19. Кейвские кианитовые и ставролитовые сланцы – высокоглиноземистое комплексное сырье / Ю.Л. Войтеховский, Ю.Н. Нерадовский, Н.Н. Гришин, А.Ш. Гершенков, Т.Н. Мухина // Материалы IV Международной конференции «Проблемы рационального использования природного и техногенного сырья Баренцева региона в технологии строительных и технических материалов», г. Архангельск, 6–10 июня 2010 г. Архангельск: Архангельский государственный технический университет, 2010. С. 5–7.
20. Гершенков А.Ш. и др. Минералого-технологические предпосылки разработки кианитовых руд Кейвских месторождений / А.Ш. Гершенков, Т.Н. Мухина, Ю.Н. Нерадовский // Материалы международного совещания «Научные основы и современные процессы комплексной переработки труднообогатимого сырья». Плаксинские чтения, 2010. г. Казань, 13–18 сент. г. Казань, 2010. С. 74–76.
21. Карботермическое обогащение кианитовой руды Кейвского месторождения / Н.Н. Гришин, А.Г. Иванова, О.А. Белогурова, Ю.Н. Нерадовский // Материалы IV Междунар. конф. «Проблемы рационального использования природного и техногенного сырья Баренцева региона в технологии строительных и технических материалов». Архангельск, 6–10 июня 2010 г. Архангельск: Архангельский государственный технический университет, 2010. С. 66–69.
22. Нерадовский Ю.Н. и др. Новые данные о технологических свойствах кианитовых руд Кейв / Ю.Н. Нерадовский, Ю.Л. Войтеховский, С.М. Карпов // Технологическая минералогия, методы переработки минерального сырья и новые материалы. Петрозаводск: Редакционно-издательский отдел Карельского научного центра, 2010. С. 55–65.
23. Комплексное использование кианита Больших Кейв как нетрадиционного сырья для производства алюминия / Ю.Л. Войтеховский, Ю.Н. Нерадовский, Н.Н. Гришин, А.Ш. Гершенков // Минералого-технологическая оценка месторождений полезных ископаемых и проблемы раскрытия минералов: сб. ст. по материалам V Российского семинара по технологической минералогии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. С. 101–111.
24. Ю.Л. Войтеховский и др. Редкие и редкоземельные элементы в кианитовых сланцах Больших Кейв / Ю.Л. Войтеховский, Ю.Н. Нерадовский, Н.Н. Гришин // Разведка и охрана недр. 2011. № 6. С. 41–44.

**Сведения об авторах**

*Войтеховский Юрий Леонидович* – д.г.-м.н., директор института; e-mail: [woyt@geoksc.apatity.ru](mailto:woyt@geoksc.apatity.ru)

*Нерадовский Юрий Николаевич* – к.г.-м.н., ведущий научный сотрудник; e-mail: [nerad@geoksc.apatity.ru](mailto:nerad@geoksc.apatity.ru)

*Гришин Николай Никитович* – д.х.н., зав. отделом строительных материалов; e-mail: [grishin@chemy.kolasc.net.ru](mailto:grishin@chemy.kolasc.net.ru)

*Гершенков Александр Шлемович* – д.т.н., зам. директора института; e-mail: [alex@goi.kolasc.net.ru](mailto:alex@goi.kolasc.net.ru)

*Касиков Александр Георгиевич* – к.х.н., зав. сектором гидрометаллургии; e-mail: [kasikov@chemy.kolasc.net.ru](mailto:kasikov@chemy.kolasc.net.ru)

*Мухина Татьяна Николаевна* – к.т.н., зав. сектором; e-mail: [root@goi.kolasc.net.ru](mailto:root@goi.kolasc.net.ru)

*Ракитина Елена Юрьевна* – младший научный сотрудник отдела строительных материалов; e-mail: [erakitina@chemy.kolasc.net.ru](mailto:erakitina@chemy.kolasc.net.ru)

*Иванова Алла Геннадьевна* – технолог III кат. отдела строительных материалов; e-mail: [ivanova@chemy.kolasc.net.ru](mailto:ivanova@chemy.kolasc.net.ru)

## НЕФТЯНАЯ АЛЬТЕРНАТИВА ЧЕЛОВЕЧЕСТВА

**П.К. Скуфьин**

Геологический институт КНЦ РАН

### Аннотация

Рассмотрено положение главного полезного ископаемого планеты – нефти – в современном мире, где нефть занимает ведущее место в мировом топливно-энергетическом хозяйстве, а также составляет основу нефтехимической промышленности. Нефть детально охарактеризована как минеральное сырье. Рассмотрены ее состав и физико-химические свойства. Проанализировано распределение нефтяных залежей в недрах планеты, разведанные запасы и перспективы их наращивания. При нынешних темпах потребления нефти ее разведанных запасов хватит примерно на 40 лет, неразведанных – еще на 10–50 лет. Существенным нефтяным резервом человечества является нефть, законсервированная в битуминозных песках и в горючих сланцах. Приведены и детально охарактеризованы стадии нефтеобразующего процесса – подготовительная, главная и постумная. Проанализированы состояние и перспективы разработки газонефтяных залежей Русской Арктики, и конкретно месторождений Баренцева и Карского морей. Напрашивается вывод, что вопросы масштабного освоения нефтяных богатств Заполярья России необходимо рассматривать в дальней перспективе. Рассмотрены два существующих в научном мире альтернативных подхода к решению проблемы генезиса нефти: 1) нефть имеет биогенное происхождение. Если это так, то человечество в течение считанных десятилетий истратит нефтяные ресурсы планеты, и в мире разразится жестокий энергетический кризис; 2) нефть имеет абиогенное происхождение и непрерывно генерируется в недрах Земли. Существует и «промежуточный» подход – к образовавшейся в древние эпохи органическим путем нефти постоянно добавляется нефть, образующаяся неорганическим путем. Если второй подход справедлив, то это означает практическую неисчерпаемость запасов нефти. Приведены доводы защитников той и противоположной точек зрения. На примере гигантских месторождений нефти на шельфе Южного Вьетнама, в частности месторождения Белый Тигр с запасами 0.66 млрд т, расположенных в дислоцированных гранитах, утверждается, что сторонники абиогенного происхождения нефти имеют достаточно твердую почву под ногами. Рассмотрены также процессы генерации углеводородных флюидов и проблемы формирования газонефтяных месторождений в раннепротерозойском Печенгско-Варзугском поясе и в прилегающих северных морях.

### Ключевые слова:

*нефть, нефтяные месторождения, нефтедобыча, газонефтяные залежи, генезис нефти, углеводородное сырье, углеводородные флюидные потоки, Русская Арктика, Печенгско-Варзугский пояс, Баренцево и Карское моря.*



### Состояние проблемы

#### *Нефть в современном мире*

Последние десятилетия проходят под знаком все возрастающего потребления важнейшего полезного ископаемого Земли – нефти. Нефть лежит в основе всех проблем экономики и политики богатейших и беднейших стран мира, нефть провоцирует начало всех финансово-экономических кризисов мира и помогает человечеству находить пути выхода из этих кризисов, нефть начинала все вооруженные конфликты последних десятилетий и заканчивала их, нефть тотально влияет на повседневную жизнь любого человека нашей планеты – и пресыщенного благами мира миллиардера, и голодного неграмотного крестьянина. Трагизм ушедшего XX века с его гекатомбами человеческих жертв и разгулом тоталитаризма всех мастей тоже имеет нефтяную подкладку. Образно говоря, вся жизнь нашей планеты в прошедшем столетии окрашена в цвет этого на вид невзрачного, маркого минерального сырья. Нефть занимает ведущее место в мировом топливно-энергетическом хозяйстве, а также составляет основу нефтехимической промышленности. Ее доля в общем потреблении энергоресурсов непрерывно растет [1]: 3% в 1900 г., 5% перед Первой мировой войной (1914–1918 гг.), 17.5% накануне Второй мировой войны (1939–

1945 г.), 24% в 1950 г., 41.5% в 1972 г., 48% в 2004 г. Мировая добыча нефти удваивается каждое десятилетие. Разведанные запасы нефти составляют (на 2004 г.) 210 млрд т (1200 млрд баррелей), неразведанные – оцениваются в 52–260 млрд т (300–1500 млрд баррелей). За 30 лет мировые разведанные запасы нефти выросли примерно в 2 раза, но и потребление нефти за последние 35 лет выросло с 20 до 30 млрд баррелей в год – 3.8 млрд т (ежедневная добыча 90.0 млн баррелей). Нефтяные месторождения классифицируются на мелкие – до 10 млн т запасов нефти; средние – 10–100 млн т (Кумколь, Верхне-Тарское); крупные – 100–1000 млн т (Каламкас, Пенглай, Правдинское, Статфьорд); гигантские – 1–5 млрд т (Тенгиз, Самотлор, Ромашкино); уникальные – более 5 млрд т (Аль-Гавар, Бурган). Крупнейшими нефтяными месторождениями в мире являются Аль-Гавар (Саудовская Аравия, запасы 12 млрд т, год открытия – 1948), Бурган (Кувейт, запасы 10 млрд т, год открытия – 1938), Сафания-Хафджи (Саудовская Аравия, Кувейт, запасы 6.5 млрд т, год открытия – 1951), Эр-Румайла с Западной Курной (Ирак, Кувейт, запасы 6.4 млрд т, год открытия – 1953), Кашаган (Казахстан, запасы 4.8 млрд т, год открытия – 2000). Наибольшими запасами нефти обладает Саудовская Аравия: 280 млрд баррелей на 2011 г. (19% от мировых запасов нефти). В России запасы нефти оцениваются в 80 млрд баррелей (2011 г.). Таким образом, при нынешних темпах потребления нефти в мире, ее разведанных запасов хватит примерно на 40 лет, неразведанных – еще на 10–50 лет. Следует отметить, что существенным нефтяным резервом человечества является нефть, законсервированная в битуминозных песках и в горючих сланцах. Запасы нефти только в битуминозных песках Канады и Венесуэлы составляют 1.7 и 2.0 трлн баррелей соответственно [1], при ежедневной добыче 1.12 и 1.0 млн баррелей соответственно (2010 г.). Таким образом, хотя запасы битуминозных песков огромны, добыча нефти из них в обозримом будущем будет составлять всего несколько процентов от мировых потребностей нефти. Проблема в том, что существующие технологии добычи нефти из битуминозных песков требуют большого количества пресной воды и суммарных энергозатрат, составляющих (по некоторым оценкам) около 2/3 энергетического потенциала добытой таким образом нефти. Горючие сланцы содержат 2.8–3.3 трлн баррелей извлекаемой нефти. Согласно исследованию компании RAND [1], производство нефти из сланцев в США становится прибыльным при цене 70–95 долларов за баррель. Этот порог пройден в 2007 г. Серьезной проблемой опять же является неэкологичность производства нефти из сланцев. Так, австралийский проект по производству нефти из сланцев был закрыт в 2004 г. благодаря усилиям движения Гринпис. Чтобы упростить экспорт нефти, вводятся ее стандартные сорта, в связи с различным составом нефти (с учетом содержания серы, наличия примесей и пр.), в зависимости от группы месторождений. Стандартом для цен служит нефть сортов WTI и Light Sweet (для США), Brent (для рынков Европы и стран ОПЕК). Для России стандартными сортами нефти является тяжелая нефть Urals и легкая Siberian Light.

Несмотря на то, что нефть встречается в осадочных породах всех геологических периодов, ее месторождения распределены по земному шару крайне неравномерно. На территории бывшего СССР еще в XIX в. было открыто одно из крупнейших месторождений в мире на Апшеронском полуострове (месторождение Азери-Чираг-Гюнешали в Бакинском нефтегазоносном районе). В России ряд нефтяных месторождений известен в районе Грозного, в Краснодарском и Ставропольском крае, на полуострове Челекен, в Тимано-Печорской области и на о-ве Сахалин. Во время Великой Отечественной войны 1941–1945 гг. были открыты и введены в разработку месторождения в Волго-Уральской нефтегазоносной области. В 1950–1960-х гг. был открыт один из крупнейших в мире Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн, в пределах которого обнаружены крупные нефтяные месторождения (Самотлорское, Ромашкинское). Среди зарубежных стран крупные месторождения известны в Казахстане (Тенгиз, Кашаган, Узень), ряд месторождений имеется в Румынии, а также на территории Югославии, Польши, Венгрии. В Западной Европе крупные залежи нефти открыты лишь в акватории Северного моря (на шельфах Великобритании, Норвегии и Дании). Крупнейшие нефтяные месторождения известны в странах Ближнего и Среднего Востока, меньшие по запасам – в странах Северной и Западной Африки (Ливия, Алжир, Нигерия и Ангола), в Австралии и в Юго-Восточной Азии (Индонезия, Бруней). В США известно свыше 13 тыс. (в основном мелких) нефтяных месторождений; наиболее крупное открыто на Аляске (Прадхо-Бей), второе по величине – в Техасе (Ист-Тексас). Крупные нефтяные месторождения выявлены в Канаде и Мексике, а также на шельфе Венесуэлы (гигантское нефтяное месторождение Боливар), в Аргентине, Колумбии и Бразилии. Большие перспективы нефтедобычи прогнозируются специалистами в акватории арктических морей. В 2008 г. Географическая служба США опубликовала доклад о подводных богатствах Арктики [1]. Согласно выводам специалистов, Западные (американские)

полушарие богато нефтью, а Восточное – газом. По американским данным, за полярным кругом может находиться не менее 30% неразведанных мировых запасов газа и 13% нефти. Правда, большая их часть лежит не на суше (84%). На российские территории из ожидаемых 90 млрд баррелей нефти и 50 трлн м<sup>3</sup> газа приходится около 30 млрд баррелей нефти и 33 трлн м<sup>3</sup> газа соответственно. В одном только Баренцевом море американские специалисты насчитали 11 млрд баррелей нефти, что по текущим ценам эквивалентно 1.25 трлн дол. Что касается газа, то его в наших северных морях 11 трлн м<sup>3</sup> – на внешнем рынке за такой объем можно получить еще 3.35 трлн дол. (в 2010 г. средняя цена «Газпрома» на газ по Европе составляла 305 дол. за тыс. м<sup>3</sup>) [2]. Учитывая, что тот же «Газпром» продал в 2011 г. около 140 млрд м<sup>3</sup>, можно подсчитать, что запасов одного только региона Баренцева моря хватит почти на 80 лет. Эти оценки касаются только самого факта наличия запасов – геологи не берутся оценивать вопросы сложности добычи и прочие риски, а они есть – границы в Арктике по-прежнему спорные, стоимость работ подсчитать тоже затруднительно. Да и технологии извлечения полезных ресурсов для Арктического Севера еще не разработаны. Суровая погода требует, чтобы оборудование было разработано специально, с учетом эксплуатации в экстремально холодном климате. У американцев их рукотворный остров на Аляске – буровая установка NorthStar – обошелся в 686 млн дол. Первый заместитель начальника департамента по добыче газа и нефти «Газпрома» Н. Кабанов сообщил, что к бурению первой эксплуатационной скважины на Приразломном месторождении в Печорской губе Баренцева моря холдинг приступил в конце 2011 г., когда на воду была спущена платформа «Приразломная» [2]. За первый квартал 2012 г. будет пробурено 40 эксплуатационных скважин, добыча нефти – во втором квартале 2012 г., а к 2019 г. планируется выйти на пиковую добычу нефти в 6.6 млн т в год. Разработка нефти на Приразломном нефтяном месторождении станет первым экспериментом России по добыче углеводородов на Арктическом шельфе. По разным оценкам, полный ввод в эксплуатацию платформы «Приразломной» обойдется около 4 млрд дол. Кроме того, проект необходимо обеспечить инфраструктурой – строятся два танкера стоимостью по 120 млн дол. каждый, два ледокола и береговая база. Но это – только начало. В марте 2011 г. «Газпром» объявил о новой концепции, нацеленной на добычу более 200 млрд м<sup>3</sup> газа и около 10 млн т нефти в Баренцевом и Карском морях с 2030 г. Концепцию обновили с учетом получения компанией новых лицензий. Для выполнения этих планов, как отметил академик РАН, президент ЦНИИ КМ «Прометей» И. Горынин [2], нужно построить еще 10 платформ, аналогичных «Приразломной». При ориентировочной стоимости каждой в 3–4 млрд дол. это означает, что на освоение мурманского сектора Арктики будет потрачено не менее 30 млрд дол., не считая неизбежных затрат на инфраструктуру. Остаются нерешенными вопросы доставки углеводородного топлива и экологические риски – очевидно, что аварий не избежать, и ликвидировать их последствия будет гораздо труднее, чем в более благоприятном климате. В целом, мнения экспертов по вопросу освоения Русской Арктики достаточно осторожные. Опытные специалисты считают, что вопросы масштабного освоения нефтяных богатств Заполярья России необходимо рассматривать в дальней перспективе.

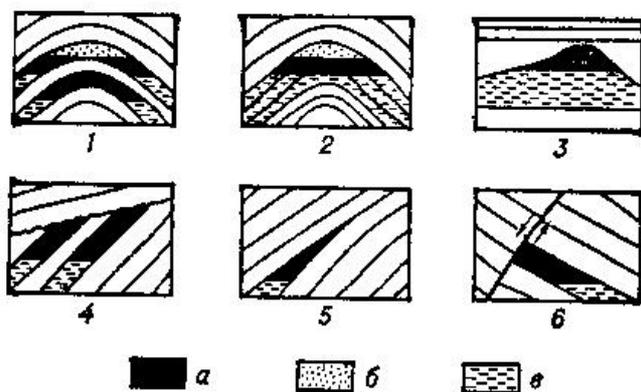
### *Нефть как полезное ископаемое*

Нефть (от персидского «Нефт» – воспламеняться) – природная горючая жидкость, состоящая из сложной смеси углеводородов и некоторых других органических соединений. По цвету нефть бывает красно-коричневой, иногда почти черной, хотя встречается и слабо окрашенная в желто-зеленый цвет и даже бесцветная нефть. По химическому составу и происхождению нефть близка к естественным горючим газам, озокериту, а также асфальту. Эти ископаемые объединяют под общим названием – петролиты, которые относят к еще более обширной группе так называемых каустобиолитов – горючих минералов преимущественно биогенного происхождения. Плотность нефти 0.65–1.05 г/см<sup>3</sup>. В промышленности нефть, плотность которой ниже 0.83 г/см<sup>3</sup>, называется легкой, 0.831–0.860 г/см<sup>3</sup> – средней, выше 0.860 г/см<sup>3</sup> – тяжелой. Плотность нефти, как и других углеводородов, сильно зависит от температуры и давления. Нефть содержит большое число разных органических веществ и поэтому характеризуется не температурой кипения, а температурой начала кипения жидких углеводородов (обычно >28 °С, реже ≥100 °С в случае тяжелой нефти) и фракционным составом – выходом отдельных фракций, перегоняющихся сначала при атмосферном давлении, а затем под вакуумом в определенных температурных пределах, как правило, до 450–500 °С (выкипает ~ 80% объема пробы), реже 560–580 °С (выкипает до 90–95%). Температура кристаллизации нефти – от –60 до +30 °С и зависит преимущественно от содержания в нефти парафина (чем его больше, тем температура кристаллизации ниже) и от наличия легких фракций (чем их больше, тем эта температура выше).

Удельная теплоемкость нефти 1.7–2.1 кДж/(кг·К); удельная теплота сгорания – 43.7–46.2 МДж/кг; диэлектрическая проницаемость 2.0–2.5; электрическая проводимость (удельная) от  $2 \cdot 10^{-10}$  до  $0.3 \cdot 10^{-18}$  Ом<sup>-1</sup>·см<sup>-1</sup>. Нефть – легковоспламеняющаяся жидкость, температура вспышки от –35 до +121 °С (зависит от фракционного состава и содержания в ней растворенных газов). Нефть растворима в органических растворителях, в обычных условиях она не растворима в воде, но может образовывать с ней стойкие эмульсии. В промышленности для отделения от нефти воды и растворенной в ней соли проводят обезвоживание и обессоливание нефти. В химическом аспекте нефть представляет собой смесь около 1 тыс. индивидуальных веществ, из которых большая часть – жидкие углеводороды (> 500 веществ или обычно 80–90% по массе) и гетероатомные органические соединения (4–5%), преимущественно сернистые (около 250 веществ), азотистые (> 30 веществ) и кислородные (около 85 веществ), а также металлоорганические соединения (в основном ванадиевые и никелевые); остальные компоненты – растворенные углеводородные газы (от десятых долей до 4%), вода (от следов до 10%), минеральные соли (главным образом, хлориды – до 0.1 – 4 тыс. мг/л и более), растворы солей органических кислот и др., а также механические примеси. В основном, в нефти представлены парафиновые (обычно 30–35, реже 40–50% по объему) и нафтеновые (25–75%) соединения. В меньшей степени – соединения ароматического ряда (10–20, реже 35%) и смешанного, или гибридного, строения (например, парафино-нафтеновые, нафтено-ароматические и др.). Класс углеводорода, по которому нефти дается наименование, должен присутствовать в количестве >50%. Если в нефти присутствуют углеводороды других классов, и один из классов составляет не менее 25% по объему, выделяют смешанные типы нефти: метано-нафтеновые, нафтено-метановые, ароматическо-нафтеновые, нафтено-ароматические, ароматическо-метановые и метано-ароматические; в них первого компонента содержится более 25%, второго – более 50%. Элементный состав нефти (%): С – 82–87; Н – 11–14.5; S – 0.01–6 (редко до 8); N – 0.001–1.8; O – 0.005–0.35 (редко до 1.2) и др. Всего в нефти обнаружено более 50 элементов. Так, наряду с упомянутыми элементами, в нефти присутствуют V ( $10^{-5}$ – $10^{-2}$ %), Ni ( $10^{-4}$ – $10^{-3}$ %), Cl (от следов до  $2 \times 10^{-2}$ %) и др. Содержание указанных соединений и примесей в нефти разных месторождений колеблется в широких пределах, поэтому говорить о среднем химическом составе нефти можно только условно. В России нефть классифицируют по содержанию серы на малосернистую (до 0.5% S), сернистую (0.5–2% S) и высокосернистую (свыше 2% S). В структуре мирового потребления нефти преобладают малосернистые разновидности, но около 1/3 добычи составляет нефть с содержанием S более 1%.

Сегодня нефть для человечества является важнейшим полезным ископаемым. Нефть обнаруживается вместе с газообразными углеводородами на глубинах от десятков метров до 5–6 км. Однако на глубинах свыше 4.5–5 км преобладают газовые и газоконденсатные залежи с незначительным количеством легких фракций. Максимальное число залежей нефти располагается на глубине 1–3 км. На малых глубинах и при естественных выходах на земную поверхность нефть преобразуется в полутвердый асфальт, битумы и битуминозные пески. Литологи, сторонники органического происхождения нефти, считают, что нефть – результат литогенеза и представляет собой жидкую гидрофобную фазу продуктов захоронения органического вещества (керогена) в водно-осадочных отложениях. Нефтеобразование – стадийный, весьма длительный (обычно много млн лет) процесс, начинающийся еще в живом веществе. Этот процесс распадается на ряд стадий. *Подготовительная стадия* характеризуется образованием в осадках под влиянием биокаталитических факторов диффузно рассеянной «микронепти». Считается, что основным исходным веществом биогенной нефти является планктон, обеспечивающий накопление в осадках органического вещества сапропелевого типа, с высоким содержанием водорода (благодаря наличию в керогене алициклических и алифатических молекулярных структур). Такие породы становятся потенциально нефтематеринскими. Обычно это глины, реже карбонатные и песчано-алевритовые осадки. При погружении эти осадки достигают верхней половины зоны мезокатагенеза, где начинается *главная стадия* нефтеобразования и действует главный фактор нефтеобразования – длительный прогрев от 50°C и выше. В главную стадию в результате битуминизации генерируется основная масса микронепти, происходит ее созревание и сближение по составу с собственно нефтью. Верхняя граница этой главной зоны – 1.3–1.7 км, при геотермическом градиенте 4 °С/100 м; 2.7–3 км, при градиенте 2 °С/100 м, и фиксируется сменой буроугольной степени углефикации органического вещества каменноугольной. Усиливается термокаталитический распад полимерлипоидных компонентов керогена. Образуются в большом количестве нефтяные низкомолекулярные углеводороды (C<sub>5</sub>–C<sub>15</sub>), нетипичные для первой, подготовительной стадии. Эти углеводороды, дающие начало бензиновой и керосиновой фракциям нефти, резко увеличивают подвижность

микроневфти, одновременно заметно снижается сорбционная емкость нефтематеринских пород, в которых возрастает внутреннее давление на фоне выделения воды при дегидратации глин. В результате усиливается перемещение микроневфти, с последующей ее миграцией по породам, допускающим свободное перемещение нефти и газов, так называемым коллекторам. Закрывающие нефть горные породы обладают высокой пористостью и достаточной для ее перемещения проницаемостью. Пористость коллекторов зависит от степени отсортированности зерен, их формы и укладки, а также от наличия межзернового цемента. Проницаемость определяется размером пор и их сообщаемостью. Главнейшими коллекторами нефти являются пески, песчаники, конгломераты, трещиноватые и брекчированные доломиты и известняки, а также и другие хорошо проницаемые горные породы, заключенные среди таких слабопроницаемых пород, как глины или гипсы. При благоприятных условиях коллекторами могут быть трещиноватые метаморфические и изверженные породы. Когда толщи, заключающие нефтеносные пористые пласты, под действием тектонических процессов теряют горизонтальное положение и становятся наклонными или изогнутыми в складки, нефть, вследствие своего малого удельного веса, а также гидравлических причин, устремляется из пониженных участков вверх, к зонам наивысшего поднятия, в так называемые ловушки. Каждая нефтяная залежь формируется в ловушке, накопившей мигрировавшую нефть и газ и сохранявшей их длительное время. В нефтяной геологии выделяется 3 основных типа ловушек: замкнутые, полузамкнутые и незамкнутые (рис. 1). Первые 2 типа связаны с первичным выклиниванием (стратиграфическое несогласие, тектоническое экранирование) коллекторов, и поэтому называются ловушками выклинивания. Незамкнутые ловушки являются гидравлическими – в них газоневфтяная смесь удерживается в сводовой части антиклинального перегиба слоев (распространенный тип залежей нефти) или выступа подземного рельефа (например, захороненного рифа).



*Рис. 1. Залежи нефти в гидравлически незамкнутых (1–3) и замкнутых (4–6) ловушках: 1 – пластовые сводовые залежи; 2 – массивная сводовая залежь; 3 – залежь в выступе, первичного (например, рифа) или вторичного (эрозийного); 4 – залежь, экранированная стратиграфическим несогласием; 5 – залежь в ловушке первичного (фациального, литологического) выклинивания коллектора; 6 – тектонически экранированная залежь*

Нефть может перемещаться как по заключающим ее пористым породам, так и по тектоническим трещинам, секущим эти породы. При миграции по коллекторам в ловушки нефть всегда перемещается вверх, в зону более низких давлений и температур, поэтому ее максимальные запасы накапливаются на несколько меньших глубинах, чем глубина зоны главной стадии нефтеобразования, нижняя граница которой соответствует уровню, на котором органическое вещество достигает степени углефикации, свойственной коксу. Обычно эта граница проходит на глубине 3–6 км. Некоторые геологи полагают, что нефть мигрирует на малые расстояния, другие допускают миграцию ее на большие расстояния, измеряемые десятками и сотнями километров. Различны мнения также и по вопросу о том, в каком состоянии мигрирует нефть – в виде жидкости или в виде газа. Советским ученым-нефтяником М.А. Капелюшниковым [3] экспериментально показано, что при наличии газа и достаточного давления нефть можно перевести в газовую фазу и извлечь из пористой среды даже пленочную и капиллярную нефть, которую обычными способами получить не удастся. Эти исследования подтверждают вероятность миграции нефти также и в газовом состоянии и выделения ее при пониженном давлении в виде жидкости. И наконец, имеется еще так называемая *постумная стадия*, когда резко возрастает накопление низкомолекулярных углеводородов, обуславливающее образование легкой газорастворенной нефти – газоконденсата.

Обычно нефть в залежи сопровождается водой, которая ограничивает залежь вниз по падению слоев, либо по всей ее подошве. Кроме того, в каждой залежи нефти вместе с ней находится так

называемая пленочная, или остаточная вода, обволакивающая частицы пород (песков) и стенки пор. В верхних частях нефтяной залежи иногда сосредоточивается газ («газовая шапка»). При добыче нефти скважинами не удается целиком извлечь всю нефть из залежи, значительное количество ее остается в недрах земной коры. Для более полного извлечения нефти применяются специальные приемы, из которых главным является метод искусственного заводнения. Нефть в залежи всегда находится под давлением воды или газа, вследствие чего вскрытие залежи, особенно вначале, сопровождается риском фонтанных выбросов нефти, воды и газа.

Обязательное условие нефтеобразования – выделение крупных нефтегазоносных бассейнов в целях нефтегазогеологического районирования территорий и акваторий. Такие бассейны сильно варьируют по размерам – от нескольких тысяч до нескольких млн км<sup>2</sup>, однако около 80% этих структур имеет площадь от 10 до 500 тыс. км<sup>2</sup>. В настоящее время установлено около 400 таких бассейнов, из них промышленно нефтегазоносными являются 160 бассейнов. В пределах нефтегазоносных бассейнов выделяют нефтегазоносные области, районы и зоны. Отдельное нефтяное месторождение является основной низшей единицей нефтегазогеологического районирования и представляет собой совокупность залежей нефти на определенной территории. Обычно занимает несколько сотен квадратных километров, для добычи используются нефтяные скважины, которые возводятся в результате бурения. В мире известно около 35 тыс. месторождений нефти (2003 г.), из них 15–20% – газонефтяные. Распределение месторождений по запасам подчинено закону, близкому к логнормальному. На долю месторождений с общими геологическими запасами каждого свыше 3 млн т (извлекаемые запасы нефти обычно составляют 1/4–1/2 геологических) приходится лишь около 15% всех месторождений, из них более 400 находятся в зоне шельфа. Примерно 85% мировой добычи нефти дают 5% разрабатываемых месторождений, среди них в 2008 г. насчитывалось 32 гигантских, с начальными извлекаемыми запасами каждого более 0.5 млрд т. В настоящее время месторождения нефти выявлены на всех континентах, кроме Антарктиды, и на значительной площади прилегающих акваторий.

Долгое время нефтяная практика имела дело лишь с месторождениями, связанными с горными районами, в формировании которых ведущая роль принадлежала складчатым процессам, и основным типом месторождений были нефтяные месторождения в антиклинальных структурах. В СССР в 1920–1930 гг. впервые в мировой практике были открыты нефтяные месторождения, связанные прежде всего со стратиграфическими особенностями нефтегазоносных провинций и с их литологией. Быстрое распространение нефтеразведочных работ во всем мире после Первой мировой войны показало, что нефтяные месторождения можно встретить не только на периферии горных сооружений, но и на равнинных платформенных территориях. Дальнейшее развитие разведочных работ в СССР и в США завершилось открытием залежей, связанных с соляными куполами, приподнимающими, а иногда и протыкающими осадочные толщи. В связи с возможным неорганическим происхождением нефти в последние годы уделяется большое внимание поискам нефтяных месторождений в зонах крупных глубинных разломов (гигантское нефтяное месторождение Белый Тигр во Вьетнаме в тектонизированных и брекчированных гранитах). По тектоническому строению среди нефтегазоносных бассейнов различают внутриплатформенные (около 30%), внутрискладчатые (около 35%), складчато-платформенные (краевых прогибов) – около 15%, периокеанические платформенные (около 15%) и др. Ниже дается подсчет добытой до 2000 г. нефти за весь период добычи по отдельным геологическим системам. Из третичных отложений было добыто 53% общего количества нефти, причем из отложений плиоцена получено 20% нефти и миоцена – 21%. Из отложений мезозойского возраста добыто 17% нефти, причем наибольшее количество этой добычи (15.5%) приходится на меловые отложения. На палеозойские слои приходится в общей сложности 30% нефти; из них пермские и каменноугольные отложения дали 20% нефти, девонские – 3%, ордовикские – 5% и кембрийские – 1%. Из верхней трещиноватой части докембрийских пород добыто всего 0.004% нефти. В СССР наибольшее количество нефти добывалось из отложений плиоцена и девона. Сторонники неорганического происхождения нефти считают, что значительное количество нефти в молодых фанерозойских породах является эндогенной, мантийной по происхождению, и проникла в верхние горизонты земной коры в более поздние эпохи благодаря высокой миграционной способности нефти. В частности, утверждается (с системой доказательств «неорганистов» познакомимся ниже), что к образовавшейся в древние эпохи органическим путем нефти постоянно добавляется нефть, образующаяся неорганическим путем. Если гипотеза верна, то это означает практическую неисчерпаемость запасов нефти.

До начала XVIII в. нефть преимущественно использовалась в натуральном, то есть переработанном и неочищенном виде. Большое внимание на нефть в качестве полезного ископаемого было обращено только после того, как в 1823 г. на нефтеперегонном заводе крепостных крестьян братьев Дубининых вблизи Моздока из нефти был выделен керосин – осветительное масло, подобное *фотогену*, уже в то время вырабатывавшемуся из некоторых видов каменных углей и сланцев и получившему широкое распространение. Эти талантливые самородки впервые в мире построили нефтеперегонный завод с кубами периодического действия. Из 40 ведер нефти, заливаемой в куб, они получали 16 ведер керосина. В дальнейшем на протяжении полувека на нефтеперегонных заводах наблюдался лишь рост числа кубов и их объема. Однако кубы периодического действия не обеспечивали надежного разделения нефти на фракции. На необходимость непрерывной перегонки нефти указывал Д.И. Менделеев. И лишь в 1886 г. В.Г. Шухов разработал такой аппарат. Основные технические принципы, заложенные в его конструкцию, используются и в современных нефтеперегонных установках. За рубежом тоже не дремали. В 1866 г. Дж. Юнг в Великобритании взял патент на способ получения керосина из тяжелых нефтей при перегонке под давлением. Этот способ перегонки был назван крекингом (от английского *cracking* – буквально «расщепление»). К 1869 г. Юнг довел давление на крекинг-установке до 3,8 ат и получал из различных нефтей до 30–60% керосина, в то время как при обычной перегонке удавалось извлекать лишь 3–20%. Широкому использованию переработанной нефти способствовал возникший в это время новый способ добычи нефти с помощью буровых скважин вместо колодцев. Первая в мире добыча нефти из буровой скважины состоялась в 1848 г. на Биби-Эйбатском месторождении вблизи Баку. Начало развития нефтяной промышленности обычно связывают именно с моментом появления механического бурения скважин на нефть, что произошло в 1859 г. в США. В России первые скважины на нефть были пробурены на Кубани в 1864 г. А.Н. Новосильцевым, и в 1866 г. одна из них дала нефтяной фонтан с начальным дебитом 190 т нефти в сутки. В начале XX в. Россия занимала первое место в мире по нефтедобыче, которая в 1901 г. составляла 11,9 млн т. Интенсивное развитие автомобильной и авиационной промышленности в развитых странах дало мощный толчок развитию нефтяной индустрии. Вся добываемая в мире нефть стала извлекаться из недр посредством буровых скважин, закрепленных стальными трубами высокого давления. Для подъема нефти и сопутствующих ей газа и воды на поверхность была разработана герметичная система подъемных труб, механизмов и запорной аппаратуры, рассчитанная на работу с давлениями, соизмеримыми с пластовыми. В 1891 г. В.Г. Шухов разработал крекинг-установку, в которой нагревание нефти происходило в трубах при ее принудительной прокачке. Это инженерное решение было широко подхвачено в США У. Бартоном и др. при сооружении нефтеперегонных заводов. В современном промышленном производстве нефть подвергают высокотемпературному крекинг-процессу, при котором получают различные виды моторного топлива, реактивное топливо, осветительный керосин, дизельное топливо, мазут. Различают 2 основных вида крекинга: термический, осуществляемый при действии высокой температуры и давления; и каталитический, происходящий при одновременном воздействии высокой температуры, давления и катализаторов. Термический крекинг проводят при 450–550 °С и давлении 4–6 МПа. Каталитический крекинг осуществляют при 450–530 °С, давлении до 0,37 МПа, в присутствии катализаторов – алюмосиликатов. Для переработки нефти с высоким содержанием сернистых и смолистых веществ применяют каталитический крекинг при 330–450 °С, под давлением водорода 5–30 МПа (т.н. гидрокрекинг). После отгонки из нефти топливных и масляных фракций в остатке получают черную смолистую массу – т.н. гудрон, который используют для получения нефтяных битумов и как дорожно-строительный материал.

#### *Генезис нефти – альтернативный подход*

На протяжении многих столетий лучшие умы человечества пытались решить мучившую их сложную и запутанную проблему – что они видят перед собой – продукт многофазных изменений изначально живого органического вещества или же мобильного эндогенного посланца абиссальных земных глубин. Пытливые умы разных времен и народов по-разному отвечали на этот вопрос. В ранний период начального становления естественных наук считалось (Агрикола, 1546 г.), что и нефть, и каменный уголь имеют неорганическое происхождение, причем уголь образуется за счет сгущения и затвердевания нефти. М.В. Ломоносов в своем классическом труде «О слоях земных» (1763 г.) высказал мысль, что нефть имеет дистилляционное происхождение за счет возгонки того же органического вещества, которое сформировало пласты каменного угля. В связи с развитием

нефтяной промышленности в XIX веке решить проблему, которая напрямую была связана с выработкой поисковых признаков на обнаружение крупных нефтяных залежей, пытались многие исследователи в развитых государствах всего мира. В 1866 г. французский химик М. Бертло высказал предположение, что нефть образуется в недрах Земли при воздействии углекислоты на щелочные металлы. В 1871 г. французский химик Г. Биассон выступил с идеей о происхождении нефти путем взаимодействия  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $H_2S$  с раскаленным железом. В 1877 г. Д.И. Менделеев предложил минеральную (карбидную) гипотезу происхождения нефти, согласно которой образование этого вещества связано с просачиванием воды в глубины Земли по разломам и с воздействием ее на «углеродистые металлы» (карбиды), в результате чего образуются углеводороды и окись железа. В 1889 г. В.Д. Соколов предложил гипотезу космического происхождения нефти. Согласно этой гипотезе, исходным материалом для возникновения нефти служили углеводороды, содержащиеся в газовой оболочке Проземли еще во время ее становления из планетезимали. По мере остывания Земли углеводороды были поглощены расплавленной магмой. Затем, с формированием земной коры, углеводороды мигрировали в осадочные породы в газообразном состоянии, конденсировались в этих породах и образовали залежи нефти. В середине XX в. в СССР (Н.А. Кудрявцев, В.Б. Порфирьев, Г.Н. Доленко и др.) и за рубежом (англичанин Ф. Хойл и др.) возрождают гипотезы неорганического (космического, магматогенного) происхождения нефти. Однако на шестом (1963 г.), седьмом (1967 г.) и восьмом (1971 г.) международных нефтяных конгрессах неорганические гипотезы не получили поддержки. Сторонники альтернативной, биогенной гипотезы происхождения нефти указывали на тесную связь нефти с сапропелевым органическим веществом в осадках. Впервые «сапропелевую» гипотезу высказал немецкий ботаник Г. Потонье в 1905 г. В дальнейшем ее развивали крупные русские и советские ученые – В.И. Вернадский, И.М. Губкин, Н.Д. Зелинский, а за рубежом – американцы Э. Ортон, П. Траск и Дж. Ньюберри, немецкие ученые К. Энглер, П. Мюллер и др. Изучение распределения стабильных изотопов углерода ( $C_{12}$ ,  $C_{13}$ ) в нефти, органическом веществе пород и в организмах [4] также говорит в пользу органической природы нефти. Веские доказательства биогенной природы нефти были получены в результате детального изучения эволюции молекулярного состава углеводородов и их биохимических предшественников (прогениторов) в исходных организмах, в органическом веществе осадков и горных пород и в различной нефти из нефтяных залежей. В 1934 г. в асфальтах, битумах и каменных углях были обнаружены порфирины, которые входят в молекулу хлорофилла и других органических пигментов. В середине XX в. трудами коллективов исследователей разных стран нефтяные углеводороды были установлены в современных осадках водоемов различного типа. Важным фактом явилось обнаружение в составе нефти хемофоссилий – своеобразных, сложно построенных молекулярных структур биогенной природы, унаследованных целиком или в виде фрагментов от органического вещества.

На первый взгляд, сторонники биогенной гипотезы происхождения нефти выстроили несокрушимый бастион доказательств истинности своих позиций. Однако в своей последней статье академик РАН А.А. Маракушев [5], последовательный «неорганист» в вопросе генезиса нефти, последовательно и убедительно опровергает все утверждения своих противников. По современным данным, эндогенные молекулярно тяжелые углеводороды по изотопному составу углерода являются производными этана ( $C_2H_6$ ) и отличаются от углеводородов осадочных пород, углерод которых закономерно утяжеляется с увеличением молекулярного веса ( $C_1 < C_n$ ), в то время как в эндогенных углеводородах изотопный состав углерода постоянен ( $C_2 = C_n$ ). По изотопии углерода, углеводороды осадочных пород аналогичны так называемым термогенным углеводородам, возникающим при повышении температуры за счет погребенной биомассы микроорганизмов, содержащихся в осадочных породах. Но термогенные углеводороды могут привноситься в осадочные толщи гидротермальными растворами глубинных магматических очагов, создающими термические аномалии. Сочетанием этих типов углеводородов, различающихся по изотопии углерода, определяется гетерогенность углеводородных залежей в осадках. В работе [6] на основе данных по изотопии углерода ( $C_1-C_4$ ) доказывалась термогенная природа углеводородов газовых месторождений Онтарио, но допускается смешение их с эндогенными углеводородами. При этом делается вывод о второстепенной роли эндогенных углеводородов в формировании углеводородных залежей в осадочных толщах. Однако высказывается противоположное мнение: «нефть образуется главным образом в результате абиогенных процессов» [7]. Многолетняя дискуссия о происхождении нефти не утратила своей остроты и проходит нередко с ожесточенностью, аналогичной накалу страстей в споре магматистов с трансформистами о происхождении гранитов.

Весомыми аргументами в пользу эндогенного происхождения нефти служат обильные поступления углеводородов на океаническое дно вдоль глобальной системы рифтов Мирового океана, причем без всякой связи с осадочными образованиями. Показательно также присутствие нефтяных проявлений в кимберлитах алмазоносных трубок, притом что изотопный состав молекулярно тяжелых эндогенных углеводородов кимберлитов и океанических образований задается этаном ( $C_2H_6$ ), тогда как термогенный углерод осадков утяжеляется в последовательности ( $C_1-C_n$ ). Органические соединения, традиционно считающиеся биомаркерами в нефтях, углях и черных сланцах, обладают стехиометрической изомерией с преобладанием определенных энантиомеров. Фундаментальной характеристикой жизни является гомохиральность молекул, образующих структуру организмов, и этот факт является главным аргументом сторонников биогенной нефти. Однако все биомаркеры, проявляющие гомохиральность, могут являться производными биосинтеза микроорганизмов, обитающих в нефти, которая является превосходной питательной средой. Гомохиральность обнаружена также в метеоритах, например в метеорите Murchison обнаружен значительный избыток L-энантиомеров аминокислот. Кроме того, синтез органических соединений в пламени плазмы приводит к гомохиральности стереоизомеров [8]. Таким образом, происхождение гомохиральности стереоизомеров в нефтях, углях и углеродистых сланцах может быть обусловлено самыми разнообразными причинами. К признакам эндогенной природы нефти относится ее металлоносность, иногда приобретающая практическое значение. Особенно характерны в этом отношении нефти ванадиевого типа. Например в США 2/3 производства ванадия связано с его получением из нефти. В ванадиеносных нефтях содержание V достигает до 130 г/т, причем в процессе дегазации нефти в образовавшихся битумах содержание V достигает до 520 г/т [9]. В составе нефти обычно доминируют V, Ni и Zn. По преобладанию в нефти одного из этих металлов выделяют геохимические типы нефти (ванадиевый, никелевый и цинковый), и не только в отдельных месторождениях, но и в целых нефтяных провинциях. Аналогичный парагенезис этих металлов обнаружен в эндогенных битумах кимберлитов, где металлоносные битумы наблюдаются в виде прожилков и жеод [10]. Ванадиевый тип нефти коррелируется в геохимическом и металлогеническом аспектах с углеродистыми «черными» сланцами, среднее содержание ванадия в которых (205 г/т) почти вдвое выше, чем в бедных углеродом осадках (110 г/т). Специально изучавший этот вопрос Я.Э. Юдович [11] пишет: «Концентрационная функция живого вещества в отношении ванадия не могла создать его аномалии в черных сланцах». Этот привнос ванадия из глубины свидетельствует о прямой связи образования черных сланцев с генерацией нефти, что подчеркивается и наличием так называемых «нефтяных сланцев». Однако в отличие от нефтяных залежей, расположенных на глубине под значительным давлением, «нефтяные сланцы» залегают у поверхности и отражают подъем нефти до приповерхностных слоев осадочных депрессий, когда низкое давление допускало селективную миграцию из нефти водорода, с образованием свойственных черным сланцам тяжелых углеродистых веществ (в том числе шунгита). Геохимическое родство черных сланцев и нефти ванадиевого типа, богатых многими рудными металлами, прослеживается и в историческом аспекте: в геологической истории самое масштабное накопление ванадия происходило в меловых черных сланцах [11], в которых среднее его содержание равно 590 г/т. Это коррелируется по времени с максимумом нефтеобразования (в России 71% запасов составляет нефть мелового возраста [9]). Подобная корреляция отражает связь нефтеобразования с эволюцией земного ядра [5], для которого меловое время отличалось резким снижением инверсии магнитного поля. Оно порождалось усилением дегазации ядра, что происходило при его взаимодействии с мантийным субстратом.

Следует отметить, что в науках о Земле в последнее время наметился переход от ставшей традиционной тектоники плит к глубинной плюмовой геодинамике. Почти по всем моделям, плюмы стадийно отделяются от жидкого ядра на границе с нижней мантией (в слое D") и в виде высокотемпературных газовых и газовой-расплавных флюидных систем проникают в верхнюю мантию, воздействуя прямо или опосредованно на земную кору. Периодическое нарушение стационарности внешнего ядра, обусловленное космическими факторами, ведет к отделению плюмов и суперплюмов, газовая фаза которых имеет  $P > 1300$  кбар и  $T > 4$  тыс. °C – идет однонаправленный процесс «прожигания» мантии восстановленным существенно водородным флюидом, в котором присутствуют также  $CH_4$ , CO и S. Количество углеводородных газов, поступавших в периоды плюмовой активности в течение геологически-мгновенных событий (массовые излияния плюмовых плато-базальтов и траппов происходили в течение десятков тысяч лет) в углеродсодержащие формации фанерозоя и докембрия, было огромным – при излиянии 1 млн км<sup>3</sup> лавы (а в трапповых областях лавы изливалось в несколько раз больше) на поверхность выносилось  $10^{14}$  т  $CH_4$  и столько

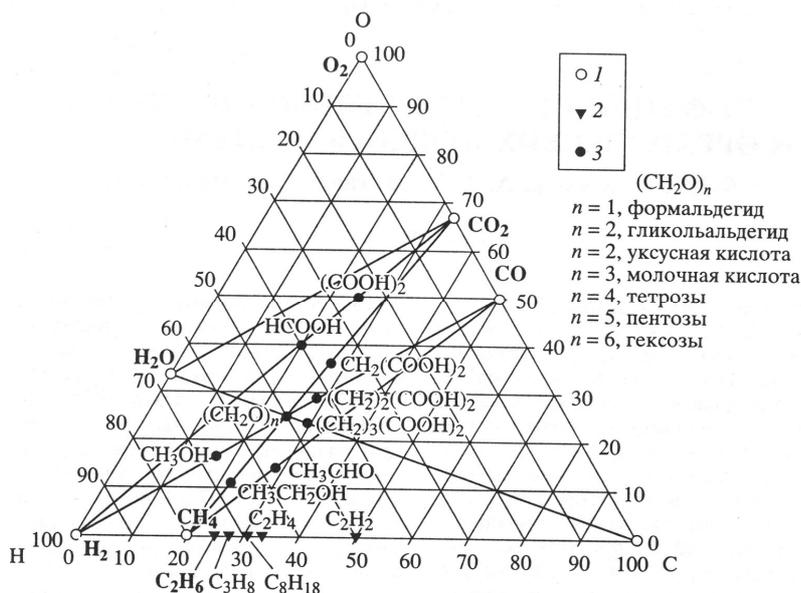


Рис. 2. Диаграмма состава веществ системы C–H–O [13]:

1 – простые вещества; 2 – углеводороды:  $\text{C}_2\text{H}_6$  – этан,  $\text{C}_3\text{H}_8$  – пропан,  $\text{C}_8\text{H}_{18}$  – октан,  $\text{C}_2\text{H}_4$  – этилен,  $\text{C}_2\text{H}_2$  – ацетилен; 3 – органические вещества системы C – H – O

треугольных схемах для каждой фации и делятся на 2 семейства, координирующихся неинвариантными точками, отвечающими T 1097 и 1340 К. По доминирующему в них парагенезису простых веществ первую из них можно назвать водно-углекислой, а вторую – водно-метановой. Эти семейства возникали в геологической истории в результате неодинакового диспропорционирования компонентов водородных флюидов ( $\text{H}_2 + \text{CO}$ ), исходящих из расплавленного земного ядра [13], но в различной геодинамической обстановке. Генерации водно-углекислых флюидов способствовала обстановка *растяжения* земной коры, снижавшая флюидное давление благодаря селективной миграции из флюидов в атмосферу водорода как наиболее подвижного компонента. В результате кислородные компоненты в них становились доминирующими над водородом, так что диспропорционирование компонентов приводило к генерации водно-углекислых флюидов согласно реакции между компонентами  $\text{H}_2 + 2\text{CO} = \text{H}_2\text{O} + 0.5 \text{CO}_2 + 1.5\text{C}$ , отвечающей неинвариантной точке 1097 К. Углекислые водные флюиды агрессивны по отношению к силикатному (гранитному) субстрату земной коры, который выщелачивался под их воздействием, что и приводило к деструкции фундамента и к формированию платформенных депрессий, заполняемых осадочными или вулканогенно-осадочными породами. Одновременно на глубине происходило флюидное плавление мантийного субстрата. Возникавшие при этом первичные расплавы подвергались базит-гипербазитовому расслоению, дававшему излияния толеит-базальтовых дифференциатов в депрессии, тогда как гипербазитовые массы внедрялись в основание коры, вызывая типичное для депрессий воздымание подстилающей мантии (поверхности Мохо). В совокупности это известно как образование «обращенности рельефа» депрессий, создающее утонение под ними кристаллической земной коры.

Преращение толеит-базальтовых излияний в депрессиях систематически сменялось накоплением в них углеродистых осадков. За ними последовало развитие щелочного взрывного вулканизма, сопровождаемое образованием поднятий и взбросов кристаллического фундамента депрессий, что характерно для обстановки режима сжатия земной коры, препятствовавшего миграции водорода из восходящих флюидных потоков, в результате чего восстанавливалось его исходное преобладание над кислородными компонентами, радикально изменявшее C–H–O [13]: реакцию диспропорционирования компонентов в сторону генерации в них углеводородов:  $3\text{H}_2 + \text{CO} = \text{H}_2\text{O} + \text{CH}_4$ , с объединением в ней совокупности простых веществ, отвечающих на диаграмме (рис. 3) неинвариантной точке 1340 К.

же  $\text{CO}_2$ , в то время как в спокойные геодинамические эпохи количество поступавшего на поверхность  $\text{CO}_2$  не превышало  $10^8$  т/год [12]. В настоящее время известно, что восстановленные водородсодержащие флюиды плюмовых систем можно представить как вещества системы C–H–O, подразделяющиеся на простые ( $\text{O}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{C}$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ) и сложные – углеводороды и органические соединения [13]. Составы сложных соединений закономерно вписываются в систему простых веществ (рис. 2), располагаясь на коннодах, связывающих их составы. Благодаря этому трехкомпонентная система C–H–O разделяется на двухкомпонентные подсистемы, в каждой из которых происходит образование углеводородных и органических соединений из простых веществ. Парагенезисы простых веществ на диаграмме RT ln P (кДж·моль<sup>-1</sup>) – T, K (рис. 3) даны на

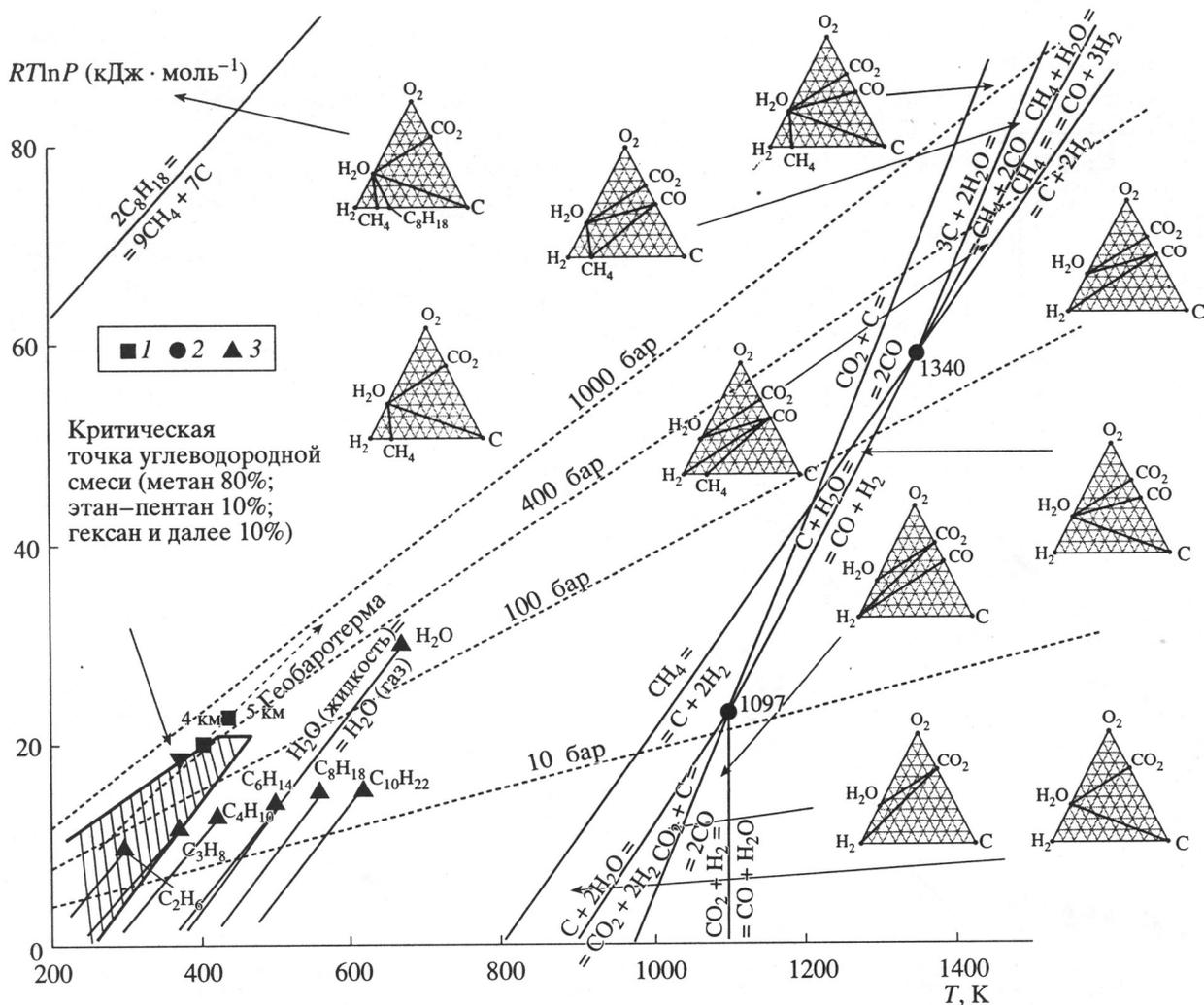


Рис. 3. Фаши простых веществ системы C – H – O и n-октана (C<sub>8</sub>H<sub>18</sub>) [13]:  
 1 – глубины земной коры по геобаротерме; 2 – невариантные равновесия; 3 – критические точки углеводородов и воды. Изобары обозначены штриховыми линиями

Таким образом, вслед за этапом базальтовых излияний и водно-углекислых флюидов, следует этап сжатия земной коры, который препятствует миграции водорода из восходящих мантийных флюидных потоков. Под воздействием водорода происходит разложение кислотных компонентов флюидов ( $4\text{H}_2 + \text{H}_2\text{CO}_3 = 3\text{H}_2\text{O} + \text{CH}_4$ ), чем и определяется щелочной характер магматизма, с постепенным возрастанием щелочности. Генерируются водно-метановые флюидные потоки, водно-этановые и целая серия других углеводородных флюидных потоков, определявших эволюцию флюидного режима магматизма, фиксируемую фашиями, объединенными на рисунке 3 невариантными точками 1097 → 1340 К. Наступает период длительного прекращения вулканизма и формирования осадочных толщ, но магматическая деятельность в мантийных очагах продолжается.

Согласно классической осадочно-миграционной (термогенной) гипотезе происхождения нефтяных и газовых залежей, черные сланцы рассматриваются сторонниками органического происхождения нефти как материнские по отношению к нефти. Предполагается, что, погружаясь на глубины, где температура достигает 70–100 °С, черные сланцы продуцируют огромные количества нефти и углеводородных газов [5]. Однако это явно противоречит геологическим условиям залегания крупных нефтяных залежей, которые «контролируются в осадочных бассейнах зонами взбросов и надвигов или приурочены к взброшенным блокам кристаллического фундамента» [14]. Масштабы залежей говорят о привносе углеводородов из глубины, тогда как геологические условия их залегания не позволяют предполагать существования под ними «продуцирующих» осадочных толщ. При этом становится анахронизмом желание связывать крупные нефтяные залежи со всякого рода

структурными и литологическими ловушками. Гигантские нефтяные залежи, открытые в последние годы в дислоцированном кристаллическом фундаменте осадочных бассейнов, требуют иных подходов, в частности решения «проблемы пространства» при их образовании. В продуктивных на нефть депрессиях отложению в них нефтяных углеводородов всегда предшествовал этап гидротермального кислотного выщелачивания гранитного фундамента водно-углекислыми флюидами, создававшими в породах фундамента гигантские полости, что обеспечивало последующую локализацию в них скоплений нефти. Роль глубинного выщелачивания особенно ярко проявилась в размещении месторождений нефти во взброшенных частях фундамента осадочных депрессий, что типично для месторождений шельфа Южного Вьетнама [14]. В олигоцен-плейстоценовой впадине Хуэ в бассейнах Кыулонг и Южный Коншон кристаллический фундамент представлен гранитами, взброшенные блоки которых контролируют многочисленные залежи нефти и газа (рис. 4). Они залегают или в осадочных породах вдоль нефтеконтролирующих разломов фундамента, или в породах самого фундамента.

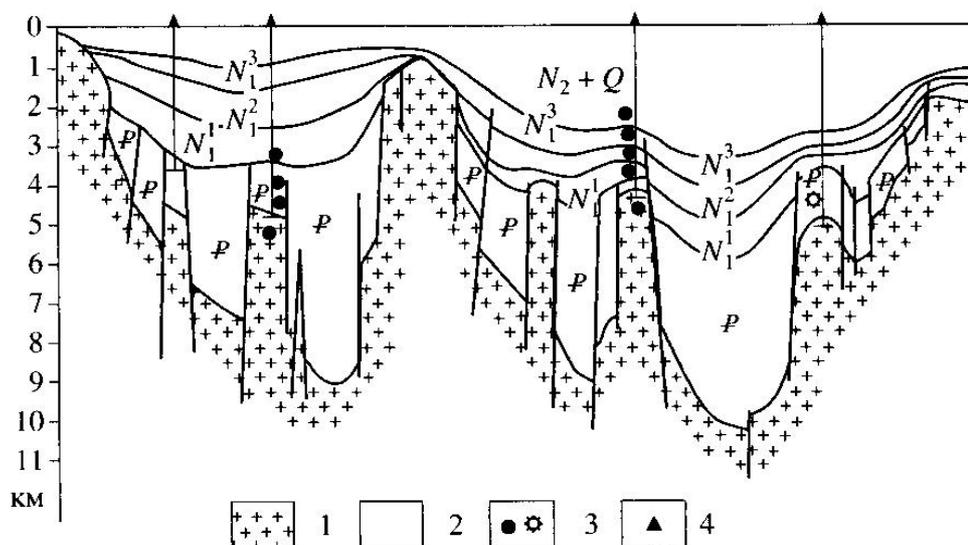


Рис. 4. Геологический разрез через нефтегазоносные бассейны Кыулонг и Южный Коншон на южном шельфе Вьетнама [14]:

1 – гранитный фундамент; 2 – палеогеновые (P), неогеновые ( $N_2$  и  $N_1$ ) и четвертичные (Q) отложения; 3 – проявления нефти (а) и газа (б); 4 – скважины

Нефтеобразование во взброшенных блоках фундамента депрессий может достигать огромного размаха, несопоставимого с ограниченными размерами нефтепроявлений в осадочных породах. Уникальным в этом отношении является месторождение Белый Тигр на шельфе Южного Вьетнама (рис. 5), гигантские залежи нефти которого приурочены к ступенчато блокированным гранитам, прослеживаясь в них на глубину до 1.5 км и только отчасти распространяясь в окружающие осадочные толщи. Но и в осадках нефтеобразование контролировалось взбросом фундамента, не распространяясь в горизонтальном направлении. Эксплуатационные скважины из осадков миоцена и олигоцена дают дебит от нескольких тонн до 300 т в сутки, а скважины из пород фундамента фонтанируют с дебитом 1 тыс. т в сутки и более [14]. Запасы нефти этого месторождения оцениваются в 659 млн т. Существуют робкие замечания сторонников органического происхождения нефти, что нефть в гранитный фундамент этого месторождения могла просочиться из осадочных пород в результате горизонтальной миграции. Но если бы такая миграция и была, она не могла бы создать в монолитных гранитах огромные камеры, вмещающие нефтяные залежи. Такие камеры могли возникнуть только в результате кислотного выщелачивания гранитов на стадии, предшествовавшей нефтеобразованию, по вышерассмотренной модели.

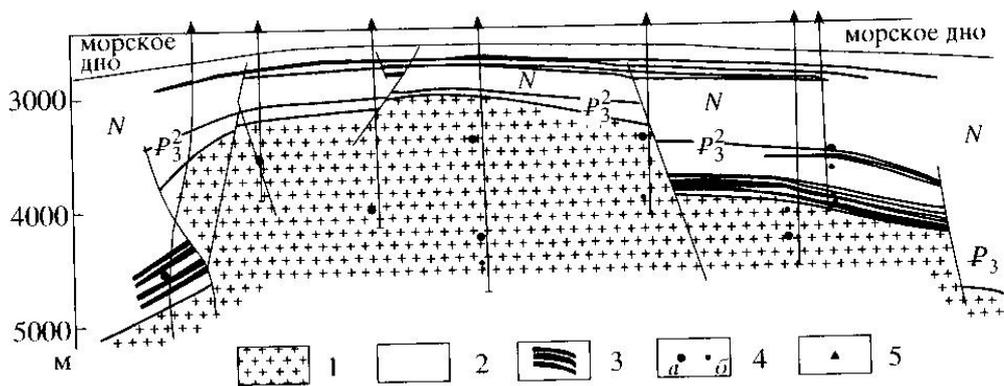


Рис. 5. Поперечный разрез через сводовую часть месторождения Белый Тигр [14]:  
 1 – гранитный фундамент; 2 – палеогеновые (P) и неогеновые (N) отложения;  
 3 – нефтеносные горизонты; 4 – месторождения (а) и проявления (б) нефти; 5 – скважины

*Цикличность эндогенной активности Земли и углеводородное дыхание земного ядра в раннепротерозойском Печенгско-Варзугском поясе*

В геологической истории флюидный привнос углеводородов периодически усиливался в определенные интервалы времени, относящиеся к раннепротерозойской, палеозойской и кайнозойской эпохам. Учитывая все вышеизложенное, обратимся к геодинамическим условиям проявления плюм-тектонических процессов в раннем протерозое Кольского геоблока на примере Печенгской структуры, которая является наиболее важным фрагментом Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса и относится к числу наиболее изученных раннедокембрийских структур мира, что обусловлено наличием связанных с ней крупных месторождений Cu–Ni руд, четко стратифицированным разрезом, который считается стратотипом нижнего протерозоя, а также проходкой самой глубокой в мире Кольской сверхглубокой скважины (12262 м) [15, 16]. Эта структура представляет собой асимметричный синклиорий, сложенный породами печенгского (время формирования 2540–1940 млн лет) и южнопеченгского (1940–1700 млн лет) комплексов (рис. 6). Породы печенгского комплекса с разрывом и угловым несогласием залегают на архейских гнейсах фундамента и снизу вверх разделяются на четыре мегаритма. В основании каждого мегаритма – осадочная свита (ОС), а в кровле – вулканогенная (ВС). Разрез пород печенгского комплекса представлен четырьмя надгоризонтами (снизу вверх): сариолием – соответственно, I ОС и I ВС, нижним ятулием – соответственно, II ОС и II ВС), верхним ятулием – III ОС и людиковием, который охватывает III ВС, продуктивную – IV ОС, и IV ВС. Если рассматривать эту структуру и весь Печенгско-Варзугский зеленокаменный пояс в целом не просто как рифтогенную структуру длительного развития, а как зону проявления долгоживущих плюмов глубинно-мантийного заложения, то можно констатировать, что масштабные проявления толеит-базальтового и субщелочного магматизма совпадают по времени с определенными этапами развития плюм-тектонических обстановок, когда площадь распространения протерозойских мантийных магматических пород, охватывавшая тысячи квадратных километров, была сопоставима с площадями плато-базальтовых и трапповых областей фанерозоя. Так, мощное проявление толеит-базальтового и субщелочного магматизма на Печенге в ятулийско-людиковийское время (2200–2000 млн лет) [15, 16] связано с радикальной активизацией тектоно-магматических событий в конце раннего протерозоя. Начальный период активизации, проходивший в условиях стабильного тектонического режима и малой проницаемости земной коры (широкое развитие красноцветных осадков в ятулии), сопровождался излиянием субщелочных лав II ВС на Печенге с мантийными геохимическими метками. Далее последовал более масштабный толеит-базальтовый вулканизм людиковия, связанный с резким усилением рифтогенных процессов в условиях растяжения земной коры, на границе ятулия и людиковия. В полном соответствии с этапом агрессивного воздействия углекислых водных флюидов на сиалический субстрат архейского фундамента Печенгской структуры последовало его выщелачивание и деструкция, с заложением крупного людиковийского прогиба. Прогиб был немедленно заполнен семикилометровой толщей толеитовых базальтов III ВС и IV ВС, с параллельным формированием мощных (до 1.5 км) углеродистых осадков продуктивной (IV ОС) свиты.

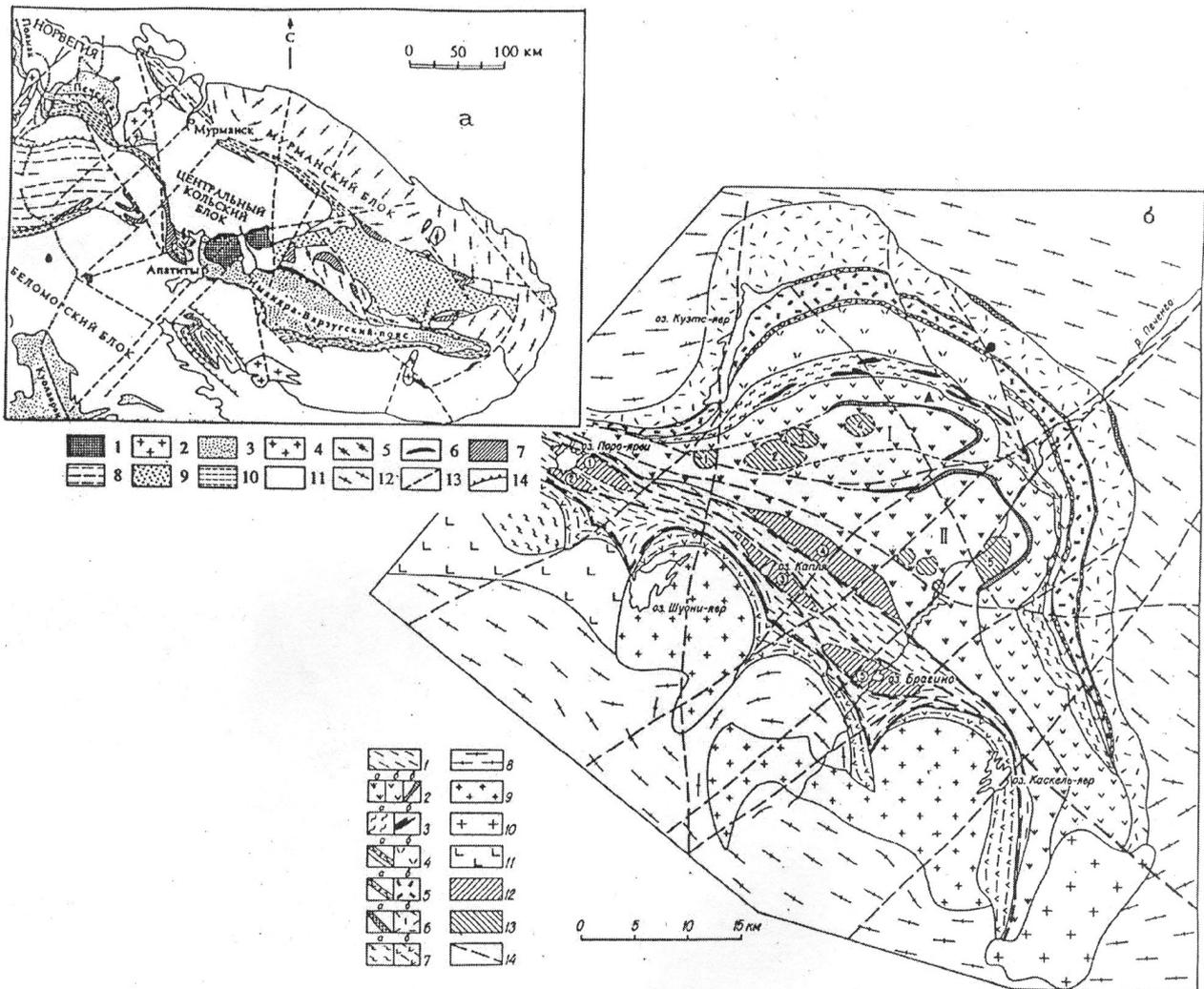


Рис. 6. Схематические геологические карты Кольского геоблока и Печенгской структуры:

а. Схематическая геологическая карта Кольского геоблока:

1 – Хибинский и Ловозерский плутоны палеозоя. Нижний протерозой: 2 – граниты; 3 – породы карелид; 4 – чарнокиты; 5 – щелочные граниты; 6 – интрузии перидотит-габброноритов; 7 – габбро-анортозиты; 8 – гранулиты. Верхний архей: 9 – гнейсы и сланцы; 10 – амфиболиты; 11 – гранито-гнейсы. Нижний архей (?):

12 – тоналиты; 13 – разломы; 14 – взбросо-надвиги. б. Схематическая геологическая карта Печенгской структуры: 1 – породы южнопеченгского комплекса (1700–1940 млн лет); 2–6: породы печенгского комплекса (1940–2540 млн лет): 2 – породы IV ВС: а,б – базальты верхней (а) и нижней (б) подсвет; в – риолиты; 3 – продуктивная свита (IV ОС): а – метаосадки; б – рудоносные габбро-верлиты; 4 – породы III ОС и III ВС (2114 млн лет): а – осадки, б – вулканыты (базальты); 5 – породы II ОС и II ВС (2214 млн лет): а – осадки, б – вулканыты (трахибазальты, трахиандезиты); 6 – породы I ОС и I ВС (2324 млн лет): а – осадки, б – вулканыты (андезибазальты); 7 – породы неясного стратиграфического положения: а – гнейсо-сланцы, б – сланцеватые амфиболиты; 8 – гнейсы архейского фундамента; 9 – плагиограниты (1940 млн лет); 10 – микроклиновые граниты (1762 млн лет); 11 – габбро; 12 – оливиниты; 13 – локальные вулканические центры в Южнопеченгской зоне; 14 – локальные вулканические центры в Северопеченгской зоне; 15 – дизъюнктивные нарушения. Черный кружок – Заполярнинский палеовулкан. Черный треугольник – положение Кольской сверхглубокой скважины

Излияние субщелочных вулканытов IV ВС (нижняя подсвета) связано со значительной перестройкой структурного плана ядерной части Печенгской структуры, что было обусловлено локальным, но мощным пароксизмом сжатия на фоне перманентных условий рифтогенного растяжения. Этот пароксизм обусловил несогласное залегание подщелочных базальтов и ферропикритов нижней подсветы на подстилающих осадках продуктивной толщи, и формирование

многочисленных базит-гипербазитовых массивов ферропикрит-габбро-верлитовой рудоносной ассоциации. Хотя продуктивная свита имеет небольшую мощность – всего около 1.5 км, тем не менее, только в породы этой свиты избирательно внедрились все (более 300) расслоенные габбро-верлитовые интрузивы Печенгской структуры, в том числе рудоносные. Приуроченность базит-гипербазитовых интрузивов исключительно к продуктивной свите раскрывает специфику их внедрения, осуществлявшегося путем процесса магматического замещения, определяемого потоками трансмагматических флюидов, насыщенных базит-гипербазитовыми компонентами [13]. Они относительно легко растворяли терригенные породы продуктивной свиты, тогда как базальты, близкие по составу к трансмагматическим флюидам, представляли среду, неблагоприятную для магматического замещения и поэтому практически не подвергались внедрению базит-гипербазитовых магм.

С последующей орогенной стадий развития карелид, характеризующейся преобладанием обстановок сжатия, в Печенгско-Варзугском регионе связан флюидный привнос углеводородов в земную кору, приведший к формированию газовых и нефтяных залежей на периферии окраинных депрессий Баренцева и Карского морей. Отложению в них углеводородов предшествовало флюидное кислотное выщелачивание, которое приводило к разуплотнению пород и обеспечивало последующую локализацию в них залежей нефти и газа. Происходило участие мантийных воздыманий в зоне окраинных морей в общем процессе разрушения континентальной коры, со смещением нефтеобразования на периферию этой системы, с развитием так называемой центробежной тектоники [5], когда напряженное состояние фундамента препятствовало потере водорода глубинными магматическими очагами, связанными с периферийными депрессиями, что и создавало их углеводородную специализацию ( $3\text{H}_2 + \text{CO} = \text{H}_2\text{O} + \text{CH}_4$ ). В результате возникла стройная система размещения нефте- и газоносных структур по периферии Баренцева и Карского морей. Из глубинных областей генерации углеводороды поступали в земную кору в метастабильном состоянии. С понижением температуры и давления метастабильные флюидные смеси углеводородов разделялись на газовую и жидкую фазы, что и приводило к формированию залежей нефти и выше расположенных залежей более миграционного газа.

## Заключение

1. Нефть занимает ведущее место в мировом топливно-энергетическом хозяйстве, а также составляет основу нефтехимической промышленности. Ее доля в общем потреблении энергоресурсов непрерывно растет: 3% в 1900 г., 5% перед Первой мировой войной (1914–1918 гг.), 17.5% накануне Второй мировой войны (1939–1945 гг.), 24% в 1950 г., 41.5% в 1972 г., 48% в 2004 г. Мировая добыча нефти удваивается каждое десятилетие.

2. Разведанные запасы нефти составляют (на 2004 г.) 210 млрд т (1200 млрд баррелей), неразведанные – оцениваются в 52–260 млрд т (300–1500 млрд баррелей). За 30 лет мировые разведанные запасы нефти выросли примерно в 2 раза, но и потребление нефти за последние 35 лет выросло с 20 до 30 млрд баррелей в год – 3.8 млрд т (ежедневная добыча 90,0 млн баррелей в день). В России запасы нефти оцениваются (2011 г.) в 80 млрд баррелей. Нефтяные месторождения классифицируются на мелкие – до 10 млн т запасов нефти; средние – 10–100 млн т (Кумколь, Верхне-Тарское); крупные – 100–1000 млн т (Каламкас, Пенглай, Правдинское, Статфьорд); гигантские – 1–5 млрд т (Тенгиз, Самотлор, Ромашкино); уникальные – более 5 млрд т (Аль-Гавар, Бурган).

3. При нынешних темпах потребления нефти в мире, ее разведанных запасов хватит на 40 лет, неразведанных – еще на 10–50 лет. Существенным нефтяным резервом человечества является нефть, законсервированная в битуминозных песках и в горючих сланцах. Запасы нефти только в битуминозных песках Канады и Венесуэлы составляют 1.7 и 2.0 трлн баррелей соответственно, при ежедневной добыче 1.12 и 1.0 млн баррелей в день соответственно (2010 г.). Таким образом, хотя запасы битуминозных песков огромны, добыча нефти из них в обозримом будущем будет составлять всего несколько процентов от мировых потребностей нефти. Существующие технологии добычи нефти из битуминозных песков требуют большого количества пресной воды и суммарных энергозатрат, составляющих около 2/3 энергетического потенциала добытой таким образом нефти. Горючие сланцы содержат 2.8–3.3 трлн баррелей извлекаемой нефти. Серьезной проблемой является неэкологичность производства нефти из сланцев.

4. Большие перспективы нефтедобычи прогнозируются специалистами в акватории арктических морей. Согласно выводам специалистов, Западное (американское) полушарие богато нефтью, а Восточное – газом. По американским данным, за полярным кругом может находиться не менее 30% неразведанных мировых запасов газа и 13% нефти. Правда, большая их часть лежит на шельфе (84%). На российские территории из ожидаемых 90 млрд баррелей нефти и 50 трлн м<sup>3</sup> газа приходится около 30 млрд баррелей

нефти и 33 трлн м<sup>3</sup> газа. В одном только Баренцевом море американские специалисты насчитали 11 млрд баррелей нефти и 11 трлн м<sup>3</sup> газа.

5. В 2011 г. «Газпром» объявил о новой концепции, нацеленной на добычу более 200 млрд м<sup>3</sup> газа и около 10 млн т нефти в Баренцевом и Карском морях с 2030 г. На освоение мурманского сектора Арктики будет потрачено не менее 30 млрд дол., не считая неизбежных затрат на инфраструктуру. Разработка нефти на Приразломном нефтяном месторождении в Печорской губе Баренцева моря станет первым экспериментом России по добыче углеводородов на Арктическом шельфе. Остаются нерешенными вопросы доставки углеводородного топлива и экологические риски. Опытные специалисты считают, что вопросы масштабного освоения нефтяных богатств Заполярья России необходимо рассматривать в дальней перспективе.

6. Нефть детально охарактеризована как минеральное сырье. Рассмотрены ее состав и физико-химические свойства. Приведены и детально охарактеризованы стадии нефтеобразующего процесса – подготовительная, главная и постумная. Рассмотрены два существующих в научном мире альтернативных подхода к решению проблемы генезиса нефти: 1) нефть имеет биогенное происхождение. Если это так, то человечество в течение считанных десятилетий истратит нефтяные ресурсы планеты, и в мире разразится жестокий энергетический кризис; 2) нефть имеет абиогенное происхождение и непрерывно генерируется в недрах Земли. Существует и «промежуточный» подход – к образовавшейся в древние эпохи органическим путем нефти постоянно добавляется нефть, образующаяся неорганическим путем. Если второй подход справедлив, то это означает практическую неисчерпаемость запасов нефти. Приведены доводы защитников той и противоположной точек зрения и авторская позиция в отношении абиогенности нефти.

7. По нашему мнению, генезис нефтяных и газовых залежей планеты обусловлен стадийными плюм-тектоническими процессами и в геодинамическом аспекте связан с разрушением континентальной коры, вызванной воздействием водно-углекислых флюидных потоков, порождаемых импульсами дегазации земного ядра. Водно-углекислые флюиды формировались в верхних частях земной коры в обстановке ее растяжения и селективной миграции водорода, за счет чего резко возрастала кислотность исходящих из земного ядра флюидных потоков и увеличивалось их агрессивное воздействие на породы континентальной коры, в особенности на ее гранитный слой. Выщелачивание и разрушение континентальной коры обусловило формирование на ее окраинах осадочных бассейнов, размещавшихся по периферии окраинных морей. На заключительных стадиях их эволюции, в обстановке сжатия, возникли геодинамические условия, препятствовавшие селективной миграции водорода из флюидных потоков, что и создавало их углеводородную специализацию ( $3\text{H}_2 + \text{CO} = \text{H}_2\text{O} + \text{CH}_4$ ).

8. Роль глубинного выщелачивания особенно ярко проявилась в размещении месторождений нефти во взброшенных частях фундамента осадочных депрессий, что типично для месторождений шельфа Южного Вьетнама. В олигоцен-плейстоценовой впадине Хуэ кристаллический фундамент представлен гранитами, взброшенные блоки которых контролируют многочисленные залежи нефти и газа. Они залегают или в осадочных породах вдоль нефтеконтролирующих разломов фундамента, или в гранитных породах самого фундамента. На месторождении Белый Тигр гигантские залежи нефти приурочены к ступенчато блокированным гранитам, прослеживаясь в них на глубину до 1,5 км и только отчасти распространяясь в окружающие осадочные толщи. Но и в осадках нефтеобразование контролировалось взбросами фундамента, не распространяясь в горизонтальном направлении. Запасы нефти этого месторождения оцениваются в 0,66 млрд т.

9. Учитывая все вышеизложенное, обратимся к геодинамическим условиям проявления плюм-тектонических процессов в раннем протерозое Кольского геоблока на примере Печенгской структуры, которая является наиболее важным фрагментом Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса и относится к числу наиболее изученных раннедокембрийских структур мира, что обусловлено наличием связанных с ней крупных месторождений Cu-Ni руд, четко стратифицированным разрезом, который считается стратотипом нижнего протерозоя, а также проходкой самой глубокой в мире Кольской сверхглубокой скважины (12262 м).

10. Эта структура представляет собой асимметричный синклинорий, сложенный породами печенгского (время формирования 2540–1940 млн лет) и южнопеченгского (1940–1700 млн лет) комплексов. Породы печенгского комплекса с размывом и угловым несогласием залегают на архейских гнейсах фундамента и снизу вверх разделяются на четыре мегаритма. В основании каждого мегаритма – осадочная свита (ОС), а в кровле – вулканогенная (ВС). Разрез пород печенгского комплекса представлен четырьмя надгоризонтами (снизу вверх): сариолием – I ОС и I ВС, нижним ятулием – II ОС и II ВС, верхним ятулием – III ОС и людиковием, который охватывает III ВС, продуктивную – IV ОС, и IV ВС.

11. Значительный по масштабам толеит-базальтовый вулканизм людиковия был связан с резким усилением рифтогенных процессов растяжения на границе ятулия и людиковия. В полном соответствии с этапом агрессивного воздействия углекислых водных флюидов на сиалический субстрат архейского фундамента Печенгской структуры, последовали процессы его выщелачивания и деструкции, с заложением крупного людиковийского прогиба земной коры. Прогиб был немедленно заполнен семикилометровой толщей толеитовых базальтов III BC и IV BC, с параллельным формированием мощных (до 1.5 км) углеродистых осадков продуктивной (IV OC) свиты.

12. Излияние субщелочных вулканитов IV BC (нижняя подсвита) было обусловлено локальным пароксизмом сжатия на фоне перманентных условий рифтогенного растяжения. Этот пароксизм обусловил несогласное залегание подщелоченных базальтов и ферропикритов нижней подсвиты на подстилающих осадках продуктивной толщи, и формирование многочисленных базит-гипербазитовых массивов ферропикрит-габбро-верлитовой рудоносной ассоциации. Хотя продуктивная свита имеет небольшую мощность – всего около 1.5 км, тем не менее, только в породы этой свиты избирательно внедрились все (более 300) расслоенные габбро-верлитовые интрузивы Печенгской структуры, в том числе рудоносные. Приуроченность базит-гипербазитовых интрузивов исключительно к продуктивной свите раскрывает специфику их внедрения, осуществлявшегося путем процесса магматического замещения, определяемого потоками трансмагматических флюидов, насыщенных базит-гипербазитовыми компонентами. Они относительно легко растворяли терригенные породы продуктивной свиты, тогда как базальты, близкие по составу к трансмагматическим флюидам, представляли среду, неблагоприятную для магматического замещения и поэтому практически не подвергались внедрению базит-гипербазитовых магм.

13. С последующей орогенной стадией развития карелид, характеризующейся преобладанием обстановок сжатия, в Печенгско-Варзугском регионе связан флюидный привнос углеводородов в земную кору, приведший к формированию газовых и нефтяных залежей на периферии окраинных депрессий Баренцева и Карского морей. Отложению в них углеводородов предшествовало флюидное кислотное выщелачивание, создавшее разуплотнение пород, обеспечившее последующую локализацию в них залежей нефти и газа. Произошло участие мантийных воздыманий в зоне окраинных морей в общем процессе разрушения континентальной коры, со смещением нефтеобразования на периферию этой системы, с развитием так называемой центробежной тектоники, когда напряженное состояние фундамента препятствовало потере водорода глубинными магматическими очагами, связанными с периферийными депрессиями, что и создавало их углеводородную специализацию ( $3\text{H}_2 + \text{CO} = \text{H}_2\text{O} + \text{CH}_4$ ). В результате возникла стройная система размещения нефте- и газоносных структур по периферии Баренцева и Карского морей.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. US Energy Information Authority: Gas and Oil. New York. 2011. 870 p.
2. Oil & Gas Journal Russia. 2011.
3. Капелюшников М.А. К вопросу о миграции и аккумуляции рассеянной нефти в осадочных горных породах // ДАН. 1954. Т. 99, № 6. С. 420–425.
4. Галимов Э.М. Органическая геохимия изотопов // Вестник РАН. 2006. Т. 7, № 11. С. 978–988.
5. Маракушев А.А., Маракушев С.А. Образование нефтяных и газовых месторождений // Литология и полезные ископаемые. 2008, № 5. С. 505–521.
6. Sherwood L.B. Abiogenic formation of alkanes in the Earth's crust as a minor source for global hydrocarbon reservoirs / L.B. Sherwood, T.D. Wastgate, J.A. Ward // Nature. 2002. Vol. 416. P. 522-524. Т. 406, № 4. С. 521–527.
7. Scott H.P. et. al. Generation of methane in the Earth's mantle / H.P. Scott, R.J. Hemley, H. Mao // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. 2004. Vol. 101, № 39. P. 14023–14026.
8. Managadze G. A new universal mechanism of organic compounds synthesis during prebiotic evolution // Planet. Space Sci. 2007. Vol. 55. P. 134–140.
9. Недрa России. Вып. 2, т. 1. Полезные ископаемые. СПб.: Наука, 2001. 549 с.
10. Готтих Р.П. и др. Распределение микроэлементов в системах кимберлит-битум и базальт-битум в диатремах Сибирской платформы / Р.П. Готтих, Б.И. Писоцкий, Д.З. Журавлев // ДАН. 2004. Т. 399, № 3. С. 373–377.
11. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: Наука, 1994. 304 с.
12. Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и биологические катастрофы в истории Земли // Мантийные плюмы и металлогения. Материалы Международного симпозиума. Петрозаводск: Изд. КарНЦ РАН, 2002. С. 70–85.
13. Маракушев А.А., Маракушев С.А. РТ-фазии простых, углеводородных и органических веществ системы C – H – O // ДАН. 2006.
14. Арешев Е.Г. Нефтегазоносные бассейны тихоокеанского подвижного пояса. М.: АВАНТИ, 2004. 287 с.
15. Скуфьин П.К. Раннепротерозойские вулканогенные формации Печенгско-Варзугского пояса как индикаторы геодинамических режимов (Северо-Восток Балтийского щита): автореф. дис. ... д.г.-м.н. М., 1998. 66 с.
16. Маракушев А.А., Скуфьин П.К. Эволюция плюм-тектоники Кольского региона и углеводородное дыхание земного ядра // Материалы Международной научной конференции «Геологическая среда: пространственно-временные взаимоотношения эндогенных и экзогенных процессов», г. Казань, 13–16 ноября 2007. Казань: Каз. ГУ, 2007. С. 148–153.

#### Сведения об авторе

Скуфьин Петр Константинович – д.г.-м.н., ведущий научный сотрудник; e-mail: skuf@geoksc.apatity.ru

УДК: 549.3

## ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ФЕДОРОВО-ПАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА: ТИПЫ ОРУДЕНЕНИЯ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА

**В.В. Субботин, А.У. Корчагин, Е.Э. Савченко**  
Геологический институт КНЦ РАН

### Аннотация

Платинометалльные месторождения и рудопроявления Федорово-Панской расслоенной интрузии локализованы на разных стратиграфических уровнях разрезов и контролируются краевой (базальной) зоной массива Федорова тундра, платиноносными рифами Западно-Панского массива и расслоенным горизонтом Восточно-Панского массива. В составе оруденения насчитывается 44 минерала ЭПГ и Au и ряд новых фаз. Впервые в России установлен торнроозит. Ассоциации минералов ЭПГ подразделяются на раннюю (первичную) – сульфидно-теллуридную и позднюю (переотложенную) – арсенидно-теллуридную.

### Ключевые слова:

*Федорово-Панская интрузия, минералы ЭПГ и золота, сульфиды, арсениды, теллуриды, торнроозит.*



Важнейшим рудным узлом Кольской платинометалльной провинции является Федорово-Панская расслоенная ультра-мафит-мафитовая интрузия [1–3 и др.]. Именно в ней за последние 20 лет, благодаря масштабным научно-исследовательским, поисковым и геологоразведочным работам ГИ КНЦ РАН и ОАО ПАНА, компаний ВНР Minerals, Barrick Gold, UralPlatinum Holding Ltd, ООО Кольская

ГПК и др. открыто три месторождения и ряд рудопроявлений элементов платиновой группы (далее ЭПГ) малосульфидного типа. Месторождения относятся к важнейшему геолого-промышленному типу, к которому также принадлежат риф Меренского (Бушвельд, ЮАР), J-M риф (Стиллуотер, США), Главная сульфидная зона (Великая Дайка, Зимбабве), SK риф залежи Наркус (Порtimo, Финляндия) и др., поставляющие основную долю платиновых металлов на мировой рынок.

Федорово-Панский расслоенный интрузивный комплекс расположен в центральной части Кольского полуострова на границе архейских и раннепротерозойских пород. Протяженность его составляет 90 км при мощности до 4 км. Крупными тектоническими нарушениями массив разбит на три блока: Федорова Тундра, Западно-Панский и Восточно-Панский. Согласно современным данным, любой из этих блоков представляет собой самостоятельную магматическую камеру, каждая со своей историей формирования и различными механизмами их внутрикамерной дифференциации.

Месторождения и рудопроявления локализованы в разных интрузивных блоках на разных стратиграфических уровнях разрезов и контролируются различными структурными элементами этих интрузий (рис. 1):

- краевой (базальной) зоной массива Федорова тундра;
- Северным и Южным рифами в расслоенных горизонтах Западно-Панского массива;
- расслоенным горизонтом Восточно-Панского массива.

ЭПГ-оруденение Федорово-Панской интрузии повсеместно пространственно и генетически связано с сульфидной медно-никелевой минерализацией.

Фактической основой настоящей работы являются исследования, выполненные в Геологическом институте КНЦ РАН:

- всего изучено около 1.8 тыс. аншлифов из керна скважин и коренных обнажений;

- по химическому составу диагностировано 4.5 тыс. зерен минералов платиновых металлов (далее МПМ), определены их размеры, макро- и микроассоциации;
- выполнено более 1.5 тыс. SEM/EDS анализов МПМ, главных сульфидов и др. минералов и 360 микронзондовых анализов МПМ и сульфидов;
- для каждого месторождения дана количественная оценка распространенности различных МПМ.



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Федорово-Панского интрузива

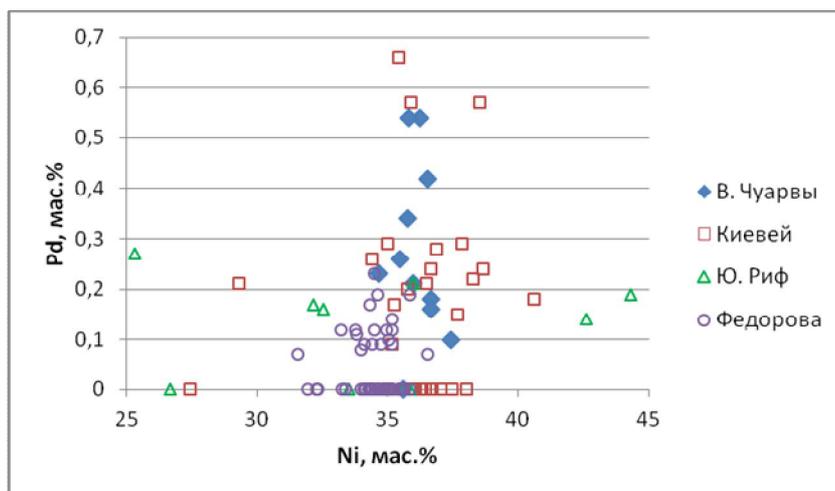


Рис. 2. Вариации содержаний Pd в пентландите и виоларите из платиносплавных руд месторождений и рудопроявлений Федорово-Панского комплекса (на диаграмме не показаны anomalно высокие содержания Pd – 1.64 и 1.00 мас.% для пентландита из руд В. Чуарвы).

По данным 115 микронзондовых анализов

оруденение первых двух типов сформировалось в узком временном интервале  $2485 \pm 9$  –  $2491 \pm 1.5$  млн лет. Оруденение третьего типа было сформировано примерно на 40 млн лет позднее ( $2447 \pm 12$ ). Оруденение всех трех типов характеризуется четко выраженной палладиевой специализацией ( $Pd/Pt$  – 2.5–9.5) и преобладанием меди над никелем ( $Cu/Ni$  – 1.1–1.9). Ближайшим аналогом оруденения краевого типа (месторождение Федорова тундра) являются месторождения ЭПГ в маргинальных зонах интрузивного комплекса Портимо в северной Финляндии [4, 13, 14]. Особенности строения и распределения ЭПГ-оруденения Северного платиноносного рифа (месторождение В. Киевей) во многом аналогичны рифу J-M комплекса Стиллуотер и рифу SK комплекса Портимо [5, 13, 14].

Результаты выполненных минералогических исследований показали, что комплексному оруденению интрузии свойственны разнообразие структурно-вещественных типов, условий нахождения, богатство минералами платиновых металлов, сложная многостадийная история формирования, проявление пространственной неоднородности и зональности в распределении разных МПМ и их составе.

Эти черты в комплексе с геологическими, геохимическими и геохронологическими данными [4–12 и др.] позволяют подразделить все месторождения и проявления на три типа (табл. 1).

По данным изотопно-геохронологического датирования U-Pb методом по цирконам [12]

## Основные типы платинометалльного оруденения Федорово-Панского интрузивного комплекса

Тип оруденения	Типичные содержания и отношения компонентов	Локализация оруденения	Специфика минерального состава оруденения
Краевой (Федорова тундра)	ЭПГ+Au – 0.5-3 г/т; Ni – 0.04-0.10 мас.%; Cu – 0.04-0.20 мас.%; Pd/Pt=4.4 Cu/Ni=1.8	Локализован в базальной зоне массива Федорова тундра в такситовых габброноритах краевой серии, содержащих автолиты пироксенитов вышележащей расслоенной серии. Образует мощные (до 280 м) и протяженные (до 1.5 км) линзовидно-пластообразные залежи сложного строения	Вкрапленные сульфиды с локальными проявлениями массивных сульфидов. Доминируют: халькопирит, пирротин и пентландит; минералы изоморфных рядов котульскит-соболевскит, висоцкит-брэггит, мончеит-меренскиит и Au,Ag. Среднее содержание Pd в пентландите 420 г/т. Среднее содержание сульфидов 1–2 мас.%
Рифовый (Северный риф, В. Киевей)	ЭПГ+Au – 0.8-8 г/т; Ni – 0.05-0.15 мас.%; Cu – 0.05-0.20 мас.%; Pd/Pt=6.7; Cu/Ni=1.1	Контролируется определенными подразделениями (циклами) магматической стратификации Нижнего расслоенного горизонта Западно-Панского массива. Локализован в пироксенитовом слое в основании 2 цикла, в габброноритах и лейкогаббро и в участках их тонкого переслаивания 2 и 3 циклов. Образует маломощные (до первых метров) протяженные (до нескольких километров) пластообразные залежи	Бедная, неравномерная, интерстициальная сульфидная вкрапленность. Главные минералы – халькопирит, пентландит и пирротин; котульскит, мончеит, висоцкит, брэггит, (Au,Ag,Pd). Среднее содержание Pd в пентландите 1800 г/т. Среднее содержание сульфидов около 1 мас.%
Рифовый переотложенный (Южный риф)	ЭПГ+Au – 1-20 г/т, в единичных пробах до 220 г/т; Ni – 0.03-0.13 мас.%; Cu – 0.05-0.20 мас.%; Pd/Pt=9.5; Cu/Ni=1.9	Контролируется линзовидными телами анортозитов в Верхнем расслоенном горизонте Западно-Панского массива. Сульфиды образуют согласные линзы и шшировидные зоны мощностью 0.5-2.0 м и протяженностью до первых сотен метров вблизи кровли и подошвы анортозитовых тел. Минерализация прерывистая по простиранию и падению	Крайне неравномерное, бедное сульфидное оруденение, нередко без видимых сульфидов. Главные минералы – халькопирит, борнит, пентландит, миллерит, пирротин; висоцкит, брэггит, котульскит, кейтконнит, теллурупалладинит, мончеит, сперрилит, стиллуотерит, торнроозит*, (Au,Ag,Pd). Среднее содержание Pd в пентландите 1100 г/т. Среднее содержание сульфидов 0.5-1 мас.%

*Примечание.* \* – утвержден КНМ ММА в качестве нового минерального вида в 2010 г. (IMA No. 2010-043; Kojonen K.K., McDonald A.M., Stanley C.J. & Johanson, B.: Tornroosite, Pd<sub>11</sub>As<sub>2</sub>Te<sub>2</sub>, a new mineral related to isomertieite from Miessijoki, Finish Lapland, Finland. Canadian Mineralogist – accepted for publication 23 Feb. 2011)

Основными формами концентрации ЭПГ в рудах в месторождениях Федорово-Панского комплекса, как и на большинстве крупных малосульфидных месторождений мира [15], являются их собственные минералы (МПМ) и твердые растворы Pd в пентландите. Вариации содержаний Pd в пентландите и виоларите (вторичном минерале, развивающемся по пентландиту) из платинометалльных руд месторождений и рудопроявлений Федорово-Панского комплекса показаны на рис. 2. По данным 55 микрондальных анализов среднее содержание Pd в пентландите месторождения Федорова тундра составляет 420 г/т, месторождения Киевей – 1.8 тыс. г/т (25 анализов), месторождения В. Чуарвы – 2.3 тыс. г/т (24 анализа), рудопроявлений в анортозитах Южного рифа – 1.1 тыс. г/т (11 анализов). При содержании пентландита в рудах среднего качества 0.05–0.4 мас.% примерно половина валового Pd всех месторождений Федорово-Панского рудного узла сосредоточена в пентландите.

Таблица 2

Относительная распространенность минералов платиновых металлов и золота в рудах месторождений и рудопроявлений Федорова-Панского комплекса (по данным диагностики 4470 зерен SEM/EDS-методом)

МПМ и минеральные фазы	Федорова тундра	В. Киевей	Ю. Риф	В. Чуарвы	Максимальный размер зерен, $\mu\text{m}$
Золото (Au,Ag,Pd)	0.9	1.1	0.5	0.2	80×160
Серебро (Ag,Au)	е.з.	е.з.	е.з.	–	5×10
Платина (Pt,Cu,Pd)	е.з.	–	–	–	0.5×2
Изоферроплатина (Pt,Pd) <sub>3</sub> Fe	е.з.	е.з.	е.з.	е.з.	5×10
Хонгшит (Pt,Pd)Cu	–	е.з.	е.з.	–	3×15
Палладий (Pd, Ag)	е.з.	–	е.з.	–	0.5×2
Скаергаардит (Pd,Cu,Zn)	–	–	е.з.	–	5×10
Звягинцевит Pd <sub>3</sub> Pb	–	е.з.	0.2	–	10×15
Рустенбергит Pt <sub>3</sub> Sn	е.з.	е.з.	–	е.з.	10×15
Нигглиит PtSn	е.з.	–	–	е.з.	3×5
Паоловит (Pd,Au) <sub>2</sub> Sn	1.7	е.з.	–	е.з.	30×40
Атокит (Pd,Pt,Au) <sub>3</sub> Sn	е.з.	е.з.	е.з.	е.з.	5×10
Паларстанид Pd <sub>5</sub> (Sn,As) <sub>2</sub>	е.з.	е.з.	–	е.з.	30×40
Куперит-брэггит (Pt,Pd,Ni)S	14.7	10.6	20.2	27.3	150×750
Маланит Cu(Pt,Ir) <sub>2</sub> S <sub>4</sub>	–	е.з.	–	–	5×20
Высоцкит (Pd,Pt,Ni)S	6.8	14.3	64.1	23.1	200×660
Василит Pd <sub>16</sub> S <sub>7</sub>	–	–	е.з.	–	2×3
Лафламмеит Pd <sub>3</sub> Pb <sub>2</sub> S <sub>2</sub>	–	–	е.з.	–	5×5
Лаурит (Ru,Os)S <sub>2</sub>	–	е.з.	е.з.	–	5×5
Купородсит Cu(Rh,Pt) <sub>2</sub> S <sub>4</sub>	–	–	е.з.	–	3×5
Платарсит (Pt,Rh,Ru)AsS	–	–	–	е.з.	10×10
Ирарсит (Ir,Ru,Rh,Pt)AsS	е.з.	е.з.	е.з.	е.з.	5×10
Руарсит RuAsS	–	–	–	е.з.	2×3
Холлингуортит (Rh,Pt,Pd)AsS	е.з.	е.з.	е.з.	е.з.	10×20
Сперрилит PtAs <sub>2</sub>	1.1	1.2	1.5	13.1	50×250
Стиллуотерит Pd <sub>8</sub> As <sub>3</sub>	4.7	1.0	1.5	2.5	140×180
Палладоарсенид Pd <sub>2</sub> As	е.з.	е.з.	–	1.5	20×30
Меньшиковит Pd <sub>3</sub> Ni <sub>2</sub> As <sub>3</sub>	е.з.	–	е.з.	–	30×100
Винцентит (Pd,Pt) <sub>3</sub> (As,Sb,Te)	е.з.	е.з.	0.3	е.з.	10×15
Атенеит (Pd,Hg) <sub>3</sub> As	е.з.	–	–	–	2×3
Мертиит Pd <sub>11</sub> (Sb,As) <sub>4</sub>	е.з.	е.з.	е.з.	е.з.	10×15
Торнроозит Pd <sub>11</sub> As <sub>2</sub> Te <sub>2</sub>	е.з.	0.1	0.3	–	50×100
Мончеит (Pt,Pd)(Te,Bi) <sub>2</sub>	8.4	15.4	1.3	4.4	100×100
Кейтконнит Pd <sub>3-x</sub> Te	е.з.	0.3	2.8	0.5	20×30
Котульскит Pd(Te,Bi)	45.5	40.4	4.7	25.9	120×320
Меренскиит (Pd,Pt)(Te,Bi) <sub>2</sub>	10.6	13.1	0.7	0.5	80×400
Теллурупалладинит Pd <sub>7</sub> Te <sub>4</sub>	–	е.з.	1.1	е.з.	20×30
Соболевскит PdBi	4.6	0.5	–	–	150×270
Фрудит PdBi <sub>2</sub>	е.з.	–	–	–	3×5
Майчнерит (Pd,Pt)BiTe	е.з.	е.з. ?	–	–	20×30
Темагамит Pd <sub>3</sub> HgTe <sub>3</sub>	е.з.	е.з.	–	е.з.	2×3
Теларгпалит (Pd,Ag) <sub>3+x</sub> Te	е.з. ?	0.5	е.з.	–	30×50
Сопчеит Ag <sub>4</sub> Pd <sub>3</sub> Te <sub>4</sub>	е.з.	0.5	е.з.	е.з.	30×50
Без названия (Re,Cu,Pt)S <sub>2</sub>	–	е.з.	–	–	3×5
Без названия (Pd,Ag) <sub>4</sub> S	е.з.	–	0.1	–	15×20
Без названия Pd <sub>2-x</sub> (Bi,Pb)(S,Se)	е.з.	е.з.	–	–	8×15
Без названия (Pd,Au) <sub>2+x</sub> (As,Sn)	е.з.	–	–	0.1	20×40
Без названия Pt <sub>5</sub> Te <sub>7</sub>	–	е.з. ?	–	е.з.	20×60
Без названия Pd <sub>3</sub> (Ge,Te)	–	–	е.з.	–	0.5×8
Без названия Pd <sub>5</sub> Ge <sub>2</sub>	е.з.	–	–	–	1.5×10
Кол-во диагностированных зерен	1460	1015	697	1298	

Примечание. е.з. – единичные зерна

Собственные минералы ЭПГ и золота, установленные в оруденении всех типов, насчитывают 44 минеральных вида и ряд новых минеральных фаз, что характеризует минеральный состав оруденения как весьма сложный. Ведущими среди МПМ по распространенности являются: висоцкит, брэггит, куперит, сперрилит, стиллуотерит, палладоарсенид, мончеит, меренскиит, котульскит, соболевскит, кейтконнит, самородное золото (табл. 2). На долю этих минералов в общем балансе металлов в рудах приходится практически вся Pt и Au и примерно половина Pd.

По преимущественной приуроченности к тому или иному петрографическому типу пород и на основании анализа морфологии, состава, парагенетических взаимоотношений разных МПМ между собой и с породообразующими силикатами и сульфидами все основные минералы благородных металлов могут быть подразделены на раннюю – сульфидно-теллуридную и позднюю – арсенидно-теллуридную минеральные ассоциации (табл. 3). Обе они довольно устойчиво проявлены в изученных месторождениях и рудопроявлениях Федорова-Панского интрузивного комплекса и в большинстве случаев достаточно надежно распознаются по преимущественной распространенности либо сульфидов, либо арсенидов Pt и Pd. Некоторая условность их выделения связана со смешанными парагенезисами, когда типоморфные для разных ассоциаций минералы (например, мончеит и сперрилит, или висоцкит и стиллуотерит) встречаются совместно, образуют срастания между собой, а явные признаки замещения одного минерала другим отсутствуют. Смешанные парагенезисы наиболее типичны для рудных пегматитов В. Чуарвы и анортозитов Южного рифа. Там и главные сульфидные минералы (пентландит, халькопирит и пирротин) образуют смешанные ассоциации с миллеритом, годлевскитом, кубанитом, борнитом, дигентом и другими относительно более поздними и более низкотемпературными минералами. На месторождениях Федорова тундра, Киевей, В. Чуарвы смешанные парагенезисы (совместно с поздними) чаще встречаются во фланговых частях рудных зон и сопутствующих рудных линзах – в участках наиболее подверженных аутометасоматическим и метаморфическим преобразованиям.

Распределение разновозрастных ассоциаций МПМ в объеме рудных зон по типам пород вполне отчетливое: ранние платиноиды преимущественно приурочены к мезо-меланократовым кумулатам (габброноритам, норитам и плагиопироксенитам), а поздние – к анортозитам, лейкогаббро, габбро-пегматитам и интенсивно измененным габброидам.

Типоморфными для ранней ассоциации МПМ являются сульфиды и висмута-теллуриды ЭПГ (брэггит, куперит, висоцкит, мончеит, меренскиит), а также палладистое золото, редкие сульфоарсениды Pt, Rh, Ir, Ru, ассоциирующие с ранними сульфидами – пентландитом и пирротин. К этой же группе, по-видимому, следует отнести редко встречающиеся платиновые сплавы и станниды Pt и Pd. Для поздней ассоциации наиболее типичны сперрилит, разнообразные арсениды палладия, кейтконнит, сопчеит и др. Котульскит является сквозным минералом и широко распространен как в ранней, так и в поздней ассоциациях.

Важно отметить, что для поздней арсенидно-теллуридной ассоциации МПМ в большей степени, чем для ранней, типичны парагенезисы с кварцем, хлорсодержащими минералами (хлорапатит, щелочной амфибол паргасит-ферропаргаситового ряда, скаполит), альбитом, тальком, серпентинами, клиноцоизитом, эпидотом, хлоритами, титанитом, лейкоксеном и даже кальцитом. Химический состав поздних Cl-содержащих минералов приведен в табл. 4.

Наиболее распространенные сульфиды Pt и Pd – куперит, брэггит и висоцкит парагенетически и, по-видимому, генетически тесно связаны между собой. Совместно распространены в неизменных и слабо измененных мелко-среднезернистых пойкилитовых габброноритах, неравномернозернистых до пегматоидных габброноритах, плагиопироксенитах. Они образуют крупные, часто комплексные хорошо образованные кристаллы и зерна сложной морфологии, в которых нередко проявлена сложная зональность.

Для висоцкита характерной формой выделений являются тесные скелетные срастания с пентландитом, напоминающие структуры распада твердого раствора (рис. 3). Так же часто висоцкит образует внешние зоны кристаллов брэггита (рис. 4).

В ассоциации с брэггитом и висоцкитом, помимо сульфидов Cu, Ni и Fe, чаще всего устанавливаются мончеит, котульскит, другие теллуриды Pd и Pt. В ассоциации с арсенидами брэггит не установлен ни разу, а для висоцкита из ассоциаций со сперрилитом и стиллуотеритом иногда удается наблюдать признаки его более раннего происхождения – дробление висоцкита и «залечивание» микротрещин халькопиритом (рис. 5).

## Ассоциации минералов платиновых металлов и золота

Минералы	Главные	Второстепенные	Редкие	Особенности локализации минералов (ассоциаций)
<b>Ранняя (сульфидно-теллуридная)</b>				
Pd-золото (Au,Pd,Ag) Изоферроплатина (Pt,Pd) <sub>3</sub> Fe Нигглиит PtSn Паоловит (Pd,Au) <sub>2</sub> Sn Атокит (Pd,Pt) <sub>3</sub> Sn Паларстанид Pd <sub>8</sub> (Sn,As) <sub>3</sub> Брэггит (Pt,Pd,Ni)S Куперит (Pt,Pd,Ni)S Высоцкит (Pd,Ni)S Сперрилит PtAs <sub>2</sub> Стиллуотерит Pd <sub>8</sub> As <sub>3</sub> Платарсит (Pt,Rh,Ru)AsS Холлингвортит (Rh,Pt,Pd)AsS Руарсит RuAsS Ирарсит (Ir,Ru,Rh,Pt)AsS Мончеит (Pt,Pd)(Te,Bi) <sub>2</sub> Без названия Pt <sub>5</sub> Te <sub>7</sub> Меренскиит (Pd,Pt)(Te,Bi) <sub>2</sub> Котульскит Pd(Te,Bi) Соболевскит PdBi	×	×	×	<p>Распространены в придонных и осевых частях рудных залежей. Парагенетически связаны со слабо измененными мезо-меланократовыми пироксенитами, норитами, габброноритами (bCr, boC, paCb±o).</p> <p><u>Макроассоциация:</u> плагиоклаз, клинопироксен, ортопироксен, оливин, магнетит, ильменит, бадделит, Cl-содержащий апатит, антофиллит, магнезиокуммингтонит, актинолит, клинохлор, клиноцоизит, кварц.</p> <p><u>Микроассоциация:</u> ранние сульфиды Cu, Ni, Fe, Ag, Mo и вторичные силикаты в реакционных ореолах вокруг ранних сульфидов. Сложные сростания сульфидов Pt и Pd, теллуридов и интерметаллидов.</p> <p><u>Морфология и внутреннее строение:</u> эвгдральные, каплевидные зерна в сульфидах и на границе сульфид-силикат; скелетные сростания высококита с пентландитом, подобные структурам распада твердого раствора; сложнзональные кристаллы – полный ряд твердых растворов высококит-брэггит, твердые растворы сульфоарсенидов Rh, Pt, Ir, Ru, Co.</p> <p>Ранние высококит, мончеит, сульфоарсениды Pt, Rh, Ir, Ru часто сохраняются как реликтовые в крупных сульфидных вкрапленниках в рудах с поздней ассоциацией МПМ</p>
<b>Поздняя (арсенидно-теллуридная)</b>				
Электрум (Au,Ag) Серебро(Ag,Au) Паларстанид Pd <sub>8</sub> (Sn,As) <sub>3</sub> Брэггит (Pt,Pd,Ni)S Высоцкит (Pd,Ni)S Сперрилит PtAs <sub>2</sub> Стиллуотерит Pd <sub>8</sub> As <sub>3</sub> Палладоарсенид Pd <sub>2</sub> As Мертиит Pd <sub>11</sub> (Sb,As) <sub>4</sub> Винцентит (Pd,Pt) <sub>3</sub> (As,Sb,Te) Без названия (Pd,Au) <sub>2+x</sub> (As,Sn) Холлингвортит (Rh,Pt,Pd)AsS Мончеит (Pt,Pd)(Te,Bi) <sub>2</sub> Котульскит Pd(Te,Bi) Меренскиит (Pd,Pt)(Te,Bi) <sub>2</sub> Кейтконнит Pd <sub>3-x</sub> Te Торнроозит Pd <sub>11</sub> As <sub>2</sub> Te <sub>2</sub> Сопчеит Ag <sub>4</sub> Pd <sub>3</sub> Te <sub>4</sub> Тегагамит Pd <sub>3</sub> HgTe <sub>3</sub> Без названия (Pd,Ag) <sub>4</sub> S	×	×	×	<p>Распространены преимущественно на флангах, висячем боку рудных залежей и в рудных линзах. Парагенетически связаны с интенсивно измененными лейкократовыми средне-крупнозернистыми габбро и габбро-пегматитами (pCa и paC).</p> <p><u>Макроассоциация:</u> плагиоклаз, клинопироксен, магнетит, ильменит, актинолитовая роговая обманка, биотит, кварц, актинолит, гастингсит, Cl-содержащий ферропаргасит, альбит, клиноцоизит, эпидот, клинохлор, титанит, марганцовистый альмандин, рутил, хлорапатит, скаполит, циркон, кальцит, пренит, натролит.</p> <p><u>Микроассоциация:</u> ранние Cu-Ni-Fe-сульфиды, вторичные силикаты, кварц, пирит, сфалерит, лейкоксен. Сложные сростания арсенидов и теллуридов Pd, замещение котульскита арсенидами Pd.</p> <p><u>Морфология и внутреннее строение:</u> идиоморфные и ксеномерфные зерна на границе сульфид-силикат, реже внутри сульфидов и в интерстициях вторичных силикатов; каемчатые, прожилковидные, часто секущие по отношению к сульфидам и поздним силикатам обособления сперрилита, котульскита, электрума, реже стиллуотерита; относительно однородный состав зерен отдельных минералов; моно- и полиминеральные кластеры очень тонких зерен МПМ (особенно котульскита) во вторичных силикатах</p>

Для химического состава сульфидов Pt и Pd характерен непрерывный ряд твердых растворов высококит-брэггит на всех изученных объектах (рис. 6). Зональность кристаллов и некоторая дискретность в зависимости содержаний Pt и Pd, наблюдаемая на диаграммах, могут служить свидетельством колебаний температурного режима среды минералообразования [16].

Химический состав поздних Cl-содержащих силикатов и апатита из малосульфидных руд месторождения В. Чуарвы, м/з анализ (мас.%)

Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cl	Сумма
Ферропаргасит	39.46	0.44	16.58	–	21.85	0.24	3.88	11.03	1.65	1.07	–	1.01	97.21
Скаполит	51.79	–	23.53	–	0.08	–	–	10.48	8.29	0.16	–	1.40	95.73
Хлорапатит	0.26	0.06	0.13	0.13	0.09	0.10	–	54.37	–	–	41.27	3.32	99.73
Хлорсодержащий апатит	0.24	–	–	0.26	0.14	–	–	54.75	–	–	42.07	0.65	98.11

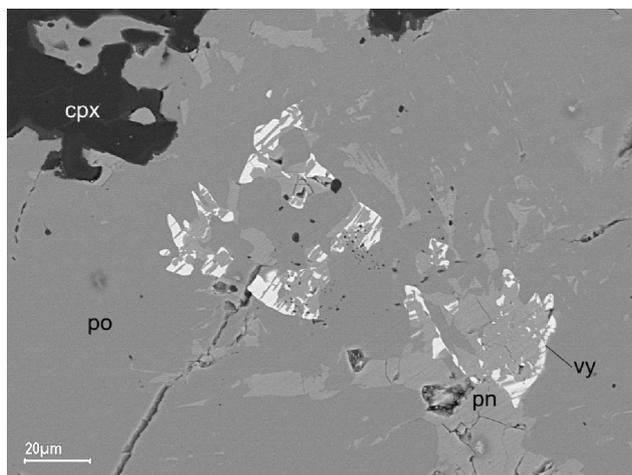


Рис. 3. Тесные скелетные сростания высокоцита (vy) с пентландитом (pn), напоминающие структуры распада твердого раствора, po – пирротин, срх – клинопироксен. Плагиоироксенит, В. Чуарвы (SEM-фото)

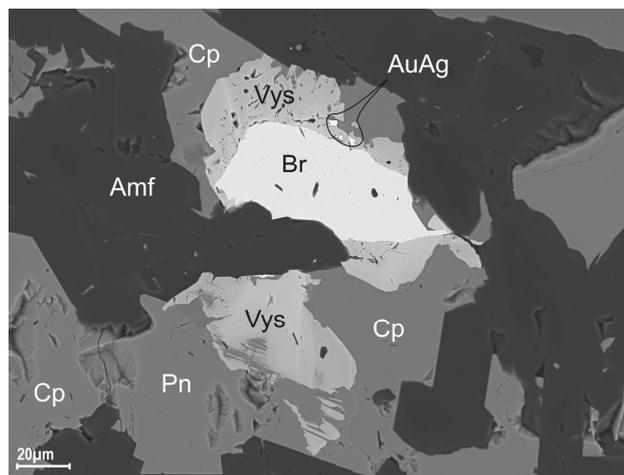


Рис. 4. Сложные зональные сростания брэггита (Br) и высокоцита (Vys) с пентландитом (Pn) и халькопиритом (Cp). AuAg – тонкие включения электрума. Amf – амфибол. Габбронорит, Федорова тундра, (SEM-фото)

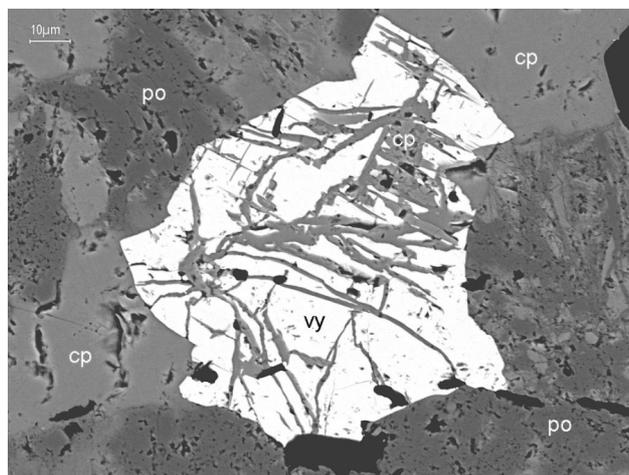


Рис. 5. «Реликтовый» кристалл высокоцита (vy), раздробленный и залеченный халькопиритом (ср) из образца с поздней ассоциацией МПМ, ср – халькопирит, po – пирротин. Габбро (метагаббронорит?) кварцевое, среднезернистое, В. Чуарвы (SEM-фото)

Большинство висмута-теллуридов характерны для руд с ранней ассоциацией МПМ. К ним относятся мончеит, меренскиит, соболевскит, майчнерит, новая фаза состава Pt<sub>5</sub>Te<sub>7</sub> и котульскит. Последний является сквозным минералом и также широко распространен и в поздних ассоциациях. К поздним минералам также относятся высокопалладиевые кейтконнит и теллуropалладинит, редкие теллуриды – сопчеит, темагамит.

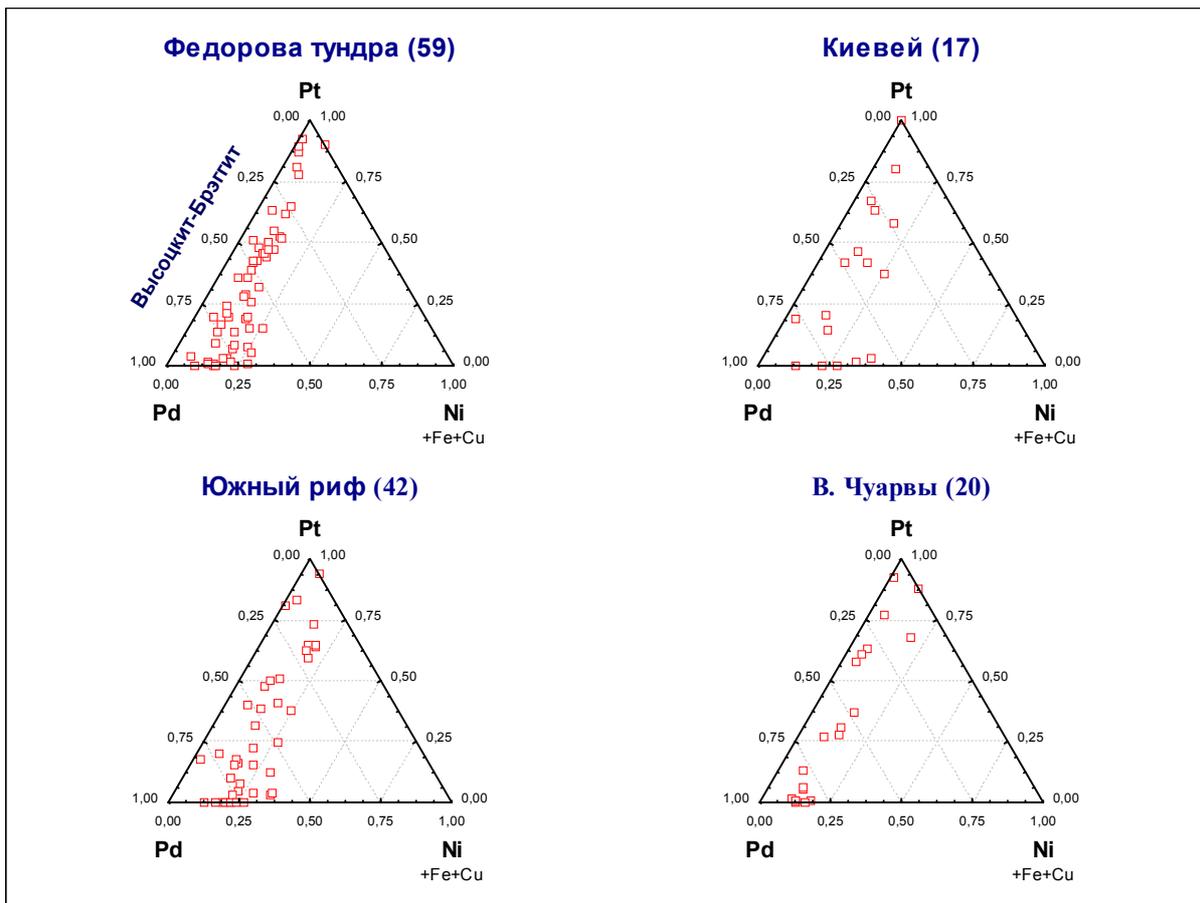


Рис. 6. Диаграммы химического состава (а.к.) минералов ряда брэггит-высоцкит (в скобках – количество анализов)

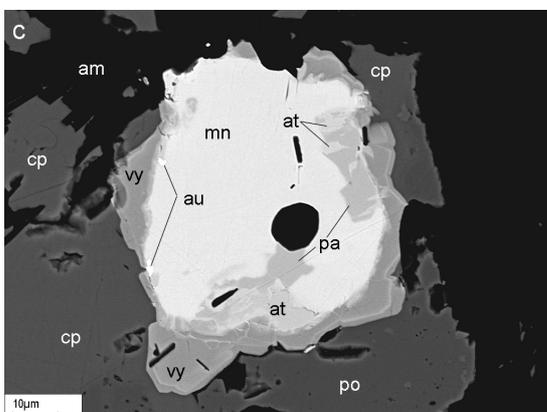


Рис. 7. Комплексный каплевидный сросток мончеита (mn), паларстанида (pa), атокита (at), самородного золота (au), окруженный зональной высокоцкитовой (vy) каймой в краевой части халькопирит(ср)-пирротинового(ро) вкрапленника, at – амфибол. Габбронорит неравномерnozернистый, В. Чуарвы (SEM-фото)

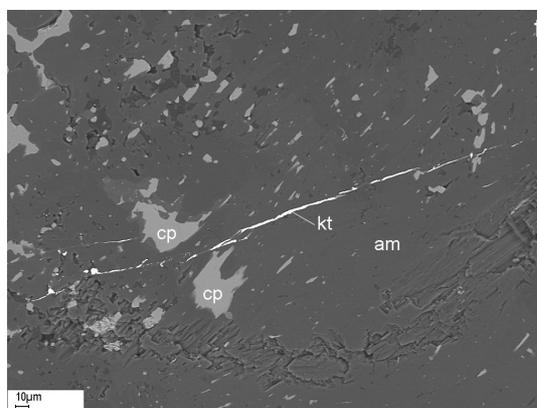


Рис. 8. Секущий котульскитовый прожилок в тонкозернистой амфиболовой (am) псевдоморфозе по пироксену, ср – халькопирит, габбронорит неравномерnozернистый, амфиболизированный, В. Чуарвы (SEM-фото)

Морфологически теллуриды весьма разнообразны. Образуют самостоятельные, чаще идиоморфные зерна и сложно срastaются между собой и с высокоцкитом (рис. 7). В ассоциации с ними установлены: палладистое золото, атокит, паоловит, паларстанид, платарсит, холлингуртит, ирарсит, изоферроплатина, нигглиит, сперрилит, электрум и др.

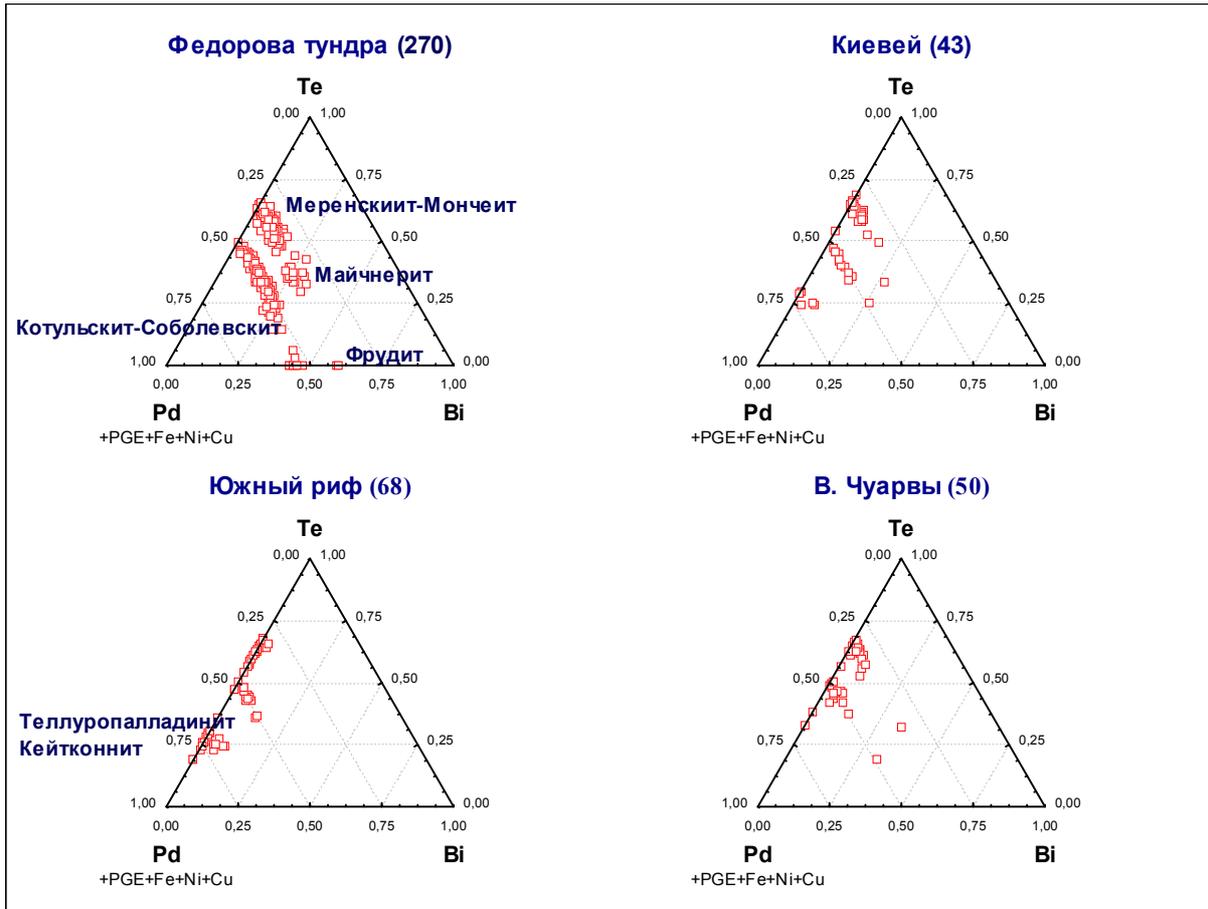


Рис. 9. Тройные диаграммы состава (а.к.) висмута-теллуридов Pd и Pt (в скобках – количество анализов)

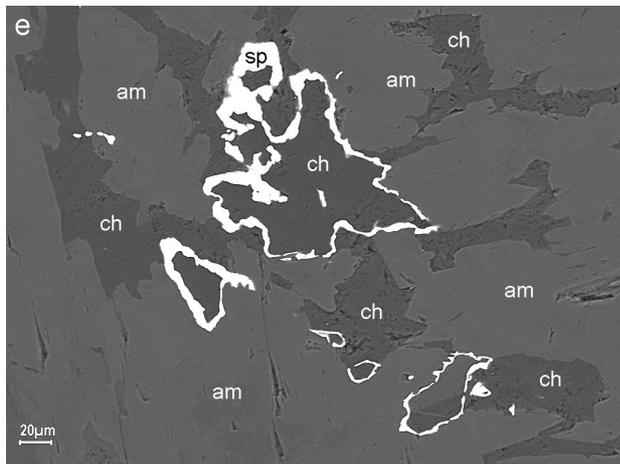


Рис. 10. Каемчатые агрегаты мелких кристаллов сперрилит (sp) вокруг хлоритовых (ch) гнезд среди вторичных амфиболов (am). Габбро пегматоидное, В. Чуарвы (SEM-фото)

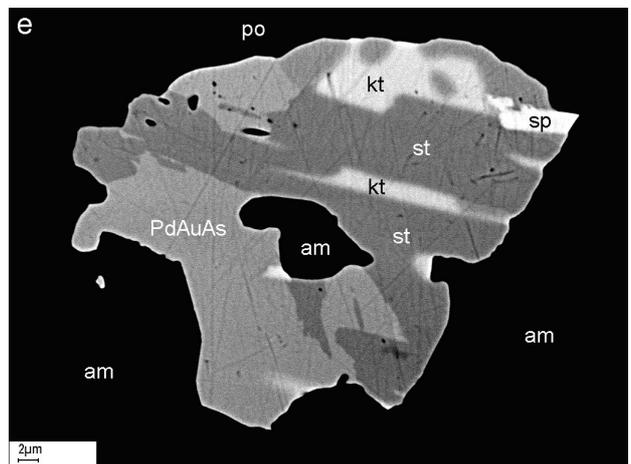


Рис. 11. Сложное сростание стиллуотерита (st) с фазой  $(Pd,Au)_{2+x}As$  и котульскитом (kt), диффузный характер границ с которым свидетельствует о замещении котульскита арсенидами; sp – сперрилит, po – пирротин, am – амфибол. Габбронорит неравномернозернистый, амфиболизированный, В. Чуарвы (SEM-фото)

Поздний котульскит часто встречается совместно со сперрилитом и другими арсенидами, пиритом, сфалеритом, ильменитом, лейкоксеном. Нередко наблюдается в виде секущих микропрожилков (рис. 8) и весьма тонкой (<5µm) интерстициальной вкрапленности с кластерным распределением во вторичных силикатах.

Химический состав висмута-теллуридов из-за обилия микропримесей довольно сложный, но для известных минералов всегда близкий к стехиометрии. Тренды изменения химического состава висмута-теллуридов для разных месторождений не одинаковы (рис. 9). Изоморфные ряды котульскит-соболевскит и меренскиит-мончеит наиболее полно проявлены только в оруденении краевого типа Федоровой Тундры. Здесь же достаточно типичен майчнерит и установлен фрудит. Для остальных месторождений существенно висмутовые минералы менее типичны, а в анортозитах Южного рифа не обнаружены. Кроме того, в оруденение Южного рифа и В. Чуарвы в минералах ряда меренскиит-мончеит наблюдаются только крайние платиновые и палладиевые члены. Появляются составы, отвечающие кейтконниту и теллуropалладииту.

В рудах с поздней ассоциацией МПМ сперрилит, стиллуотерит и другие арсениды являются главными концентраторами Pt и занимают важное место в балансе Pd. Для сперрилита обычны ассоциации с пиритом, миллеритом, кварцем, хлорапатитом, поздним котульскитом, электрумом, другими арсенидами. Изредка встречается в сростках с мончеитом. Одинаково часто образует как самостоятельные зерна, так и сложные сростания с другими МПМ. Сперрилит, как и поздний котульскит, иногда образует прожилковидные, каемчатые обособления (рис. 10).

Для палладиевых арсенидов наиболее типичны сложные сростания с котульскитом, сперрилитом между собой. Иногда удается наблюдать признаки замещения котульскита стиллуотеритом и фазой  $(Pd,Au)_{2+x}(As,Sn)$  – рис. 11: арсениды имеют четкие фазовые границы между собой, а с котульскитом – диффузные. Кроме того, котульскит наблюдается в виде «теневого» участков в арсенидах.

Химический состав сперрилита близок к стехиометрическому. Арсениды Pd (рис. 12) имеют более изменчивый состав, нередко содержат примесь Te, иногда Au, часто наблюдаются составы промежуточные между стиллуотеритом и палладоарсенидом. Среди арсенидов Pd появляется обширная группа с устойчиво равным соотношением As и Te, что соответствует недавно открытому новому минералу торнроозиту с формулой  $Pd_{11}As_2Te_2$ . Наиболее часто он фиксируется в анортозитах Южного рифа, что может свидетельствовать о нестандартности условий платинометалльного минералообразования в Верхнем расслоенном горизонте Западно-Панской интрузии.

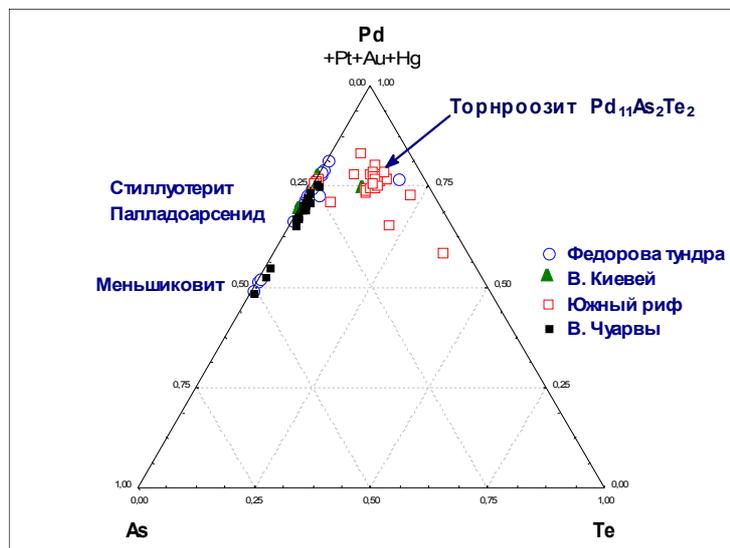


Рис. 12. Тройная диаграмма состава (а.к.) арсенидов Pd (92 SEM/EDS и м/з анализа)

Вышеназванные особенности МПМ позволяют предполагать, что выявленные ранняя (сульфидно-теллуридная) и поздняя (арсенидно-теллуридная) минеральные ассоциации платиноидов соответствуют первичной, сформированной в позднемагматических условиях, и вторичной, переотложенной в результате процессов гидротермально-метасоматических изменений. Последние проходили в режиме высокой активности летучих компонентов ( $Cl$ ,  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $As$  и др.) и при относительно низких температурах. Аналогичные процессы постмагматического гидротермального изменения руд выявлены в J-M Рифе [17]. Авторы этой работы установили, что Pt и Pd из первичных руд могли выноситься гидротермальными флюидами, богатыми летучими в виде бисульфидных и хлоридных комплексов при температуре около 350 °С.

Согласно современным представлениям о генезисе малосульфидного платинометалльного оруденения в маргинальных (краевой тип) и рифовых (рифовый тип) зонах расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузий [14, 15] и экспериментальным данным по исследованию важнейших сульфидных систем ( $Fe-Ni-S$ ,  $Cu-Fe-S$ ,  $PtS-PdS-NiS$  и др.) [14-16, 18], механизм

формирования ЭПГ минерализации Федорово-Панского интрузива должен рассматриваться в рамках генезиса вкрапленного сульфидного оруденения, возникшего на позднемагматической стадии. Исходя из условий образования, МПМ можно разделить на две группы: 1 – кристаллизующиеся непосредственно из сульфидного расплава и из остаточного газовой-жидкого флюида после кристаллизации главных сульфидных минералов (500–1100 °С); 2 – кристаллизующиеся при перераспределении ЭПГ в результате постмагматических флюидно-гидротермальных преобразований МПМ, уже сформированных на позднемагматической стадии (<500 °С).

Наиболее ранними по времени образования и наиболее высокотемпературными являются широко распространенные сульфиды Pt и Pd – куперит, брэггит и высокоцит и редкие выделения сульфоарсенидов и сульфидов Ir, Ru, Rh (ирарсит, руарсит, холлигортит и др.). Кристаллизация их могла начаться одновременно с кристаллизацией моносульфидного твердого раствора (*mss*) при температуре около 1100 °С [14–16, 18]. В обогащенном Cu и Ni остывающем сульфидном расплаве кристаллизация сульфидов Pt и Pd могла продолжаться и с появлением высокотемпературного пентландита (865 °С) и халькопирита (780 °С) [16, 18]. Одновременно происходило образование основной массы высокотемпературных теллуридов, сплавов, станнидов и др. интерметаллидов (мончеит, меренскиит, котульскит и др.). Температурный интервал, характеризующий позднемагматический этап формирования МПМ, ограничивается снизу температурой кристаллизации галенит-халькопиритовой (борнитовой) эвтектики – ~500 °С [15]. Таким образом, основная масса МПМ (сульфиды и висмута-теллуриды Pt и Pd) во вкрапленных малосульфидных рудах месторождений Федорова тундра, Киевей, В. Чуарвы образовались в позднемагматических условиях в интервале температур около 500–1100 °С при непосредственной кристаллизации из сульфидного расплава и остаточного газовой-жидкого флюида.

Заключительный этап формирования МПМ связан с ремобилизацией ЭПГ в пределах уже сформированных рудных горизонтов. В результате автометаморфических процессов флюидно-гидротермальных изменений ранних платиноидов и ЭПГ-содержащих сульфидов (главным образом пентландита) образовались наиболее поздние МПМ – сперрилит, арсениды палладия, низкотемпературные теллуриды (кейтконнит, сопчеит, теларгпалит, поздний котульскит и др.). К этому этапу следует отнести случаи замещения раннего мончеита кейтконнитом, сопчеитом, стиллуотеритом, сперрилитом; формирование метакристаллов ЭПГ-содержащих кобальтинов-герсдорфитов; сложные сростания МПМ близкого состава (стиллуотерит, винцентит, мертиит, палладоарсенид и др.); появление новых необычных по химическому составу минералов и минеральных фаз –  $(Pd,Ag)_4S$ ,  $Pd_{2-x}(Bi,Pb)(S,Se)$ ,  $(Pd,Au)_{2+x}(As,Sn)$ ,  $Pd_{11}As_2Te_2$  и др. Автометаморфические изменения были особенно сильными в расслоенных зонах, где в ходе остывания породы массива испытывали воздействие остаточной флюидной фазы. Влияние регионального метаморфизма в приконтактовых и приразломных частях интрузива (Пахкварака, Восточно-Панский) также было заметным. В зонах постмагматических преобразований пентландит очищается от палладия, а среди МПМ преимущественно распространены уже не сульфиды и теллуриды Pt и Pd, как в первичных рудах, а арсениды – сперрилит, стиллуотерит и др. Процессы ремобилизации рудного вещества проходили в режиме высокой активности летучих компонентов (Cl, H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, As и др.). Pt и Pd из первичных руд могли выноситься в виде бисульфидных и хлоридных комплексов гидротермальными флюидами, богатыми летучими компонентами, при температуре ниже 500 °С [17] и переотлагаться в новых минеральных формах. Наибольшим распространением поздние ассоциации МПМ пользуются в Южном рифе Западно-Панского массива и локально распространены в интенсивно измененных (пегматоидных, окварцованных, амфиболитизированных) рудах Федоровой тундры, Киевей, В. Чуарвы.

Таким образом, все многообразие МПМ подразделяется на две устойчиво повторяющиеся минеральные ассоциации – раннюю (сульфидно-теллуридную) и позднюю (арсенидно-теллуридную). Разновозрастные ассоциации платиноидов соответствуют первичной, сформированной в позднемагматических условиях, и вторичной, переотложенной в результате процессов флюидно-гидротермальных изменений.

Платиноиды ранней ассоциации образуют крупные промышленные залежи в месторождениях краевого и рифового типов – Федорова тундра, Киевей и В. Чуарвы. Формирование их связано с позднемагматическими рудообразующими процессами сегрегации и кристаллизации сульфидов Fe, Cu и Ni.

Известные в Южном рифе Западно-Панского массива рудные зоны с поздним, переотложенным типом минерализации и более высокими содержаниями благородных металлов, промышленных масштабов не имеют из-за крайне высокой изменчивости всех оценочных

параметров и частой прерывистости по простиранию и падению. Обусловлено это, по-видимому, локальностью проявления процессов постмагматических флюидно-гидротермальных преобразований рудоносных пород, сформированных на магматическом этапе, на фоне общего затухания магматической активности.

Работа подготовлена при поддержке Государственного контракта № 16.515.11.5013 от 12 мая 2011 г.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кольский регион – новая платинометалльная провинция / Ф.П. Митрофанов, Ю.Н. Яковлев, В.В. Дистлер, Н.Л. Балабонин // Геология и генезис месторождения платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 65–79.
2. Main results from the study of the Kola PGE-bearing province // Mineral Deposits: Reserch and Exploration. Where do They Meet? / F.P. Mitrofanov, N.L. Balabonin, T.V. Bayanova, A.U. Korchagin, Gritsay A.L., Subbotin V.V., Papunen (ed.), Balkema, Rotterdam, 1997. P. 483–486.
3. Корчагин А.У. и др. Месторождения МПГ западной части Федорово-Панских тундр (Федорово и Малая Пана): состояние и перспективы освоения / А.У. Корчагин, Ф.П. Митрофанов // Интеррег-Тасис проект: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера: сб. материалов проекта. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2008. Вып. 1. С. 43–52.
4. Basal Platinum-Group Element Mineralization in the Fedorov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia / D. Schissel, A.A. Tsvetkov, F.P. Mitrofanov, A.U. Korchagin // Economic Geology. 2002. Vol. 97. P. 1657–1677.
5. Платинометалльное месторождение Киевей в Западно-Панском расслоенном массиве: геологическое строение и состав оруденения / А.У. Корчагин, В.В. Субботин, Ф.П. Митрофанов, С.Д. Минеев // Интеррег-Тасис проект: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера: сб. материалов проекта. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2009. Вып. 2. С. 12–32.
6. Дубровский М.И. и др. Раннепротерозойский платиноносный массив Федоровых тундр (Кольский полуостров): геология и петрология / М.И. Дубровский, Т.В. Рундквист // Записки РМО. 2008. № 4. С. 20–33.
7. Платинометалльная минерализация Западно-Панского массива (Кольский полуостров) / Д.А. Габов, Т.В. Рундквист, В.В. Субботин // ДАН. 2007. Т. 414, № 2. С. 215–218.
8. Platinum-group minerals in the PGE deposit of the Fedorovo-Pansky layered intrusion, Kola peninsula / V.V. Subbotin, A.U. Korchagin, D.A. Gabov, E.E. Savchenko, E.V. Nozdrja, S.D. Mineev, P.A. Korchak // The 33 International Geological Congress, Oslo, 2008. (MPM04614L).
9. Казанов О.В., Калинин А.А. Геологическое строение и платинометалльная минерализация Восточно-Панского массива // Промежуточные результаты международного проекта KOLAARCTIC INTERREG III A NORTH – TACIS N KA-0197 «Стратегические минеральные ресурсы – основа устойчивого развития Севера» (Россия – Финляндия – Швеция) / Коллектив авторов. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2008. С. 56–67.
10. Двухфазный механизм образования платинометалльных базитов Федоровотундровского массива на Кольском полуострове: новые геологические и изотопно-геохронологические данные / Н.Ю. Прошев, Е.А. Ниткина, Ф.П. Митрофанов // ДАН. 2009. Т. 427. № 5. С. 669–673.
11. Изотопно-газовые (He, Ar) характеристики платиноносных горизонтов западной части Панского массива (Кольский полуостров) / В.А. Нивин, А.У. Корчагин, Д.Д. Новиков, Т.В. Рундквист, В.В. Субботин // Глубинный магматизм, его источники и связь с плюмовыми процессами: тр. IV Международного семинара. Улан-Удэ – Иркутск. Изд-во Института географии СО РАН, 2004. С. 222–240.
12. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма // СПб.: Наука, 2004. 174 с.
13. Alapieti T.T. and Lahtinen J.J. Platinum-Group Element mineralization in layered intrusions of Northern Finland and the Kola Peninsula, Russia // The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements. Edited by L.J. Cabri. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. 2002. Spec. vol. 54. P. 507–546.
14. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 487 с.
15. Петрология сульфидного магматического рудообразования / В.В. Дистлер, Т.Л. Гороховская, Т.Л. Евстигнеева, С.Ф. Служеникин, А.А. Филимонова, О.А. Дюжиков, И.П. Лапутина. М., 1988. 232 с.
16. Makovicky E. Ternary and quaternary phase systems with PGE / Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements / Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. 2002. Spec. vol. 54. P. 131–176.
17. Polovina J.S, Hudson D.M. and Jones R.E. Petrographic and geochemical characteristics of postmagmatic hydrothermal alteration and mineralization in the J-M Reef, Stillwater Complex, Montana // Canadian Mineralogist. 2004. Vol. 42, № 2. P. 261–277.
18. Verryn S.M.C., Merkle R.K.W. The system PtS–PdS–NiS between 1200 and 700 °C // Canadian Mineralogist. 2002. Vol. 40, № 2. P. 571–584.

#### Сведения об авторах

Субботин Виктор Владимирович – к.г.-м.н., старший научный сотрудник; e-mail: sub@geoksc.apatity.ru.

Корчагин Алексей Урванович – к.г.-м.н., зав. лаб. платинометалльного рудогенеза; e-mail:

korchagin@geoksc.apatity.ru

Савченко Евгений Элланович – ведущий электроник; e-mail: evsav@geoksc.apatity.ru

## ТЕЛЛУРИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЯХ ПАНАРЕЧЕНСКОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

А.В. Волошин, А.В. Чернявский, Ю.Л. Войтеховский  
Геологический институт КНЦ РАН

### Аннотация

Рассматриваются минеральные формы теллуридов, которые характерны для эпitherмальных месторождений и являются наиболее интересными минералами-индикаторами физико-химических условий формирования колчеданных руд. В золоторудных проявлениях Панареченской вулканогенно-тектонической структуры установлены 27 минеральных видов и минеральных фаз теллуридов и сульфотеллуридов. Этот ряд представлен минералами с видообразующей ролью Ag и Au (эмпрессит, гессит, штютцит, вольтинскит и петцит); минералами с видообразующей ролью Bi и Pb: группа тетрадимита (теллуридовисмутит, тетрадимит, цумоит, ингодит, пильзенит, жозеит-А, баксанит, хедлейит) и группа алексита (раклиджит, алексит, кочкарит, фаза-С); теллуридами и сульфотеллуридами других групп (колорадоит, алтаит, бенлеонардит, нагаит, радхакришнаит). Приведены схемы ассоциаций теллуридов и сульфотеллуридов и высказано предположение о генетической позиции теллуридной минерализации.

### Ключевые слова:

*минералогия, теллуриды, золото, серебро, группа тетрадимита, группа алексита, Кольский полуостров.*



В мировой литературе к настоящему времени накоплен огромный материал по описанию новых минеральных видов, минеральных ассоциаций теллуридов в месторождениях различного генетического типа и металлогенической специализации, но только в последнее десятилетие особенно интенсивно проводились исследования теллуридной минерализации в золоторудных гидротермальных и колчеданных системах с

позиций минералогической-генетической информации. Этому способствовало выполнение проекта МПГК (IGCP)-486 “Au-Ag-telluride-selenide deposits in Europe and in developing countries (and new methodologies for their investigation)”. Руководители: Н. Кук (N.J. Cook, Норвегия), К. Койонен (K. Kojonen, Финляндия), проект выполнялся в период 2003–2007 гг. В результате получен огромный материал по широкому кругу вопросов минералогии теллуридов гидротермальных систем. Основные достижения отражены в [1, 2]. Богатые теллуридами месторождения золота представляют собой отдельный генетический тип месторождений – золото-теллуридный. Теллуриды (селениды) очень чувствительны к изменению физико-химических параметров гидротермальной системы кристаллизации и являются ценными минералогическими маркерами [3–6].

Большой вклад в изучение минералогии теллуридов внесли исследователи колчеданных месторождений Урала. Ими показано, что теллуриды являются наиболее интересными минералами-индикаторами физико-химических условий формирования метаморфизованных колчеданных руд. Теллуриды (а также сульфосоли) могут иметь различное происхождение – гидротермальное, субмаринное гипергенное или диагенетическое и метаморфогенное [7–11].

В 2008 г. были поставлены работы по изучению минералогии рудопроявлений в пределах Панареченской вулканогенно-тектонической структуры (ПР ВТС, рис. 1). Материал для исследований состоял из образцов, собранных авторами в экспедициях, а также любезно предоставленной эталонной коллекции аншлифов (122 шт.), хранящейся в музее ОАО “Центрально-Кольская экспедиция” (ОАО ЦКЭ). Эта коллекция создана в ходе поисковых работ на ПР ВТС в 1998–2000 гг. и включает все типы рудных ассоциаций, встреченные при документации естественных и искусственных обнажений, в том числе буровых скважин.

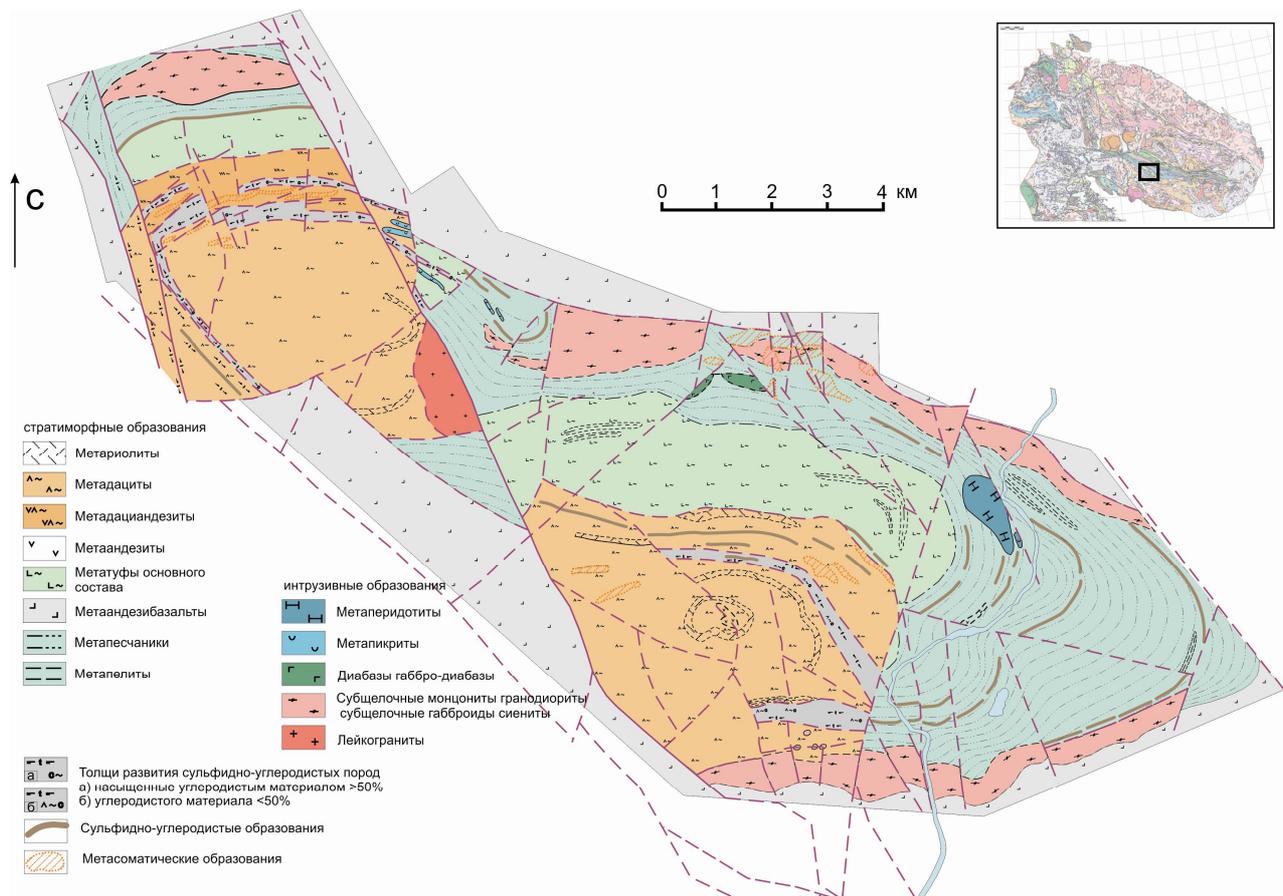


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Панареченской вулкано-тектонической структуры (ПР ВТС) по данным ОАО ЦКЭ (2000 г.)

Рудные зоны в пределах ПР ВТС сложены массивными пиритовыми рудами, метасоматитами серицит-карбонат-альбит-кварцевого и хлорит-карбонатного состава, углеродистыми и сульфидно-углеродистыми сланцами. Рудные минералы в ассоциациях именно из этих комплексов пород и руд и были предметом наших исследований.

Минералогические исследования рудных ассоциаций проводились в полированных препаратах (аншлифах) на микроскопе Axioplan (Carl Zeiss) с фотодокументацией. Теллуриды и сульфотеллуриды в разных ассоциациях представлены моно- и полиминеральными ансамблями в виде включений в обычных сульфидах и нерудных минералах. Выделения теллуридов характеризуются размерами 10–20, редко до 50 мкм (рис. 2, 6). Нередко они выполняют интерстиции и развиты по трещинам в ранних фазах. При документации главное внимание было обращено на однородность-неоднородность индивидов и участие в ассоциации с другими минеральными фазами. Это позволило авторам создать схемы минеральных ассоциаций для отдельных теллуридов и сульфотеллуридов и представить их в виде таблиц.

Диагностика минералов в связи с малым размером выделений и однородных участков индивидов основывалась на оценочных анализах при помощи энергодисперсионной приставки Röntec к сканирующему электронному микроскопу LEO-1450. Последний был также использован для получения изображений участков полированных шлифов в обратно-рассеянных электронах. Аналитические работы выполнены в лаборатории физметодов ГИ КНЦ, аналитик Е.Э. Савченко.

Первые результаты исследований рудных образцов показали широкое разнообразие минеральных форм благородных металлов и других редких минералов [12–14]. На сегодня установлено 67 рудных минералов, среди которых теллуриды занимают важное место. К настоящему времени в золоторудных проявлениях ПР ВТС установлено и изучено 27 минеральных видов и минеральных фаз с видообразующей ролью теллура (табл. 1).

## Минеральные формы теллуридов

Минерал	Символ	Формула	Примечание
<i>1. Элементы</i>			
Теллур	Te	Te	
<i>2. Сульфиды и их аналоги, сульфосоли</i>			
<i>2.1. Теллуриды</i>			
<i>2.1.1. Теллуриды золота и серебра</i>			
Эмпрессит	Emp	AgTe	
Штютцит	Stu	Ag <sub>5-x</sub> Te <sub>3</sub>	Еденичные находки
Волинскит	Vol	AgBiTe <sub>2</sub>	
Петцит	Ptz	Ag <sub>3</sub> AuTe <sub>2</sub>	
Гессит	Hes	Ag <sub>2</sub> Te	
<i>2.1.2. Группа тетрадимита</i>			
Теллурависмутит	Teb	Bi <sub>2</sub> Te <sub>3</sub>	
Тетрадимит	Tdm	Bi <sub>2</sub> Te <sub>2</sub> S	
Цумоит	Tsu	BiTe	
Ингодит	Ing	Bi <sub>2</sub> TeS	Еденичные находки
Пильзенит	Plz	Bi <sub>4</sub> Te <sub>3</sub>	
Жозеит-А	Jos-A	Bi <sub>4</sub> TeS <sub>2</sub>	Еденичные находки
Баксанит	Bks	Bi <sub>6</sub> Te <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	Еденичные находки
Хедлейит	Hed	Bi <sub>7</sub> Te <sub>3</sub>	Еденичные находки
<i>2.1.3. Группа алексита</i>			
Раклиджит	Ruc	PbBi <sub>2</sub> Te <sub>4</sub>	
Алексит	Als	PbBi <sub>2</sub> Te <sub>2</sub> S <sub>2</sub>	
Кочкарит	Kch	PbBi <sub>4</sub> Te <sub>7</sub>	
Фаза С	PhC	PbBi <sub>4</sub> Te <sub>4</sub> S <sub>3</sub>	
<i>2.1.4. Группа сфалерита-халькопирита</i>			
Колорадоит	Clr	HgTe	
<i>2.1.5. Группа галенита</i>			
Алтаит	Alt	PbTe	
<i>2.1.6. Незазванные минеральные фазы</i>			
Фаза AgTe <sub>2</sub>	MPh-2	AgTe <sub>2</sub>	
Фаза Ag <sub>3</sub> Te <sub>8</sub>	MPh-3	Ag <sub>3</sub> Te <sub>8</sub>	
Фаза HgBiTe	MPh-8	HgBi <sub>2</sub> Te <sub>4</sub>	
Фаза PbBiTeS	MPh-26	PbBi <sub>2</sub> Te <sub>2</sub> S <sub>2</sub>	
<i>2.2. Сульфосоли</i>			
Бенлеонардит	Ben	Ag <sub>8</sub> (Sb,As)Te <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	
Нагиагит	Nag	Pb <sub>5</sub> Au(Te,Sb) <sub>4</sub> S <sub>5-8</sub>	Еденичные находки
Радхакришнаит	Rdk	PbTe <sub>3</sub> (Cl,S) <sub>2</sub>	Еденичные находки

Ниже рассмотрены теллуриды и сульфотеллуриды: теллуриды золота и серебра, группы тетрадимита и алексита, теллуриды в группах сфалерита и галенита, незазванные теллуриды (минеральные фазы) и сульфосоли.

В золоторудных проявлениях ПР ВТС установлено 5 минеральных видов из 9 известных в системе Au–Ag–Te: эмпрессит, штютцит, волинскит, петцит и гессит и две минеральные фазы: фаза AgTe<sub>2</sub> и фаза Ag<sub>3</sub>Te<sub>8</sub>. Одним из наиболее распространенных минералов является гессит. Известны образования гессита с значительно повышенным содержанием Ag (Ag<sub>2.5-2.6</sub>Te), что, вероятно, связано с фазовой неоднородностью гессита – включениями серебра.

Теллуриды Ag-Au образуют тонкие включения в пирите, мусковите и флюорите. В нерудных фазах они образуют изометричные мономинеральные зерна, в пирите часты ансамбли более чем трех теллуридов и сульфидов (например, тетраэдрит, галенит, халькопирит, арсенопирит). Минеральные ассоциации теллуридов Ag-Au показаны в таблице 2, химический состав приведен в таблице 3.

Таблица 2

## Минеральные ассоциации теллуридов золота и серебра

Минерал	Теллуриды золота и серебра					Минерал	Теллуриды золота и серебра				
	Emp	Stu	Vol	Ptz	Hes		Emp	Stu	Vol	Ptz	Hes
Пирит	×		×	×	×	Гринокит					×
Пирротин			×		×	Гессит			×	×	
Халькопирит				×	×	Теллуровисмутит		×			
Арсенопирит				×	×	Цумоит				×	×
Галенит	×		×	×	×	Вольнскит		×			
Сфалерит				×	×	Пильзенит				×	×
Тетраэдрит				×		Ингодит					×
Теллур					×	Жозеит-А				×	
Висмут					×	Баксанит					×
Золото				×	×	Хедлейит					×
Серебро				×		Алексит					×
Алтаит	×		×	×	×	Фаза HgBiTe					×

Примечание. Символы смотри табл. 1.

Таблица 3

## Химический состав теллуридов золота и серебра, масс. %

Элемент	Эмпрессит		Штютцит	Вольнскит		Петцит		Гессит	
				Диапазон (N=4)	Среднее			Диапазон (N=7)	Среднее
<b>Ag</b>	49.34	51.61	59.62	15.6–23.01	19.74	50.52	46.09	61.81–66.6	64.48
<b>Au</b>	1.54					19.23	24.14	0.00–0.70	0.10
<b>Pb</b>				0.00–0.14	0.04				
<b>Fe</b>				0.00–1.60	0.40				
<b>S</b>			0.07	0.00–0.11	0.03				
<b>Bi</b>			0.93	32.41–37.09	35.44				
<b>Te</b>	48.85	48.39	40.07	42.12–46.27	44.15	30.25	29.76	33.40–38.05	35.37
<b>Сумма</b>	99.73	99.99	100.69	99.16–100.00	99.79	100.00	99.99	99.63–100.00	99.95

Примечание. N – число анализов.

**Эмпрессит (AgTe)** представлен тонкими зернами размером около 3–10 мкм. Находится в виде включений в пирите в сростании с алтаитом и галенитом (рис. 2А). Был встречен в серицит-карбонат-альбит-кварцевых метасоматитах. В составе эмпрессита отмечается небольшая примесь Au (1.54 мас. %).

**Штютцит (Ag<sub>5-x</sub>Te<sub>3</sub>)** весьма редкий минерал из простых теллуридов. Отмечается в серицит-карбонат-альбит-кварцевых метасоматитах и установлен с теллуровисмутитом и вольнскитом в виде сростков-ансамблей, где обрамляет их в виде кайм, состоящих из блоков и грубых пластин. Размеры ансамблей 3–30 мкм.

**Вольнскит (AgBiTe<sub>2</sub>)** появляется в ассоциации с пирротинном и галенитом. Установлен и в сростках с алтаитом и гесситом в пирите (Рис. 2D). Зерна неправильной формы, иногда вытянутые, размером в 5 мкм.

**Петцит (Ag<sub>3</sub>AuTe<sub>2</sub>)** по размеру зерен не превышает 4 мкм. Всегда находится в сростании с другими минералами как в нерудной, так и в рудной части породы (в пирите). Отмечается в ассоциациях с халькопиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, тетраэдритом, золотом, серебром, гесситом, цумоитом, пильзенитом и жозеитом-А, кварцем и флюоритом. Образует простые сростки с гесситом и сложные с галенитом, тетраэдритом, серебром и гесситом.

**Гессит ( $Ag_2Te$ ).** Встречается в сростках с золотом и галенитом в пирите, а также с вольтинским. Форма зерен в таких случаях вытянутая по граням кристаллов пирита. В случае срастания с алтаитом, иногда халькопиритом, форма ансамблей зерен изометричная. Отмечаются и более сложные ансамбли с галенитом, пильзенитом и висмутом в пирите и силикатах. Во всех случаях размер индивидов не превышает 5 мкм. Моновыделения гессита встречаются также в пирите. В составе некоторых гесситов присутствует изоморфная примесь Au (0.7 мас. %) (рис. 2С-Г).

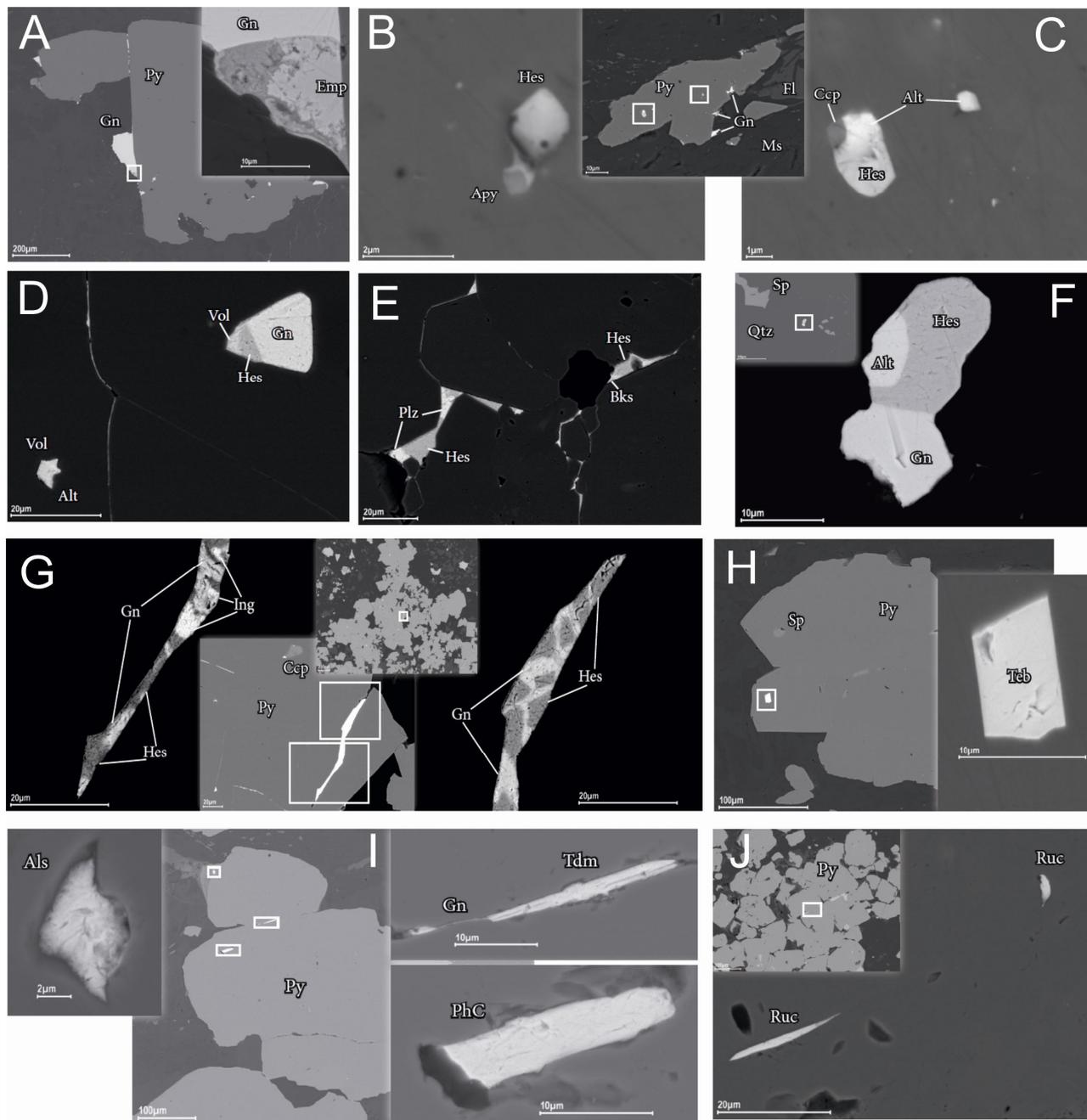


Рис. 2. Характер выделений теллуридов. (изображения в обратно-рассеянных электронах):  
 А – эмпрессит (Emp), пирит (Py), галенит (Gn); В, С – гессит (Hes), алтаит (Alt), пирит (Py), арсенипирит (Apy), халькопирит (Ccp), мусковит (Ms), флюорит (Fl); D – гессит (Hes), вольтинский (Vol), алтаит (Alt), галенит (Gn); E – гессит (Hes), пильзенит (Plz), баксанит (Bks); F – гессит (Hes), алтаит (Alt), галенит (Gn), сфалерит (Sp), кварц (Qtz); G – гессит (Hes), ингодит (Ing), галенит (Gn), пирит (Py), халькопирит (Ccp); H – теллуrowисмутит (Teb), пирит (Py), сфалерит (Sp); I – алексит (Als), тетрадимит (Tdm), фаза С (PhC), пирит (Py), галенит (Gn); J – раклиджит (Ruc), пирит (Py)

На тройной диаграмме показаны реальные составы теллуридов Ag-Au золоторудных проявлений (рис. 3).

В системе Bi(Pb)-Te-Se-S фазы составляют две группы по принципиально разным мотивам кристаллической структуры. В минералогической систематике они представляют группы тетрадимита и алексита. Структуры минералов группы тетрадимита содержат гексагональные плотноупакованные слои. Собственно тетрадимит содержит одиночные слои Bi и S и два слоя Te, создавая пакеты S-Bi-Te, Te-Bi-S.

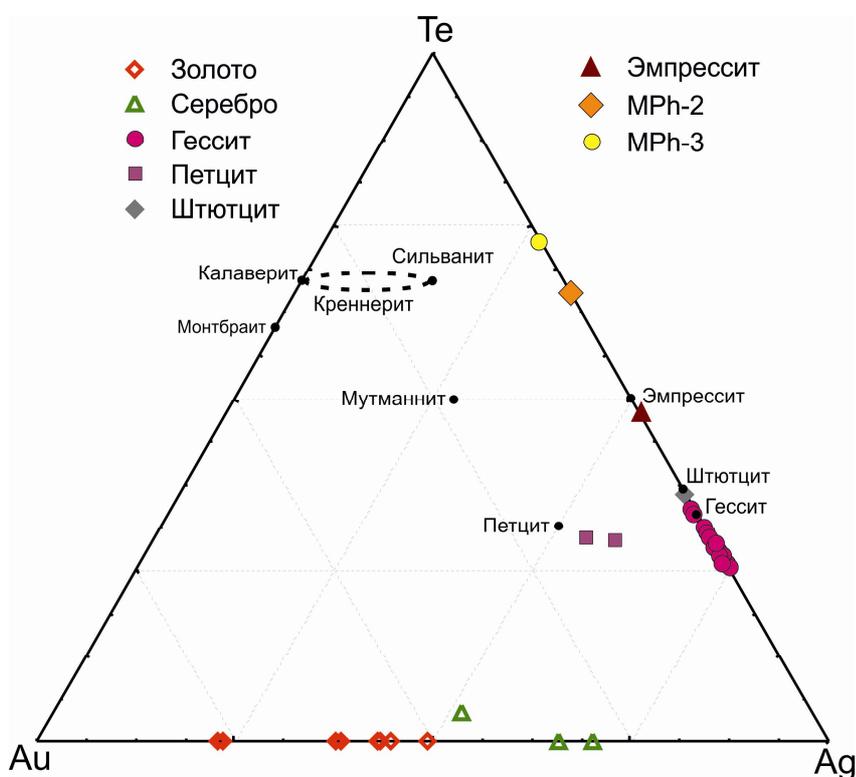


Рис. 3. Минералы системы Au-Ag-Te. Черными точками обозначены идеальные составы девяти известных минеральных форм в этой системе [5]. Реальные составы наших минералов показаны цветными значками

Два Te-слоя в структуре удерживаются только ван-дер-ваальсовской связью. Различные пакеты в минералах этой группы могут создаваться слоями и иметь размеры от  $3 \times 6 \text{ \AA}$  до  $12 \times 6 \text{ \AA}$ . Химические составы минералов могут изменяться по M : (Te,S) от 2:1, 1:1 до 2:3, 4:3, 3:4, а именно:  $\text{Bi}_2\text{Te}_3\text{-Bi}_2\text{Se}_3\text{-Bi}_2\text{S}_3$ ,  $\text{BiTe-BiSe-BiS}$  и  $\text{Bi}_4\text{Te}_3\text{-Bi}_4\text{Se}_3\text{-Bi}_4\text{S}_3$  [15].

Группа алексита – сульфотеллуриды Bi и Pb. Участие Pb в теллуридах Bi в значительных количествах приводит к перестройке тетрадимитового слоистого мотива структуры из гексагональных плотноупакованных слоев в мотив, подобный сульфосолям с участием Te. Минеральные виды группы алексита рассматриваются также в трех рядах:  $(\text{Pb+Bi})_3\text{Te}_4\text{-}(\text{Pb+Bi})_3\text{Se}_4\text{-}(\text{Pb+Bi})_3\text{S}_4$ ,  $(\text{Pb+Bi})\text{Te-(Pb+Bi)Se-(Pb+Bi)S}$  и  $(\text{Pb+Bi})_4\text{Te}_3\text{-}(\text{Pb+Bi})_4\text{Se}_3\text{-}(\text{Pb+Bi})_4\text{S}_3$  [15].

В рудных ассоциациях золоторудных проявлений ПР ВТС известно 8 минералов

группы тетрадимита (табл. 1, 4) из 20 видов, известных к настоящему времени. Эти минералы представляют все три ряда соотношения Bi-Te. В группе алексита из 7 известных сульфотеллуридов с видообразующей ролью Pb в рудах ПР ВТС установлены только 4 минерала, среди которых 3 вида: раклиджит, алексит, кочкарит и фаза С (табл. 1, 4). Все они находятся в одном ряду соотношения  $(\text{Pb+Bi}) - \text{Te}$  [15].

Ниже рассматриваются ассоциации минералов групп тетрадимита и алексита (табл. 4).

**Теллуровисмутит ( $\text{Bi}_2\text{Te}_3$ )** находится в виде мономинеральных включений в пирите (рис. 2Н). Размер индивидов до 10 мкм. Отмечаются так же срастания с вольтинским и штютцитом. Последний окаймляет сростки теллуровисмутита с вольтинским. Размеры ансамблей до 30 мкм. Форма выделений вытянутая, угловатая, блочная. В составе некоторых индивидов присутствуют примеси Pb (3.35 мас. %) и Se (1.67 мас. %).

**Тетрадимит ( $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$ )** представляет собой вытянутые угловатой формы индивиды, заполняющие интерстиции зерен пирита (рис. 2I). Отмечаются мономинеральные включения в пирите, ансамбли с галенитом и висмутином 2–50 мкм. Ассоциирует с гесситом. В составе некоторых индивидов присутствуют примеси Pb (4.27 мас. %) и Se (1.65 мас. %).

**Цумоит ( $\text{BiTe}$ )** находится в ассоциации с целым рядом минералов в виде мономинеральных выделений и ансамблей в пирите. Вместе с гесситом, гринокитом и висмутом образует каймы на индивидах галенита, а также ансамбли с галенитом и гесситом в интерстициях арсенопирита, заключенного в сфалерит. Размер выделений индивидов не превышает 10 мкм.

## Минеральные ассоциации теллуридов свинца и висмута

Минерал	Минералы группы тетрадимита								Минералы группы алексита			
	Teb	Tdm	Tsu	Ing	Plz	Jos-A	Hed	Bks	Ruc	Als	Kch	PhC
Пирит	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
Пирротин					×							
Халькопирит					×					×	×	×
Арсенопирит			×		×							
Галенит		×	×	×	×	×		×		×		
Сфалерит			×		×							×
Алтаит								×				
Гринокиит			×									
Гессит		×	×	×	×	×	×	×		×		
Пильзенит								×			×	
Серебро					×							
Висмут			×		×		×					
Вольнскит	×							×				
Кубанит											×	
Виттихенит												×
Фаматинит											×	
Штютцит	×											
Тетрадимит												
Висмутин		×										
Баксанит					×							
Кочкарит					×							

Примечание. Символы смотри табл. 1.

**Ингодит** ( $\text{Bi}_2\text{TeS}$ ) – редкий минерал, отмечен с гесситом и галенитом в интерстициях пирита (рис. 2G). Размер ансамбля до 100 мкм. В составе минерала присутствуют примеси Ag (2.36 мас. %) и Se (6.70 мас. %).

**Пильзенит** ( $\text{Bi}_4\text{Te}_3$ ) чаще всего встречается в ансамблях, но бывают и мономинеральные выделения (рис. 2E, 6D). Ансамбли представлены галенитом, гесситом, висмутом, арсенопиритом и серебром как в рудной (в пирротине, сфалерите), так и в нерудной частях. Мономинеральные выделения округлой формы отмечены в пирите в ассоциации с кочкаритом. Чаще всего пильзенит находится в сростании с галенитом в пирите. Размеры 2–30 мкм. В составе некоторых индивидов присутствует примесь Se (1.89 мас. %).

**Жозеит-А** ( $\text{Bi}_4\text{TeS}_2$ ) – единичная находка (рис. 6B). Встречен в сростании с галенитом и гесситом в интерстициях пирита. Размер ансамбля 20 мкм. Форма индивида в срезе удлинённая.

**Хедлейит** ( $\text{Bi}_7\text{Te}_3$ ) – единичная находка (рис. 6A). Встречен в сростании с гесситом и висмутом в интерстициях пирита. Размер ансамбля 15 мкм.

**Баксанит** ( $\text{Bi}_6\text{Te}_2\text{S}_3$ ) – единичная находка (рис. 2E). Находится в сростании с гесситом в интерстициях пирита. Размер ансамбля 20 мкм. В ассоциации присутствуют пильзенит, вольнскит, алтаит и галенит. В составе индивида – примесь Fe (4.32 мас. %), Ag (3.66 мас. %) и Se (6.42 мас. %).

**Раклиджит** ( $\text{PbBi}_2\text{Te}_4$ ) отмечен в мономинеральных индивидах размером до 30 мкм в виде включений в пирите и интерстициях (рис. 2J, 6C). Форма индивидов в срезе сильно вытянутая. В составе – примесь Ag (3.69 мас. %) и Se (1.11 мас. %).

**Алексит** ( $\text{PbBi}_2\text{Te}_2\text{S}_2$ ) – наиболее часто встречающийся минерал группы алексита (рис. 2I, 6E). Как правило, это мономинеральные индивиды до 70 мкм, но встречаются и ансамбли с галенитом и гесситом в пирите. В ассоциации отмечается халькопирит. Форма индивидов в срезе

преимущественно удлиненная, встречаются выделения овальной и треугольной формы. В составе некоторых индивидов – примесь Se (2.56–5.52 мас. %).

**Кочкарит (PbBi<sub>4</sub>Te<sub>7</sub>)** чаще всего представлен мономинеральными индивидами различной формы размером 2–5 мкм в пирите и интерстициях (рис. 6D). Иногда в ансамбле с фаматинитом. Встречены и крупные индивиды 20–80 мкм, образующие ансамбли с галенитом. В ассоциации участвуют халькопирит, пильзенит и кубанит. В составе некоторых индивидов – примесь Ag (2.91–4.34 мас. %) и Se (0.81 мас. %).

**Фаза С (PbBi<sub>4</sub>Te<sub>4</sub>S<sub>3</sub>)** – чаще всего это удлиненные мономинеральные индивиды размером до 50 мкм в интерстициях пирита (рис. 2I). Встречаются ансамбли с виттихинитом и халькопиритом. В ассоциации отмечается сфалерит. В составе некоторых индивидов – примесь Se (2.23–6.58 мас. %).

Химический состав минералов групп тетрадимита и алексита приведен в таблицах 5 и 6.

Гомологическую серию Pb- и S-богатых сульфотеллуридов можно описать формулой Pb<sub>n</sub>Bi<sub>4</sub>Te<sub>4</sub>S<sub>n+2</sub> [1] и собственно тетрадимит Bi<sub>4</sub>Te<sub>4</sub>S<sub>2</sub> будет отвечать ей при n=0, для фазы С n=1, для алексита n=2, для садлебакита n=4. Выше по формульным значениям Pb располагаются неназванные фазы из месторождений Финляндии и Австрии [1]. Следует остановиться на анализах тетрадимита, в химическом составе которого из различных месторождений отмечается Pb. В тетрадимите из ПР ВТС часто в существенных количествах устанавливается Pb (табл. 5). Его роль в тетрадимите может быть определена однозначно только по данным структурного исследования. То же можно сказать о фазе С, которая выделена в начале гомологической серии [1]. Она устанавливается по параметрам химического состава также в рудных ассоциациях ПР ВТС, что подчеркивает высокую вероятность существования этой фазы в системе Pb – Bi – Te – S и статус минерального вида после структурного подтверждения не будет вызывать сомнения. Положение химических составов и вариации минералов групп тетрадимита и алексита видно на диаграммах (рис. 4, 5).

Таблица 5

Химический состав минералов группы тетрадимита, мас.%

Элемент	Теллуровисмутит		Тетрадимит		Цумоит		Ингодит
	Диапазон (N=8)	Среднее	Диапазон (N=5)	Среднее	Диапазон (N=4)	Среднее	
<b>Bi</b>	47.14–57.49	51.82	53.13–59.14	56.94	60.21–65.77	62.95	70.34
<b>Fe</b>	0.00–0.21	0.05	0.00–0.16	0.03			2.40
<b>Ag</b>	0.00–0.60	0.25	0.00–0.33	0.07			2.36
<b>Pb</b>	0.00–3.35	1.40	0.00–4.27	1.70			
<b>Cu</b>	0.00–0.22	0.00					
<b>Te</b>	41.19–48.96	46.03	36.61–38.55	37.20	34.23–39.10	36.76	11.94
<b>S</b>	0.00–0.11	0.05	2.92–3.40	3.07			6.25
<b>Se</b>	0.00–1.67	0.44	0.00–1.65	0.78	0.00–0.68	0.29	6.70
<b>Sb</b>	0.00–0.16	0.06	0.00–0.47	0.14			
<b>Сумма</b>	99.79–100.45	100.11	99.37–100.30	99.93	99.70–101.00	100.25	100.00

Продолжение таблицы 5

Элемент	Пильзенит		Жозеит-А	Хедлейит	Баксанит
	Диапазон (N=10)	Среднее			
<b>Bi</b>	60.23–73–53	68.26	58.94	71.63	69.42
<b>Fe</b>	0.00–3.26	0.80	2.36	1.82	4.32
<b>Ag</b>	0.00–1.23	0.12	15.15	3.44	3.66
<b>Te</b>	26.47–36.51	30.43	12.15	23.11	8.60
<b>S</b>			5.45		7.59
<b>Se</b>	0.00–1.89	0.38	5.94		6.42
<b>Сумма</b>	99.74–100.50	100.02	100.00	100.00	100.00

Примечание. N – число анализов.

## Химический состав минералов группы алексита, мас. %

Элемент	Раклиджит	Алексит		Кочкарит		Фаза С	
		Диапазон (N=10)	Среднее	Диапазон (N=10)	Среднее	Диапазон (N=5)	Среднее
Pb	22.50	18.15-21.50	19.36	10.01-13.24	11.87	13.16-17.93	15.18
Bi	30.05	41.18-44.48	43.32	34.34-37.44	35.66	42.52-47.11	44.71
Fe		0-2.74	0.39	0-0.85	0.17	0-2.66	1.48
Ag	3.69			2.91-4.34	3.70		
Te	42.66	22.19-29.23	27.33	46.99-49.62	48.11	23.87-34.29	28.62
S		4.84-8.15	6.09			3.41-7.03	5.60
Se	1.11	2.56-5.52	3.48	0-0.81	0.46	2.23-6.58	4.41
Сумма	100.00	99.60-101.00	100.07	99.70-100.00	99.94	99.34-100.4	99.92

Примечание. N – число анализов.

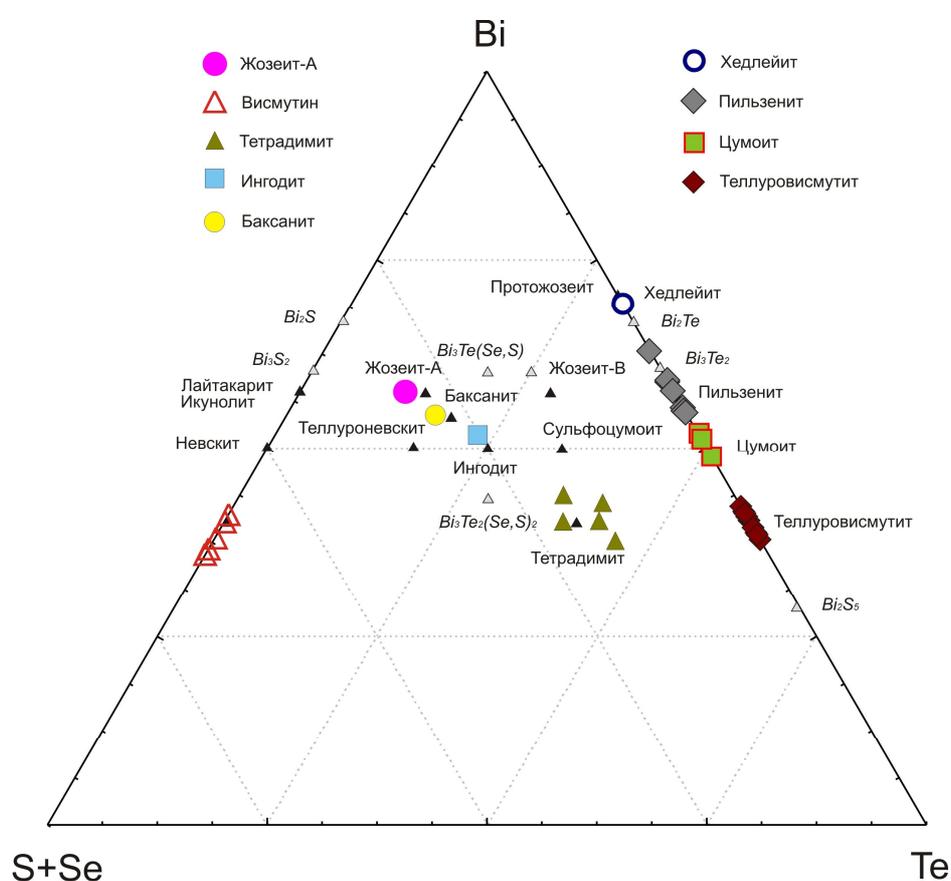


Рис. 4. Схематическая диаграмма, иллюстрирующая идеальные составы минералов и неназванных фаз (залитые и незалитые черные треугольники соответственно) в системе Bi-Te-Se-S, в координатах Bi-Te-(S+Se) по [2]. Реальные составы наших минералов показаны цветными значками

Ниже приведено описание негруппированных теллуридов и сульфотеллуридов и минеральных фаз (табл. 7). Химический состав этих минералов приведен в таблицах 8 и 9.

**Колорадоит (HgTe)** – мономинеральное включение в пирите (рис. 6H). Размер выделения 5 мкм. Индивид округлой овальной формы. В составе – примесь Fe (2.92 мас. %).

**Алтаит (PbTe)** – самый распространенный теллурид, присутствует в мономинеральном виде и в ансамблях в рудной (пирите) и нерудной частях (рис. 2 B-D, F). Образует простые ансамбли с гесситом, галенитом, халькопиритом, эмпресситом, фазами AgTe<sub>2</sub> и Ag<sub>3</sub>Te<sub>8</sub>. Форма выделений в срезе

округлая, каплевидная. Размер индивидов 2–6 мкм. В ассоциации принимают участие арсенопирит, сфалерит, фрейеслебенит, буланжерит и теллур. В составе некоторых индивидов – примесь Fe (до 2.27 мас. %), Ag (до 5.48 мас. %) и Se (до 1.02 мас. %).

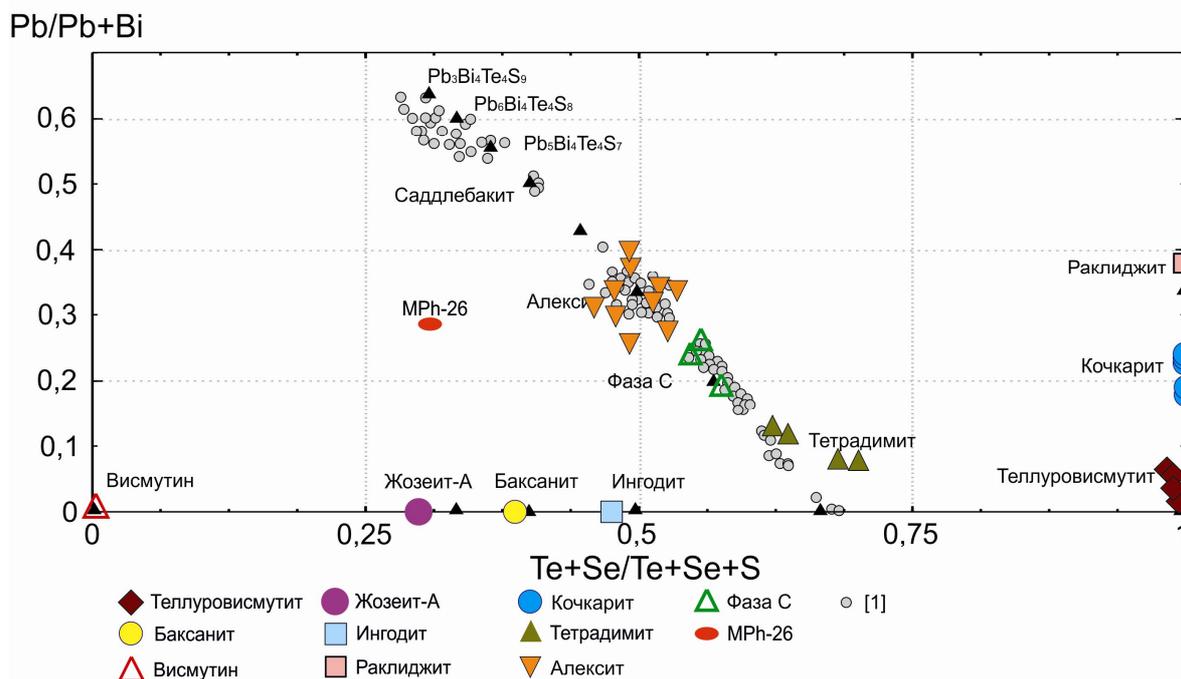


Рис. 5. Схематическая диаграмма в координатах  $Pb/(Pb + Bi) - (Te+Se)/(Te + Se + S)$  [1]. Идеальные составы минералов и неназванных фаз показаны черными залитыми треугольниками, а в зоне гомологических серий Pb- и S-богатых теллуросульфидов фазы показаны залитыми серыми кружками [1]. Реальные составы наших минералов показаны цветными значками

Таблица 7

Минеральные ассоциации теллуридов

Минерал	Alt	Clr	Сульфосоли			Неназванные минеральные фазы			
			Ben	Nag	Rdk	MPh-2	MPh-3	MPh-8	MPh-26
Пирит	×	×	×	×	×	×	×	×	×
Халькопирит	×			×		×		×	×
Арсенопирит	×					×	×		
Сфалерит	×		×			×	×		×
Галенит	×		×		×	×	×		
Алтаит						×	×	×	
Гессит	×							×	
Эмпрессит	×								
Фрейеслебенит			×						
Буланжерит			×						
Теллур	×					×	×		
Фаза $AgTe_2$	×						×		
Фаза $Ag_3Te_8$	×					×			

Примечание. Символы смотри табл. 1.

## Химический состав теллуридов, мас. %

Элемент	Алтаит		Колорадоит	Сульфосоли		
	Диапазон (N=6)	Среднее		Бенлеонардит	Нагиагит	Радхакришнаит
Fe	0.00–2.27	0.39	2.92	1.90	2.63	
Au					9.49	4.07
Ag	0.00–5.48	1.73		63.87		
Pb	55.70–62.34	59.23			57.85	22.68
Cu				0.28		
Te	32.79–40.21	38.35	32.34	11.40	14.50	60.88
S				10.76	6.46	7.33
Se	0.00–1.02	0.32		1.13		
Sb				10.65	9.07	
Hg			64.74			
Cl						5.04
Сумма	99.2.–100.25	99.81	100.00	100.00	100.00	100.00

Примечание. N – число анализов.

## Химический состав неназванных минеральных фаз, мас. %

Элемент	Фаза $AgTe_2$	Фаза $Ag_3Te_8$	Фаза $HgBiTe$	Фаза $PbBiTeS$
Bi			35.57	38.69
Au	2.00			
Ag	29.78	23.88		
Pb				15.50
Te	68.22	76.12	41.69	26.66
S				17.00
Se				2.14
Hg			18.70	
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00

**Фаза  $AgTe_2$  ( $AgTe_2$ )**, возможно, является Ag аналогом калаверита  $AuTe_2$ , который широко распространен в золото-теллуридных месторождениях мира. В составе – примесь Au (2.00 мас. %). Содержание Ag до 29.78 мас. %. Фаза представляет собой тонкие каплевидные (2–4 мкм.) включения во флюорите, сростки с алтаитом и фазой  $Ag_3Te_8$  в пирите. В ассоциации также участвуют халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит и теллур.

**Фаза  $Ag_3Te_8$  ( $Ag_3Te_8$ )** – тонкие каплевидные включения в пирите в сростании с фазой  $AgTe_2$ . Размер индивидов 2-4 мкм. В ассоциации участвуют арсенопирит, сфалерит, галенит, алтаит и теллур. Содержание Ag в фазе 23.88 мас. %.

**Фаза  $HgBiTe$  ( $HgBi_2Te_4$ )** – тонкие включения размером 2–5 мкм в ансамбле с халькопиритом в пирите. В ассоциации участвуют гессит и алтаит.

**Фаза  $PbBiTeS$  ( $PbBi_2Te_2S_2$ )** – резко вытянутый индивид в интерстициях пирита в ассоциации с халькопиритом и сфалеритом. Размер до 8 мкм. В составе – примесь Se (2.14 мас. %).

**Бенлеонардит ( $Ag_8(Sb,As)Te_2S_3$ )** – сульфотеллурид Ag (рис. 6I). В ансамбле с буланжеритом, фрейслебенитом и галенитом в пирите. В срезе форма индивида удлинённая при размере 2–5 мкм. Ассоциирует со сфалеритом. В составе – примесь Fe (1.90 мас. %), Cu (0.28 мас. %) и Se (1.13 мас. %).

**Нагиагит ( $Pb_5Au(Te,Sb)_4S_{5-8}$ )** – единичная находка. Сложное соединение среди теллуридов, в некоторых месторождениях является главным носителем золота. Представляет собой вытянутые

изометричные зерна в пирите размером 2–10 мкм (рис. 6G). В ассоциации отмечается халькопирит. В составе минерала – примесь Fe (2.63 мас. %).

**Радхакришнаит**  $PbTe_3(Cl,S)_2$  отмечен в ансамбле с галенитом, единичная находка (рис. 6F). Находится в межзерновом шве пирита. Форма в срезе угловатая, размером до 10 мкм. В составе – примесь Ag (4.07 мас. %). Третья находка в мире, ранее найден в Норильском районе и в Индии.

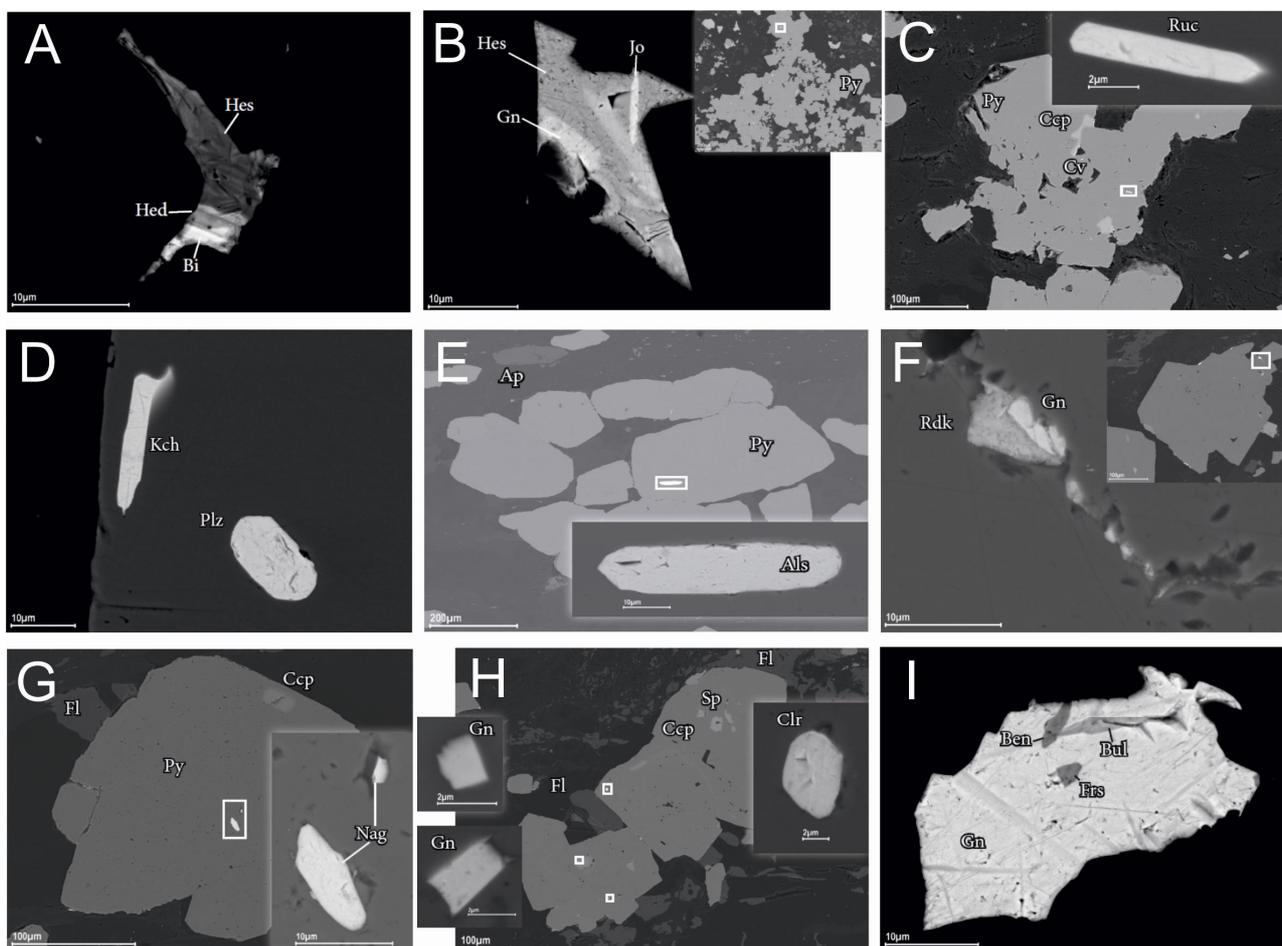


Рис. 6. Характер выделений теллуридов. (изображения в обратно-рассеянных электронах):  
 А – гессит (Hes), хедлейит (Hed), висмут (Bi); В – гессит (Hes), жозеит-А (Jo), галенит (Gn), пирит (Py); С – раклиджит (Ruc), пирит (Py), халькопирит (Ccp), ковеллин (Cv); D – кочкарит (Kch), тильзенит (Plz); E – алексит (Als), пирит (Py), апатит (Ap); F – радхакришнаит (Rdk), галенит (Gn); G – наггаит (Nag), пирит (Py), халькопирит (Ccp), флюорит (Fl); H – колорадоит (Clr), галенит (Gn), халькопирит (Ccp), сфалерит (Sp), флюорит (Fl); I – бенлеонардит (Ben), галенит (Gn), буланжерит (Bul), фрейеслебенит (Frs)

## Выводы

Выполненные исследования теллуридных минеральных ассоциаций в рудных зонах позволяют сделать ряд выводов:

- в рудных ассоциациях золоторудных проявлений ПР ВТС минеральные формы теллуридов широко распространены в видовом и количественном отношении;
- в химическом составе теллуридов и сульфотеллуридов роль Se незначительна; в качестве примеси он отмечен в некоторых минералах группы тетрадимита и алексита, что предполагает для них низкотемпературную кристаллизацию;
- золоторудные проявления ПР ВТС отнесены авторами к золото-теллуриднему типу [16], новому для Кольского полуострова;
- в то же время, ассоциация главных рудных минералов (большое разнообразие минералов Cu) соответствует колчеданному типу [17]; на основании этого можно предполагать проявление в ПР ВТС двух этапов минерализации (сульфидной и Au-Ag).

Авторы выражают искреннюю благодарность геологической службе ОАО «Центрально-Кольская экспедиция» за предоставление материала для минералогических исследований в виде эталонной коллекции аншлифов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Cook N.J. et al. Compositional data for Bi-Pb tellurosulfides / N.J. Cook, C.L. Ciobanu, C.J. Stanley, W.H. Paar, K. Sundblad // Can. Miner. 2007. Vol. 45(3). P. 417–435.
2. Cook N.J. et al. Minerals of the system Bi–Te–Se–S related to the teteradymite archetype: review of classification and compositional variation / N.J. Cook, C.L. Ciobanu, T. Wagner, C.J. Stanley // Can. Miner. 2007. Vol. 45(4). P. 665–708.
3. Cook N.J. and Ciobanu C.L. Tellurides: more than mineralogical curiosities, but also markers of fS<sub>2</sub>-fO<sub>2</sub> evolution in zoned hydrothermal systems // 2002 IMA, 18th General Meeting, Programm with Abstracts, Edinburg, Scotland, 283.
4. Ciobanu C.L. et al. Preface – Special Issue: Telluride and selenide minerals in gold deposits – how and why? / C.L. Ciobanu, N.J. Cook and P.G. Spry // Mineral. and Petrol. 2006. Vol. 87. P. 163–169.
5. Плотинская О.Ю. и др. Минералы системы Ag-Au-X (где X=S, Se, Te) в эпитеpmальных обстановках как индикаторы условий минералообразования / О.Ю. Плотинская, В.А. Коваленкер // Докл. Моск. отд. РМО. Режим доступа: [www.minsoc.ru/E2-2008-1-0](http://www.minsoc.ru/E2-2008-1-0)
6. Спиридонов Э.М. О последовательности образования и типохимизме теллуридов золота-серебра в месторождениях плутогенной золото-кварцевой формации (Северный Казахстан) // Традиционные и новые направления в минералогических исследованиях. М.: Изд. ИГЕМ РАН, 2001. С. 149–151.
7. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана / В.В. Зайков, В.В. Масленников, Е.В. Зайкова, Р. Херрингтон. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 212 с.
8. Масленников В.В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
9. Масленникова С.П. и др. Сульфидные трубы палеозойских “черных курильщиков” / С.П. Масленникова, В.В. Масленников. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. 312 с.
10. Молошаг В.П. и др. Условия образования теллуридов в рудах колчеданных и медно-золото порфириновых месторождений Урала / В.П. Молошаг, А.И. Грабежев, Т.Я. Гуляева // Зап. ВМО. 2002. № 5. С. 40–54.
11. Молошаг В.П. Генетические особенности теллуридной минерализации колчеданных месторождений Урала // Металлогения древних и современных океанов-2011. Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. С. 150–153.
12. Рудные минералы Панареченского эпитеpmального малосульфидного Au-Ag месторождения / А.В. Чернявский, Ю.Л. Войтеховский, А.В. Волошин, Е.Э. Савченко // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Труды Всероссийской (с международным участием) науч. конференции. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2010. С. 198–202.
13. Au-Ag-Te минералы в малосульфидных эпитеpmальных месторождениях Кольского полуострова и С. Карелии / А.В. Чернявский, Ю.Л. Войтеховский, А.В. Волошин, Е.Э. Савченко // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Труды Всероссийской (с международным участием) науч. конференции. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2010. С. 203–209.
14. Минералы системы Bi(Pb) - Te - S в Панареченском Au-Ag эпитеpmальном месторождении (Кольский полуостров) / А.В. Волошин, А.В. Чернявский, Ю.Л. Войтеховский, Е.Э. Савченко // Современная минералогия: от теории к практике. Материалы XI Съезда РМО. СПб., 2010. С. 161–162.
15. Минералы системы Bi(Pb) - Te - S в Панареченском Au-Ag эпитеpmальном месторождении (Северо-Западный блок Панареченской вулканотектонической структуры, Кольский полуостров) / А.В. Волошин, А.В. Чернявский, Ю.Л. Войтеховский, Е.Э. Савченко // Тр. 7-й Ферсмановской научной сессии Кольск. отд. ВМО. Апатиты, 2010. С. 29–35.
16. Groves D.I. et al. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types / D.I. Groves, R.J. Goldfarb, M. Gebre-Mariam et al. // Ore Geology Reviews. 1998. Vol. 13. P. 7–27.
17. Колчеданные рудопроявления в вулканитах Имандра-Варзуги (Кольский полуостров) – реликты палеопротерозойских гидротерм / Ю.Л. Войтеховский, В.И. Пожиленко, А.В. Волошин, С.М. Карпов // Вулканизм и геодинамика: материалы V Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 491–494.

#### Сведения об авторах

Волошин Анатолий Васильевич – д.г.-м.н, главный научный сотрудник; e-mail: [vol@geoksc.apatity.ru](mailto:vol@geoksc.apatity.ru)

Чернявский Алексей Викторович – ст. инженер, e-mail: [chernyavsky@geoksc.apatity.ru](mailto:chernyavsky@geoksc.apatity.ru)

Войтеховский Юрий Леонидович – д.г.-м.н, проф., директор института, e-mail: [woyt@geoksc.apatity.ru](mailto:woyt@geoksc.apatity.ru)

## ДОКЕМБРИЙСКОЕ МЕДНО-МОЛИБДЕН-ПОРФИРОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПЕЛЛАПАХК (ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС КОЛМОЗЕРО-ВОРОНЬЯ)

А.А. Калинин<sup>1</sup>, Н.Н. Галкин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт КНЦ РАН

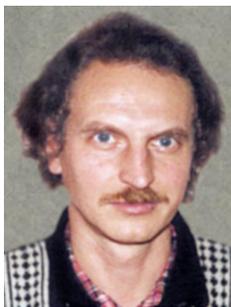
<sup>2</sup>ЗАО «Блэк Фокс Ресорсез»

### Аннотация

Си-Мо-порфировое месторождение Пеллапахк в зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья связано с кварцевым штокверком (1.5 км x 350–600 м) в зоне кислотного выщелачивания интрузии кварцевых порфиров (2828±8 млн лет). В пределах штокверка установлено два линзовидных рудных тела – северное и южное. Предполагается, что развитие штокверковой продуктивной Си-Мо минерализации оторвано по времени формирования от околорудных метасоматических кварцитов лопийского возраста и связано со свекофенским этапом развития структуры (1900–1930 млн лет).

### Ключевые слова:

*медно-молибден-порфировые месторождения, зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья, метасоматиты.*



### Введение

Порфировые месторождения Си, Мо, Au – широко распространенный в мире и сравнительно хорошо изученный класс рудных месторождений. Согласно [1] это месторождения, пространственно и генетически связанные с интрузиями (а также штоками, роями дайковых тел) порфиров от среднего до кислого состава, относящимися к гранитоидам I-типа. Геодинамическая обстановка формирования порфировых месторождений различна.

Меднопорфировые (±Au) месторождения образуются в обстановке островной океанической дуги, а Си-Мо и Мо-порфировые – в обстановке активной континентальной окраины либо континентального рифта. В месторождениях устанавливается вертикальная и латеральная зональность распределения продуктов гидротермального изменения пород, которая определяется снижением температуры метасоматических растворов и изменением их состава по мере удаления от интрузии, а также зональность распределения рудных элементов.

Рудные зоны месторождений представляют собой штокверки кварцевых жил и прожилков, их размещение контролируется зонами постмагматического гидротермально-метасоматического изменения (чаще всего это зоны кислотного выщелачивания при высокой активности калия) пород интрузива и вмещающих комплексов. Текстура оруденения вкрапленно-прожилковая. Как правило, для порфировых месторождений характерны большие запасы руды (в среднем 750 млн т) и низкое содержание металлов (Си – до 1.5%, Мо – до 0.4%, Au – до 1.5 г/т, Ag – до 5 г/т) [1]. Абсолютное большинство порфировых месторождений мира имеет кайнозойский либо мезозойский возраст, но известны месторождения палеозойского и даже докембрийского возраста, вплоть до единичных объектов в позднем архее. Порфировые месторождения в докембрийских областях приурочены к зеленокаменным структурам, и одно из них – Си-Мо месторождение Пеллапахк – установлено в центральной части Кольского полуострова (северо-восток Балтийского щита) в зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья (ЗПКВ).

Сульфидная минерализация с молибденитом на северном склоне г. Пеллапахк была обнаружена сотрудниками Геологического института КФ АН СССР в конце 1960-х гг., и ими же впервые описана в литературе [2]. В конце 1970-х – начале 1980-х гг. силами Центрально-Кольской поисково-съёмочной экспедиции в северо-западной части ЗПКВ проведены поисковые работы на золото, медь и молибден, в ходе которых были определены основные параметры рудопроявления Пеллапахк, и его ресурсы категории P<sub>1</sub> оценены в 184 тыс. т Мо, в том числе 79 тыс. т в богатых рудных телах [3].

Параллельно этим работам сотрудники ГИ КНЦ РАН выполняли исследования петрографии метаморфических и метасоматических пород, геохимии, минералогии, условий минералообразования

рудопроявления. В ходе исследований рудопроявление Пеллапахк было классифицировано как медно-молибден-порфиоровое [4, 5], была показана сложная многостадийная история формирования продуктивной минерализации.

С 2004 по 2010 гг. поисково-оценочные работы на Au, Cu и Mo в северо-западной части ЗПКВ проводились ЗАО «Блэк Фокс Ресорсез» – дочерней компанией ирландской «Норплат лимитед» (последняя до 2010 г. принадлежала «Овока Голд Плк»). В результате проведенных работ установлено, что месторождение Пеллапахк представляет собой крупный штокверк с бедными медно-молибденовыми рудами и подтверждено, что этот объект имеет перспективы стать крупным месторождением молибдена.

Настоящая статья подытоживает результаты изысканий ГИ КНЦ РАН на месторождении Пеллапахк с учетом новейшей информации, полученной в ходе геологоразведочных работ ЗАО «Блэк Фокс Ресорсез» и опубликованной на интернет-сайтах компании «Овока Голд Плк» и «Мурманскнедра».

### **Основные черты геологического строения северо-западной части ЗПКВ**

ЗПКВ приурочен к центральной части 500-км Титовско-Кейвской сутурной зоны, разделяющей Мурманский и Кольско-Норвежский домены Балтийского щита (рис. 1, врезка). Протяженность ЗПКВ составляет 120 км при ширине, варьирующей от 3 до 12 км. На юго-востоке ЗПКВ граничит с Кейвским террейном, от которого отделен Западно-Кейвским разломом, на северо-западе ограничен Вороньинским разломом.

Супракрустальные породы ЗПКВ имеют позднеархейский лопийский возраст 3.0–2.9 млрд лет [6]. Их можно разделить на два комплекса – поросозерский комплекс метаосадочных пород, представленный биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами и сланцами с переменным содержанием глиноземистых минералов (андалузита, кианита, ставролита, кордиерита), и полмостундровский комплекс метавулканитов от основного до кислого состава, в настоящем виде это различные типы плагиоамфиболитов, биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы, биотитовые и двуслюдяные сланцы, лептиты. В северо-западной части ЗПКВ в его юго-западном крыле по простиранию отчетливо прослеживаются четыре полосы супракрустальных пород (рис. 1), которые соответствуют традиционному стратиграфическому разделению пояса на 4 свиты [7]: лязозерскую (нижняя терригенная толща), полмостундровскую (нижняя вулканогенная коматиит-толеитовая толща), вороньетундровскую (верхняя вулканогенная базальт-андезит-дацитовая толща) и червуртскую (верхняя терригенная толща). В осевой части пояса располагается толща плагиоамфиболитов хребта Оленьего. Северо-восточное крыло ЗПКВ имеет здесь очень сложное строение – с множеством массивов интрузивных пород и многочисленными разрывными нарушениями, определение стратиграфической принадлежности супракрустальных пород нередко весьма затруднительно.

В северо-западной части ЗПКВ установлены интрузивные образования от ультраосновного до кислого состава. Преобладают интрузивные тела базит-гипербазитов, представляющие собой интрузивную фацию коматиит-толеитовой вулканоплутонической серии. В северном крыле структуры отмечены многочисленные субвулканические тела диоритовых порфиритов, кварцевых порфиритов и гранит-порфиритов. Эти образования считаются комагматичными вулканитам базальт-андезит-дацитовой серии [6], но их формирование, вероятно, оторвано по времени от вулканических пород, поскольку массивы и дайковые тела диоритовых порфиритов, кварцевых порфиритов и гранит-порфиритов часто встречаются и среди вышележащих метатерригенных толщ червуртской свиты.

Более поздние по времени интрузивные образования – турмалиновые плагиомикроклиновые граниты, время их формирования ( $2558 \pm 6$  млн лет, [6]) отвечает регрессивной стадии позднеархейского этапа регионального метаморфизма.

Наиболее молодыми являются тела протерозойского (?) дайкового комплекса пироксенитов, долеритов, оливиновых габбро-долеритов, и, предположительно, палеозойские дайки пикритовых порфиритов и щелочных пикритов.

Вулканогенно-осадочные комплексы ЗПКВ претерпели два этапа регионального метаморфизма. Ранний метаморфизм – позднеархейский (лопийский) датируется периодом 2770–2730 млн лет [8], он проходил в условиях низкотемпературной части амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового фациального типа ( $T \sim 600$  °С,  $P = 3\text{--}4$  кбар). Поздний раннепротерозойский свекофеннский этап метаморфизма (1930–1820 млн лет) в северо-западной части ЗПКВ (к северо-западу от горы Мудчечуайв) по РТ условиям отвечал эпидот-амфиболитовой фации (390–430 °С,  $P = 2.0\text{--}3.5$  кбар),

но его минеральные парагенезисы проявлены здесь локально в тектонических зонах [9], в основном, в осевой части структуры, в том числе и на северном склоне г. Пеллапахк в пределах месторождения. На остальной части ЗПКВ, то есть к юго-востоку от г. Мудчечуайв, раннепротерозойский метаморфизм проявился повсеместно, его РТ параметры  $T=490-550^{\circ}\text{C}$ ,  $P=4.5-6.5$  кбар [10] соответствовали низкотемпературной амфиболитовой фации кианит-силлиманитового фациального типа, и новообразованные минеральные парагенезисы затушеввали практически полностью парагенезисы раннего этапа [8, 9].

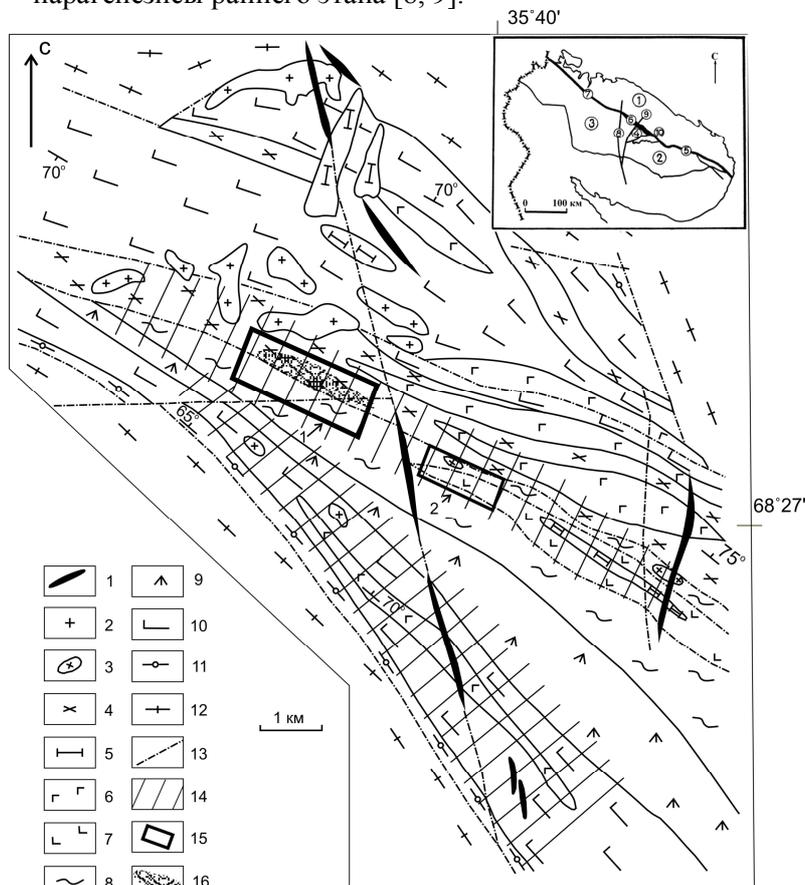


Рис. 1. Схема геологического строения северо-западной части зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (от г. Пеллапахк на северо-востоке до г. Мудчечуайв на юго-западе). Условные обозначения:

1 – дайки диабазов и диабазовых порфиритов, предположительно палеозойского возраста; 2 – турмалиновые плагиомикроклиновые граниты; 3 – массивы формации габбро-диоритов – диоритовых порфиритов (гранодиорит-порфиры, диорит-порфиры, спессартиты); 4 – кварцевые порфиры; 5 – ультраосновные породы (метапироксениты, метаперидотиты); 6 – метагаббро; 7 – плагиоамфиболиты хр. Оленьего; 8 – метаосадочные породы верхней терригенной толщи – андалузит-биотитовые, ставролит-биотитовые, кордиеритовые сланцы и плагиогнейсы (метапелиты, граувакки); 9 – метавулканы средне – кислого состава верхней вулканогенной толщи – амфибол-биотитовые, биотит-амфиболовые, биотитовые гнейсы,

лептиты; 10 – метавулканы основного состава нижней вулканогенной толщи – плагиоамфиболиты; 11 – метаосадочные породы нижней терригенной толщи – гранат – биотитовые сланцы; 12 – гнейсо – плагиограниты, гнейсо-диориты архейского фундамента; 13 – тектонические нарушения; 14 – зоны наиболее интенсивного проявления метасоматического изменения пород; 15 – участки рудопроявлений и месторождений: 1 – медно-молибден-порфировое месторождение Пеллапахк, 2 – Оленийское рудопроявление золота; 16 – штокверк с медно-молибденовым оруденением месторождения Пеллапахк. Врезка: положение зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья на границе Мурманского и Кольско-Норвежского доменов. Цифры в кружках: 1 – Мурманский домен, 2 – Кейвский террейн, 3 – Кольско-Норвежский домен; 4 – Лявозерский тектонический клин; 5-7 – сегменты Титовско-Кейвской сутурной зоны: 5 – Северо-Кейвская зона, 6 – зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья, 7 – Урагубский зеленокаменный пояс; 8-10 – разломы: 8 – Вороньинский, 9 – Лявозерский; 10 – Западно-Кейвский

С регрессивной стадией раннего этапа метаморфизма связан регионально проявленный метасоматоз – образование щелочных, кислотных и Fe-Mg-Ca метасоматитов. Зоны метасоматитов имеют протяженность до 10 и более километров при мощности в первые сотни метров, они секут под острым углом стратиграфические границы [4, 11, 12]. Региональные метасоматиты образуют две полосы (рис. 1): одна из них прослеживается в юго-западном крыле пояса (горы Пеллапахк – Охмыльк – Васин-Мыльк – Ернвейв – Полмос), здесь существенно преобладают щелочные метасоматиты, другая – в его осевой части (горы Пеллапахк – Оленья – Мудчечуайв), в этой зоне хорошо проявлены и щелочные, и кислотные, и основные Fe-Mg-Ca метасоматиты. Зоны развития региональных метасоматитов контролируют размещение всех известных полезных ископаемых в северо-западной части ЗПКВ. Так, пегматиты с редкометалльной минерализацией приурочены к

зонам щелочных биотитовых метасоматитов [11, 12] и встречаются в обеих полосах развития региональных метасоматитов. Формирование же сульфидной минерализации с золотом, серебром, медью и молибденом контролируется зонами метасоматоза фации кислотного выщелачивания [4], соответственно, все рудопроявления названных металлов располагаются в осевой части структуры. Связь региональных метасоматических преобразований с регрессивной стадией именно раннего метаморфизма подтверждается структурными исследованиями, выполненными В.Л. Дуком [13]. Это хорошо согласуется с результатами датирования редкометалльных пегматитов в зонах развития щелочных метасоматитов (2740–2735 млн лет [14]).

### **Геологическое строение медно-молибден-порфирового месторождения Пеллапахк**

Медно-молибден-порфировое месторождение Пеллапахк располагается на северном склоне одноименной горы на северо-западном замыкании ЗПКВ на участке сложного пересечения разрывных нарушений северо-западного (0–320°), субширотного (280–290°) и субмеридионального направлений (рис. 1). Вмещающими медно-молибденное оруденение породами являются метасоматически измененные кварцевые порфиры.

Интрузия кварцевых порфиров имеет протяженность 8–10 км при видимой мощности до 1.0 км, вытянута в северо-восточном направлении согласно общему простиранию пояса. К юго-востоку единое тело гранит-порфиров расщепляется на серию маломощных согласных тел практически безрудных кварцевых порфиров (рис. 1). Кварцевые порфиры интродуцируют метавулканы полмостундровской и вороньетундровской свит, а также высокоглиноземистые сланцы червуртской свиты. Это подтверждается как секущим характером контактов кварцевых порфиров, так и наличием ксенолитов сланцев червуртской свиты в южной части интрузии. В свою очередь, в северной части тела кварцевые порфиры секутся интрузией плагиомикроклиновых гранитов, а также многочисленными малыми интрузиями пироксенитов, габбро и габбро-диабазов архейского возраста, пегматитовыми жилами, протерозойскими и палеозойскими дайками оливиновых и пикритовых порфиритов (рис. 1–3).

Кварцевые порфиры – мелкозернистые, (местами до тонкозернистых, породы массивной, нередко сланцеватой текстуры, порфировой структуры за счет порфировых вкрапленников кварца и плагиоклаза, с лепидобластической структурой промежуточной ткани породы. Минеральный состав порфиров: кварц 40–45%, плагиоклаз – олигоклаз № 18–23 25–35%, микроклин до 10%, мусковит 10–15%, биотит 5–10%, кальцит и эпидот до 2–3%; акцессорные минералы представлены титанитом, рутилом, турмалином, апатитом, сульфидными минералами – пиритом, пирротином, халькопиритом и сфалеритом.

В средней части интрузии среди кварцевых порфиров отмечаются многочисленные прослои амфиболитов, биотит-амфиболовых и биотитовых плагиослацев, которые секут под острым углом или залегают согласно с вмещающими порфирами; падение пород крутое на северо-восток или юго-запад под углом 70–85°. Размеры тел по простиранию от 0.6 до 1.3 км, по мощности – от 50 до 120 м. Породы мелко-, средне- и крупнозернистые, темно-зеленого, темно-серого до черного цвета, массивные либо пятнисто-полосчатые; сложены роговой обманкой, биотитом и плагиоклазом андезином. В небольших количествах присутствуют титанит, апатит, магнетит, редко кварц (1–2%); из вторичных минералов отмечаются актинолит, хлорит, эпидот, клиноцоизит, диопсид и карбонат.

Возраст интрузии кварцевых порфиров определен Н.М. Кудряшовым [6]. Геохронологическая проба взята у подножия восточного склона г. Пеллапахк, вмещающими для кварцевых порфиров являются биотит-ставролит-кордиеритовые сланцы червуртской свиты. Циркон образует длинно- и короткопризматические кристаллы от 50 до 250 мкм,  $K_u = 3.0–4.0$ . В катодоллюминесцентных лучах в цирконе отчетливо проявлена тонкая осцилляционная зональность, свидетельствующая о вероятной кристаллизации минерала из расплава. Восемь фракций циркона определяют возраст, равный  $2828 \pm 8$  млн лет,  $СКВО = 0.86$  [6]. Таким образом, время внедрения интрузий кварцевых порфиров связано с завершающей стадией формирования супракрустальных толщ пояса Колмозеро-Воронья до проявления регионального метаморфизма с возрастом 2770–2730 млн лет.

С юга кварцевые порфиры граничат с толщей высокоглиноземистых сланцев червуртской свиты. Это мелкозернистые породы лепидобластической структуры, сланцеватой, полосчатой текстуры. Минеральный состав (об. %): кварц 15–30, плагиоклаз – олигоклаз № 23–28 от 15 до 50, биотит 5–25, гранат альмандин до 10 и высокоглиноземистые минералы андалузит, кордиерит, ставролит, которые присутствуют в переменных количествах, их суммарное содержание варьирует от 5 до 65%. Акцессорные минералы – апатит, турмалин, графит, рутил, ильменит, магнетит, пирротин,

халькопирит, пирит, арсенопирит. В зависимости от преобладания того или иного минерала глинозема выделяются биотит-андалузитовые, биотит-кордиеритовые, биотит-гранат-ставролитовые и др. разновидности высокоглиноземистых сланцев, прослеживающиеся по простираанию толщи в виде горизонтов мощностью до первых сотен метров.

Зона интенсивного метасоматического преобразования пород мощностью около 700 м занимает положение согласно простираанию структуры в целом и проходит вдоль границы кварцевых порфиров и высокоглиноземистых сланцев. Кварцевые порфиры в зоне изменения интенсивно рассланцованы, подверглись кислотному выщелачиванию кварц-мусковитовой фации метасоматоза и преобразованы в полевошпат-кварцевые метасоматиты (кварц-микроклиновые, микроклин-кварцевые), в различные типы глиноземистых метасоматических кварцитов (кианит-мусковит-кварцевые, андалузит-мусковит-кварцевые, мусковит-кварцевые и кварцевые метасоматиты). Кварциты представляют собой сланцеватую тонко-мелкозернистую породу серебристо-белого цвета. Среди основной массы породы часто присутствуют порфиновые выделения кварца, унаследованные от исходных порфиров (4 об. %) и порфиробласты глиноземистых минералов (6–8%). Основная масса кварцитов состоит из кварца 50–60 об. %, мусковита 5–20%, андалузита и кианита 2–25%, кордиерита до 5%, плагиоклаза до 10%, биотита до 5%, иногда присутствуют силлиманит (фибролит), турмалин, рутил, титанит, апатит. В зависимости от наличия той или иной полиморфной модификации силиката алюминия выделяются кианитовые, кианит-андалузитовые и андалузитовые разновидности кварцитов. Установлено, что более ранним по времени образования является андалузит, в средней части зоны выщелачивания андалузит частично или полностью замещен кианитом (рис. 4). Замещение андалузита кианитом предположительно происходило на позднем (свекофеннском) этапе метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии. Мощность зоны кислотного выщелачивания составляет около 550 м.

В процессах кислотного выщелачивания кварцевых порфиров привносятся калий и кремний, выносятся магний и натрий, инертно ведет себя алюминий (табл. 1). Содержание кальция несколько повышается в полевошпат-кварцевых метасоматитах за счет развития эпидота и кальцита, а при формировании метасоматических кварцитов кальций выносятся. В кислотных метасоматитах повышено содержание малых элементов – меди, цинка, свинца, серебра, молибдена, висмута. Детально поведение химических элементов и изменение минерального состава пород в ходе метасоматических процессов рассмотрено А.П. Белолипецким с соавторами [4].

С кислотным выщелачиванием сопряжено развитие основных Fe-Ca-Mg жедрит-кордиеритовых метасоматитов по глиноземистым гнейсам червуртской свиты. В ходе основного метасоматоза привносятся Fe, Mg, Ca и Ti, выносятся Al, K и Na, инертно ведет себя кремнезем (табл. 1). По сравнению с исходными биотит-андалузитовыми сланцами жедрит-кордиеритовые метасоматиты обогащены никелем, кобальтом, хромом, ванадием, медью, серебром и цинком [4]. Мощность зоны железо-кальций-магниевого метасоматоза составляет до 150 м.

Медно-молибденовая минерализация развита в метасоматитах фации кислотного выщелачивания на площади, имеющей длину до 4.5 км при ширине от 150–200 до 600–900 м. При выходе на поверхность минерализация трассируется в рыхлых отложениях контрастными ореолами молибдена, меди, серебра и золота.

Продуктивная минерализация Cu и Mo на месторождении связана с минерализованным штокверком кварцевых и кальцит-эпидот-кварцевых маломощных жил и прожилков. Прослеженная протяженность штокверка составляет 1.5–1.6 тыс. м при ширине от 350 до 600 м. По простираанию на северо-западном фланге и по падению месторождение не оконтурено. На глубину минерализация прослежена до отметки 360 м в северо-западной части штокверка. Рудный штокверк имеет достаточно сложную форму (рис. 2, 3), но в первом приближении его можно представить как две линзы, залегающие субсогласно простираанию и падению пород. Северная линза с кальцит-эпидот-кварцевыми минерализованными прожилками располагается в зоне полевошпат-кварцевых метасоматитов по кварцевым порфирам. Южная линза, образованная системой кварцевых маломощных жил и прожилков, находится в пределах полосы развития кианит (андалузит)-мусковитовых кварцитов. Продуктивная минерализация халькопирита и молибденита отмечается как в самих прожилках, так и в основной мелкозернистой массе породы в виде рассеянной тонкой вкрапленности. Текстура оруденения в южной линзе вкрапленная, в северной – прожилково-вкрапленная и вкрапленная.

## Результаты химического анализа горных пород месторождения Пеллапахк (масс.%)

№ пробы	АК-121	АК-107	С-904	С-902	АК-120	ВП-88	АК-126а	АК-125
SiO <sub>2</sub>	68.57	71.62	71.68	75.50	79.30	60.84	62.62	62.72
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.23	0.16	0.21	0.12	0.93	1.01	0.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.16	14.56	13.19	12.85	12.77	19.10	12.48	13.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.12	0.37	0.84	2.22	0.34	2.05	2.58	2.09
FeO	1.08	1.52	1.61	1.65	0.27	4.68	9.41	6.63
MnO	0.02	0.05	0.04	0.02	0.01	0.07	0.13	0.10
MgO	1.16	0.84	0.96	0.86	0.44	2.82	6.88	4.89
CaO	1.70	2.46	3.09	0.35	0.26	2.20	2.49	2.69
Na <sub>2</sub> O	5.11	4.02	3.60	0.57	0.52	2.72	0.22	1.82
K <sub>2</sub> O	1.91	2.50	2.62	2.62	3.64	1.85	0.08	1.56
п.п.п.	0.32	0.28	0.00	0.00	0.89	0.00	0.00	0.86
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.83	0.42	0.81	1.58	1.22	2.17	1.30	0.81
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.17	0.14	0.08	0.16	0.27	0.20	0.04	0.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.10	0.08	0.09	0.03	0.08	0.12	0.26
CO <sub>2</sub>	0.00	0.01	0.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
S	1.70	0.44	0.57	1.66	0.07	0.03	0.60	0.04
F	0.058	0.055	0.000	0.770	0.120	0.045	0.037	0.038
Сумма	100.31	99.62	100.07	101.11	100.27	99.79	100.00	99.25

*Примечание.* АК-121 – кварцевый порфир; АК-107–полевошпат-кварцевый метасоматит; С-904 – полевошпат-кварцевый метасоматит с кальцит-эпидот-кварцевыми прожилками; С-902 и АК-120 – кианит-мусковитовые кварциты; ВП-88 – андалузит-биотитовый плагиосланец (верхняя терригенная толща); АК-126а и АК-125 – жедрит-кордиеритовые метасоматиты. Анализы выполнены в химической лаборатории Геологического института КНЦ РАН.

Содержание Мо варьирует от 0.01 до 0.11% (среднее 0.028%), содержание меди от 0.1 до 0.7%, среднее 0.154%, отношение Cu:Мо равно примерно 5:1. Наиболее важным из попутных компонентов является серебро, среднее содержание которого в руде 2.0 г/т. Согласно информации сайта компании Овока Голд (<http://www.ovocagold.com/upload/20.pdf>) при бортовом содержании условного молибдена 0.06 % запасы руды составляют 132 млн т, запасы условного молибдена (включают Мо и Cu) 79.2 тыс. т. Кроме того, запасы серебра месторождения оцениваются в 264 т. Руда хорошо обогащается, извлечение металлов в кондиционные концентраты составляет по молибдену 83%, по меди 88%.

#### Минеральный состав руд

В ходе минералогических исследований в составе рудной минерализации были определены главные рудные минералы проявления – пирит, халькопирит, рутил, второстепенные – молибденит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, пирротин, кубанит, ильменит, редкие – висмут самородный, гудмундит, маккинавит, теннантит, фрейбергит, леллингит, лиллианит, пентландит, шеелит. Преобладающим рудным минералом является пирит, составляющий свыше 90% сульфидной массы. Продуктивные рудные минералы халькопирит и молибденит присутствуют в резко подчиненных количествах [4, 15]. В зоне окисления месторождения к перечисленным выше минералам добавляются борнит, халькозин, ковеллин и самородная медь, развивающиеся по халькопириту в приведенной последовательности, и марказит, замещающий пирит и пирротин. В основных железо-магний-кальциевых метасоматитах были выявлены пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит, пентландит, арсенопирит, кобальтин, герсдорфит, ильменит, магнетит, рутил.

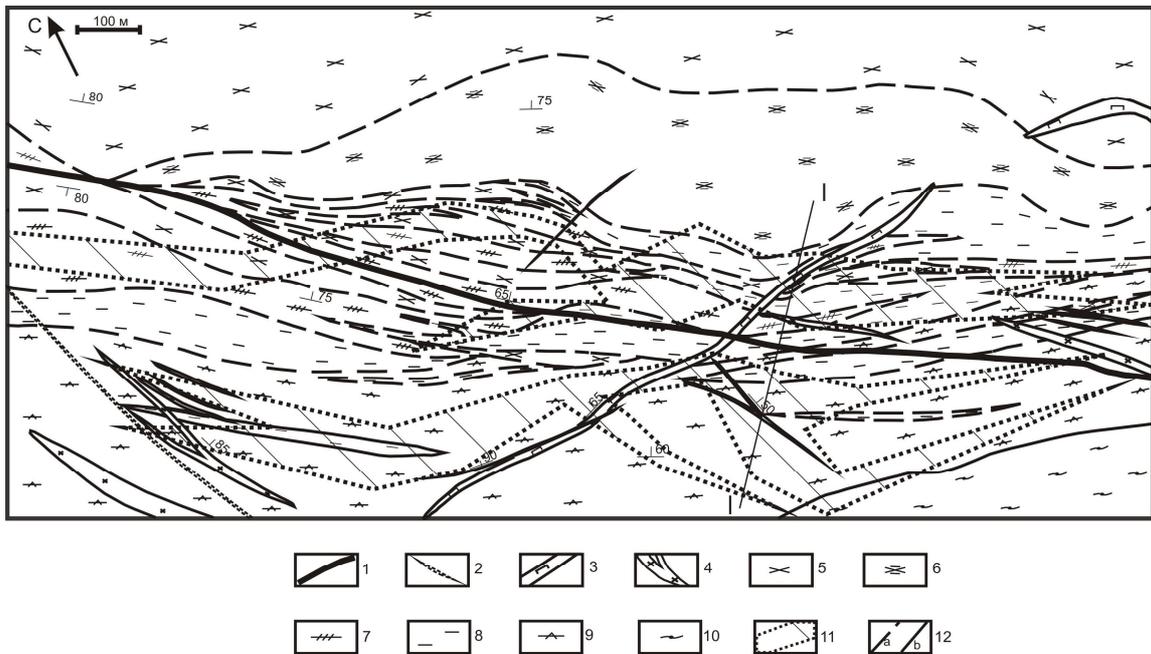


Рис. 2. Схематическая геологическая карта месторождения Пеллапахк. Условные обозначения к рис. 2 и 3: 1 – палеозойский дайковый комплекс пикритовых порфиритов и щелочных пикритов; 2–3 – протерозойский дайковый комплекс: 2 – долериты, 3 – пироксениты; 4 – жилы гранитных пегматитов; 5–6 – пеллапахкский комплекс габбро-диорит-плагиогранитный: 5 – кварцевые порфиры, плагиопорфиры, гранит-порфиры, 6 – перемежаемость кварцевых порфиров с амфиболитами, биотит-амфиболовыми и биотитовыми плагиосланцами неясного генезиса; 7–9 – метасоматиты по кварцевым порфирам: 7 – кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые, 8 – кварц-мусковитовые и мусковит-кварцевые; 9 – кианит (андалузит)-мусковит-кварцевые, 10 – жездрит-кордиеритовые метасоматиты по глиноземистым сланцам верхней терригенной толщи; 11 – границы продуктивного штокверка с Си-Мо минерализацией; 12 – геологические границы (а – фациальных типов метасоматитов, б – стратиграфические)

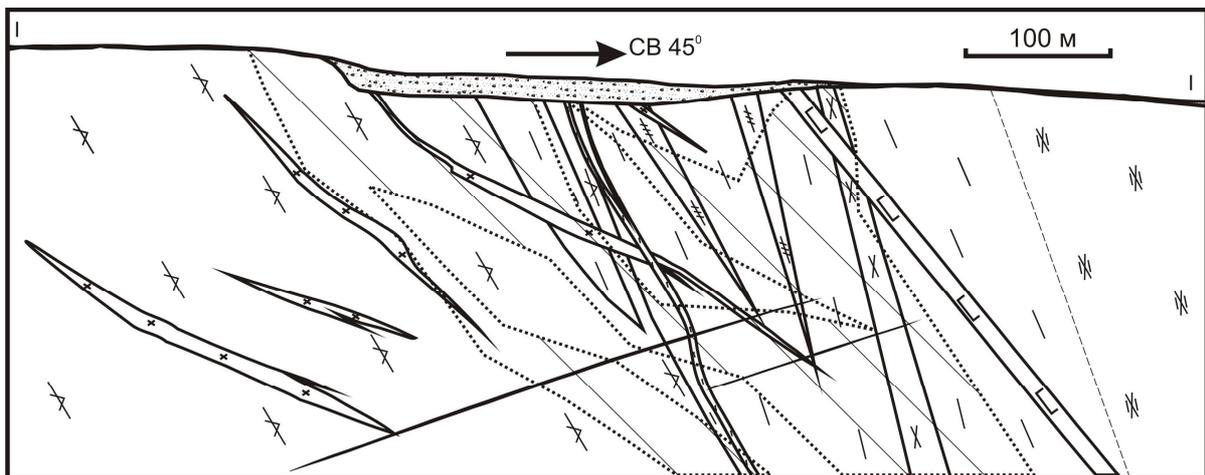
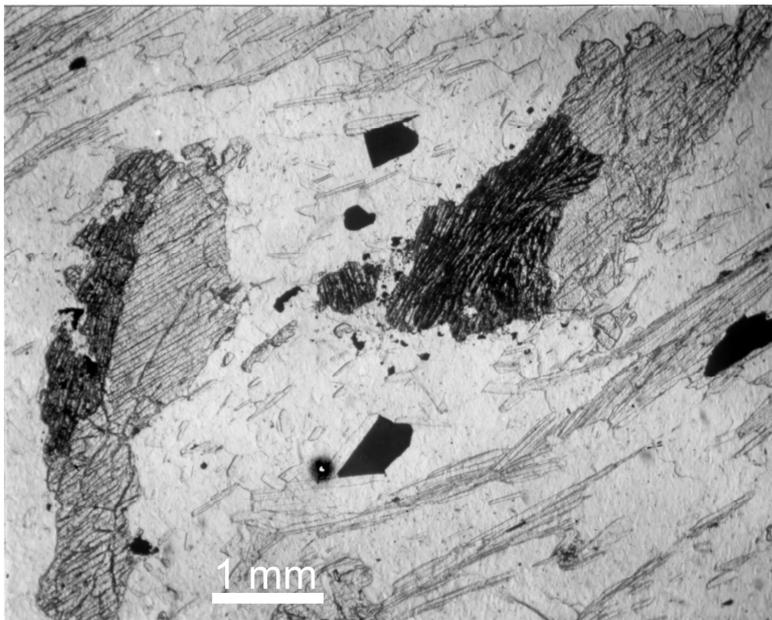


Рис. 3. Разрез по линии I–I. Условные обозначения – см. рис. 2

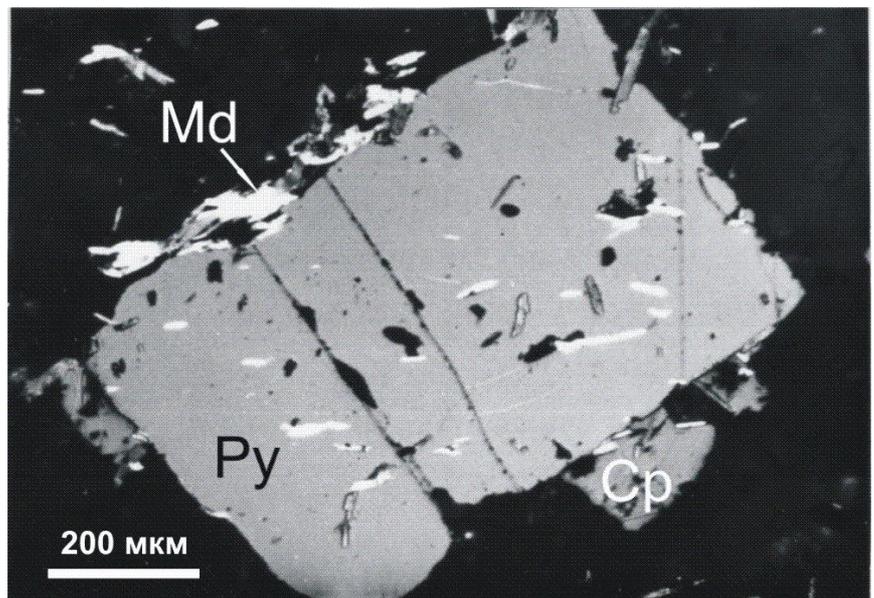


*Рис. 4. Замещение андалузита кианитом. Фото шлифа. Увеличение 150, без анализатора. Черное по трещинам спайности кианита и тонкая вкрапленность вблизи него – халькопирит. Гипидиоморфные зерна рудного минерала – пирит*

достигает 5 и более процентов, именно здесь появляются сульфоарсениды железа, никеля и кобальта.

Более поздняя минеральная ассоциация – сфалерит-халькопирит-пиритовая с молибденитом. Это продуктивная минеральная ассоциация, характерная для метасоматитов фации кислотного выщелачивания. Пирит составляет 90–99% рудной массы. Он образует кристаллы кубического, пентагон-додекаэдрического и кубоктаэдрического габитуса размером до 1 мм, более крупные выделения пирита (до 3 мм) ксеноморфные. Халькопирит встречается в виде ксеноморфных зерен размером до 0.5 мм, кроме того, отмечено развитие халькопирита по трещинам в зернах пирита и по спайности в порфиробластах кианита (но не андалузита) (рис. 4).

Молибденит выделяется в виде отдельных чешуек 0.05–0.1 мм (максимально до 0.5 мм), ориентированных по сланцеватости породы, либо их скоплений; размер таких скоплений достигает 2 см по удлинению. Обычно молибденит отмечается по краям чешуек и трещинам спайности в мусковите, реже – по границам порфириновых вкрапленников кварца. Отмечены случаи пересечения чешуйками молибденита кристаллов пирита и зерен халькопирита (рис. 5), поэтому есть основания считать молибденит более поздним минералом. Рентгеноструктурный анализ показывает, что молибденит относится к гексагональному политипу 2Н.



*Рис. 5. Чешуйки молибденита (Md), секущие кристалл пирита (Py) и халькопирит (Ср). Фото ашлифа, без анализатора. Размер кристалла пирита по длинной оси 1*

В породах участка Пеллапах установлено две ассоциации рудных минералов, сменяющие друг друга во времени и в пространстве [4]. Ранняя ассоциация – ильменит-пирроотиновая – представлена, в основном, пирроотином с характерными для него вростками халькопирита и пламенеvidного пирроотина, а также пирита. Редкие сульфидные минералы этой ассоциации – сфалерит, арсенопирит, минералы ряда кобальтин-герсдорфит. Среди окислов преобладает ильменит, второстепенное значение имеют магнетит и рутил. Ранняя ассоциация характерна для всех слабоизмененных метаморфических и магматических пород, но наиболее полно проявилась в Fe-Ca-Mg метасоматитах. В кварцевых порфирах содержание рудных минералов ильменит-пирроотиновой ассоциации не превышает 1–2%, в жедрит-кордиеритовых метасоматитах оно

Галенит и сфалерит встречаются в виде ксеноморфных зерен размером до 0.5 мм, образуют сростания с халькопиритом, пиритом, а также между собой. В андалузит (кианит)-мусковитовых кварцитах распределены галенит и сфалерит более-менее равномерно, а в полевошпат-кварцевых метасоматитах содержание этих минералов резко повышается в эпидот-кальцит-кварцевых прожилках (до 1% сфалерита в породе). В сростаниях с галенитом установлены относительно редкие на данном месторождении минералы висмута и сурьмы – самородный висмут, лиллианит, теннантит, тетраэдрит и его серебряная разновидность фрейбергит.

Химический состав наиболее распространенных рудных минералов месторождения приведен в таблицах 2 и 3. Контрастные различия в составе минералов, имеющих по две генерации, установлены для сфалерита: сфалерит из ранней ильменит-пирротиновой ассоциации отличается от позднего высоким содержанием примеси железа (около 9%). Обращает на себя внимание и зональное распределение примеси кобальта и никеля в одном из зерен пирита – высокое содержание названных металлов в центре кристалла и снижение содержания примесей в краевой части. Представляется вероятным, что рост данного кристалла начался на раннем этапе развития сульфидной минерализации (центр), а внешняя кайма формировалась на позднем этапе. Детально физические свойства и особенности химического состава сульфидных и окисных минералов, включая редкие рудные минералы месторождения, рассмотрены в монографии А.П. Белолипецкого с соавторами [4].

Таблица 2

Результаты микрозондового анализа минералов ранней (ильменит-пирротиновой) ассоциации (масс.%)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ пр.	AK-108	904-1	902-4	AK-108	902-4	902-4	904-38	AK-108	902-4	904-38	902-4	904-38
Fe	59.157	59.246	60.701	47.010	43.490	45.968	46.482	30.588	30.796	30.140	9.673	9.726
Co	н.о.	н.о.	-	0.057	2.380	0.092	н.о.	н.о.	0.020	н.о.	0.010	н.о.
Ni	н.о.	0.047	-	н.о.	0.365	0.101	н.о.	0.011	н.о.	0.046	-	н.о.
Cu	н.о.	н.о.	0.151	н.о.	0.071	0.018	н.о.	34.147	34.622	34.598	0.072	0.091
Zn	-	-	0.015	-	н.о.	-	-	-	0.035	0.057	54.918	55.953
Cd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.588	0.297
S	40.148	39.202	38.726	53.529	53.128	53.030	53.480	34.413	34.445	34.822	34.956	33.883
Сумма	99.31	98.50	99.60	100.60	99.44	99.21	99.96	99.16	99.93	99.66	100.22	99.95

*Примечание.* AK-108 – полевошпат – кварцевый метасоматит; 904-1 и 904-38 – полевошпат-кварцевый метасоматит с кальцит-эпидот-кварцевыми прожилками; 902-4 – кианит-мусковитовый кварцит. 1 – пирротин  $Fe_{0.846} S_{1.000}$ ; 2 – пирротин  $(Fe_{0.868} Ni_{0.001})_{0.869} S_{1.000}$ ; 3 – пирротин  $(Fe_{0.900} Cu_{0.002})_{0.902} S_{1.000}$ ; 4 – пирит  $(Fe_{1.008} Co_{0.001})_{1.009} S_{2.000}$ ; 5 – пирит  $(Fe_{0.940} Co_{0.049} Ni_{0.007} Cu_{0.001})_{0.997} S_{2.000}$  (центр кристалла); 6 – пирит  $(Fe_{0.995} Co_{0.002} Ni_{0.002})_{0.999} S_{2.000}$  (внешняя часть того же кристалла); 7 – пирит  $Fe_{0.998} S_{2.000}$ ; 8 – халькопирит  $Cu_{1.001} Fe_{1.021} S_{2.000}$ ; 9 – халькопирит  $(Cu_{1.014} Zn_{0.001})_{1.015} Fe_{1.026} S_{2.000}$ ; 10 – халькопирит  $(Fe_{0.994} Ni_{0.001} Zn_{0.001})_{0.996} Cu_{1.003} S_{2.000}$ ; 11 – сфалерит  $(Zn_{0.771} Fe_{0.159} Cd_{0.005} Cu_{0.001})_{0.936} S_{1.000}$ ; 12 – сфалерит  $(Zn_{0.810} Fe_{0.165} Cd_{0.002} Cu_{0.001})_{0.978} S_{1.000}$ , Sb – не обнаружена. Прочерк – элемент не определялся, н.о. – элемент не обнаружен. Анализы, приведенные в таблицах 2 и 3, выполнены в лаборатории физических методов исследования пород, руд и минералов Геологического института КНЦ РАН на микроанализаторе MS-46 САМЕСА, аналитик Л.И. Полежаева.

Рудоносные кианит (андалузит)-мусковит-кварцевые метасоматиты секутся жилами гранитных пегматитов мощностью от 1 до 8 м. Гранитные пегматиты на северном склоне горы Пеллапахк содержат гнездово-вкрапленную сульфидную минерализацию. Минеральный состав сульфидного оруденения в пегматитах отличается от минерализации кианит (андалузит)-мусковит-кварцевых метасоматитов: здесь преобладает пирротин, а второстепенные минералы представлены пиритом, висмутом самородным, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Молибденит в пегматитах нами не отмечался.

Результаты микрозондового анализа основных минералов  
поздней (сфалерит-халькопирит-пиритовой с молибденитом) ассоциации (масс.%)

	1	2	3	4	6	5	7	8	9	10
N_PROBY	902/A	904-3	904-20	902/A	904-13	902-15	904-13	902/1Б	904-5	902/3
Fe	46.824	30.279	29.533	30.196	3.105	1.217	н.о.	н.о.	–	0.051
Co	0.023	–	–	–	н.о.	–	–	–	–	–
Ni	0.013	–	–	–	н.о.	–	–	–	–	–
Mo	–	–	–	–	–	–	–	–	60.250	60.250
Cu	0.037	34.616	34.629	34.164	н.о.	0.035	н.о.	0.025	–	–
Zn	–	0.035	н.о.	0.115	63.629	64.811	0.027	н.о.	–	–
Cd	–	0.015	–	–	0.338	–	–	–	–	–
Pb	–	–	н.о.	–	–	–	85.649	85.622	–	–
Ag	–	–	н.о.	–	–	–	0.322	0.778	–	–
Au	–	0.014	н.о.	–	–	–	–	н.о.	–	–
Bi	–	н.о.	н.о.	–	–	–	–	н.о.	–	–
Sb	0.121	н.о.	0.071	0.127	0.014	–	н.о.	н.о.	–	–
As	–	0.006	0.574	0.056	–	–	н.о.	н.о.	–	–
S	53.664	34.822	36.574	34.955	33.480	33.820	13.570	13.209	39.192	39.749
Se	–	–	–	–	–	–	–	–	0.033	н.о.
Сумма	100.68	99.79	101.38	99.62	100.57	99.91	99.57	99.64	99.48	100.05

*Примечание.* 904-3, 904-5, 904-13 и 904-20 – полевошпат-кварцевый метасоматит с кальцит-эпидот-кварцевыми прожилками; 902/A, 902/1Б, 902-15 и 902-3 – кианит-мусковитовый кварцит.

1 – пирит ( $Fe_{1.001} Cu_{0.001}$ )<sub>1.002</sub> ( $S_{1.999} Sb_{0.001}$ )<sub>2.000</sub>; 2 – халькопирит  $Cu_{1.003} (Fe_{0.998} Zn_{0.001})_{0.999} S_{2.000}$ ; 3 – халькопирит  $Cu_{0.949} Fe_{0.921} (S_{1.986} As_{0.013} Sb_{0.001})_{2.000}$ ; 4 – халькопирит  $Cu_{0.985} (Fe_{0.990} Zn_{0.003})_{0.993} (S_{1.997} Sb_{0.002} As_{0.001})_{2.000}$ ; 5 – сфалерит ( $Zn_{0.932} Fe_{0.053} Cd_{0.003}$ )<sub>0.988</sub> ( $S_{0.999} Sb_{0.001}$ )<sub>1.000</sub>; 6 – сфалерит ( $Zn_{0.940} Fe_{0.021}$ )<sub>0.961</sub>  $S_{1.000}$ ; 7 – галенит ( $Pb_{0.977} Ag_{0.007} Zn_{0.001}$ )<sub>0.985</sub>  $S_{1.000}$ ; 8 – галенит ( $Pb_{1.003} Ag_{0.018} Cu_{0.001}$ )<sub>1.022</sub>  $S_{1.000}$ ; 9 – молибденит  $Mo_{1.027} (S_{1.999} Se_{0.001})_{2.000}$ ; 10 – молибденит ( $Mo_{1.013} Fe_{0.001}$ )<sub>1.014</sub>  $S_{2.000}$ . Прочерк – элемент не определялся, н.о. – элемент не обнаружен.

Изотопный состав серы пирротина и пирита месторождения изучен А.В. Волковым и И.А. Новиковым [16]. Для 4 проб пирротина получены значения  $\delta^{34}S$  от +0.49 до +1.66‰, а для 10 проб пирита  $\delta^{34}S$  составляет от -1.19 до -8.9‰. Таким образом, по изотопному составу серы сульфиды железа резко различаются, что еще раз подтверждает многоэтапность развития минерализации, причем на поздних этапах рудообразования происходит облегчение изотопного состава серы. Такая же тенденция выявлена и на расположенном в 3 км к юго-востоку Оленинском рудопоявлении золота. Следует отметить, что изотопный состав серы пиритов месторождения Пеллапахк отличается от состава серы медно-молибденовых порфириновых месторождений Урала, Сибири и Монголии, где в пиритах установлены значения  $\delta^{34}S$ , близкие к 0‰ [17].

Стабильные изотопы свинца в пиритах и сфалеритах месторождения Пеллапахк изучены Ю.Д. Пушкаревым по нашим пробам кианит-мусковитовых кварцитов (С-902) и полевошпат-кварцевых метасоматитов с кальцит-эпидот-кварцевыми прожилками (С-904) [14]. Для пиритов обеих проб получены весьма близкие значения отношений  $^{206}Pb/^{204}Pb$  (13.82 и 13.82 в С-902 и С-904 соответственно),  $^{207}Pb/^{204}Pb$  (14.60 и 14.58),  $^{208}Pb/^{204}Pb$  (22.23 и 33.22). Для сфалерита из пробы С-904 отношение  $^{206}Pb/^{204}Pb$  составляет 17.84,  $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.47$ ,  $^{208}Pb/^{204}Pb = 35.94$ . Согласно интерпретации Ю.Д. Пушкарева, полученные значения по модели Стейси-Крамера соответствуют модельному возрасту сульфидной минерализации 2600 млн лет, но впоследствии имела место перекристаллизация минералов, и около 400 млн лет назад (время внедрения палеозойских даек пикритовых порфиритов и щелочных пикритов) древний свинец был заражен радиогенным свинцом [14].

## Обсуждение результатов

Все приведенные выше данные свидетельствуют о многоэтапности минералообразования в рудах месторождения Пеллапахк. Формирование ранней пирротиновой с халькопиритом и пиритом минерализации в измененных породах следует отнести ко времени развития кислотных и основных метасоматитов на регрессивной стадии лопийского метаморфизма амфиболитовой фации. Данные по химическому составу сульфоарсенидов Fe, Ni и Co из основных метасоматитов по глиноземистым сланцам говорят о температуре их образования, близкой к апикальной при региональном метаморфизме лопийского этапа [4]: так, по арсениопиритовому геотермометру Кречмара-Скотта [18] получены значения 600–700 °С, а по составу минералов ряда кобальтин-герсдорфит [19] – 550–600 °С [4, 15]. О более высокой температуре развития сульфидов ранней ассоциации по сравнению с поздней говорят также особенности химического состава ряда минералов: высокое содержание примеси Fe в сфалерите, Co и Ni в пирите [4].

Сфалерит-халькопирит-пиритовую с молибденитом и галенитом минерализацию, учитывая структурно-текстурные особенности ее проявления, следует отнести к наложенному типу минерализации метасоматитов, то есть гидротермально-метасоматические породы представляли собой благоприятную для рудоотложения геохимическую среду, на которую был наложен более поздний самостоятельный рудный процесс. Не исключено, что развитие наложенной минерализации значительно оторвано по времени от ранней ильменит-пирротиновой минерализации, и продуктивная Cu-Мо минерализация формировалась уже в раннем протерозое, после кульминационной стадии позднего (свекофеннского) этапа регионального метаморфизма, как это предполагалось нами ранее [4]. Подтверждением связи продуктивной минерализации с поздним метаморфизмом служит выделение вкрапленности халькопирита по трещинам спайности кианита – типоморфного минерала метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии, в то время как в андалузите халькопирит не отмечался. В пользу развития продуктивной минерализации на свекофеннском этапе говорит и определение возраста мусковита месторождения Пеллапахк K-Ag методом –  $1965 \pm 30$  и  $1930 \pm 30$  млн лет [16]. Данные цифры близки к значениям 1.9–1.6 млрд лет, полученным ранее K-Ag и Rb-Sr методами для мусковитов из других участков ЗПКВ [10, 14]. Напомним, что именно по краям чешуек и трещинам спайности в мусковите наиболее часто развивается молибденит.

Развитие наложенной минерализации позднего этапа проходило в несколько стадий [4]. Судя по взаимоотношениям сульфидных минералов, наиболее ранним из минералов ассоциации является пирит, позднее развивался халькопирит, затем молибденит, и на завершающей стадии формировалась сфалерит-галенитовая с висмутом минерализация.

Месторождение Пеллапахк – не единственное месторождение порфирового типа на Балтийском щите: в восточной Карелии в Авнеозеро-Парандовском зеленокаменном поясе известно порфировое месторождение молибдена Лобаш [20, 21, 22]. В южной части Балтийского щита ряд порфировых месторождений и проявлений свекофеннского возраста приурочен к зоне Кируна – Раахе – Ладога (месторождение меди Айттик в Швеции, рудопроявления Хатуноя, Ялонваарское 1 и 2 в Карелии) [23, 24], все они золото-медные и не рассматриваются в качестве источника молибдена.

Аналогично месторождению Пеллапахк, месторождение Лобаш имеет сложную историю геологического развития. Вмещающими породами являются позднеархейские лопийские породы в надынтрузивной зоне не вскрытого эрозией гранитного массива: базальты, андезиты, вулканиты средне-кислого состава, прорванные дайками габбро-диабазов, массивом гранодиоритов, дайками и телами андезитов, дацитов, риолитов, гранодиорит-порфиоров, лейкогранитов. На свекофеннском этапе на породы архейского возраста были надвинуты толщи палеопротерозойского возраста – сумийские кварциты и туфогенно-осадочные породы. При надвиге возникли зоны расщепления и метасоматических преобразований, способствовавшие развитию рудной минерализации штокверкового и жильного типов как в архейских, так и в раннепротерозойских породах [21, 22]. Изменения в гранитах и лейкогранитах представлены альбитизацией и грейзенизацией пород, а во вмещающих породах – пропицитизацией. Выделяются штокверковый и жильный типы руд. Рудный молибденит-кварцевый штокверк имеет вид конформной залежи мощностью 100–200 м с содержанием молибдена от 0.03 до 0.2%, среднее 0.060%. Руды практически монометалльные, кроме молибденита встречаются пирит, халькопирит, пирротин, причем наблюдается зональность от молибденит-пиритовых до молибденит-халькопирит-пирротиновых рудных зон. Температура образования руд охватывает интервал 400–228 °С, предполагается двухстадийное образование руд [21]. Возраст Лобашских гранитов определен в 2807 млн лет, для галенитов из золоторудной части месторождения

получено значение 1800–1850 млн лет, а возраст молибденитовых руд, определенный Re-Os методом, оказался и того моложе – 1570–1704 млн лет [20].

Таким образом, месторождение Пеллапахк во многих чертах сходно с месторождением Лобаш, но отличается более строгим петрографическим контролем оруденения (медно-молибденовая минерализации не выходит за пределы зоны кислотного выщелачивания кварцевых порфиров), высокотемпературным характером метасоматических преобразований вмещающих пород в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и, вероятно, более высокой температурой образования рудной минерализации, а также комплексностью руд - медно-молибденовые руды с серебром, в отличие от монометалльных молибденовых руд м-ния Лобаш.

Описанные выше месторождения Пеллапахк и Лобаш имеют ряд характерных черт порфировых месторождений:

- связь с интрузиями кварцевых порфиров, относящимися к гранитоидам I-типа;
- приуроченность оруденения к зонам кислотного выщелачивания с калиевой спецификой;
- метасоматическая зональность распределения продуктов изменения вмещающих пород;
- минерализованные штокверки кварцевых жил и прожилков;
- минералого- геохимическая зональность распределения рудных компонентов.

В то же время Пеллапахк и Лобаш – месторождения, расположенные в зеленокаменных поясах докембрия, которые в своей истории развития претерпели метаморфизм, возможно, неоднократный, что определяет ряд отличий рассмотренных объектов от фанерозойских порфировых месторождений. Рудообразование на порфировых месторождениях фанерозоя связывается с постмагматическими гидротермально-метасоматическими процессами, проходившими практически одновременно с внедрением интрузивов. На месторождениях Пеллапахк и Лобаш метасоматическое преобразование пород и рудогенез связаны с регрессивной стадией регионального метаморфизма. Соответственно, рудообразующие растворы/флюиды имели не магматогенную, а метаморфогенную природу (при этом остается вполне вероятным, что источником металла на месторождениях служили именно интрузии порфиров). Рудообразование оказывается значительно (более чем на 1 млрд лет!) оторвано по времени от магматизма. Формирующиеся в ходе метасоматических преобразований минеральные ассоциации отвечают нормальным ассоциациям метаморфических пород – в рудах месторождения Пеллапахк присутствуют кианит, андалузит, кордиерит, мусковит (в то время, как для зон выщелачивания фанерозойских интрузий характерны пирофиллит, диккит, алунит, диаспор и др.).

## **Выводы:**

1. Вмещающими медно-молибденовое оруденение породами являются метасоматически измененные кварцевые порфиры, которые подверглись кислотному выщелачиванию кварц-мусковитовой фации метасоматоза и преобразованы в микроклин-кварцевые, кианит -мусковит-кварцевые, андалузит-мусковит-кварцевые, мусковит-кварцевые метасоматиты.

2. Штокверковая рудная зона прослежена на 1.5 км при мощности 350–600 м. В пределах штокверковой зоны выделяются две линзы, северная располагается в зоне развития кварц-микроклиновых и микроклин-кварцевых метасоматитов по кварцевым порфирам, южная – в пределах полосы развития кианит (андалузит)-мусковитовых кварцитов. Содержание Mo в рудах варьирует от 0.01 до 0.11% (среднее 0.028%), содержание меди от 0.1 до 0.7%, среднее 0.154%. Запасы руды составляют 132 млн т, что существенно ниже среднего для порфировых месторождений мира, запасы условного молибдена месторождения – 79.2 тыс. т

3. Установлено две разновозрастные ассоциации рудных минералов. Ранняя ассоциация – ильменит-пирротиновая – характерна для всех типов метаморфических и метасоматических пород месторождения. Более поздняя продуктивная сфалерит-халькопирит-пиритовая с молибденитом ассоциация отмечается только в кислотных метасоматитах, ее развитие контролируется штокверковой зоной кварцевых и кальцит-эпидот-кварцевых прожилков.

4. Развитие рудной минерализации проходило многоэтапно. Формирование ранней ильменит-пирротиновой минерализации связано со временем метасоматических преобразований пород на регрессивной стадии позднеархейского (лопийского) регионального метаморфизма амфиболитовой фации. Развитие поздней ассоциации рудных минералов проходило, вероятнее всего, ~1.9 млрд лет назад на раннепротерозойском этапе регионального метаморфизма.

Работа выполнена при поддержке Программы № 23 Президиума РАН.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Sillitoe R.H.* Porphyry Copper Systems Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 3–41.
2. *Болотов В.И. и др.* Сульфидная минерализация и особенности химизма кианит-мусковит-кварцевых сланцев зоны Колмозеро-Воронья. Материалы по минералогии Кольского полуострова / *В.И. Болотов, Б.В. Гавриленко, А.П. Белолипецкий*. М.: Наука, 1972. Вып.9. С. 148–156.
3. Минерально-сырьевая база Мурманской области / *Б.В. Афанасьев, Н.И. Бичук, А.Д. Даин, С.В. Жабин, Е.А. Каменев* // Минеральные ресурсы России. 1997. № 3. С. 17–22; № 4. С. 12–19.
4. *Белолипецкий А.П. и др.* Минералогия и геохимия метасоматитов зон глубинных разломов / *А.П. Белолипецкий, А.А. Калинин, С.И. Петров*. Апатиты: Изд. КФ АН СССР, 1987. 115 с.
5. *Калинин А.А.* Минералогия проявлений серебра в северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд. КНЦ АН СССР, 1991. 47 с.
6. Геология, тектоника, возраст и металлогения архейской шовной зоны Колмозеро-Воронья, Кольский регион / *Б.В. Гавриленко, И.В. Никитин, Д.Р. Зозуля, Н.М. Кудряшов, М.Н. Петровский, О.П. Корсакова, Н.Н. Галкин* // Вестник МГТУ. 2002. Т. 5, № 1. С. 43–60.
7. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова / *А.П. Белолипецкий, В.Г. Гаскельберг, Л.А. Гаскельберг, Е.С. Антонюк, Ю.И. Ильин*. Л.: Наука, 1980. 240 с.
8. *Беляев О.А. и др.* Новые данные по исследованиям структурно-метаморфической истории докембрия северо-востока Балтийского щита. Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т. 2. Полезные ископаемые, минералогия, петрология и геофизика / *О.А. Беляев, В.П. Петров*. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. С. 195–207.
9. *Петров В.П. и др.* К вопросу о развитии процессов метаморфизма в зоне Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров). Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова / *В.П. Петров, Л.Л. Гарифуллин, С.А. Реженова*. Апатиты: Изд. КФ АН СССР, 1984. С. 46–55.
10. Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры / *Г.М. Другова, В.А. Глебовицкий, В.Л. Дук, В.И. Кицун, Т.Л. Савельева, И.С. Седова, А.П. Семенов*. Л.: Наука, 1982. 229 с.
11. *Ройзенман Ф.М.* О перспективах поисков комплексных редкометальных пегматитов в Вороньих тундрах (Кольский полуостров) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1996. № 2. С. 65–73.
12. *Гордиенко В.В. и др.* Метасоматиты пегматитовых полей / *В.В. Гордиенко, В.Г. Кривовичев, Л.Ф. Сырицо*. Л.: Изд-во ЛГУ, 1987. 224 с.
13. *Глебовицкий В.А. и др.* Послемигматитовый метасоматоз / *В.А. Глебовицкий, С.А. Бушмин*. Л.: Наука, 1983. 215 с.
14. *Пушкарев Ю.Д.* Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. Л.: Наука, 1990. 216 с.
15. *Галкин Н.Н.* Геология и минералогия золоторудных проявлений Пеллапах-Оленинского рудного узла, Кольский полуостров: автореф. дис. ... к.г.-м.н. М.: Изд-во ИМГРЭ, 2006. 24 с.
16. *Волков А.В. и др.* Золото-сульфидное месторождение Оленинское (Кольский п-ов, Россия) / *А.В. Волков, И.А. Новиков* // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44, № 5. С. 412–424.
17. Эволюция изотопов серы в Су-Мо порфировых рудно-магматических системах Сибири и Монголии / *В.И. Сотников, В.А. Пономарчук, А.П. Перцева, А.П. Берзина, А.Н. Берзина, В.О. Гимон* // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. С. 963–974.
18. *Kretschmar U. et. al.* Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application / *U. Kretschmar, S.D. Scott* // Canadian Mineralogist. 1976. Vol. 14, part 3. P. 363–386.
19. *Боришанская С.С. и др.* Минералы никеля и кобальта / *С.С. Боришанская, Р.А. Виноградова, Г.А. Крутов*. М.: Изд. МГУ, 1981. 224 с.
20. *Покалов В.Т. и др.* Лобаш – первое крупное молибденовое месторождение докембрийского возраста (Карелия) / *В.Т. Покалов, Н.В. Семенова* // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35, № 3. С. 262–270.
21. *Кулешевич Л.В. и др.* Минералогия руд и околорудно-измененных пород золото-полиметаллического месторождения Лобаш-1 (Карелия) / *Л.В. Кулешевич, В.М. Тытык, Н.Н. Коротаева* // Записки РМО. 2004. Ч. СXXXIII, № 4. С. 39–51.
22. Минерально-сырьевая база Республики Карелия / отв. ред. *В.П. Михайлов, В.Н. Аминов*. Петрозаводск, 2006. Кн. 1. 278 с.
23. Эндогенная золоторудная система Суйстамского плутонического комплекса (Северное Приладожье) / *В.И. Иващенко, А.М. Ручьев, О.Б. Лавров, Н.И. Кондрашова, А.Н. Терновой* // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2004. Вып. 7. С. 127–146.
24. *Metallogeny and tectonic evolution of the Northern Fennoscandian Shield. Guidebook 33 IGC excursion № 15, August 15–21, 2008 / ed. V. Juhani Ojala and Markku Iljina. Oslo, 2008, 113 p.*

## Сведения об авторах

*Калинин Аркадий Авенирович* – к.г.-м.н., старший научный сотрудник; e-mail: [kalinin@geoksc.apatity.ru](mailto:kalinin@geoksc.apatity.ru)  
*Галкин Николай Николаевич* – к.г.-м.н., генеральный директор; e-mail: [bfr\\_moncha@mail.ru](mailto:bfr_moncha@mail.ru)

УДК 550.42(470.21)

## ИСТОЧНИКИ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГНЕЙСОВ ФУНДАМЕНТА ПЕЧЕНГСКОЙ ПАЛЕОРИФТОГЕННОЙ СТРУКТУРЫ

В.Р. Ветрин<sup>1</sup>, В.П. Чупин<sup>2,3</sup>, Ю.Н. Яковлев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт КНЦ РАН

<sup>2</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН

<sup>3</sup>Новосибирский государственный университет

### Аннотация

Данные по возрасту детритовых цирконов из метаграувак нижних частей разреза Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) свидетельствуют о формировании протолитов вмещающих гнейсов за счет размыва и переотложения материала из местных источников. Расширение ареала областей сноса и увеличение числа источников, поставивших терригенный материал в бассейны осадконакопления происходило при образовании глиноземистых гнейсов 3-й и особенно 1-й толщи разреза, завершающей разрез архейских пород СГ-3. Анализ пространственного расположения и состава магматических пород и метатерригенных образований в разрезе СГ-3 и ее окружения позволяет интерпретировать их формирование в геодинамических обстановках активной континентальной окраины – в краевой зоне террейна, образованного породами кольской серии.

### Ключевые слова:

*Кольская сверхглубокая скважина, неоархейские породы, редкие элементы, U-Pb изотопный возраст, источники терригенного материала.*



Вещественные характеристики осадочных пород используются для оценки состава крупных участков земной коры, климатических и геодинамических условий осадконакопления. При определении источников сноса материала, реконструкции первичной природы и условий образования метаосадков, частично или полностью утративших первичные литологические признаки в

процессе метаморфизма, существенное значение имеет изучение распределения петрогенных и редких элементов, а также морфологических особенностей, состава и возраста детритового циркона. Благоприятным объектом для этих целей являются архейские породы разреза Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3), вскрывшей на глубинах 6842–12262 м фундамент палеопротерозойской Печенгской структуры, образованный чередующимися толщами метавулканитов дацит-плагиориодацитового состава и метаосадочных пород, представленных в настоящее время гнейсами с высокоглиноземистыми минералами (ВГМ). Интервал времени формирования разреза архейских метавулканитов СГ-3 установлен в ~30 млн лет [1], что позволяет проследить изменение во времени состава источников терригенного материала, и тем самым выявить эволюционные особенности процессов архейского осадконакопления.

### Геологическая характеристика архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины и ее обрамления

Кольская сверхглубокая скважина пробурена в северной части палеопротерозойской Печенгской структуры, которая является частью внутриконтинентального рифтогенного пояса Полмак–Пасвик–Печенга–Имандра–Варзуга–Усть-Поной, пересекающего в северо-западном направлении весь Кольский полуостров от горла Белого моря до норвежских каледонид.

С поверхности до глубины 6842 м скважиной вскрыт осадочно-вулканогенный комплекс Печенгской структуры, и далее до забоя на глубине 12262 м – неоархейские породы ее фундамента [2–4]. В чередовании архейских пород разреза СГ-3 выделены 5 ритмов, нижние элементы которых (сверху вниз: 2-я, 4-я, 6-я, 8-я, 10-я толщ) сложены

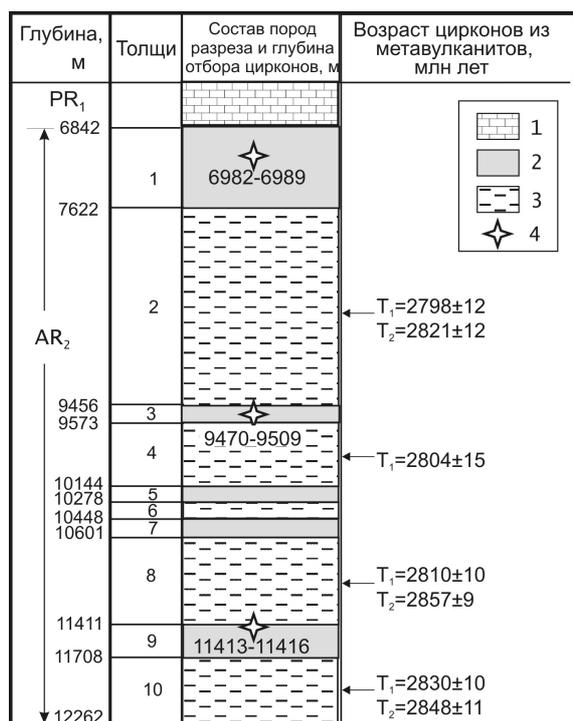


Рис. 1. Схематический разрез

Кольской сверхглубокой скважины:

1 – породы палеопротерозойского возраста,

2–3 – породы неоархейского возраста:

2 – толщ гнейсов с ВГМ, 3 – толщ метазэффузивов дацит-плагиориодацитового состава, 4 – места отбора цирконов с указанием глубин (м).

T<sub>1</sub> – возраст (в млн лет) образования протолитов метазэффузивов, T<sub>2</sub> – возраст ядер глубинной магматической генерации в кристаллах цирконов [1]

Титовского сегментов (рис. 2). Главным типом породных ассоциаций Сванвик-Нейденского сегмента являются архейские тоналит-трондьемитовые комплексы (~80–90%) с прослоями глиноземистых гнейсов и расположенные среди них реликты зеленокаменных поясов. U-Pb возраст цирконов из тоналит-трондьемитовых гнейсов Сванвик-Нейденского сегмента определен в 2.8–2.84 млрд лет, и время метаморфизма – в 2.7–2.76 млрд лет [9]. По результатам глубинного сейсмического зондирования рассматриваемые породы северо-западного обрамления Печенги прослеживаются под этой структурой и образуют существенную часть ее фундамента [10].

Титовский и расположенный к юго-востоку Центрально-Кольский сегменты Кольско-Норвежского блока существенно отличаются от Сванвик-Нейденского сегмента по строению, составу и возрасту слагающих пород. В северном обрамлении Печенги они представлены главным образом пара- и ортогнейсами кольской серии. Глиноземистые парагнейсы переслаиваются с амфиболитами и ортогнейсами – метаандезитами, метадацитами и метариодацитами. Амфиболиты по составу отвечают оливиновым толеитам, реже кварцевым толеитам и щелочным базальтам. Возраст метавулканитов кольской серии, расположенных к востоку от Печенгской структуры, определен в 2910–2926 млн лет, и присутствие в породе ксеногенных цирконов с возрастными 3.1–3.6 млрд лет позволяет сделать вывод о существовании в области вулканизма более ранней палео- мезоархейской континентальной коры [11, 12].

В чередовании архейских пород разреза СГ-3 выделены 5 ритмов, нижние элементы которых (сверху вниз: 2-я, 4-я, 6-я, 8-я, 10-я толщ) сложены метавулканитами дацит-плагиориодацитового состава (плагиогнейсами), занимающими ~ 45% разреза (рис. 1). Первичные расплавные включения в кристаллах циркона из этих пород содержат фазу стекла [5–7], что подтверждает эффузивную природу их протолитов. Возраст кристаллизации метавулканитов от верхней к нижней частям разреза скважины увеличивается от 2798±12 до 2830±10 млн лет при конкордантных значениях возраста реликтовых ядер цирконов до 2.85–2.86 млрд лет [6]. Верхние части ритмов (1-я, 3-я, 5-я, 7-я, 9-я толщ) сложены гнейсами с ВГМ, составляющими ~20% объема пород. Около 30% разреза слагают амфиболиты, железистые кварциты, и ~ 5% – жильные гранитоиды. SHRIMP-датированием цирконов из тоналитовых гнейсов 4-й, 8-й и 10-й толщ установлены два эпизода неоархейского метаморфизма с возрастными 2770–2750 и 2700–2670 млн лет [1, 6]. Неоархейский метаморфизм сопровождался мигматизацией гнейсов с образованием согласно расположенных слоев меланосом и лейкосом, придающих породам типичную мигматитовую текстуру. Возраст палеопротерозойского регионального метаморфизма оценивается в 2.1–1.7 млрд лет [3, 7].

Территория окружения скважины входит в состав Кольской субпровинции Балтийского щита, где древнейшие породы представлены тоналит-трондьемитовыми гнейсами Финской Лапландии с возрастом 3115±29 млн лет [8]. С севера вмещающими породами для Печенгской структуры являются пара- и ортогнейсы кольской серии, тоналитовые гнейсы и амфиболиты Кольско-Норвежского блока, состоящего в своей крайней северо-западной части из Сванвик-Нейденского и

## Методики исследований

Химический состав 41 образца гнейсов с ВГМ и содержание редких элементов в гнейсах 1-й и 3-й толщ определялись количественным спектральным анализом в Норвежской геологической службе, г. Трондхейм. Концентрации РЗЭ установлены на сканирующем спектрометре MONOSPEC 1000 в Институте литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г. Москва, а также нейтронно-активационным методом в Институте геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск. Из мигматизированных гнейсов 1-й, 3-й и 9-й толщ в лаборатории сепарации вещества ГИ КНЦ РАН выделены монофракции циркона (Л.И. Коваль), для которых выполнен U-Pb изотопный анализ на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург (аналитик С.Л. Пресняков).

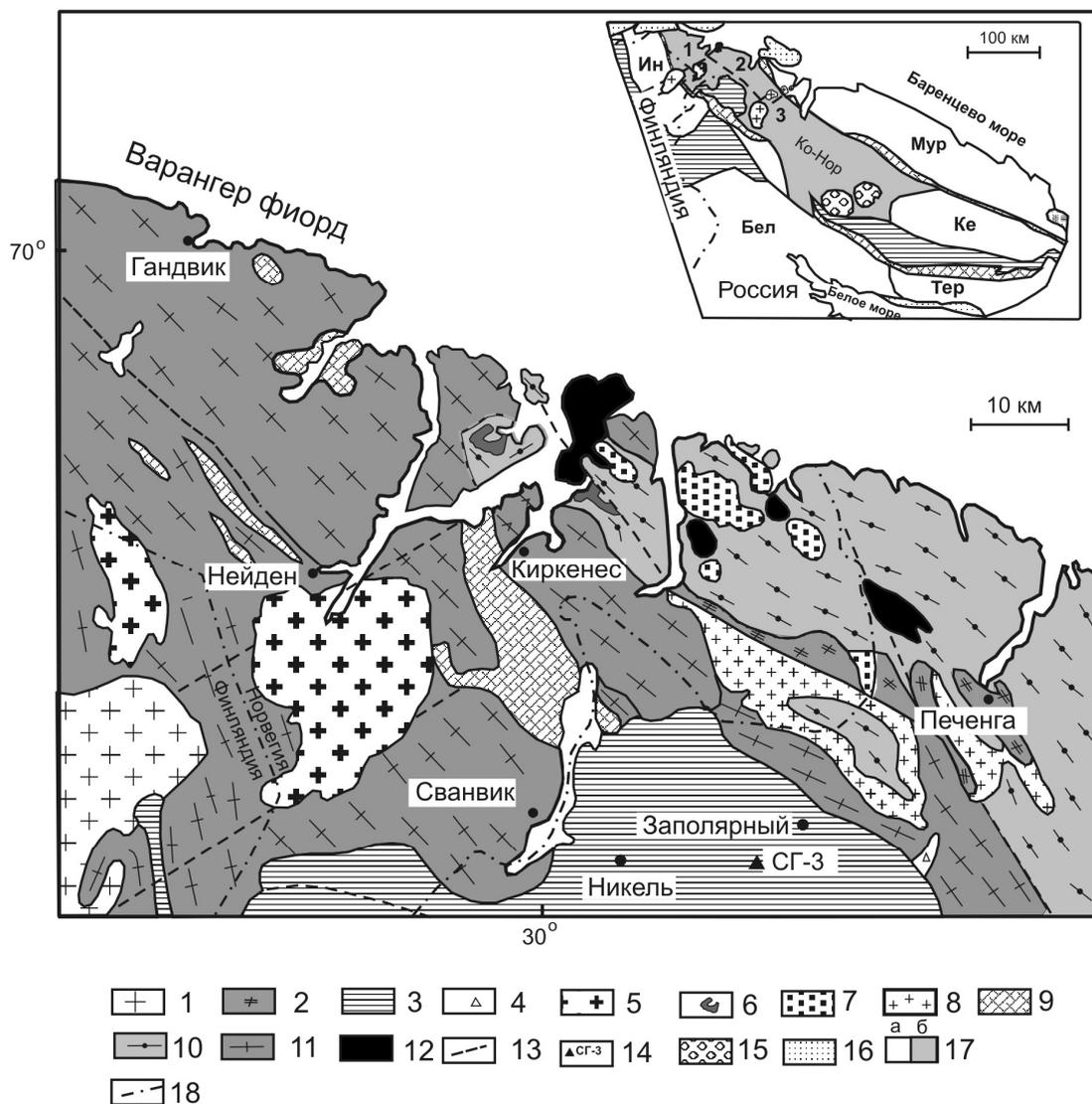


Рис. 2. Схема геологического строения Сев. Норвегии и северо-западной части Кольского п-ова: 1–4 – породы палеопротерозойского возраста: 1 – посткладчатые граниты, 2 – мусковит-микроклиновые граниты, 3 – вулканогенно-осадочные породы Печенгско-Имандра-Варзугского пояса, 4 – интрузивные породы основного состава; 5–12 – породы архейского возраста: 5 – порфириовидные граниты, 6 – кварцевые сиениты, сиениты, 7 – монзониты, гранодиориты, 8 – плагиомикроклиновые граниты, 9 – вулканогенно-осадочные породы зеленокаменных поясов, 10 – глиноземистые гнейсы, 11 – гранитоиды ТТГ-серии, 12 – пироксенсодержащие ортогнейсы, 13 – проекции разломов, 14 – Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3). Вверху во врезке – схема тектонического районирования Кольской субпровинции Балтийского щита. 15 – палеозойские интрузии нефелиновых сиенитов, 16 – неопротерозойские осадочные породы, 17 – архейские породы: а – Мурманского (Мур), Беломорского (Бел), Кейвского (Ке), Терского (Тер), Инари (Ин) блоков, б – Кольско-Норвежского (Ко-Нор) блока (1 – Сванвик-Нейденский сегмент, 2 – Титовский сегмент, 3 – Центрально-Кольский сегмент), 18 – государственные границы

## Геохимическая характеристика гнейсов

*Петрогенные компоненты.* Гнейсы с ВГМ всех толщ скважины характеризуются значительными вариациями содержаний  $\text{SiO}_2$  (52.2–72.2 мас.%), связанных отрицательными корреляционными связями с другими главными компонентами, концентрации которых также подвержены существенным колебаниям (мас.%):  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 12.65–20.24;  $\text{TiO}_2$  – 0.17–1.11;  $\text{FeO}$  – 2.96–10.23;  $\text{MgO}$  – 1.13–9.41;  $\text{CaO}$  – 0.98–3.36;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2.25–4.9;  $\text{K}_2\text{O}$  – 1.42–5.16. Систематика гнейсов выполнена с использованием петрохимических диаграмм, разработанных для осадочных пород [13] и их метаморфических аналогов [14–17]. На диаграммах Ф. Петгиджона и др. [13] и М. Хирона [14] точки составов гнейсов всех толщ образуют компактные поля, соответственно, в полях составов граувакк, вакк и глинистых сланцев. На диаграммах А.А. Предовского [15, 16] преобладающая часть гнейсов относится к грауваккам, поле составов которых ограничено значениями параметра F в пределах 0.08–0.25. На диаграмме А.Н. Неелова [17] глиноземистые гнейсы архейского комплекса СГ-3 отвечают главным образом составу граувакк, и в меньшей степени – субграувакковых

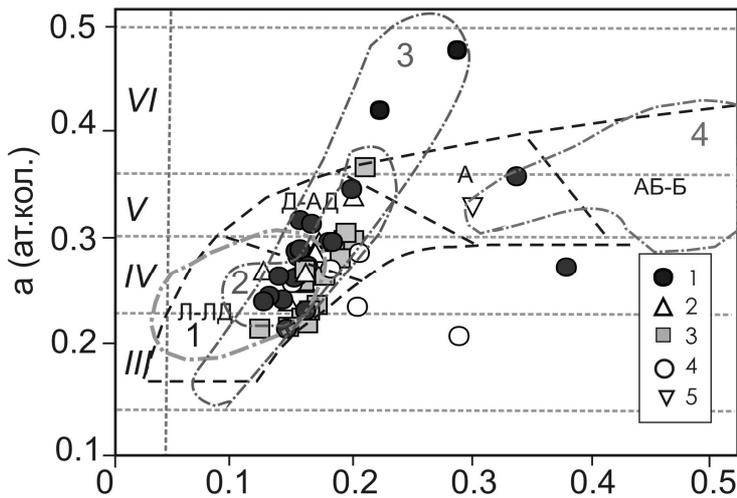


Рис. 3. Диаграмма в координатах  $b$ – $a$  по [18]. Поля составов пород:

III – субграувакковые ареныты, IV – граувакки, V – алевролиты, VI – аргиллиты. Поля составов вулканических пород: Л–ЛД – липаритов, липаритодацитов, Д–АД – дацитов, андезитодацитов, А – андезитов, АБ–Б – андезибазальтов, базальтов. 1, 2, 3 – гнейсы 1-й, 3-й, 9-й толщ архейского комплекса СГ-3 соответственно, 4, 5 – архейские граувакки и аргиллит соответственно

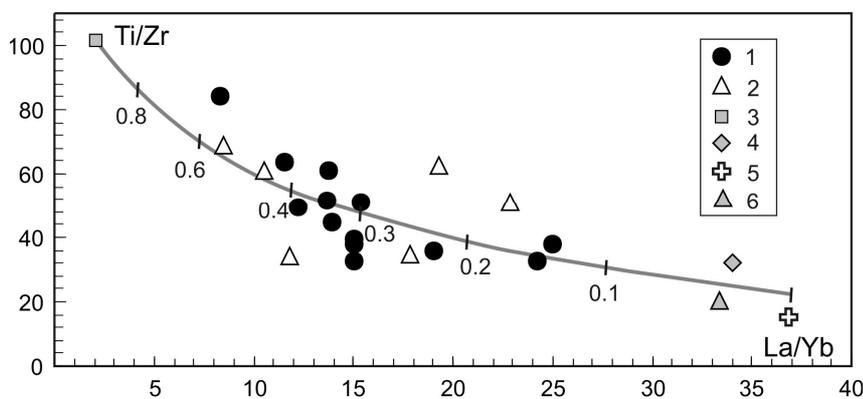


Рис. 4. Диаграмма в координатах  $\text{La}/\text{Yb}$ – $\text{Ti}/\text{Zr}$ . 1, 2 – гнейсы 1-й и 3-й толщ, 3–6 – средние составы пород: 3 – архейские амфиболиты окружения скважины [20], 4 – ТТГ-породы комплекса сванвик [20], 5, 6 – пара- и ортогнейсы кольской серии соответственно

аренытов, алевролитов и аргиллитов (рис. 3). Самые разнообразные по составу гнейсы 1-й толщ соответствуют породным литотипам от субграувакковых аренытов до пелитовых аргиллитов с преобладанием, как и в случае гнейсов 3-й и 9-й толщ, пород грауваккового состава. Преобладающая часть точек гнейсов с ВГМ на диаграмме А.Н. Неелова расположена в полях кремнекислых и средних магматических пород – липаритов, липаритодацитов, дацитов и андезидацитов, что определяет преимущественно магматическое происхождение материнских пород, подвергавшихся выветриванию. Этот вывод подтверждается при использовании дискриминационной диаграммы Б. Розера и Р. Корша, построенной в координатах  $F_1$ – $F_2$  для главных петрогенных окислов –  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  [18] и определяющей состав незрелого детритуса преобладающего количества образцов всех толщ соответствующим составам вулкаников среднего и кремнекислого составов. В то же время гнейсы с ВГМ характеризуются

повышенными концентрациями окислов железа и магния, существенно превышающими их содержание в тоналитовых гнейсах окружения скважины (1.8–6.9, среднее 4.4%) и свидетельствующими о присутствии вещества основных пород в составе источников сноса. Редкие и редкоземельные элементы. По величине отношений  $\text{La}/\text{Sc}$  ( $2.4 \pm 1.3$ ),  $\text{Th}/\text{Sc}$  ( $0.6 \pm 0.4$ ),  $\text{La}/\text{Th}$  ( $4.1 \pm 1.3$ ) гнейсы с ВГМ располагаются преимущественно в поле составов граувакк континентальных островных дуг. Гнейсам свойственны

повышенные концентрации элементов группы железа – Cr, Ni, V, Co, Cu, существенно превышающие их содержание в тоналитовых гнейсах окружения скважины [19]. В то же время для гнейсов 3-й толщи более присуща Cr-специализация, свойственная парагнейсам кольской серии, тогда как для гнейсов 1-й толщи в целом характерна Ni-Cr специализация, обусловленная, вероятно, вкладом вещества как парагнейсов кольской серии, так и амфиболитов. Количество мафического материала в высокоглиноземистых гнейсах СГ-3 определялось с использованием модели двухкомпонентного смешения. Как следует из приведенных выше данных, наиболее вероятными исходными составляющими (конечными членами модели) являются архейские породы основного состава, представленные в настоящее время амфиболитами (высокое Ti/Zr-, низкое La/Yb-отношение), а также наиболее широко распространенные в окружении СГ-3 породы: ТТГ-гнейсы, орто- и парагнейсы кольской серии (низкое Ti/Zr-, высокое La/Yb-отношение). Расположение точек состава на кривой смешения определяет присутствие от 15 до 40% фемического материала в составе гнейсов (рис. 4).

Гнейсы с ВГМ имеют умеренно фракционированные спектры РЗЭ с отношением  $(La/Yb)_n = 11.3$  и  $10.3$ , и отсутствующей или слабо проявленной отрицательной Eu-аномалией ( $Eu/Eu^*$ , среднее 1.0 и 0.83 соответственно). Сравнение составов РЗЭ в гнейсах с ВГМ со средними содержаниями этих элементов в породах окружения скважины показывает, что наибольший вклад легких РЗЭ в состав гнейсов с ВГМ вносили пара- и ортогнейсы кольской серии, и баланс тяжелых РЗЭ в значительной степени определялся породами основного состава.

### **Генетические типы цирконов и источники терригенного материала**

В результате проведенного исследования цирконов среди них выделены четыре генетических типа кристаллов: детритовые, анатектические, метаморфогенные и контактово-метасоматические, среди которых резко преобладают цирконы первых двух типов. Для сопоставления с цирконами из пород – производных главных этапов магматизма и метаморфизма северной части Балтийского щита, фигуративные точки изученных цирконов нанесены на диаграмму в координатах “возраст (Т), млн лет – Th/U” (рис. 5А). Из рассматриваемой диаграммы, построенной с учетом только конкордантных значений возрастов исследованных цирконов, следует, что преобладающая часть точек цирконов анатектического генезиса расположена в поле составов этого минерала из пород амфиболитовой фации метаморфизма и сопутствующей мигматизации, с интервалом возрастов 2.7–2.77 млрд лет. К нижней части рассматриваемой области ( $Th/U = 0.04–0.08$ ) приурочены точки состава цирконов анатектического генезиса, измененные под воздействием флюидной фазы, обогащенной ураном, а также метаморфогенные цирконы. Среди детритовых цирконов выделены несколько возрастных групп. К первой группе относятся цирконы из гнейсов 9-й толщи. Они сопоставимы по возрасту и составу с цирконами из тоналитовых гнейсов основания разреза СГ-3 и аналогичных пород окружения скважины. Данные по возрасту этих цирконов наряду со слабой округленностью детритовых ядер, часто находящихся в виде остроугольных обломков во внутренних частях кристаллов анатектического типа, свидетельствуют о формировании протолитов вмещающих гнейсов за счет размыва и переотложения материала из местных источников и небольшой дистанции переноса материала. Часть рассматриваемых цирконов изменена процессами неархейского метаморфизма, обусловивших уменьшение возраста цирконов и снижение Th/U отношения.

Гнейсы 9-й толщи испытали также процессы ранне- и позднепротерозойского метасоматоза, связанные, вероятно, с внедрением пород основного и кислого составов, что привело к метасоматическому образованию цирконов с возрастом 2.47–2.51 и 1.77 млрд лет. Существенное увеличение ареала областей сноса, поставивших терригенный материал в бассейны осадконакопления, происходило при образовании глиноземистых гнейсов 3-й и особенно 1-й толщ разреза. Детритовые цирконы 1-й толщи характеризуются хорошей округленностью кристаллов и широким спектром возрастных значений – от 2.79 до >3.1 млрд лет (рис. 6), и на диаграмме в координатах “Т, млн лет – Th/U” располагаются главным образом в полях составов цирконов из разнообразных пород: неархейских тоналитовых гнейсов СГ-3 и окружения скважины, древнейших гранитоидов северной части Балтийского щита и ортогнейсов кольской серии. Среди цирконов из гранитоидов [8] и гнейсов кольской серии [11] выделены магматические, метаморфогенные и ксеногенные типы. По величине отношения Th/U наиболее древние детритовые цирконы из гнейсов 1-й толщи располагаются в пределах поля магматических цирконов из гранитоидов [8] и ксеногенных цирконов из ортогнейсов кольской серии. В то же время идентичность составов детритовых цирконов из гнейсов 1-й толщи СГ-3 и цирконов из гнейсов кольских гнейсов хорошо устанавливается по содержанию в них обыкновенного свинца, концентрация которого в рассматриваемых цирконах на 1–

2 порядка ниже, чем в цирконах из древнейших гранитоидов северной части Балтийского щита (рис. 5Б). Это позволяет полагать, что источниками сноса терригенного материала для гнейсов 1-й толщи СГ-3 были главным образом неоархейские плагиогнейсы нижних частей разреза СГ-3 и ее окружения, а также ортогнейсы кольской серии. В составе терригенных осадков установлено также присутствие материала парагнейсов кольской серии и основных пород. В последних содержание циркона невелико, вследствие чего его кристаллы не попали в состав изученной выборки.

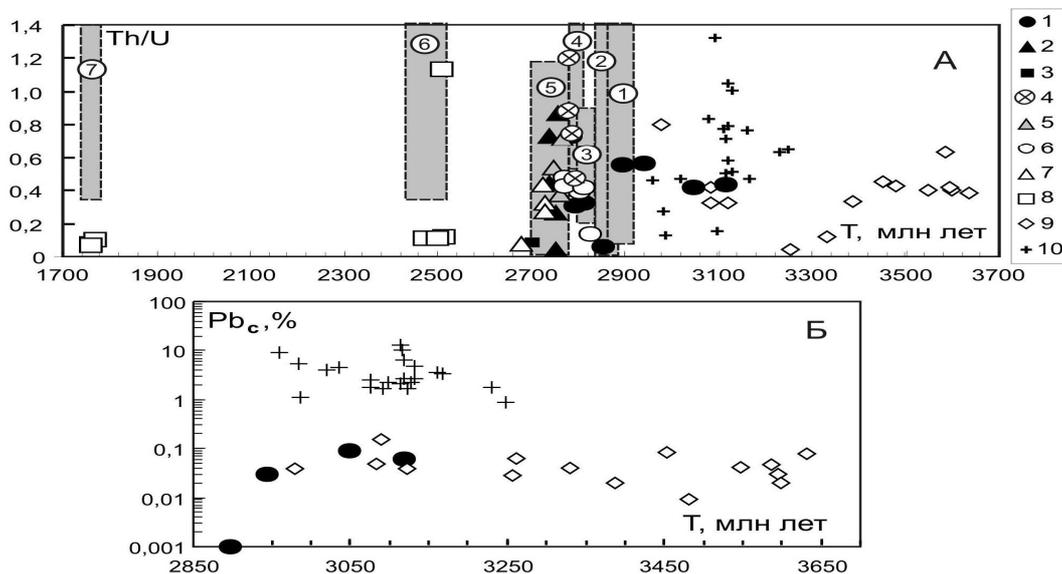


Рис. 5. Диаграммы в координатах  $T$ , млн лет –  $Th/U$  (А) и  $T$ , млн лет –  $Pb_c$  (Б). Цирконы разных генетических типов: 1–3 – цирконы из гнейсов 1-й толщи:

1 – детритовые, 2 – анатектические, 3 – метаморфогенные. 4, 5 – цирконы из гнейсов 3-й толщи: 4 – детритовые, 5 – анатектические. 6–8 – цирконы из гнейсов 9-й толщи: 6 – детритовые, 7 – анатектические, 8 – контактово-метасоматические, 9 – ксеногенные цирконы из гнейсов кольской серии, 10 – цирконы древнейших гранитоидов сев. части Балтийского щита. Цифры в кружках – значения возраста и  $Th/U$  отношения в цирконах из: 1 – гнейсов кольской серии, 2 – метаморфических пород гранулитовой фации, 3 – тоналитовых гнейсов СГ-3 и окружения скважины, 4 – гранодиоритов в гнейсах кольской серии, 5 – пород амфиболитовой фации и мигматитов из разреза СГ-3 и окружения скважины, 6 – палеопротерозойских расслоенных интрузий, 7 – протерозойских порфировидных гранитов

### Палеогеодинамические условия формирования гнейсов с ВГМ

Анализ архейского магматизма в пределах северо-западной части Кольско-Норвежского блока показывает вполне определенные закономерности пространственного размещения пород магматического генезиса. По направлению с юго-запада на северо-восток от северного края Печенгской структуры происходит смена пород ТТГ-серии интрузивными магматическими породами гранодиоритового, монцонитового и кварц-сиенитового состава. Возраст пород ТТГ-серии колеблется (в млн лет) от  $2825 \pm 34$  до  $2804 \pm 9$ , интрузий гранодиоритов – от  $2762 \pm 28$  до  $2729 \pm 10$ , и составляет  $2727 \pm 24$  для кварцевых сиенитов [9]. Концентрации  $K_2O$  увеличиваются от 1.2–1.5% в породах ТТГ-серии до 2–3% в гранодиоритах, достигая 5–6% в кварцевых сиенитах.

Пояс интрузий архейских калиевых гранитов протяженностью более 350 км прослеживается далее в юго-восточном направлении, в 50–70 км от южной границы Кольско-Норвежского блока [20] с расположенным южнее Терско-Аллареченским зеленокаменным поясом. Изменение состава и пространственного расположения магматических пород с увеличением содержания калия в магматических производных при удалении от края континента, аналогичное охарактеризованному выше, свойственно для активных континентальных окраин андийского типа. Образование таких геодинамических обстановок осуществлялось в результате поддвижения океанической плиты под континент и сопровождалось тектоническим сжатиением сиалических масс и вовлечением в процесс магмообразования как коровых, так и мантийных источников [21]. Формирование активных

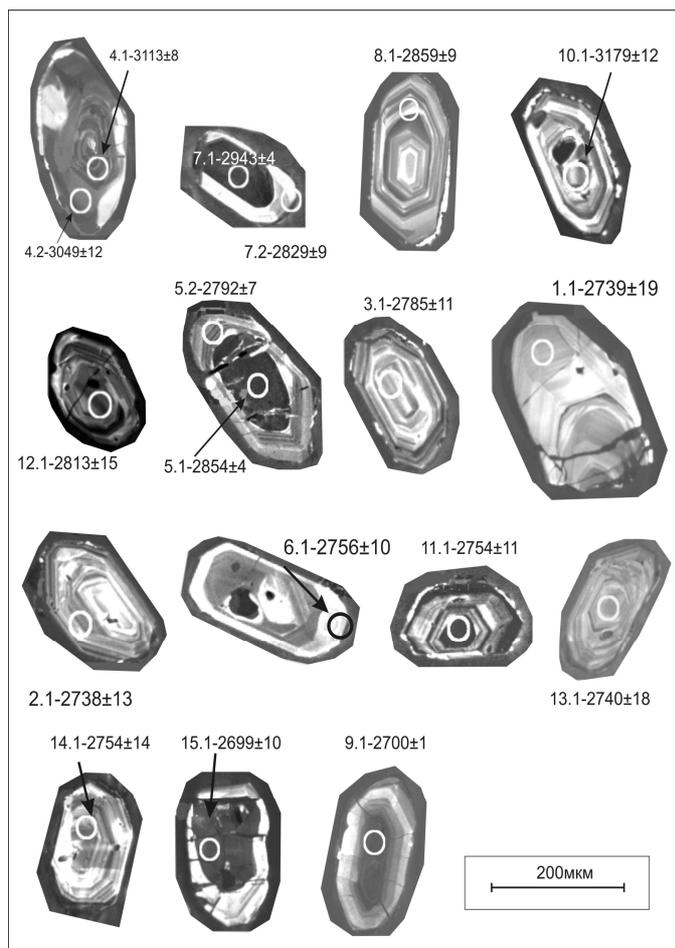


Рис. 6. Катодолюминесцентные снимки цирконов из высокоглиноземистых гнейсов 1-й толщи СГ-3, локализация точек измерения, их номера и значения возраста, млн лет

континентальных окраин происходило в условиях повышенной сейсмичности, обусловившей периодические колебания уровня океана и чередование толщ вулканитов и осадочных пород, как это наблюдается в разрезе архейского комплекса СГ-3. Состав метаосадочных пород также рассматривается в качестве надежного индикатора различных геодинамических обстановок. Существенным показателем условий формирования осадков является содержание щелочей и величина отношения  $K_2O/Na_2O$ , нормированная по  $SiO_2$  [22], позволяющая отнести преобладающую часть гнейсов с ВГМ архейского комплекса СГ-3 к образованным в условиях активных континентальных окраин. На дискриминационной диаграмме [23] точки состава высокоглиноземистых гнейсов архейского комплекса располагаются в поле осадков активных континентальных окраин, что определяется относительно низким содержанием в них  $Fe_2O_3+MgO$ ,  $TiO_2$  и величиной отношения  $K_2O/Na_2O \sim 1$ . Охарактеризованные выше особенности состава магматических и метаосадочных образований позволяют рассматривать неоархейские породы фундамента Печенгской палеопротерозойской структуры, вскрытого СГ-3, образованными на активной континентальной окраине террейна, представленного в настоящее время

породами Титовского и Центрально-Кольского сегментов Кольско-Норвежского блока. Их формирование было составной частью процесса возникновения суперконтинента Кенорленд [24], происшедшего в период 2.95–2.5 млрд лет назад [25].

## Выводы

Кольская сверхглубокая скважина СГ-3 на глубинах 6842–12262 м вскрыла фундамент палеопротерозойской Печенгской структуры, состоящий главным образом из чередующихся толщ метавулканитов дацит-плагиориодацитового состава и метаосадочных пород – высокоглиноземистых гнейсов, по составу отвечающих главным образом грауваккам. В составе протолитов гнейсов установлен вклад вещества тоналитовых гнейсов, пород основного состава, пара- и ортогнейсов кольской серии. Количество фемического материала в гнейсах с ВГМ определено по геохимическим данным с использованием модели двухкомпонентного смешения и оценивается в 15–40%. Среди детритовых цирконов из гнейсов с ВГМ выделены несколько возрастных групп. К наиболее однородным, сопоставимым по возрасту и составу с цирконами из тоналитовых гнейсов основания разреза СГ-3 и аналогичных пород окружения скважины, относятся цирконы из гнейсов наиболее глубоко залегающей 9-й толщи. Данные по возрасту этих цирконов наряду со слабой округленностью зерен свидетельствуют об формировании протолитов вмещающих гнейсов за счет размыва и переотложения материала из местных источников и небольшой дистанции переноса материала. Расширение ареала областей сноса, поставлявших терригенный материал в бассейны осадконакопления, происходило при образовании глиноземистых гнейсов 3-й и особенно 1-й толщ разреза. В высокоглиноземистых гнейсах всех толщ присутствуют цирконы анатектического

генезиса, образованные при мигматизации и частичном плавлении палеосомы протолитов, происшедших при региональном метаморфизме в интервале возрастов 2.7–2.77 млн лет.

Анализ пространственного расположения и состава магматических пород и метатерригенных образований в разрезе СГ-3 и окружения скважины позволяет интерпретировать их формирование в геодинамических обстановках активной континентальной окраины – в краевой зоне террейна, образованного породами кольской серии.

Исследования проводились при поддержке РФФИ, гранты 10-05-00082 и 06-05-64834.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Магматические включения в цирконе из архейских "серых гнейсов" Кольской сверхглубокой скважины как показатель происхождения и возраста протолитов. Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии / В.П. Чупин, В.Р. Ветрин, С.А. Сергеев и др. СПб.: ИП Каталкина, 2009. Т. II. С. 266–268.
2. Архейский комплекс в разрезе СГ-3 / под ред. Ф.П. Митрофанова. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1991. 187 с.
3. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины / ред. Е.А. Козловский. М.: Недра, 1984. 490 с.
4. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования / ред. В.П. Орлов и Н.П. Лаверов. М.: МФ "Технонефтегаз", 1998. 260 с.
5. Чупин В.П. и др. Расплавные и флюидные включения в цирконе и породообразующих минералах из плагиогнейсов архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины (Балтийский щит) / В.П. Чупин, В.Р. Ветрин // Геохимия. 2005. № 2. С. 206–212.
6. Состав расплавных включений и возраст цирконов из плагиогнейсов архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины (Балтийский щит) / В.П. Чупин, В.Р. Ветрин, Н.В. Родионов и др. // ДАН. 2006. Т. 406, № 4. С. 533–537.
7. Изотопные исследования возраста пород архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины, протерозойской Печенгской структуры и ее обрамления / Т.Б. Баянова, Ю.Н. Яковлев, Д.М. Губерман и др. // Вестник МГТУ. 2007. Т. 10, № 1. С. 104–115.
8. Kröner A., Compston W. Archaean tonalitic gneiss of Finnish Lapland revisited: zircon ion-microprobe ages // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 348–352.
9. U-Pb zircon ages from Sörvaranger, Norway and the western part of the Kola Peninsula, Russia / O. A. Levchenkov, L.K. Levsky, Ø. Nordgulen et al. // Nor. Geol. Unders. Special. Publ. 1995. Vol. 7. P. 29–47.
10. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / под ред. Н.В. Шарова. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1997. 226 с.
11. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) / Т.А. Мыскова, Н.Г. Бережная, В.А. Глебовицкий и др. // ДАН. 2005. Т. 402, № 1. С. 82–86.
12. Ветрин В.Р. Возраст и состав гранулитогнейсовых ассоциаций Кольско-Норвежского мегаблока // Тез. докл. конф. «Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли». Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2011. С. 37–41.
13. Петтиджон Ф. и др. Пески и песчаники / Ф. Петтиджон, П. Поттер, Р. Сивер. М.: Мир, 1976. 536 с.
14. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // Sediment. Petrol. 1988. Vol. 58, № 5. P. 820–829.
15. Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия / под ред. В.Г. Загородного. Апатиты: Изд. КФ АН СССР, 1970. 115 с.
16. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
17. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
18. Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analyses of major-element data // Chem. Geol. 1988. Vol. 67. P. 119–139.
19. Геохимия и реконструкция состава протолитов фундамента Печенгского палеорифта / В.Р. Ветрин, О.М. Туркина, Дж. Ладден, А.А. Деленицин // Петрология. 2003. Т. 11, № 2. С. 196–224.
20. The pyroxene-bearing tonalite-granodiorite-monzonite series of the northern Baltic Shield: correlation and petrology / V. Vetrin, Ø. Nordgulen, J. Cobbing et al. // Nor. Geol. Unders. Special Publ. 1995. Vol. 7. P. 65–74.
21. Геология континентальных окраин / под ред. К. Берка и Ч. Дрейка. М.: Мир, 1979. Т. 3. 402 с.
22. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio // J. Geol. 1986. Vol. 94, № 5. P. 635–650.
23. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. Vol. 91, № 6. P. 611–627.
24. Towards a synthesis / P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu (eds). The Precambrian Earth: Tempos and Events. Elsevier, Amsterdam, 2004. P. 739–771.
25. Condie K.C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth. Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 163. P. 97–108.

#### Сведения об авторах

Ветрин Валерий Романович – к.г.-м.н., ведущий научный сотрудник; e-mail: vetrin@geoksc.apatity.ru  
Чупин Владимир Петрович – к.г.-м.н., старший научный сотрудник, доцент Новосибирского государственного университета; e-mail: chupin@uiggm.nsc.ru  
Яковлев Юрий Николаевич – главный геолог НПП «Кольская сверхглубокая» (1994–2006).

## ОЦЕНКА ЛЕТУЧЕСТИ КИСЛОРОДА В ЛИТОСФЕРЕ ПО ДАННЫМ ДЛЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЦИРКОНАХ ИЗ МАНТИЙНЫХ ПОРОД

Ю.А. Балашов<sup>1</sup>, Е.В. Мартынов<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт КНЦ РАН

<sup>2</sup>Апатитский филиал МГТУ

### Аннотация

Представлена систематика данных по вариациям редкоземельных элементов и отношений  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$  и  $Eu^{+2}/Eu^{+3}$  в цирконах из мантийных пород литосферы. Отмечается направленное уменьшение для  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$  и возрастание для  $Eu^{+2}/Eu^{+3}$  от верхних частей к наиболее глубинным зонам литосферы, что отражает переход от окисленных к восстановительным режимам генерации пород в вертикальном разрезе литосферы и согласуется с аналогичной градацией летучести кислорода по петрологическому буферу FMQ. В модельном варианте проведена корреляция между геохимическими и петрологическими данными, что позволило выявить для верхней и нижней части литосферы контрастные самостоятельные тренды изменения летучести кислорода.

### Ключевые слова:

*мантийная литосфера, летучесть кислорода, геохимические и петрологические факторы.*



### Петрологический контроль вариаций летучести кислорода в литосфере

Значительный диапазон вариаций летучести кислорода по петрологическим данным влияет на перераспределение элементов с переменной валентностью (Fe, Eu, V, Cr, Ce...) в породах, породообразующих, второстепенных и аксессуарных минералах мантии. Количественная оценка диапазона изменения данных по кислороду до сих пор ограничивалась лишь использованием петрологического буфера FMQ (оливин-ортопироксен-шпинель) и его более глубинных эквивалентов.

Буфер FMQ является базовым для регистрации изменения  $fO_2$  в интервале приблизительно от +4 до -6 значений по  $\Delta \log fO_2$ , что соответствует направленному снижению летучести кислорода с ростом глубины и температуры мантийных пород литосферы [1–16 и др.]. Современная шкала, основанная на экспериментальных и теоретических данных, включает окисленные режимы (ОН<sup>-</sup>, Н<sub>2</sub>О) в верхних частях литосферы и наиболее восстановительные (с участием Н, С) в глубинных зонах литосферы [12]. Однако подобная систематика по кислороду является по существу модельной, так как не приводит более строго границ между верхними и нижними зонами литосферы, а также не учитывает данные по геохронологии и тектонике.

Обширная информация получена по ~125 вертикальным разрезам для кимберлитовых трубок Якутии, Африки, С. Америки и Балтики [1–4] на базе вариаций данных по буферу FMQ. Практически это тождественно интервалу петрологической шкалы для всей мощности литосферы и свидетельствует об ее вертикальной зональности. В таблице 1 показан пример типизации для ряда трубок Якутии: охвачена вся мощность литосферы, в породах которой отмечены изменения значений FMQ в ильменитах (*ilm*) и хромитах (*chrom*), а также для включений хромитов в алмазах (*chr.inclu*). Важнейший результат – доказана реальность вертикальной зональности литосферы. Выявлено также от 7 до 12 горизонтов по термобарометрическим данным для отдельных минералов, что соответствует более сложному строению литосферы, ослабленному тектоническими факторами. Данные по летучести кислорода для наиболее глубинных перидотитов по хромитовым включениям в алмазах указывают на резко восстановительные режимы (от -4 до -6.5 по шкале буфера FMQ).

Корневые зоны литосферы в настоящее время некоторыми исследователями рассматриваются как реликты наиболее древней суб-континентальной деплетированной архейской мантии – (SCLM). Подобная гео-хронологическая трактовка отражает эволюцию соотношения петрогенных элементов (CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO ...) в ряду Архей-Протерзой-Фанерозой. К этому следует добавить варианты более молодого

преобразования (мантийный метасоматоз...) в нижних и верхних частях мантийной литосферы [17–23]. Это отмечается появлением эклогитов [24], пироксенитов, меймечитов, Сибирских траппов [15]. Для последних фиксирована повышенная фугитивность по буферу FMQ до +2 и выше [14]. В ряде работ подчеркивается изменение состава отдельных минералов (гранаты, пироксены и др.), что рассматривается во многих случаях как признак воздействия потока из астеносферы.

Таблица 1

Вариации значений FMQ для  $fO_2$  в кимберлитах Якутии [1–4]

Трубка	Район	Глубина (kbar)	Минерал	Интервал FMQ
Удачная	Якутия	40–71	ilm	+0.5 // -2
		12–72	chrom	+1 // -3.5
		50–65	chr.inclu	-2 // -3.5
Mir	Якутия	18–63	ilm	+0.5 // -2
		53–65	chrom	-2.0 // -5
		40–70	chr.inclu	-2 // -6
Sytykanskaya	Якутия	20–65	ilm	-0.5 // -2.5
		20–75	chrom	0 // -4.5
		60–70	chr.inclu	-1.7 // -4
Aykhal	Якутия	38–66	ilm	-0.2 // -1.6
		15–55	chrom	-1 // -3
		55–75	chrom	-1 // -6.5
		50–65	chr.inclu	-2 // -4
Komsomolskaya	Якутия	27–65	ilm	-0.5 // 1.5
		50–65	chr.inclu	-2 // -4
Internationlnaya	Якутия	40–65	ilm	-1 // -2
		15–67	chrom	0 // -6
		55–60	chr.inclu	-2 // -5

Буфер FMQ был использован также для ориентировочной оценки влияния кислорода на вторичные процессы преобразования основных пород и перидотитов в верхних частях литосферы, где отмечены повышенные значения по буферу FMQ от 0 до +1.7 для перидотитовых ксенолитов с признаками интенсивного метасоматоза [5, 17, 23]. Но наиболее интересные результаты были получены для процессов гранитизации метагаббро-норитов Беломорской серии [16], для которых обнаружено возрастание  $\Delta \log fO_2$  по буферу FMQ от -1 до +4. При этом нельзя пренебрегать окислительным эффектом, связанным с последовательным наращиванием коры в контакте с кислородом атмосферы, особенно важным благодаря развитию органогенной компоненты коры и атмосферы в геологическом времени. Это согласуется с ростом окислительного потенциала в верхних частях литосферы, что не противоречит ее общей вертикальной зональности, но по масштабам изменения летучести кислорода резко превышает установленный на сегодня уровень мантийных вариаций по буферу FMQ. Вторичные геохимические преобразования в верхних частях литосферы еще слабо изучены по сравнению с глубинными [15, 16 и др.]. Вместе с тем остаются открытыми глобальные проблемы ранней дифференциации и гомогенизации на стадиях конденсации и аккреции Земли и эволюции состава и генерации мантийных магм с более глубинных зон мантии и в пограничных зонах перехода от континентальных к океаническим (субдукция).

#### Приложение геохимии редкоземельных элементов в цирконах к анализу гетерогенности литосферы

Перспективы применения других методов для идентификации режимов летучести кислорода пока практически не использованы. В данной работе сделана попытка приложения редкоземельных элементов для анализа эволюции окислительно-восстановительных условий в мантийных породах на базе вариаций отношения  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$  и  $Eu^{+2}/Eu^{+3}$  для цирконов разного генезиса и проведена корреляция с петрологическим буфером FMQ.

Среди акцессорных минералов литосферы особого внимания заслуживают цирконы, поскольку для них типично присутствие среди редкоземельных элементов (РЗЭ) положительных аномалий для Ce и отрицательных для Eu. Как уже указывалось [25–27], две формы валентности ( $Ce^{+4}$  и  $Ce^{+3}$ ) присутствуют как изоморфная примесь в структурах цирконов из различных типов пород. Это позволило предполагать, что их

отношение регистрирует реальный уровень летучести кислорода при образовании цирконов, который должен соответствовать петрологическим параметрам  $fO_2$  исходного расплава или раствора. Однако до сих пор прямые доказательства этого для мантийных пород в литературе отсутствуют, хотя для Се экспериментально уже доказана реальность подобного разделения Се в растворах [28].

Расчет данных для  $Se^{+4}/Se^{+3}$  цирконов опубликован в работах [25, 26]. Оценка содержания и отношений  $Se^{+4}/Se^{+3}$  производилась по нормированным по хондритам C1 [29]:  $Se^{+3}_n = 0.5 (La_n + Pr_n)$ ,  $Se^{+4}_n = Se_n - Se^{+3}_n$ . Ошибка относительно других типов расчета в среднем составила 5%, что не превышает ошибок в данных при определении других РЗЭ. Для пары  $Eu^{+2}/Eu^{+3}$  также использованы нормированные по хондритам данные, из которых  $Eu^{+3}_n = Eu^* = 0.5 \times (Sm_n + Gd_n)$ , а  $Eu^{+2}_n = Eu_n$ .

В данной работе рассчитаны концентрации  $Se^{+4}$ ,  $Se^{+3}$ ,  $Eu^{+3}$  и  $Eu^{+2}$  и вариации их отношений из ксенолитов трубки Хромур и кимберлитов трубок Мир, Радиоволновая, Интеркосмос, Подснежная, Ореховая, Айкхал, Аномалии Ш-9, К-52, К-53, К-62, 163, Дианга, Скипер биригиндит (Якутия), Орапа, Джваненг (Ботсвана), Весселтон, Бюлтфонтен, Секаменг, Мохаве, Де Бирс, Лейсистер, Монастери, Ноенипут, Дайка 170, Кимберлей Пуул (Ю. Африка), Тимбер Крик (Австралия), а также для цирконов из лампроитов Аргайл (Австралия), Кировоградского блока (Украина) и Паназерского комплекса (Ц. Карелия) [30–34]. Эти данные характеризуют разноглубинные зоны мантийной литосферы, в большинстве они соответствуют изменению от 30 до 65–75 kbar при соответствующем росте температуры.

По всей информации интенсивная перекристаллизация цирконов с резким увеличением отношения  $Se^{+4}/Se^{+3}$ , скорее всего, соответствуют наложенным (вторичным) цирконам. Резко повышенные отношения регистрируются также в щелочных породах и их цирконах (рис. 1, 2). Ориентировочно это может рассматриваться как отражение воздействия коровой контаминации [35] в верхних этажах мантийной литосферы и на границе мантия-кора.

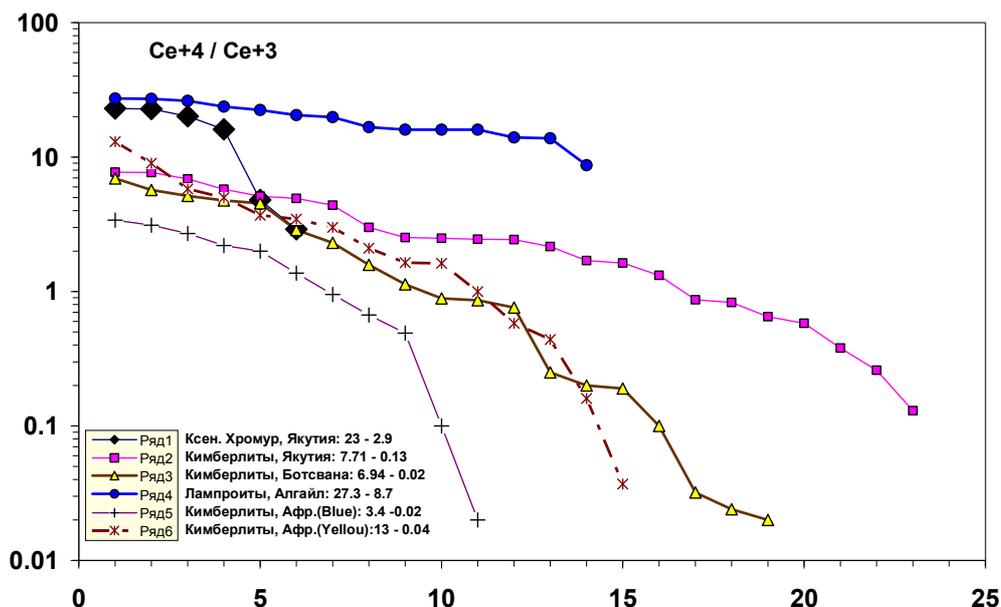


Рис. 1. Вариации отношения  $Se^{+4}/Se^{+3}$  в цирконах из некоторых кимберлитов и лампроитов как отражение исходных магматических процессов и наложенного (вторичного) преобразования. Два типа цирконов (Blue and Yellow) из ряда трубок Ю. Африки рассчитано по [30, 33]

Обращает на себя внимание интенсивность изменения  $Se^{+4}/Se^{+3}$ , которая превышает четыре порядка. Подобный диапазон является уникальным по степени вариаций и максимальным по уровню  $Se^{+4}/Se^{+3}$ . Так, например, для перидотитовых ксенолитов из лампроитов Хромур диапазон вариаций  $Se^{+4}/Se^{+3}$  соответствует изменениям от 23 до 2.9, для сиенитовых пегматитов Норвегии диапазон  $Se^{+4}/Se^{+3}$  составляет вариации от 506 до 149, а для мантийных карбонатитов Ковдора от 1.36 до 0.14. Вместе с тем в ряде случаев отмечена обратная картина, когда вторичные цирконы фиксируют снижение летучести кислорода [26]. Это, вероятно, соответствует разнообразию процессов в магматических и вторичных цирконах в зависимости от источников расплавов, пересыщенных РЗЭ и летучими компонентами (плюмовые ассоциации), что требует особого рассмотрения.

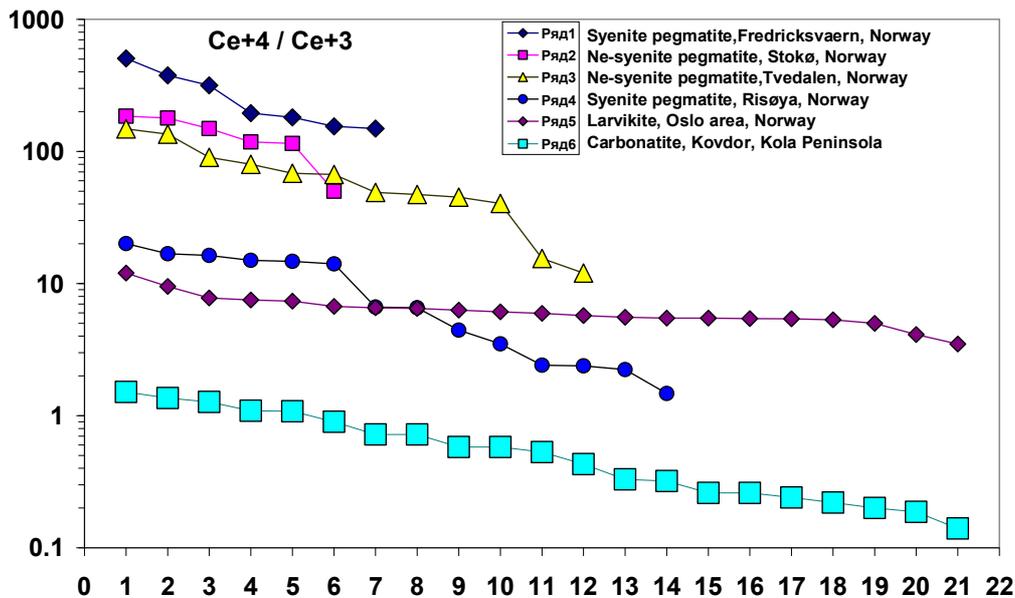


Рис. 2.  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$  вариации в цирконах щелочных пород и пегматитов (по данным [30])

Если обратиться к статистике (рис. 3–5), то вариации  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$  в кимберлитах соответствуют диапазону от 16.4 до 0.01, в лампроитах – от 27.3 до 0.01 и базальтах-долеритах – от 26 до 0.01. Очевидна аналогия в характере фракционирования церия: резко повышенные отношения, отвечающие оптимальной окисленности по кислороду, существенно сдвинуты до уровня, близкого к коровым образованиям, или к верхним зонам мантийной литосферы. Напротив, минимальные отношения указывают на ничтожную долю  $Ce^{+4}$  в цирконах, что определенно свидетельствует о резко восстановительной обстановке их образования. Подобная трактовка строго соответствует современным модельным петрологическим схемам вертикальной зональности литосферы, базирующимся на обобщении по буферу FMQ [12 и др.].

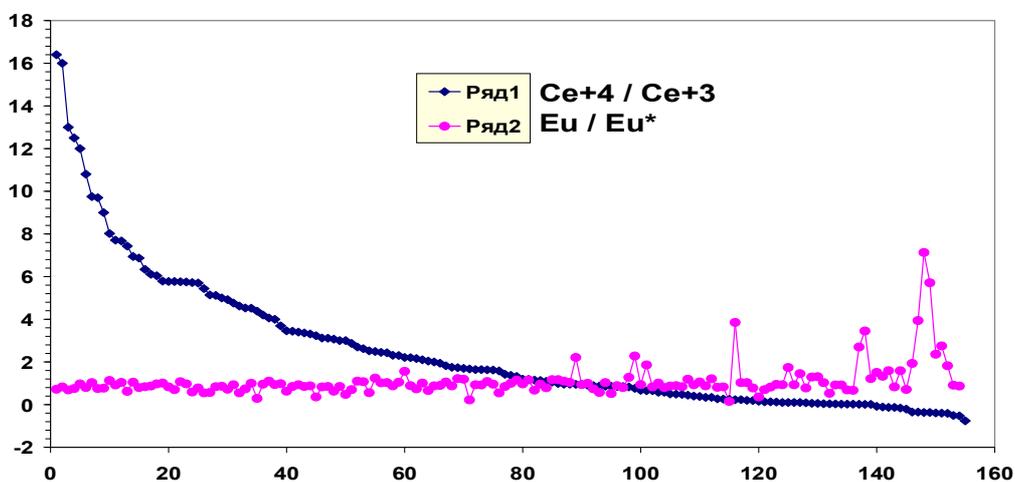


Рис. 3. Контрастность вариаций  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$  и  $Eu^{+2}/Eu^{+3}$  в цирконах кимберлитов

В этой связи самостоятельный интерес представляет отношение  $Eu^{+2}/Eu^{+3}$  в цирконах, которое отражает степень восстановленности природной мантийной или коровой системы, что по существу соответствует также легучести кислорода и может использоваться для петрологических построений. Как видно из рисунков 3–5, в подавляющей массе мантийных пород отношения  $Eu^{+2}/Eu^{+3}$  в цирконах характеризуются небольшим диапазоном изменений: в кимберлитах от 7.13 до 0.15, в лампроитах от 0.96 до 0.03 и в базальтах от 1 до 0.07. При этом максимальные отношения регистрируются в цирконах из наиболее глубоких частей литосферы, если ориентироваться на синхронные с ними минимальные значения для  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$ . Если исходить из общей петрологической схемы вертикальной зональности легучести кислорода, то минимальные значения по  $Eu^{+2}/Eu^{+3}$  должны отмечаться в самых верхних частях

литосферы, а максимальные внизу, где должен господствовать  $\text{Eu}^{+2}$ . Этот эффект действительно обнаружен в ряде цирконов из кимберлитов (рис. 3).

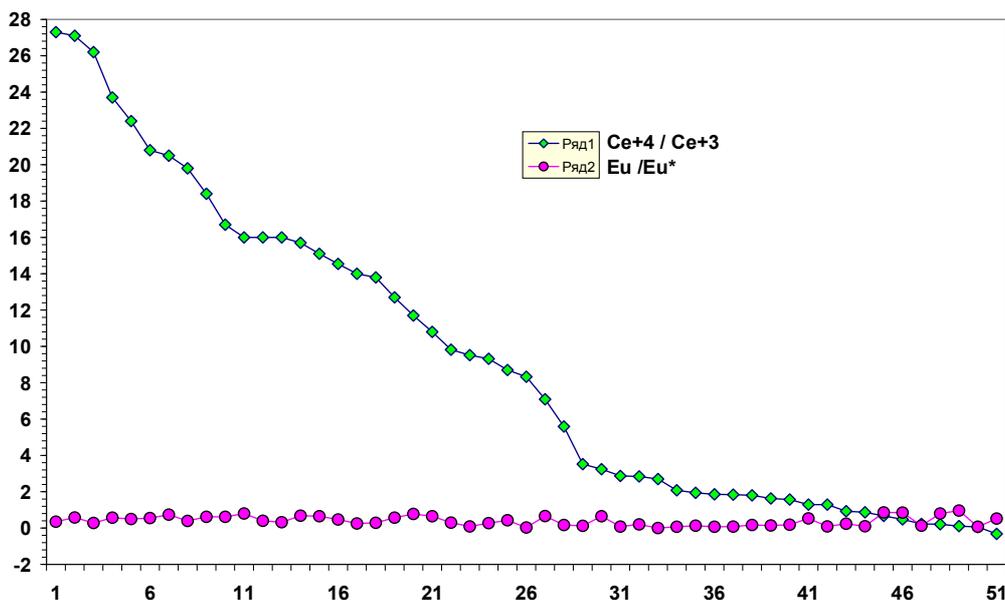


Рис. 4. Контрастность вариаций  $\text{Ce}^{+4}/\text{Ce}^{+3}$  и  $\text{Eu}^{+2}/\text{Eu}^{+3}$  в цирконах из лампроитов

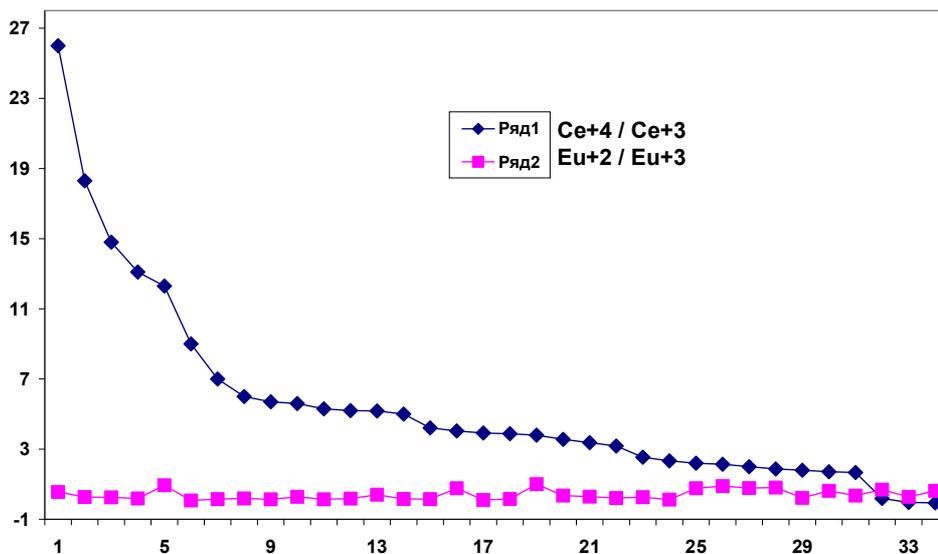


Рис. 5. Контрастность вариаций  $\text{Ce}^{+4}/\text{Ce}^{+3}$  и  $\text{Eu}^{+2}/\text{Eu}^{+3}$  в цирконах из базальтов и долеритов

Подобное anomalous изменение согласуется с обратной тенденцией для  $\text{Ce}^{+4}/\text{Ce}^{+3}$ . Как видно из рисунков 3–5, для мантийных пород строго соблюдается именно такая закономерность. Очевидно также, что данные по церию более информативны (большой интервал вариаций, чем по европию). Ясно, что для глубинных горизонтов кимберлитов литосферы наблюдаются участки с резко повышенным отношением  $\text{Eu}^{+2}/\text{Eu}^{+3}$ , что согласуется с петрологическими заключениями об ожидании подобного режима легучести кислорода в условиях резкого дефицита  $\text{H}_2\text{O}$  при избытке водорода [12, 35].

Значительные изменения  $\text{Ce}^{+4}/\text{Ce}^{+3}$  в кимберлитах, лампроитах и базальтах указывают на отчетливую зависимость от вариаций окислительно-восстановительных режимов образования цирконов в вертикальном разрезе литосферы, что согласуется с выше отмеченными петрологическими построениями. Это определенно свидетельствует о вероятности существования корреляции вариаций  $\text{Ce}^{+4}/\text{Ce}^{+3}$  с петрологическими буферами.

Вместе с тем для глубинных цирконов в ряде случаев отмечаются очень низкие  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$ , вплоть до отрицательных, значения (рис. 3–5). Наиболее вероятно, что подобные случаи обусловлены пониженной концентрацией легких лантаноидов (повышенная аналитическая ошибка для анализа Ce?), хотя это не противоречит общей тенденции снижения  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$  в глубинных цирконах.

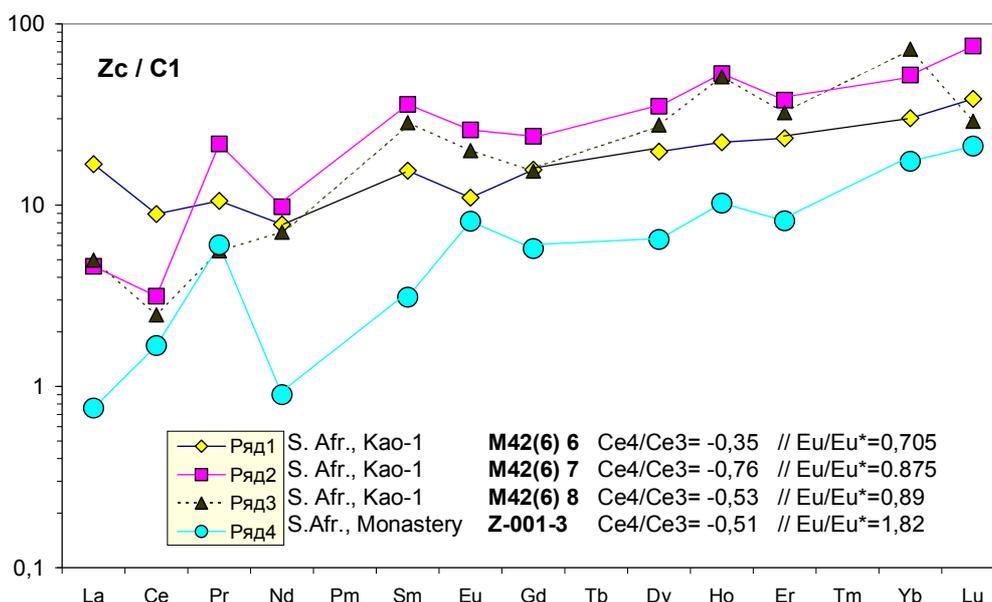


Рис. 6. Цирконы из кимберлитов с дефицитом церия

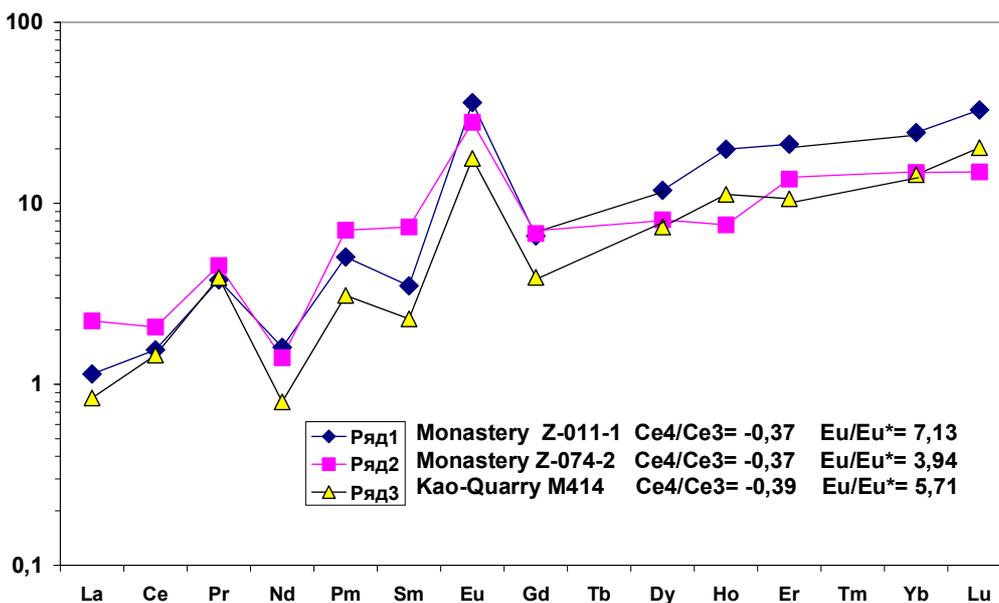


Рис. 7. Цирконы из кимберлитов с дефицитом церия и резким избытком европия

Таким образом, совместная информация по изменению отношений  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$  и  $Eu^{+2}/Eu^{+3}$  может рассматриваться как самостоятельное геохимическое обоснование существования гетерогенности по кислороду в вертикальном разрезе литосферы.

Поскольку соотношение ( $Ce^{+4}/Ce^{+3} \ll Eu^{+2}/Eu^{+3}$ ) оптимально проявлено в цирконах из кимберлитов (рис. 3), можно уверенно утверждать, что именно для них впервые обнаружено в нижних частях литосферы чрезвычайно резкое преобладание восстановительных условий по летучести кислорода.

**Корреляция летучести кислорода между нормализованными значениями по буферу FMQ и отношению  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$  в цирконах мантийных пород литосферы**

Простейший вариант сопоставления данных по шкале FMQ и изменений отношения  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$  можно представить как результат прямой зависимости от единого фактора – летучести кислорода. По FMQ фиксируется интервал от -6 до +4 по  $\Delta \log fO_2$ . Из рисунков 3–5 для отношения  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$  («геохимического буфера» – «CeB») возможна детализация по типам пород:

в кимберлитах	от < 0.01 до 16.4 (n = 155)
в лампроитах	от < 0.01 до 27.3 (n = 51)
в перидотитовых ксенолитах	от 1.04 до 34.3 (n = 16)
в базальтах и долеритах	от < 0.01 до 26 (n = 33)

Несмотря на разницу в числе анализов, различию авторского материала и возможных вариаций в точности анализа, для рассматриваемых петрологических типов пород наблюдаются достаточно сходные пределы изменения отношения  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$  в цирконах (нами далее использован диапазон от 34 до 0.01 для геохимического буфера), что включает совокупность разностей с повышенными значениями по CeB (предположительно контаминированными коровыми компонентами).

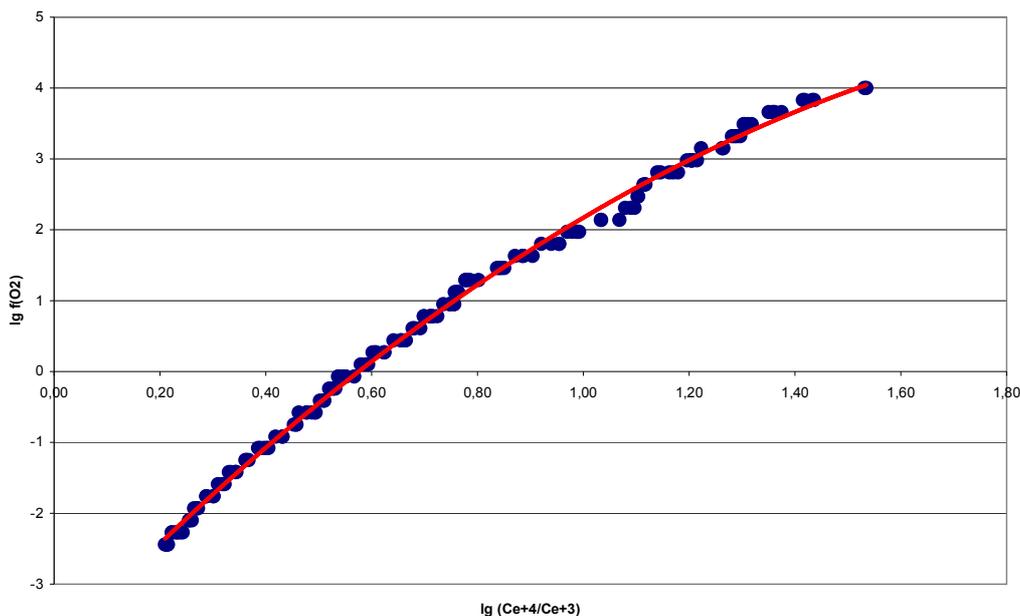


Рис. 8. Нормализованное соотношение летучести кислорода между буфером FMQ и  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$  цирконов для верхней части литосферы. Полином степени 2:  $\lg(f(O_2)) = -1.6973(\lg(Ce^{+4}/Ce^{+3}))^2 + 7.7954(\lg(Ce^{+4}/Ce^{+3})) - 3.9254$  с индикатором адекватности  $R^2 = 0.9977$

Итак, имеются две самостоятельные системы измерения летучести кислорода для литосферы с очевидной неопределенностью для корреляции между ними. Казалось бы, что возможно найти выход из этого, если известны средние оценки по обоим буферам для литосферы. Однако и это отсутствует, так как нулевое значение по буферу FMQ лишь отражает верхнюю границу существования неизменных мантийных перидотитов. Но и это лишь условно, так как поле около  $0 \pm 1$  заполнено «слабо и сильно измененными перидотитами» [5]. Более того, для гранатовых ультрамафических ксенолитов из кимберлитов Ю. Африки в полях графита – алмаза установлено смещение  $\Delta \log f O_2$  по буферу FMQ примерно до уровня 1.9–2.4 и более [20], который соответствует главной массе «неизменных» перидотитов. Таким образом, пониженная летучесть более определенно фиксирует средние мантийные соотношения по кислороду между исходными и измененными породами. Учитывая сказанное, мы попытались использовать разные варианты оценок, базируясь на общем диапазоне данных по обоим буферам, охватывающим вертикальную мощность всей литосферы в пределах:

{ нижняя граница  $\sim 75$  kbar;  $Ce^{+4}/Ce^{+3} = 0.01$  и его  $\text{Log} = -2$ ; FMQ = -6; верхняя граница  $\sim 15$  kbar;  $Ce^{+4}/Ce^{+3} = 34.3$  и его  $\text{Log} = 1.535$ ; FMQ = +4 }.

Для расчета совокупность данных по вариациям  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$  предварительно была разбита на 60 статистически однородных групп [36], что полностью перекрывает весь диапазон вариаций по шкале FMQ. Использование методов регрессионного анализа для анализа данных в пространстве параметров «CeB – буфер FMQ» позволило получить следующий результат.

Используя значение  $-2.5$  буфера FMQ как среднее, пограничное для разделения всей информации на две группы, мы обнаружили два типа соотношений по летучести кислорода (рис. 8 и 9) между верхней и нижней частями литосферы, различающимися по корреляции с вариациями редкоземельных элементов, что позволяет уверенно интерпретировать выявленное различие как достоверное доказательство существования геохимической и петрологической контрастности в вертикальном разрезе литосферы.

Этот результат согласуется с геохронологическими и петрологическими критериями по вертикальному разделению литосферы на верхнюю – молодую (протерозой-фанерозой) и нижнюю – более древнюю, раннюю (архей) [18, 20].

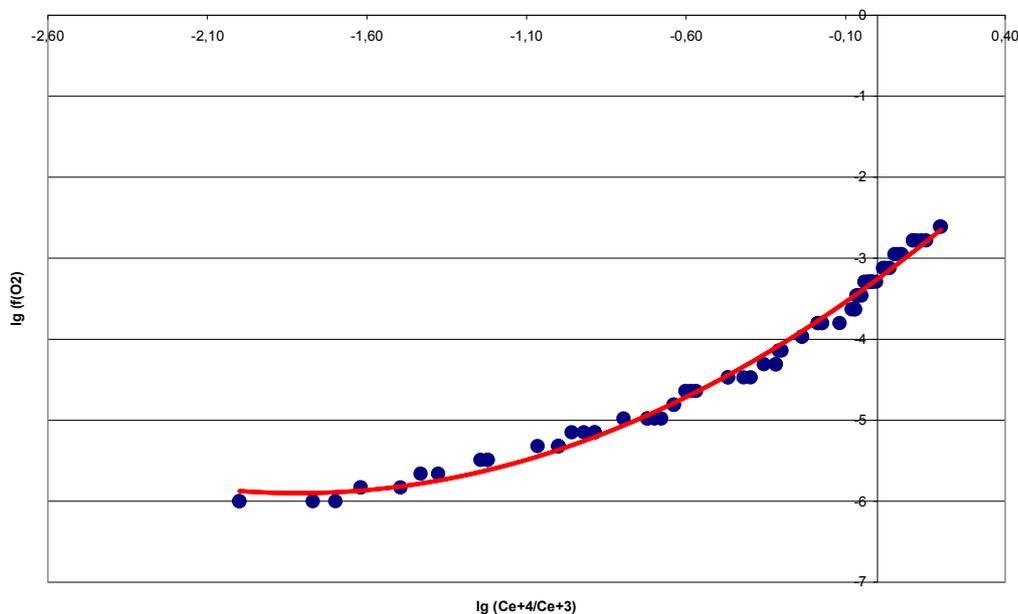


Рис. 9. Нормализованное соотношение летучести кислорода между буфером FMQ и  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$  цирконов для нижней части литосферы.  
 Полином степени 2:  $Lg_{10}(FMQ) = 0.8014(Lg_{10}(Ce^{+4}/Ce^{+3}))^2 + 2.912(Lg_{10}(Ce^{+4}/Ce^{+3})) - 3.2564$   
 с индикатором адекватности  $R^2 = 0.9912$

## Заключение

Использование нового геохимического буфера представляется весьма перспективным для оценки различий в летучести кислорода в мантии и коре и внутри мантийного разреза литосферы, поскольку сопоставление летучести кислорода в обеих верхних оболочках, позволяет разделить исходные магматические и наложенные (вторичные) процессы генерации различных типов пород. В этой связи подчеркнем, что для нижних частей разреза литосферы за счет резко восстановительных условий характерно почти полное отсутствие  $Ce^{+4}$  и локальное проявление обогащенных  $Eu^{+2}$  цирконов. Эта уникальная особенность отчетливо проявлена в глубинных кимберлитовых системах. Для лампроитовых и базальтовых цирконов это отражается преимущественно по  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$ .

Тем не менее, господство восстановительной обстановки подчеркивается по всем типам мантийных пород и указывает на усиленное воздействие глубинных восстановительных флюидных потоков в архее, что согласуется с петрологическими прогнозами и справедливо для докембрийской геохронологии литосферы. Вероятно, появление многочисленных признаков вторичной перекристаллизации мантийных ксенолитов может быть приурочено к разным P-T параметрам, отражающим влияние приповерхностных зон с корой, что потребует более детального рассмотрения их в ближайшем будущем. Здесь лишь уместно напомнить, что гарцбургитовые, лерцолитовые и пироксенитовые ксенолиты, испытавшие воздействие мантийного метасоматоза, содержат повышенные концентрации подвижных редких элементов (REE и др.) и отличаются резко повышенным отношением  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$ .

Это не единственный вариант, так как геотектонические факторы (субдукция) периодически вносят «окисленный» материал на разные уровни литосферы и в более глубинные зоны мантии. Однако если существовали условия для торможения подобного взаимодействия, то открывается возможность для более строгой оценки параметров восстановительного потока из мантии. Обнаруженные для разных кимберлитовых трубок смещения значений FMQ в хромитовых ксенолитах (табл. 1) в сторону наиболее

резких отрицательных величин (от -3 до -6) преимущественно относятся к измерениям во включениях из алмазов. Подобный уникальный уровень «консервации» для фугитивности кислорода, скорее всего, близок к первичному восстановительному флюидному потоку из глубинной мантии, что соответствует петрологическим схемам для нижних частей литосферы.

Нельзя пренебрегать также тем, что формирование расслоенности на кору, мантию и ядро планеты включает серию процессов дифференциации и гомогенизации, что пока не учитывается в тектонических и петрологических моделях, хотя признаки существования этих процессов уже появляются [37, 38].

Особо следует остановиться на расшифровке контрастности летучести кислорода между верхней и нижней частями мантийной литосферы. Для цирконов верхней части мантийной литосферы отмечается отчетливое формирование в резко окисленной по кислороду обстановке. Это практически тождественно уровню летучести, наблюдаемому в древнейших детритовых цирконах хадея с возрастом около 4.3–4.4 млрд лет [40]:  $\text{Ce}^{+4}/\text{Ce}^{+3}$  варьирует от 27.1 до 1.96 и  $\text{Eu}^{+2}/\text{Eu}^{+3}$  – от 0.015 до 0.12 [39, 25]. Подобные соотношения наблюдаются в тоналитах (3.813 млрд лет) и гранодиоритах (3.638 млрд лет) Гренландии [40]: для  $\text{Ce}^{+4}/\text{Ce}^{+3}$  отмечается интервал от 34 до 0.5. Таким образом, в древнейших породах коры широко развиты цирконы с признаками генерации при высокой летучести кислорода. Вместе с тем нельзя не отметить, что в целом эта информация характеризует чрезвычайно сильную неоднородность по летучести кислорода для древних коровых систем. Это же отмечается и для цирконов в более молодых мантийных (рис. 1, 2) и коровых породах, включая и зоны субдукции [25, 27]. Таким образом, верхняя часть мантийной литосферы и перекрывающей коровой составляющей являются областью интенсивного взаимодействия с кислородом, источник которого, строго не установлен. Разные авторы обратились, прежде всего, к кислороду атмосферы, полагая, что его существование обусловлено прогрессивно возрастающей массой от хадея до современного состояния благодаря интенсификации биогенных процессов в геологическом времени [41–43]. Однако в самых древних породах и цирконах коры фиксировано интенсивное влияние кислорода, что не согласуется с моделями эволюции летучести кислорода в атмосфере [41–43] и заставляет искать другие источники: высокое содержание воды в верхних частях литосферы и эволюции потока «солнечного ветра» в геологическом времени [44, 45].

Авторы благодарны д.г.-м.н. И.В. Ащепкову за полезные замечания и поддержку работы и д.г.-м.н. Е.А. Белоусовой (Департамент земных и планетарных наук, Маскуари Университет, Сидней, Австралия) за предоставленные материалы по цирконам.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Application of the monomineral thermobarometers for the reconstruction of the mantle lithosphere structure / I.V. Ashchepkov, N.V. Vladykin, N.P. Pokhilenko, A.M. Logvinova, S.S. Kuligin, I.N. Pokhilenko, L.P. Malygina, N.V. Alymova, S.I. Mityukhin, M. Kopylova // Deep Seated magmatism its sources and plumes ( Ed. by Dr. N.V. Vladykin). Miass-Irkutsk. 2009. P. 99–117.
2. Composition and thermal structure of mantle beneath the Western Part of Congo-Kasai craton according to xenocrysts from Angola kimberlites / I.V. Ashchepkov, A.Y. Rotman, S. Nossyko, S.V. Somov, J. Shimupi, N.V. Vladykin, S.V. Palessky, A.I. Saprykin, O.S. Khmelnikova // Deep Seated magmatism, its sources and plumes ( Ed. by Dr. N.V. Vladykin). Miass-Irkutsk. 2009. P. 159–181.
3. Plum interation and evolution of continental mantle lithosphere / I.V. Ashchepkov, N.P. Pokhilenko, N.V. Vladykin et al. // Deep-seated magmatism, its sources and plumes: Proceedings of VIII International Workshop. Vladivostok-Irkutsk. 2008. P. 104–121.
4. Mir and International'naya kimberlite pipes – trace element geochemistry and thermobarometry of mantle minerals / I.V. Ashchepkov, N.V. Vladykin, A.Y. Rotman et al. // Deep-seated magmatism, its sources and plumes. Ulan-Ude. 2004. P. 194–208.
5. Ballhaus C. Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. Vol. 114. P. 331–348.
6. Galimov E.M. Redox evolution of the Earth caused by a multi-stage formation of its core // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. Vol. 233. P. 263–276.
7. Ryabchikov I.D. Regime of volatile components in the zones of diamond formation // Deep seated magmatism, its sources and plumes. Miass-Irkutsk. 2009. P. 80–86.
8. Галимов Э.М. Нарастание ядра Земли как источник ее внутренней энергии и фактор эволюции окислительно-восстановительного состояния мантии // Геохимия. 1998. № 8. С. 755–758.
9. Природа химической неоднородности континентальной литосферной мантии / В.А. Глебовицкий, Л.П. Никитина, А.Б. Вревский и др. // Геохимия. 2009. № 9. С. 910–936.
10. Электрохимические определения собственной летучести кислорода кристаллов цирконов различного возраста / А.А. Кадик, Е.В. Жаркова, Е.В. Бибикова, М.А. Тронева // Геохимия. 1998. № 8. С. 854–860.
11. Кадик А.А. и др. Растворимость водорода и углерода в восстановленных магмах ранней мантии Земли / А.А. Кадик, Ю.А. Литвин, В.В. Колташев, Е.Б. Крюкова, В.Г. Плотниченко // Геохимия. 2006. № 1. С. 38–53.
12. Кадик А.А. Режим летучести кислорода в верхней мантии как отражение химической дифференциации планетарного вещества // Геохимия. 2006. № 1. С. 63–79.
13. Рябчиков И.Д., Козарко Л.Н. Окислительно-восстановительный потенциал Хибинской магматической системы и генезис абиогенных углеводородов в щелочных плутонах // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 6. С. 475–491.
14. Рябчиков И.Д. и др. Физико-химические условия магмаобразования в основании Сибирского плюма по данным исследования микровключений в меймечитах и щелочных пикритах Маймеча-Котуйской провинции / И.Д. Рябчиков, Л.Н. Козарко, И.П. Соловова // Петрология. 2009. Т. 17, № 3. С. 311–323.
15. Соболев А.В. и др. Петрология родоначальных расплавов

и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции / А.В. Соболев, Д.В. Криволицкая, Д.В. Кузьмин // Петрология. 2009. Т. 17, № 3. С. 276–310. **16.** Ходоревская Л.И. Флюидный режим и закономерности поведения рудных редких и редкоземельных элементов при гранитизации метагэббро-норитов Беломорской серии (о. Горелый, Кандалакшская губа) // Петрология. 2009. Т. 17, № 4. С. 397–414. **17.** Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics. 1999. Vol. 310. P. 1–35. **18.** Griffin W. L. et al. The origin and evolution of Archean lithospheric mantle / W.L. Griffin, S.Y. O'Reilly, N. Abe, N. Aulbach, R.M. Davies, N.J. Pearson, B.J. Doyle, Kili K. // Precambrian Res. 2003. Vol. 127. P. 19–41. **19.** Griffin W.L. et al. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons / W.L. Griffin, E.A. Belousova, S.R. Shee, N.J. Pearson, S.Y. O'Reilly // Precambrian Res. 2004. Vol. 131. P. 231–282. **20.** McCammon C.A., Griffin W.I., Shee S.R. Oxidation during metasomatism in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, South Africa: implications for the survival of diamond // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. Vol. 141. P. 287–296. **21.** Pearson D.G., Shirey S.B., Bulanova G.P., Carlson R.W., Milleodde H.J. Re-Os isotope measurements of single sulfide inclusions in a Siberian diamond and its nitrogen aggregation systematics // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. Vol. 63, № 5. P. 703–711. **22.** Rubanova E.V., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Origin of diamondites // Geochemistry of magmatic rocks. XXVII International Conf. School «Geochem. of Alkaline rocks». Abstr. / Moscow-Koktebel, Russia-Ukraine. September 9–16, 2010. P. 149–150. **23.** Zheng J., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Zhang M., Pearson N. Zircons in mantle xenoliths the Triassic Yangtze-Norh China continental collision // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. Vol. 247, P. 130–142. **24.** Burgess R., Turner G., Harris J.W.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  laser probe studies of clinopyroxene inclusions in eclogitic diamonds // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. Vol. 56. P. 389–402. **25.** Балашов Ю.А., Скублов С.Г. Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов // Геохимия. 2011. № 6. С. 1–12. **26.** Балашов Ю.А., Скублов С.Г. Уникальные индикаторные возможности церия в цирконах разного генезиса // Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи: материалы конференции, посвященной 110-летию со дня рождения академика Д.С. Коржинского. ИГЕМ РАН, Москва, 7–9 октября 2009 г. С. 67–70. **27.** Ballard J.R., Palin J.M., Campbell I.H. Relative oxidation state of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. Vol. 144. P. 347–364. **28.** Takahashi Y. et al. A new method for the determination of Ce<sup>III</sup>/Ce<sup>IV</sup> ratios in geological materials: application for weathering, sedimentary and diagenetic processes / Y. Takahashi, H. Shimizu, H. Kagi, H. Yoshida, A. Usui, M. Nomura // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 182. P. 201–207. **29.** McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chem. Geology. 1995. Vol. 120. P. 223–253. **30.** Belousova E.A. Trace elements in zircon and apatite: application to petrogenesis and mineral exploration. PhD Thesis, 2000, Macquarie University, Australia. **31.** Яценко Г.М. и др. Распределение редкоземельных элементов в цирконах из минетт Кировоградского блока (Украина) / Г.М. Яценко, Б.С. Панов, Е.А. Белоусова, Ф.П. Леснов, У.Л. Гриффин, Е.М. Сливко, А.И. Росихина // ДАН. 2000. Т. 370, № 4, С. 524–528. **32.** Belousova E.A. et al. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type / E.A. Belousova, W.L. Griffin, S.Y. O'Reilly, N.I. Fisher // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. Vol. 143. P. 602–622. **33.** Belousova E.A. et al. Trace element composition and cathodoluminescence properties of southern African kimberlitic zircons / E.A. Belousova, W.L. Griffin, N.J. Pearson // Mineralogical Magazine. 1998. Vol. 62, № 3. P. 355–366. **34.** Скублов С.Г. и др. Распределение редкоземельных и редких элементов в цирконах из миаскитовых лампроитов Панозерского комплекса Центральной Карелии / С.Г. Скублов, С.Б. Лобач-Жученко, Н.С. Гусева, И.М. Гембицкая, Е.В. Толмачева // Геохимия. 2009. № 9. С. 958–971. **35.** Balashov Yu.A. et al. Ce<sup>IV</sup>/Ce<sup>III</sup> variations in magmatic and secondary zircons from alkaline rocks as a sign of differences in the oxygen fugacity / Yu.A. Balashov, E.V. Martynov, L.G. Balashova // Intern. Conf. Moscow-Koktebel, Russia-Ukraine, September 9–16, 2010. P. 24–26. **36.** Родионов Д.А. Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. М.: Недра, 1968. С. 36–48. **37.** Balashov Yu.A. Evolution aspects of geochemical heterogeneity of the lithosphere // Deep seated magmatism, its sources and plumes. Miass-Irkutsk. 2009. P. 87–98. **38.** Балашов Ю.А. Вертикальная геохимическая неоднородность литосферы // Комплексные геолого-геофизические модели древних щитов: тр. Всерос. науч. конф. Апатиты, 2009. С. 58–64. **39.** Peck W.H. et al. Oxygen isotope ratio and rare earth elements in 3.3 to 4.4 Ga zircons: Ion microprobe evidence for  $\delta^{18}\text{O}$  continental crust and oceans in the Early Archean / W.H. Peck, J.W. Valley, S.W. Wilde, C.M. Graham // Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. Vol. 65, № 22. P. 4215–4229. **40.** Whitehouse M.J., Kamber B.S. On the overabundance of light rare earth elements in terrestrial zircons and its implication for Earth's earliest magmatic differentiation // Earth Planet. Science Lett. 2002. Vol. 204. P. 333–346. **41.** Добрецов Н.Л. и др. Ранние этапы эволюции геосферы и биосферы / Н.Л. Добрецов, Н.А. Колчанов, В.В. Суслов // Материалы совещания «Фундаментальные проблемы геотектоники». 2007. Т. 1. С. 225–226. **42.** Добрецов Н.Л. О ранних стадиях зарождения и эволюции жизни // Информационный Вестник ВОГиС. 2005. Т. 9, № 1. С. 43–54. **43.** Sorokhtin O.G. et al. Theory of development of the Earth / O.G. Sorokhtin, G.V. Chilingar, N.O. Sorokhtin // Moskou-Izevsk, 2010. P. 1–751. **44.** Бабушкина М.С. и др. Вода в структуре минералов мантийных перидотитов: связь с термальными и окислительно-восстановительными условиями в верхней мантии / М.С. Бабушкина, Л.П. Никитина, А.Г. Гончаров, Н.И. Пономарева // Записки РМО, 2009. СXXXVIII, № 1. С. 3–19. **45.** Canuto V.M. et al. The young Sun and the atmosphere and photochemistry of the early Earth / V.M. Canuto, J.S. Levine, T.R. Augustsson, C.L. Imhoff, M.S. Giampapa // Nature. 1983. Vol. 305. P. 281–286.

### Сведения об авторах:

Балашов Юрий Андреевич – д.г.-м.н., профессор, г.н.с., e-mail: balashov@geoksc.apatity.ru

Мартынов Евгений Васильевич – к.г.-м. н., с.н.с, e-mail: martynov@geoksc.apatity.ru

## ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ПОРОД ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

**Т.В. Каулина**

Геологический институт КНЦ РАН

### Аннотация

Одним из перспективных направлений геохронологии является термохронометрия или термохронология, то есть определение изменения температурного режима пород во времени на основе датирования минералов с разными температурами закрытия изотопных систем. U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr методами определена термальная эволюция эклогитоподобных пород и эклогитов Ёнского района Беломорского подвижного пояса, что позволило сделать выводы о геодинамических обстановках.

### Ключевые слова:

*эклогиты, изотопные системы, циркон, рутил, гранат, метаморфизм, температура закрытия.*



### Введение

Одним из перспективных направлений геохронологических исследований является изотопная термохронометрия – хронометрирование термальной истории пород – длительности этапов метаморфизма и скорости остывания, которые должны учитываться при разработке геодинамических моделей. Термохронометрия основана на датировании минералов с разными температурами закрытия изотопных систем.

Температура закрытия изотопной системы ( $T_c$ ) в минерале определяется как температура, при которой скорость потерь радиогенного изотопа за счет диффузии становится незначительной по сравнению со скоростью его

накопления [1]. Температура закрытия зависит от свойств элемента и структуры минерала, от размера и геометрии зерен и скорости остывания пород [1–3]. Расчет температур закрытия изотопных систем основан на теории диффузии, которая предполагает термически активированную потерю радиогенного изотопа путем твердофазной объемной диффузии. Термальная объемная диффузия редко встречается в чистом виде. Обычно метаморфические процессы сопровождаются связанной с флюидом перекристаллизацией. При флюидном воздействии изотопная система будет нарушаться даже при низких температурах. Тем не менее, понятие «температура закрытия изотопной системы» обычно используется именно в связи с объемной диффузией, зависящей в первую очередь от температуры, а при воздействии флюида логичнее говорить о перекристаллизации минерала и, соответственно, новом запуске изотопной системы. Наряду с экспериментальными определениями температур закрытия изотопных систем существует большое количество работ, связанных с определением  $T_c$  на основе геолого-геохронологических данных – на основе изучения контактовых ореолов или путем датирования

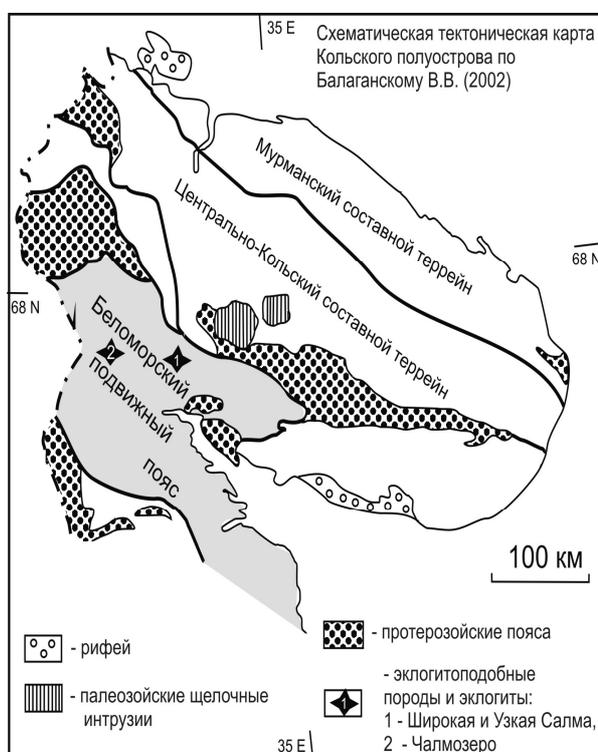


Рис. 1. Локализация эклогитоподобных пород и эклогитов в пределах Беломорского подвижного пояса

минералов региональных метаморфических комплексов с известными температурными историями образцов [например, 4–6].

Примером использования термохронометрии могут послужить данные по архейским (более 2.9 млрд лет) эклогитоподобным породам Широкой и Узкой Салмы и эклогитам Чалмозера (Ёнский район Беломорского подвижного пояса (БПП) (рис. 1).

Ранее для этих пород на основе петрологических исследований и U-Pb датирования циркона были выделены следующие этапы развития [7–9]:

- магматическая кристаллизация базитов – 2.94–2.93 млрд лет;
- гранулитовый метаморфизм – 2.72 млрд лет;
- декомпрессия со снижением давления до 5 кбар – 2.71 млрд лет;
- эклогитовый метаморфизм Чалмозера – 1.91 млрд лет;
- заключительные стадии метаморфизма в условиях амфиболитовой фаций – 1.89 млрд лет.

В ходе нашего исследования были продатированы минералы с разными температурами закрытия изотопных систем (гранат, рутил, титанит, диопсид, апатит, ильменит) с использованием U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr изотопных методов, что позволило хронометрировать процессы остывания пород от 1.91 до 1.65 млрд лет (рис. 2), а также сделать выводы о вероятной геодинамической обстановке формирования комплексов.

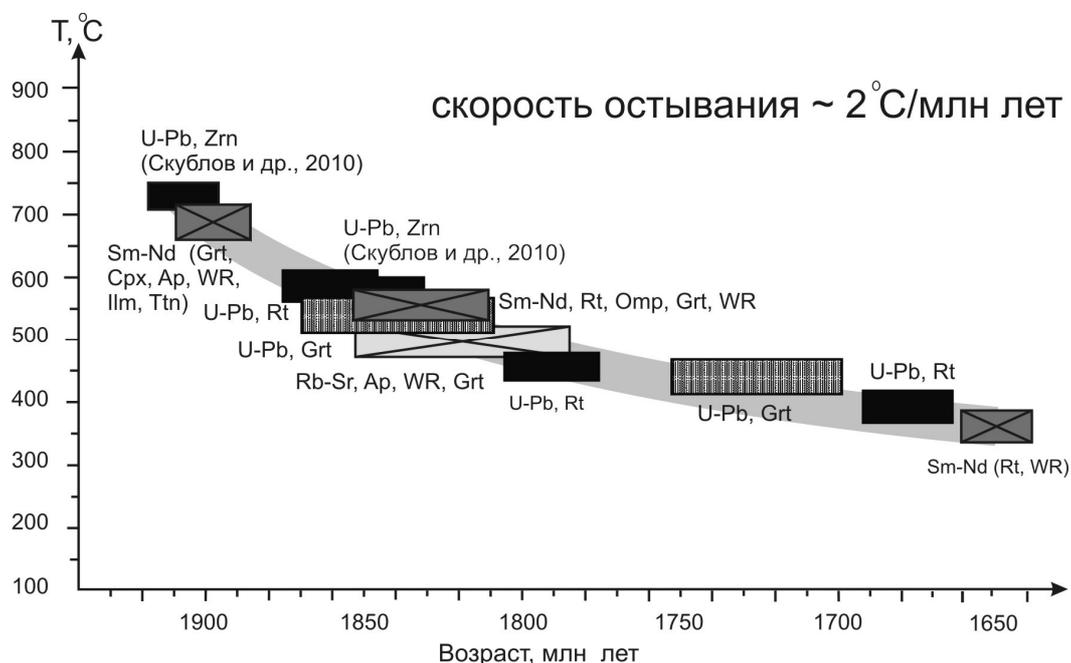


Рис. 2. Общая схема остывания пород Широкой и Узкой Салмы и Чалмозера

Рассмотрим термальную историю районов начиная с 1.9 млрд лет. Согласно петрологическим данным, пик эклогитового метаморфизма (Чалмозера) проходил при температуре 700–720 °C [8] и имел место 1907 млн лет назад [9]. Sm-Nd минеральные изохроны для пород Широкой и Узкой Салмы определили возрасты в пределах 1.89–1.87 млрд лет. К этому времени температура опустилась ниже 700 °C до уровня амфиболитовой фации. Именно в этом интервале находится температурное окно закрытия Sm-Nd системы граната [6].

U-Pb возраст рутила в районе Чалмозера меняется от 1859±15 до 1678±14 млн лет, в зависимости от размера зерен. Первый возраст, скорее всего, близок к истинному возрасту кристаллизации рутила, поскольку использовалась крупная размерная фракция около 300 мкм, в которой U-Pb система рутила закрылась при более высокой температуре, чем обычно принятая для  $T_c$  рутила – 400–450 °C [6]. В данном случае температура закрытия U-Pb системы в крупных зернах рутила около 600 °C согласуется со значениями, полученными экспериментально [10]. Более молодой возраст рутила наиболее вероятно отражает температуру остывания пород до 400 °C. Известно, что в

рутиле температура закрытия U-Pb изотопной системы наиболее чувствительна (по сравнению с другими минералами) к скорости остывания пород.

Последнее термальное событие в Чалмозере – образование пегматитовых жил  $1841 \pm 12$  млн лет назад при температуре около  $600 \text{ }^\circ\text{C}$  [9]. То есть от пика эклогитового метаморфизма  $700\text{--}720 \text{ }^\circ\text{C}$  (1907 млн лет) до температур около  $600 \text{ }^\circ\text{C}$  (1841 млн лет) и  $400\text{--}450 \text{ }^\circ\text{C}$  (1678 млн лет) порода остыла на  $270 \text{ }^\circ\text{C}$  за 128 млн лет со средней скоростью  $2 \text{ }^\circ\text{C}/\text{млн лет}$  (рис. 2). Такая медленная скорость остывания и приводит к зависимости возраста минералов от размера зерен. Вообще, U-Pb и Sm-Nd возрасты рутила, полученные по зернам разного размера (даже без использования других минералов), могут определять скорость остывания пород, подтверждая вывод К. Мезгера с соавторами [4] о том, что «рутил предоставляет точные датировки для реконструкции термальной истории высокометаморфизованных террейнов, которые могут быть использованы при построении моделей термальной эволюции коры с количественными выводами».

Ближкие возрасты получены Sm-Nd и Rb-Sr методами по минералам и породе в целом:  $1818 \pm 21$  млн лет (Sm-Nd данные по Grt+Omp+Rt+WR) и  $1829 \pm 92$  млн лет (Rb-Sr данные по Grt +Ap+WR). Исследованные минералы относятся к одному парагенезису, то есть образовались одновременно в процессе эклогитового метаморфизма. При этом их возраст оказался ниже U-Pb возраста эклогитового циркона. Как уже отмечалось выше, принятые для граната температуры закрытия Sm-Nd системы находятся в пределах  $600\text{--}700 \text{ }^\circ\text{C}$  [6]. С другой стороны,  $T_c$  для изотопов Nd в медленно остывающем гранате на  $\sim 200 \text{ }^\circ\text{C}$  меньше, чем в высоко-Са пироксене, то есть около  $600 \text{ }^\circ\text{C}$  [11]. В данном случае полученные возрасты, хотя и укладываются в общую схему медленного остывания (рис. 2), не исключают возможности флюидного воздействия, связанного с внедрением пегматитовых жил (1.84 млрд лет), что также подтверждается близким возрастом, полученным Rb-Sr методом, поскольку Rb-Sr система чаще переуравновешивается при флюидном воздействии.

Таким образом, полученные возрасты метаморфических минералов  $1.91\text{--}1.65$  млрд лет при скорости остывания пород  $2\text{--}2.5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{млн лет}$  отражают время вывода тектонических пластин со среднекоровых глубин в верхние уровни коры в ходе коллизионной стадии развития Лапландско-Кольского орогена. Наши результаты согласуются с уже известными данными [12] об остывании архейских пород Беломорского пояса начиная с 2730 до 1550 со средней скоростью  $\sim 2 \text{ }^\circ\text{C}/\text{млн лет}$ . Сходная скорость остывания –  $2\text{--}4 \text{ }^\circ\text{C}/\text{млн лет}$  получена для восточной части Карельского кратона, включающего Беломорский пояс [13].

### Некоторые геодинамические следствия

Разные геодинамические обстановки характеризуются разным термальным режимом. Неоднократно отмечалось, что скорость остывания комплексов сильнее влияет на температуры закрытия изотопных систем, чем локальные условия кристаллизации минералов. Согласно уравнению Додсона [1],  $T_c$  (температура закрытия изотопной системы) вообще не зависит от  $T_0$  (температура пика метаморфизма). По данным Дж. Гангули (J. Ganguly) и М. Тирона (M. Turone) [3], это условие не выполняется в случаях очень медленной диффузии. Тем не менее, при расчете  $T_c$  с учетом  $T_0$  или без его учета разница составляет первые десятки градусов, что не принципиально при определении термальной истории геологических комплексов. Поскольку скорость остывания зависит от геодинамических обстановок, на основе  $T_c$  изотопных систем можно делать выводы о геодинамическом режиме.

Смысл понятия «температура закрытия» в том, что ниже некоторой температуры диффузия радиогенных элементов практически прекращается, и изотопный возраст не меняется. При очень быстром остывании диффузия радиогенных изотопов быстро прекращается, в результате чего изотопная система закрывается при более высокой температуре. Первым признаком медленной скорости остывания комплексов является несоответствие возрастов минералов, образующих один парагенезис, если они имеют разные  $T_c$  их изотопных систем (например, возраст циркона  $\gg$  возраста граната  $>$  титанита  $\gg$  рутила), и наоборот, при высоких скоростях остывания возрасты минералов могут совпадать при разных температурах закрытия изотопных систем.

В этом отношении практически однозначно можно говорить о процессах субдукции, поскольку многочисленные геологические, геохронологические и экспериментальные данные (например, [14]) свидетельствуют об очень быстром процессе субдукции и последующей эксгумации (порядка  $10\text{--}12$  млн лет). Поэтому для субдукционно-коллизионных комплексов характерны высокие скорости остывания пород ( $20\text{--}40 \text{ }^\circ\text{C}/\text{Ma}$ ) и высокие температуры закрытия изотопных систем, а также

совпадение возрастов разных минералов-геохронометров, определенных разными изотопными методами.

Остывание коры после тектонического выведения со среднекоровых глубин (в область с более низкой температурой у поверхности) происходит не очень быстро, и обычно скорость остывания в таких условиях составляет ~ 1–5 °С/Ма (как в вышеприведенных данных).

## Выводы

Датированием U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr методом акцессорных и метаморфических минералов (циркон, рутил, титанит, апатит, гранат, клинопироксен) с разными температурами закрытия изотопных систем определена длительность процессов остывания пород от температуры 750 до 300 °С в интервале от 1.91 до 1.65 млрд лет со средней скоростью ~ 2 °С/млн лет. Информация о длительности процессов метаморфизма и скорости остывания пород может быть использована для реконструкции геодинамических обстановок формирования метаморфических комплексов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Dodson M.N.* Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // *Contrib. Miner. Petrol.* 1973. Vol. 40. P. 259–274.
2. *Cherniak D.J., Watson E.B.* Diffusion in zircon // *Hanchar J.M., Hoskin P.W.O. (eds) Zircon. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy & Geochemistry.* 2003. Vol. 53. P. 113–143.
3. *Ganguly J. and Turone M.* Diffusion closure temperature and age of mineral with arbitrary extent of diffusion: theoretical formulation and application // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 1999. Vol. 170. P. 131–140.
4. *Mezger K., Hanson G.N., Bohlen S.R.* U-Pb systematics of garnet: dating of the growth of garnet in the Late Archean Pikwitonei granulite domain at Cauchon and Natawahuman lakes, Manitoba, Canada // *Contrib Mineral Petrol.* 1989a. 101. P. 136–148.
5. *Mezger K., Hanson G.N., Bohlen S.R.* High-precision U-Pb ages of metamorphic rutile: application to the cooling history of high-grade terranes // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 1989b. Vol. 96. P. 106–118.
6. *Mezger K., Rawnsley C.M., Bohlen S.R., Hanson G.N.* U-Pb garnet, sphene, monazite and rutile ages: implications for the duration of high grade metamorphism and cooling histories, Adirondack Mountains, New York // *J. Geol.* 1991. 99. P. 415–428.
7. *Метаморфическая эволюция архейских эклогитоподобных пород района Широкой и Узкой Салмы (Кольский полуостров): геохимические особенности циркона, состав включений и возраст / Т.В. Каулина, В.О. Япаскурт, С.С. Пресняков, Е.Э. Савченко, С.Г. Симакин // Геохимия.* 2010. № 9. С. 879–890.
8. *Щипанский А.А., Конилов А.Н.* Эклогиты Беломорского мобильного пояса на Кольском полуострове. Экскурсия 6 // *Материалы научной конференции «Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги» и путеводитель экскурсий.* Петрозаводск, 2009. С. 62–74.
9. *U-Pb возраст и геохимия цирконов из Салминских эклогитов (месторождение Куру-Ваара, Беломорский пояс) / С.Г. Скублов, Ю.А. Балашов, Ю.Б. Марин, А.В. Березин, А.Е. Мельник, И.П. Падерин // ДАН.* 2010. Т. 432, № 5. С. 1–9.
10. *Cherniak D.J.* Pb diffusion in rutile // *Contrib. mineral. petrol.* 2000. № 139. P. 198–207.
11. *Van Orman J.A., Grove T.L., Shimizu N., Layne G.D.* Rare earth element diffusion in a natural pyrope single crystal at 2.8 GPa // *Contrib Mineral Petrol.* 2002. № 142. P. 416–424.
12. *Саватенков В.М. и др.* Поведение изотопных систем (Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar) в условиях регионального метаморфизма Беломорских гнейсов / *В.М. Саватенков, И.М. Морозова, Л.К. Левский // Геохимия.* 2003. № 3. С. 1–17.
13. *Bibikova E.V. et al.* Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archean Craton in Karelia and the Belomorian mobile belt, eastern Baltic Shield / *E.V. Bibikova, T. Skoild, S. Bogdanova // Prec. Res.* 2001. Vol. 105. P. 315–330.
14. *Timing of Himalayan ultrahigh-pressure metamorphism: sinking rate and subduction angle of the Indian continental crust beneath Asia / Y. Kaneko, I. Katayama, H. Yamamoto, K. Misawa, M. Ishikawa, H.U. Rehman, A.B. Kausar and K. Shiraishi // J. metamorphic Geol.* 2003. Vol. 21. P. 589–599.

## Сведения об авторе

*Каулина Татьяна Владимировна* – д.г.-м.н., старший научный сотрудник; e-mail: kaulina@geoksc.apatity.ru

## ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА

**Ж.А. Федотов**

Геологический институт КНЦ РАН

### Аннотация

Построена диаграмма плавления пиролита в координатах  $Mg - (Fe+Ti) - Al$  по литературным экспериментальным данным. Она увязывает состав жидкости с давлением и степенью плавления пиролита. Рассматриваются три способа отделения жидкости от мантийного субстрата – гравитационный, работающий при степени его плавления 25%; механизм типа фильтр-прессинг, эффективный при степени плавления меньше 2%; локальное почти полное плавление мантийного вещества. Важная роль отводится гранату в твердом остатке, принципиально влияющему на состав мантийных магм.

При степени плавления мантийного субстрата  $< 2\%$  в зоне устойчивости граната происходит сегрегация пикритовой и ферропикритовой щелочных первичных магм на глубине 120 и 210 км соответственно, а выше гранатовой зоны – толеитбазальтовых магм. При степени плавления 25% формируются пикробазальтовая, коматиитбазальтовая, пикритовая и ферропикритовая первичные магмы толеитовой серии на глубине 80, 130, 240 и 300 км соответственно. Ультраосновная коматиитовая магма образуется при высокой степени плавлении мантийного субстрата без граната в твердом остатке. Толеитбазальтовая серия имеет два первичных расплава – глиноземистый и магнезиальный базальтовые. Оба отделяются от мантийного субстрата по механизму типа фильтр-прессинг – первый на глубине меньше 10 км, в зонах океанического спрединга, второй на глубине 50–60 км, в зонах океанического спрединга и в субконтинентальной литосфере. Первичные магнезиальные базальтовые магмы известково-щелочной и толеитбазальтовой серий образуются в литосферной мантии в одинаковых условиях. Разные направления эволюции близких по составу первичных магм определяются условиями их последующей фракционной кристаллизации – в обстановке сжатия и насыщения расплава водными флюидами в зонах субдукции в первом случае и растяжения и свободного подъема магмы к земной поверхности во втором. Серии ультракалиевых пород – лампрофиров, лейцититов, камафугитов, лампроитов и кимберлитов образуются при плавлении метасоматизированной субкратонной мантии.

### Ключевые слова:

*мантийный магмогенез, вулканические серии, первичные магмы, петрохимическая диаграмма состояния расплавленной системы пиролита.*



### Введение

Большой вклад в понимание мантийного магматизма внесли полибарические эксперименты по плавлению вещества в системе  $CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2$ . Херцберг и О'Хара подвели итог этим исследованиям, сопоставив на диаграмме CMAS составы расплавов, полученных в этой синтетической системе и экспериментах с природными перидотитами, с составом пород толеитовых магматических серий [1]. К настоящему времени выполнено большое количество экспериментов по плавлению перидотитов, раскрывающих общую картину мантийного магмогенеза.

Одной из главных проблем петрологии является проблема происхождения серий магматических пород и их родоначальных магм. В ее решении за почти столетний период получены исчерпывающие результаты. Установлено, что разнообразие магматических пород в рамках серии обусловлено, в основном, процессами фракционной кристаллизации первичной магмы в ходе ее подъема к земной поверхности. Множественность серий магматических пород отражает многообразие условий образования первичных магм в мантии. Состав первичных магм определяется степенью плавления пиролита и глубиной отделения жидкости от мантийного субстрата. Первичные магмы щелочных серий образуются при очень низкой степени плавления, толеитовых серий – при очень низкой и умеренной, а коматиитовой серии – при высокой степени плавления мантийного субстрата. С уменьшением глубины, на которой жидкость отделяется от субстрата, растет глиноземистость мантийных выплавов.

При хорошей общей изученности серий вулканических пород и состава жидкостей, образующихся при экспериментальном плавлении мантийных перидотитов, существует разрыв в анализе условий плавления мантийного вещества, определяющих разнообразие первичных магм, и процессов фракционной кристаллизации этих магм, с которыми связано многообразие пород каждой вулканической серии. При численном моделировании процессов фракционной кристаллизации в качестве исходных для магматических серий принимаются наиболее примитивные лавы, которые только приближаются по составу к первичным мантийным магмам [2]. Сопоставление реальных пород и жидкостей, образующихся при равновесном плавлении перидотита, на петрохимической диаграмме CMAS [1] дает лишь качественный результат.

Для совместного анализа состава пород реальных магматических серий и экспериментальных жидкостей предлагается использовать диаграмму  $Mg - (Fe+Ti) - Al$ . Информативность этой диаграммы определяется тем, что ее координатными компонентами являются химические элементы, совместимые с минералами главных реакционных рядов Боуэна. Петрохимические тренды на ней отражают равновесие расплава не с отдельными минеральными фазами, а их группами, представляющими реакционные ряды минералов – магнезиально-железистый (*Ol, Opx, Cpx, Amp*), кальций-натриевый (*An, Ab*) и железо-титановый (*Mag, Ilm, Ttn, Act*). Это позволяет проводить петрохимический анализ вулканических серий на основе принципа реакционных рядов минералов Боуэна. Диаграмма  $Mg - (Fe+Ti) - Al$  отображает фазовые равновесия в упрощенной псевдотрехфазной системе, которая является весомой составной частью многомерной диаграммы состояния мантийных магматических систем. Конечно, она не учитывает влияние таких важных окислов, как  $SiO_2$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$  и  $K_2O$ , но по отдельным элементам общей картины, таким как относительная железистость расплава и состав котектики плагиоклаз (гранат) – Fe-Mg силикаты, слабо реагирующим на вариации содержания дополнительных компонент, диаграмма позволяет оценивать состав первичных магм, степень плавления субстрата и глубину, на которой жидкость отделяется от него.

Настоящая работа является продолжением ранее вышедшей статьи, посвященной петрохимическому анализу камерной кристаллизации магмы на основе реакционного принципа Боуэна [3]. В ней был сделан вывод о том, что магматическая эволюция происходит при кристаллизации движущегося расплава. Теперь обсуждаются вулканические серии, многообразие пород которых отражает эту эволюцию. По литературным экспериментальным данным в координатах  $Mg - (Fe+Ti) - Al$  построена петрохимическая диаграмма состояния расплавной системы пиролита, увязывающая состав жидкости с давлением и степенью плавления. Показана возможность прямого сопоставления петрохимических трендов с нисходящими изобарическими линиями плавления пиролита на диаграмме  $Mg - (Fe+Ti) - Al$ . На этой основе оценивается состав и условия генерации первичных магм главных вулканических серий.

### **Петрохимическая диаграмма состояния расплавной системы пиролита**

На диаграмму  $Mg - (Fe+Ti) - Al$  нанесены составы жидкостей, полученных в экспериментах по плавлению мантийных перидотитов в интервале давлений 1–18 ГПа [4–11] и толеитовых базальтов при давлении 1 атм. [12]. Эти данные позволяют понять главные закономерности плавления мантийных перидотитов (рис. 1). Определенному давлению соответствует своя нисходящая линия эволюции состава равновесных выплавов из перидотита. Каждая из них состоит из двух отрезков – начального высокотемпературного, характеризующего состав расплавов равновесных с Fe-Mg силикатами, и конечного – с составом выплавов, отвечающих котектике минералов глиноземистого и Fe-Mg реакционных рядов. Чем выше давление, тем короче начальный и длиннее конечный отрезки траекторий плавления. При давлении 14 ГПа нисходящая линия плавления представлена только конечным отрезком, что соответствует присутствию оливина и граната в твердом остатке на всем интервале плавления перидотита [5]. При давлении 1 ГПа длина конечного отрезка равна нулю и траектория плавления представлена только начальным отрезком, что соответствует стабильности одних Fe-Mg силикатов на всем интервале плавления. Расположение всех начальных отрезков на одной линии свидетельствует об отсутствии влияния давления на состав жидкости, равновесной с Fe-Mg силикатами, в рассматриваемой псевдотрехфазной системе. В то же время оно сильно влияет на состав котектики плагиоклаз или гранат – Fe-Mg силикат. Содержание плагиоклаза в ней при увеличении давления (начиная с атмосферного) растет и, достигнув максимума при давлении 1 ГПа, далее уменьшается. При давлении выше 3 ГПа вместо плагиоклаза в конечной котектике представлен

гранат. Одинаковую степень плавления перидотита в экспериментах с разным давлением [10] удовлетворительно аппроксимируют линии равной железистости, исходящие из вершины Al.

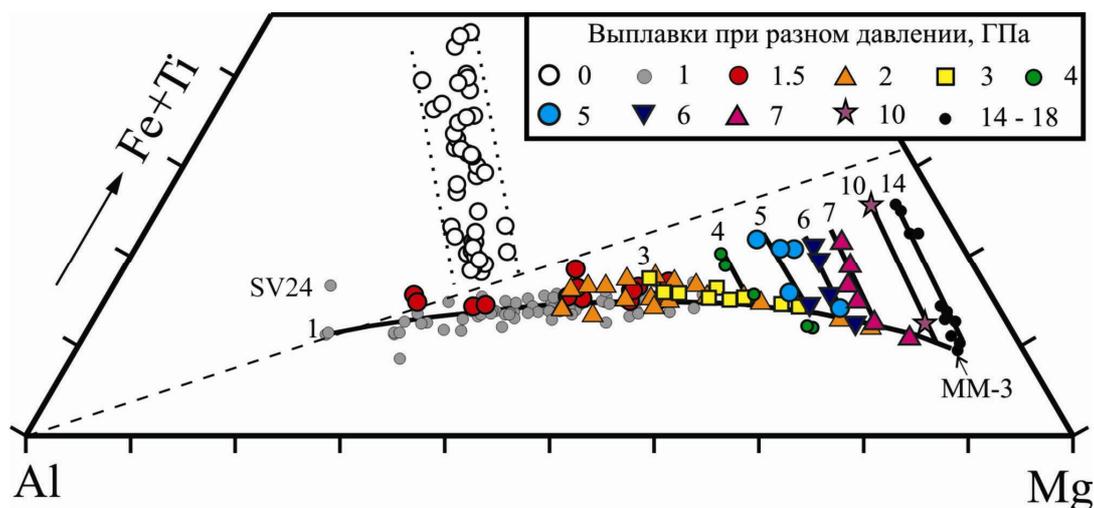


Рис. 1. Состав экспериментальных выплавки из перидотита при высоком давлении и из толеитовых базальтов при атмосферном в координатах Mg – (Fe+Ti) – Al: жирные линии – траектории экспериментального плавления мантийного пиролита при разных давлениях (цифры 1–14 ГПа), пунктир – изоплета железистости, проведенная из вершины Al через точку 1 [2], точечные линии – границы поля котектик плагиоклаз – Fe-Mg силикат при атмосферном давлении [12], SV-24 – котектика плагиоклаз – Fe-Mg силикат, полученная при двухступенчатом эксперименте плавления пиролита при давлении 1 ГПа [15], MM-3 – пиролит [2]

Используя эти закономерности, можно экстраполировать имеющиеся экспериментальные данные в область низких степеней плавления и построить диаграмму плавления перидотита в координатах Mg – (Fe+Ti) – Al (рис. 2а). Для этого достаточно провести на диаграмме прямую линию из вершины Al через точку состава 2% выплавки из перидотита, полученной при давлении 1 ГПа [2]. Ее отрезок правее этой точки можно принять в первом приближении за линию полибарического субсолидуса перидотита со степенью плавления 2%. Продлив до нее конечные отрезки нисходящих линий плавления, мы получаем диаграмму плавления пиролита. Положение конечных отрезков для давлений 1.5 и 2 ГПа рассчитано пропорционально общей тенденции изменения состава экспериментально установленных конечных котектик.

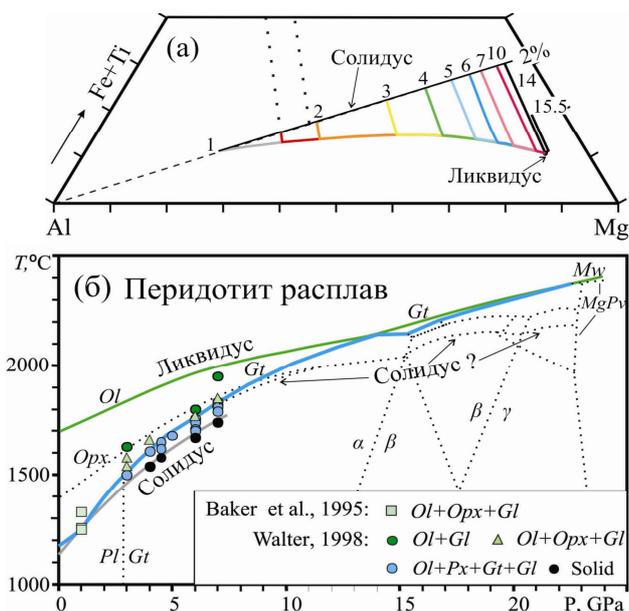


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма состояния расплавной системы пиролита (а) и P-T диаграмма ее фазового состояния (б): на рис. (а): нисходящие линии состава равновесных жидкостей от точки ликвидуса пиролита до линии солидуса при разном давлении – цифры от 1 до 15.5 ГПа, точечные линии см. рис. 1; на рис. (б): точечные линии – границы фаз по экспериментальным данным [6], жирная ломаная линия – граница раздела жидкостей, равновесных с минералами одного реакционного ряда со стороны ликвидуса и двух со стороны солидуса; Ol – оливин,  $\beta$  и  $\gamma$  – другие структурные модификации  $Mg_2SiO_4$ , Opx – ромбический пироксен, Wus – магнезиовюстит, Prv – магнеперовскит, Grt – гранат, Pl – плагиоклаз

Представленная диаграмма является петрохимическим дополнением к  $P$ - $T$  диаграмме фазового состояния перидотитового расплава (рис. 2б). Жирная ломаная линия на нем обобщает фазовые границы, на которых в равновесие с расплавом вступает минерал второго реакционного ряда. Определяющими на ней являются точки касания линий ликвидуса и солидуса. В точках касания с линией ликвидуса происходит обращение порядка кристаллизации реакционных рядов минералов, а в точке касания с линией солидуса – перемена знака корреляции состава котектики с давлением.

Нисходящие линии плавления перидотита на рисунке 2а представляют собой развертки по составу жидкости изобарических температурных срезов от ликвидуса до солидуса диаграммы рисунка 2б. В точках смены порядка кристаллизации фаз из расплава одновременно кристаллизуются минералы разных реакционных рядов. Следовательно, отрезки котектической кристаллизации при давлении 14 и 22.5 ГПа начинаются в точке состава исходного перидотита, то есть траектории его плавления при этих давлениях совпадают. При давлении 15.5 ГПа первым на линии ликвидуса оказывается гранат, поэтому нисходящая линия плавления для этого давления на рисунке 2а начинается в точке исходного состава, а ее конечный отрезок располагается правее. Судя по рисунку 2б, нисходящие линии плавления для давлений 14–22.5 ГПа на рисунке 2а собраны в узкий пучок между линиями 14 и 15.5 ГПа. Это означает, что при высоком давлении состав расплава слабо зависит от давления и определяется в основном температурой и связанной с ней степенью плавления перидотита. К сожалению, состав расплава вблизи температуры солидуса пиролита экспериментально изучен только в одной точке при давлении 1 ГПа [2]. Для экспериментального подтверждения полученной схемы магмогенеза не хватает состава жидкостей со степенью плавления перидотита при высоком давлении, приближающейся к 2%.

Предлагаемая диаграмма плавления перидотита, как и  $P$ - $T$  диаграмма, устанавливает причинно-следственную связь фазового состава, правда в обобщенном виде, с  $P$ - $T$  параметрами системы. Однако главным ее достоинством является включение в систему этих связей состава равновесной жидкости. Давление определяет на диаграмме состав котектики плагиоклаз (гранат) – Fe-Mg силикат и глиноземистость расплава, а температура – степень плавления и железистость выплавляемой жидкости. Необходимо подчеркнуть, что состав расплава зависит от степени плавления перидотита, которая связана с реальной температурой, а не оценками последней, то есть ошибка в оценке температуры в опыте не влияет на положение точек состава экспериментальных жидкостей на диаграмме. Петрохимическая природа диаграммы дает возможность анализировать на ней тренды реальных вулканических серий в свете предлагаемой аппроксимации экспериментальных данных.

Главными отправными пунктами для ее построения послужили состав пиролита и экспериментальных котектик Fe-Mg силикат – плагиоклаз (гранат) при разных давлениях [2, 6, 10]. Данные этих авторов выбраны потому, что достигнутые ими степени плавления достаточны для характеристики составов названной котектики при давлениях от 1 до 22.5 ГПа. В подавляющем большинстве экспериментов по плавлению перидотитов низкие степени плавления не достигнуты и их результаты характеризуют только полибарический тренд состава расплавов, равновесных с Fe-Mg силикатами. Большинство экспериментов выполнено на стартовых составах, характеризующих мантийный пиролит [2, 6, 11], такой как KR4003 [10] и KLB-1 [5, 7]. Принятый в модели тренд проведен через пиролит ММЗ и точку 2% выплавки из него при давлении 1 ГПа [2]. Положение этой краеугольной для модели мантийного магмогенеза точки требует специального обсуждения, так как высказаны сомнения в корректности эксперимента, в котором получена выплавка, сильно пересыщенная кремнеземом [13]. Представляется, что точка состава выплавки лежит на линии Fe-Mg тренда вблизи точки реверсии, которой он заканчивается. К этой точке стремятся результаты и других авторов, выполнявших эксперименты при давлении 1 ГПа [7–9, 11, 14]. Близость выплавки, полученной Бейкером, по составу котектике плагиоклаз – Fe-Mg силикат подтверждает эксперимент по двустадийному фракционному плавлению пиролита при давлении 1 ГПа [15]. В опыте SV24 при температуре 1090° (рис. 1) ими получен высокоглиноземистый расплав, равновесный с плагиоклазом и пироксеном. При более высокой температуре жидкости равновесны только с Fe-Mg силикатами. В системе CaO – MgO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – SiO<sub>2</sub> котектика оливин-плагиоклаз имеет максимум содержания глинозема при давлении около 1 ГПа [16]. Выплавка Бейкера представляет такой максимум в системе природного пиролита.

Петрохимическая диаграмма плавления перидотита построена по данным “сухих” экспериментов. Предварительный анализ с ее помощью результатов плавления перидотита с участием воды [17, 18] показал, что добавка воды снижает давление, при котором получают выплавки данного состава, не изменяя общей закономерности вариаций состава равновесной

жидкости. Значит, диаграмма оперирует с максимальными значениями общего давления и глубины отделения мантийных расплавов от субстрата. Фактически роль воды в мантийных магмах возрастает с увеличением глубины их отделения от субстрата и уменьшением степени его плавления. Соответственно, максимальное завышение глубины образования первичных магм модель дает для богатых летучими компонентами пород щелочных серий и ферропикритов толеитовой серии.

### Мантийный магмогенез и серии вулканических пород

Проблема многообразия родоначальных магм и происхождения петрохимических серий магматических пород является главной в петрологии. Она обсуждается более ста лет в петрохимическом, физико-химическом, геохимическом, изотопном и геодинамическом аспектах. Петрохимические исследования явились основой для выделения и классификации главных серий магматических горных пород. Принято различать три группы серий: толеитовую, щелочную и известково-щелочную [19]. В группе толеитовых мы рассматриваем общепринятые базальтовую, пикритовую и коматиитовую серии. Из пикритовой серии мы выделяем геологически обособленные ферропикритовую, породы которой содержат более 10% Fe-Ti окислов, и коматиитбазальтовую с минимальным их содержанием. Особенно разнообразна группа щелочных серий. На диаграмме Mg – (Fe+Ti) – Al мы проанализировали только три конкретные серии щелочных магматических пород, развитых на Кольском полуострове, – щелочноультраосновную и щелочнобазальтовую девонские и палеопротерозойскую лампрофировых даек. По аналогии с сериями толеитовых пикритов и в надежде, что изученные нами серии девонских щелочных пород окажутся типичными, мы называем их по составу родоначальных магм щелочной ферропикритовой и щелочной пикритовой. Изученную серию дайковых лампрофиров мы рассматриваем в сравнении с лейцитовой, камафугитовой и лампроитовой сериями ультракалийевых щелочных пород. Породы этих серий близки по характеру распределения рассеянных элементов и низкой железистости и различаются по уровню щелочности и насыщенности пород кремнеземом. Известково-щелочная серия по насыщенности пород кремнеземом и щелочности близка толеитбазальтовой серии, но отличается от нее высокой глиноземистостью пород и определяющей ролью в них гиперстена.

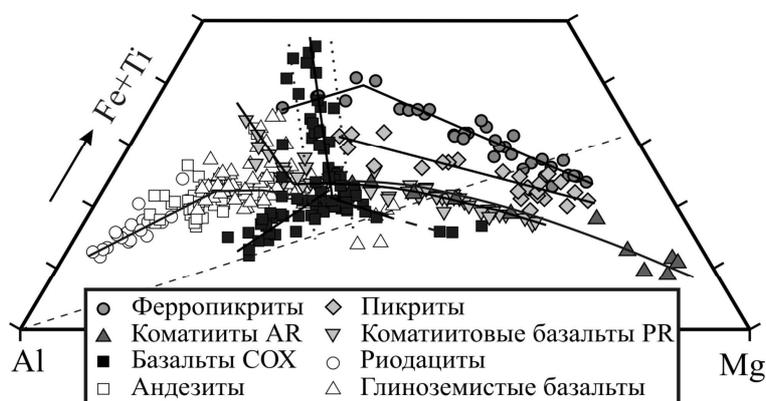


Рис. 3. Состав вулканических пород толеитовых серий в координатах Mg - (Fe+Ti) – Al

На рисунке 3 показан состав пород толеитовых вулканических серий: коматиитов архея и коматиитовых базальтов палеопротерозоя Балтийского щита [20], ферропикробазальтов печенгско-варзугского комплекса карелид и пикритов южной зоны Печенги на Кольском полуострове по авторским данным; а также базальтов срединно-океанических хребтов, наиболее полно представляющих толеитбазальтовую серию, и пород известково-щелочной серии с преимущественной выборкой химических анализов относительно

редких пород – высокоглиноземистых базальтов срединно-океанического хребта (COX) с вкрапленниками плагиоклаза и магнезиальных базальтов островных дуг. Петрохимические тренды большинства толеитовых серий состоят из двух отрезков – начального, представляющего эволюцию состава расплавов, связанную с фракционированием минералов одного реакционного ряда, и конечного, представляющего расплавы, в которых происходит котектическая кристаллизация и фракционирование минералов двух реакционных рядов. Отличаются пикритовая серия, петрохимический тренд которой представлен только начальным отрезком, и толеитбазальтовая, представленная на рисунке 3 двумя конвергентными петрохимическими трендами, отражающими наличие у нее двух родоначальных расплавов – магнезиального базальтового и высокоглиноземистого базальтового. Тренды всех толеитовых серий сходятся в одну область в центральной части диаграммы, в которой располагаются эвтектики минералов трех реакционных рядов. Множество таких точек отражает вариации состава тройной эвтектики, связанные с влиянием дополнительных компонент (K, Na, Ca, Si). Полный петрохимический тренд конкретной толеитовой серии на данной диаграмме можно рассматривать как нисходящую линию фракционной кристаллизации мантийного расплава с тремя характерными точками – родоначального расплава, перегиба тренда, разделяющей отрезки

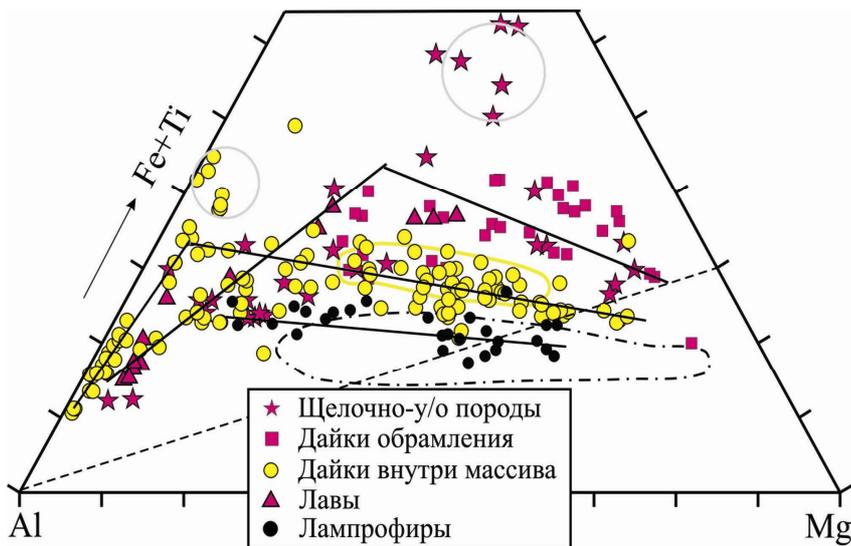


Рис. 4. Состав щелочных пород Хибинского массива и лампрофиров Кольского региона в координатах  $Mg - (Fe+Ti) - Al$ : прямые линии – тренды эволюции состава остаточных расплавов, усредняющие точки соответствующих серий; кругами выделены породы-кумуляты, точки которых лежат в стороне от трендов фракционирования жидкостей, желтый контур – состав дайковых пород Кандалакшского залива [29], штрих-пунктир – состав пород ультракалийевых щелочных серий мира [30–34], пунктир – смотри рис. 1 и 2

первичных мантийных расплавов известково-щелочной и толеитовой серий, принципиально не отличающихся по составу. В условиях растяжения фракционирование магнезиального базальтового мантийного расплава заканчивается при низком давлении образованием толеитбазальтовых магм, спокойно изливающихся на земную поверхность или на дно океана. В обстановке сжатия, господствующей в зонах субдукции и коллизии, фракционирование Fe-Mg силикатов из расплава происходит до глубины 30 км, где самой легкоплавкой базальтовой жидкостью является высокоглиноземистый расплав. Второй причиной, определяющей разные пути эволюции открытой щелочноземельной и закрытой толеитбазальтовой магматических систем, является контаминация базальтовой магмы сиалическим веществом. Кольский полуостров является Классической провинцией развития щелочного магматизма. Максимум его активности приходится здесь на время 360–380 млн лет, когда образовались около двух десятков интрузивных массивов щелочных ультраосновных пород центрального типа и два громадных массива нефелиновых сиенитов – Хибинский и Ловозерский. Они представляют собой в разной степени эродированные субвулканы. В районе Контозера сохранилась кальдера, выполненная вулканическими породами. В интрузивных породах Хибинского и Ловозерского массивов встречаются останцы вулканических пород кровли. Все массивы сопровождаются ореолами даек щелочных базитов. В зоне кандалакшского грабена широко распространены автономные поля даек щелочных базитов такого же возраста. Кроме девонских щелочных пород в регионе выявлены дайки высококалийевых лампрофиров, имеющие возраст 1710–1760 млн лет. Наиболее магнезиальные из них, приближающиеся по составу к лампроитам, изучены в Порьей губе Терского берега Белого моря [21], самые железистые – в южной зоне печенгского комплекса [22]. Рой даек лампрофиров промежуточного состава вскрыт каналами Верхнегуломской ГЭС [23].

Все разнообразие щелочных пород Кольского полуострова укладывается в координатах  $Mg - (Fe+Ti) - Al$  в три сериальных тренда (рис. 4). Серия щелочных ферропикритов представлена в лавовых образованиях девонских массивов [24, 25]; в дайках обрамления Хибинского массива [23]; в раннем щелочно-ультраосновном интрузивном комплексе, породы которого сохранились в виде ксенолитов в нефелиновых сиенитах [26] и в более молодом расслоенном ийолит-мельтейгитовом интрузивном комплексе ийолит-уртитовой дуги Хибин [27]. К серии щелочных пикритов относятся дайковые породы самого Хибинского массива [23, 28] и автономных роев даек Кандалакшского залива Белого моря [29]. Серию ультракалийевых магнезиальных лампрофиров представляют в Кольском регионе раннепротерозойские дайки известково-щелочных лампрофиров.

“бивариантной” и “моновариантной” кристаллизации, и конечной точкой эвтектической кристаллизации. Тренд пикритовой серии неполный – в нем отсутствует конечный отрезок фракционирования расплава. На тройных диаграммах фазового состояния частных расплавных систем такая ситуация случается, когда тренд эволюции расплава в поле кристаллизации первой фазы ориентирован непосредственно на точку тройной эвтектики. Все эти рассуждения справедливы для толеитовых серий. Тренд известково-щелочной серии начинается примерно в той же области диаграммы, где располагается магнезиальный базальтовый первичный расплав толеитбазальтовой серии, но отличается от тренда типичных толеитовых серий противоположной направленностью конечного отрезка в сторону вершины Al. Такое различие трендов свидетельствует о разных условиях фракционирования

Их принадлежность к одной магматической серии не очевидна, так как определяется только уникальностью состава пород пространственно разобщенных даек и близким временем их образования на завершающей стадии палеопротерозойского рифтогенного толеитового магматизма. В глобальном масштабе ультракалиевые магнезиальные породы представлены группой геологически родственных магматических серий: лампроитовой, камафугитовой и лейцититовой. На рисунке 4 точки кольских лампрофиров показаны на фоне поля составов ультракалиевых щелочных пород наиболее изученных вулканических провинций мира [30–34]. Совершенно определенно кольские высококалиевые лампрофиры и ультракалиевые породы лампроитовой, камафугитовой и лейцититовой серий, различающиеся по степени насыщенности кремнеземом и уровню щелочности, представляют близкие по условиям образования исходные магмы. Роднит их уникальное сочетание высокой магнезиальности пород, резкой обогащенности их калием и другими несовместимыми элементами и деплетированность танталом и ниобием. Ультракалиевый магматизм имеет постколлизийный характер и отражает начальные процессы рециклинга корового материала в мантии [32].

Распределение точек состава щелочных пород вдоль трендов на обсуждаемом рисунке не столь компактно, как в толеитовых сериях, однако и в них отчетливо проявляются излом трендов и изменение направления эволюции, связанные с вступлением в кристаллизацию минералов Fe-Ti реакционного ряда, и различается положение начальных точек трендов, позволяющее судить о составе родоначальных расплавов. В интрузивных сериях тренды состава кумулатов и жидкостей, из которых они образуются, совмещены. Вступление в кристаллизацию Fe-Ti минералов изменяет направление эволюции жидкости и кумулат, определяющий новое направление фракционирования кристаллизации, не может лежать на начальном отрезке тренда – он лежит в стороне от тренда фракционирования жидкости в створе конечного его отрезка (точки, отмеченные кругами на рис. 4). Принципиальное различие трендов эволюции состава пород щелочных и толеитовых серий на диаграмме определяется разным составом тройной эвтектики пироксен-титаномагнетит-полевой шпат при атмосферном давлении. Эвтектика с плагиоклазом, характерная для толеитовых расплавов, содержит сопоставимые доли эвтектических фаз, что определяет расположение поля таких эвтектик в центральной части диаграммы. Конечная эвтектика щелочных  $^*$ -расплавов несоизмеримо обогащена фельдшпатоидными фазами и ее точки располагаются у вершины Al тройной диаграммы. По этой причине петрохимические тренды толеитовых серий заканчиваются в центральной части диаграммы, а кристаллизационное фракционирование пикритоидных щелочных магм разной глубинности ничем не ограничено и доходит до образования существенно лейкократовых пород – фонолитов и сиенитов. Соответственно конечные отрезки трендов щелочных серий заканчиваются у вершины Al обсуждаемой диаграммы.

## **Обсуждение результатов**

Построенную по экспериментальным данным для давлений 1–22.5 ГПа петрохимическую диаграмму сухого плавления перидотита можно использовать для оценки состава первичных магм большинства вулканических серий и условий их образования в мантии. Для каждой вулканической серии (рис. 5) находится точка на одной из нисходящих линий плавления перидотита, представляющая ее первичную магму. Принципы выбора такой точки на диаграмме, обсуждаются ниже.

### *Механизм сегрегации расплава*

Степень плавления пиролита изменяется с температурой непрерывно, но жидкость способна отделяться от материнского субстрата только при определенном ее содержании. Первичные магмы щелочных серий образуются при очень низкой степени плавления мантийного субстрата. Это одно из главных условий предельного обогащения щелочных пород несовместимыми рассеянными элементами. Сегрегация такого расплава происходит по механизму типа фильтр-прессинг. Экспериментально он воспроизведен высачиванием фракционированного интерстициального расплава в скважины, бурившиеся в застывшей корке лавового озера Алаэ на Гавайях [35]. В современной трактовке его можно определить как процесс коалесценции расплава в фрактальную систему магмоводов. Этот механизм отделения расплава разработан при геологическом изучении жил дунитов и габбро в перидотитах офиолитов. Он работает при низкой степени плавления, когда мантийный субстрат сохраняет способность к образованию трещин [36]. Минимальной степени плавления на рисунке 5 соответствует линия 2% плавления перидотита. Точка пересечения



конечной точкой траектории плавления пиролита при давлении 1 ГПа, представляющей магниальную высокоглиноземистую жидкость. Ее расположение выше линии экспериментального солидуса пиролита свидетельствует об участии процесса фракционной кристаллизации в образовании расплава толеитовых базальтов.

Температура в каждой точке поднимающейся колонны мантийного вещества и глубина верхней границы его плавления определяются соотношением величин двух тепловых потоков – положительного адиа-батического и отрицательного кондуктивного. Первая является функцией вертикальной составляющей скорости подъема мантийного вещества и с приближением к дну океана может только уменьшаться, а вторая – функцией градиента температуры и с приближением зоны плавления к дну океана увеличивается с ускорением. По этой причине глубина, на которой возможно равновесное плавление мантийного вещества имеет верхний предел, свой для каждой скорости его подъема. Отделение расплава по механизму фильтр-прессинг вызывает течение поровой жидкости в мантийном субстрате. Это заметно увеличивает положительный поток тепла и поднимает верхнюю границу зоны плавления. Движущийся поровый расплав испытывает полибарическую фракционную кристаллизацию [38]. Термин полибарическая обозначает изменение состава котектики плагиоклаз – Fe-Mg силикат по мере подъема расплава, а фракционная – выход его железистости за предел равновесного солидуса пиролита. Поровые жидкости отделяются от субстрата при давлениях в сотни бар. Их смешение дает исходные магмы океанических толеитовых базальтов.

На рисунке 6 представлена схема строения астеносферы, объясняющая генерацию мантийных магм под срединно-океаническими рифтами. Базальты группы TOP-2 образуются при максимальной скорости подъема мантийного вещества и его плавлении на рекордно малой глубине (рис. 6а). Наклонное положение линии солидуса связано со сменой вертикального движения нагретого мантийного субстрата на горизонтальное. Давление определяет состав интерстициальной жидкости вблизи линии равновесного солидуса пиролита. На глубине 30 км она имеет состав базальта с максимальным содержанием глинозема, которое уменьшается вверх и вниз от этой точки, так что толеитбазальтовые магмы отделяются от мантийного субстрата на двух уровнях – у дна океана (рис. 6а) и на глубине 50–60 км. Скорость генерации базальтовой магмы и, следовательно, скорость течения интерстициального расплава максимальна в осевой части рифта. Здесь интерстициальный расплав испытывает максимальное фракционирование и отделяется от субстрата на минимальной глубине, отвечающей давлению меньше 1 кбар. С удалением от центральной части хребта скорость течения интерстициальной жидкости падает и степень влияния фракционной кристаллизации на ее состав уменьшается от толеитового базальта к высокоглиноземистому. В этом же ряду уменьшается распространенность пород, то есть активность магматизма с удалением от осевой части рифта падает. В осевой части с глубиной растет степень плавления вещества, определяющая изменение состава интерстициальной жидкости

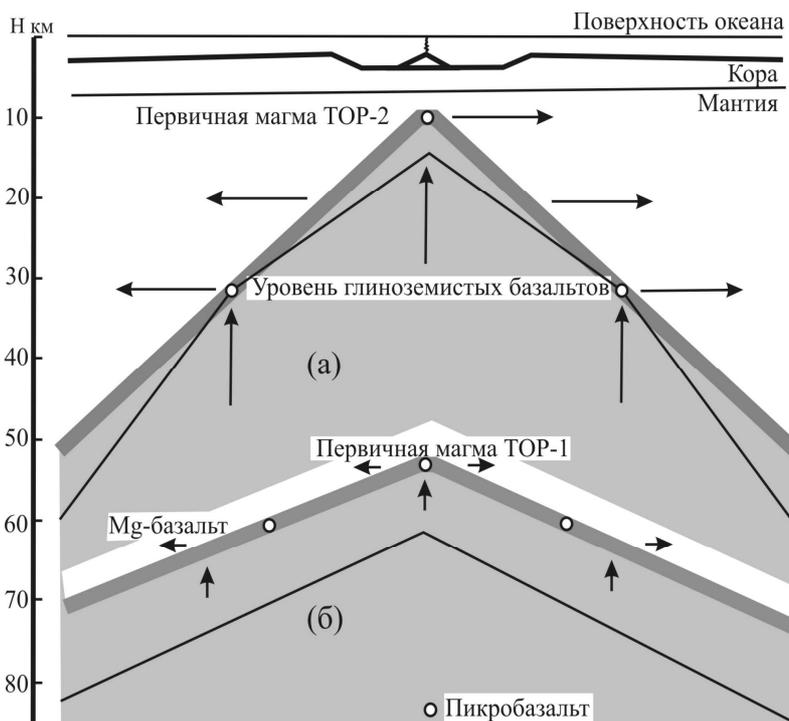


Рис. 6. Варианты подъема астеносферы, объясняющие генерацию первичных магм TOP-2 (а) и TOP-1 (б) и ассоциацию с ними глиноземистой и магниальной базальтовых и пикробазальтовой мантийных магм:

стрелки – векторы движения мантийного субстрата; темно-серые линии – верхняя граница астеносферы; серые поля – зона частичного плавления мантии; тонкие линии – границы полей жидкостей, равновесных только с Fe-Mg

от толеитового базальта к пикробазальту. По этим причинам в рассматриваемом режиме невозможно образование толеитовых базальтов глубинной генерации. При меньшей скорости раздвижения плит реализуется термальный режим, представленный на рисунке 6б. При температуре близкой солидусу пиролита в осевой части рифта на глубине 50–60 км от субстрата отделяются магмы, исходные для базальтовых стекол группы TOP-1, а на большей глубине и на удалении от оси рифта магмы относительно редких магнезиальных базальтов. В этом режиме на глубине 80 км достигается максимально возможная в астеносфере степень плавления пиролита 25%. На этой глубине в осевой части рифта от мантийного субстрата отделяется пикробазальтовая магма по гравитационному механизму. В Исландии среди постледниковых лавовых потоков доминирующих толеитовых базальтов группы TOP-1 присутствуют лавовые потоки магнезиальных базальтов и пикробазальтов [39].

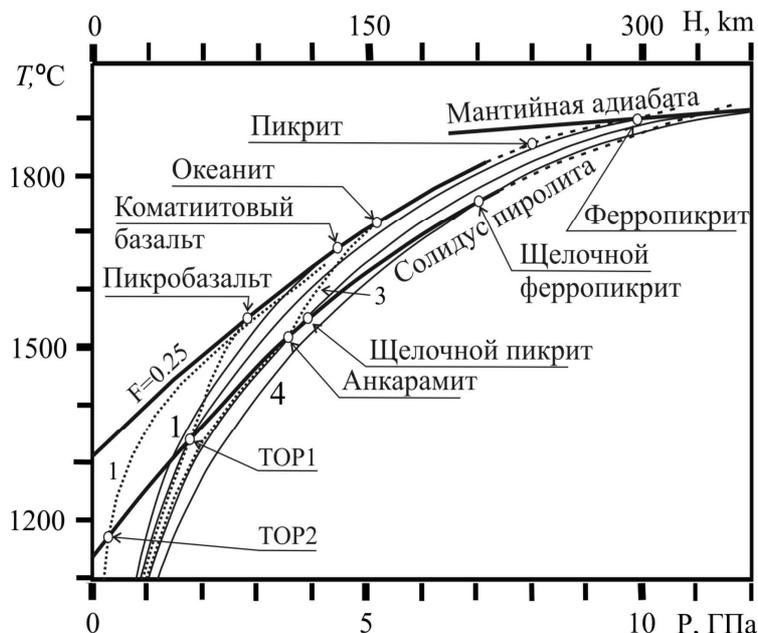


Рис. 7. P-T диаграмма первичных мантийных магм: кружки – первичные магмы; тонкие линии – субконтинентальные магматические геотермы: коматиитбазальтовая (1), базальт – ферропикритовая (2), щелочнопикритовая (3), щелочноферропикритовая (4); точечные линии – океанические магматические геотермы: TOP-2 (1), TOP-1 – пикробазальтовая (2), анкарармит – океанитовая (3)

В режимах промежуточных между двумя рассмотренными выше в осевой зоне СОХ близ солидуса пиролита существуют только глиноземистые интерстициальные жидкости. Их отделение от мантийного субстрата, по-видимому, затруднено, особенно жидкостей с максимальным содержанием глинозема. На рисунке 6а видно, что к линии солидуса примыкает поле котектических интерстициальных жидкостей. Оно сужается к точке генерации магм с максимальным содержанием глинозема. Степень же плавления субстрата увеличивается с удалением от линии солидуса. Поэтому генерацию толеитбазальтовой магмы питает резерв эвтектической интерстициальной жидкости, а высокоглиноземистая магма образуется в плоскости солидуса из интерстициальной более бедной глиноземом жидкости, равновесной с Fe-Mg силикатами. Большой объем интерстициальной толеитбазальтовой жидкости определяет ее быструю фильтрацию, сильное фракционирование и широкую распространенность в природе лав такого состава. Ничтожное

количество высокоглиноземистой интерстициальной жидкости затрудняет все эти процессы. Таким образом, дискретность состава групп базальтов TOP-1 и TOP-2 обусловлена инверсией направления эволюции состава котектики плагиоклаз – Fe-Mg силикаты при давлении 1 ГПа, определяющей образование толеитовых базальтов на двух уровнях, разделенных зоной отделения глиноземистых интерстициальных жидкостей. Представленный анализ показывает, что генерацию исходных магм дискретных групп вулканических пород СОХ: TOP-1 и TOP-2, глиноземистых и магнезиальных базальтов, а также пикробазальтов хорошо объясняет представление об отделении магм от мантийного субстрата при степени плавления <2 и 25%.

Представление о двух уровнях генерации мантийных магм в астеносфере позволяет не только судить о составе первичных мантийных магм, но и объяснить формационную ассоциацию и количественное соотношение вулканических пород – производных сосуществующих разноглубинных мантийных очагов (рис. 7). Линии солидуса и степени плавления пиролита 25% на этом рисунке построены по экспериментальным данным [2, 10]. Мантийная адиабата соответствует 2 тыс. °С на границе нижней и средней мантии [40].

Точки первичных магм разных вулканических серий перенесены с рисунка 5 по значениям давления и степени плавления. Их положение на P-T диаграмме определяет температуру образования первичных магм. Через эти точки проведены возможные локальные магматические геотермы. Точки

сосуществующих разноглубинных первичных магм располагаются на одной геотерме. В качестве сосуществующих мы рассматриваем первичные магмы, продукты фракционной кристаллизации которых изливаются на поверхность практически одновременно. Такие ассоциации вулканитов однозначно фиксируются в зонах океанического спрединга (ТОР-1 и пикробазальт) и в трапповых формациях (толеитовый базальт и ферропикрит или пикрит).

Активность магмогенерации в периферийных астеносферных очагах определяется растяжением литосферы, а во внутренних очагах степенью перекрытия линии 25% плавления пиролита соответствующими геотермами, то есть по существу перегревом. На рисунке видно, что геотермы выгнуты вверх сильнее, чем линии плавления пиролита. Максимальной распространенностью в природе обладают пикритоидные лавы, образующиеся на глубине 140–150 км. Очаги, расположенные выше и ниже не дают таких объемов магмы. В первой группе очагов зарождаются магмы коматиитбазальтовых серий и океанитовой серии Гавай. Они представлены многокилометровыми толщами пикритоидных магм. Во второй группе очагов зарождаются пикробазальтовые магмы СОХ на глубине 80 км, пикритовые и ферропикритовые магмы трапповых формаций на глубине значительно превышающей 150 км. Их производные сосуществуют с доминирующими в разрезе толеитовыми базальтами.

Ни фильтр-прессинг, ни гравитационная сегрегация расплава не удаляют из мантийного субстрата всю жидкость с образованием сухого тугоплавкого остатка. В первом случае выделение жидкости в трещины стимулируется и компенсируется непрерывным поровым ее потоком, во втором – удаляется только ее часть избыточная над максимальным объемом порового пространства 25%. Иная картина наблюдается при образовании коматиитового мантийного расплава. Экспериментально установлено, что ультраосновные коматиитовые расплавы образуются при высокой степени плавления мантийного пиролита, приближающейся к полному его плавлению. Такое возможно только при практически моментальном локальном плавлении мантийного вещества, так как при медленном нагревании избыток расплава сверх степени плавления субстрата 25% будет удаляться из зоны плавления силами гравитации. Механизм такого шокового плавления не ясен. Высказаны предположения, что коматиитовые жидкости образуются в мантийном плюме при плавлении тугоплавкого остатка после удаления базальтовой жидкости [41] или фертильного мантийного вещества на глубине 400 км [42]. Согласно обсуждаемой схеме мантийного магматизма, при умеренной степени плавления субстрата на больших глубинах образуются жидкости типа ферропикритов, обогащенные железом, титаном и другими несовместимыми редкими элементами, а в астеносфере – коматитбазальтовые, но не ультраосновные коматиитовые магмы. Мы принимаем версию образования коматиитовой магмы при высокой степени локального плавления мантийного субстрата. Такое плавление возможно при быстром локальном перегреве мантийного вещества поднимающегося плюма концентрированным глубинным газовым потоком. Признаки необычно сильного нагревания пород газовым потоком на разных уровнях литосферы установлены в зоне подводного магматического канала Мончегорского плутона [43]. При шоковом плавлении одноактно образуется магма, которая в виде диапира всплывает в мантии при одновременном гравитационном осаждении из нее твердой фазы. Поэтому петрохимический тренд коматиитовой серии, как тренд фракционной кристаллизации, исходит из точки полного плавления пиролита. Он пересекает линию 25% плавления пиролита в точке первичной магмы коматиитбазальтовой серии. Этим определяется наличие близких по составу коматиитовых базальтов коматиитовой и коматиитбазальтовой серий. Но это разные магматические серии, отличающиеся геологически и геохимически в полном соответствии с разными условиями образования их родоначальных магм.

#### *Роль граната в мантийном магмогенезе*

Гранат является уникальным магматическим минералом. На рисунке 2 видно, что в экспериментах по плавлению перидотита при высоких давлениях он играет в фазовых равновесиях ту же роль, что и плагиоклаз при низких. В то же время он участвует в реакционных отношениях с минералами железомagneзиального ряда. Среди минералов каждого из реакционных рядов он по своему уникален. В отличие от плагиоклаза он не содержит натрия, а в ряду равновесных Fe-Mg силикатов максимально обогащен железом, хромом и титаном [10]. Гранат имеет коэффициенты распределения тяжелых редкоземельных элементов с силикатным расплавом выше единицы. При этом совместимость РЗЭ с гранатом падает от лютеция к лантану в соответствии с увеличением ионного радиуса элементов.

На рисунке 5 точки расплавов, равновесных с гранатом в мантийном субстрате, располагаются на конечных отрезках нисходящих линий плавления пиролита при давлении 3 ГПа и выше. Мантийные жидкости в равновесии с гранатом при уменьшении степени плавления обогащаются щелочами относительно глинозема (то есть увеличивается их щелочность) и легкими редкоземельными элементами (РЗЭ) и обедняются тяжелыми. При степени плавления 25% граната в твердом остатке в несколько раз меньше чем равновесной с ним жидкости, поэтому породы коматиитбазальтовой, пикритовой и ферропикритовой толеитовых серий слабо обогащены легкими РЗЭ. При степени плавления меньше 2% граната в мантийном субстрате в десятки и сотни раз больше, чем жидкости, поэтому первичные магмы щелочных серий имеют коэффициент агпаитности больше единицы и резко обогащены легкими РЗЭ – отношение  $(La/Yb)_N$  может достигать 200.

Показательно различие состава базальтов СОХ и пород щелочных серий. Их родоначальные расплавы отделяются от мантийного субстрата при одинаково низкой степени его плавления, но на разной глубине. Базальты СОХ относятся к толеитовой серии и деплетированы легкими РЗЭ. Щелочные породы недосыщены кремнеземом, имеют коэффициент агпаитности больше единицы, и очень сильно обогащены легкими РЗЭ и другими некогерентными элементами. Это связано только с тем, что в первом случае при отделении мантийного расплава от субстрата вместо граната в твердом остатке представлен плагиоклаз. Недосыщенность щелочных пород кремнеземом связана с присутствием граната в твердом остатке косвенно через давление. При высоком давлении поле устойчивости пироксена расширяется, а кристаллизация этого минерала вместо оливина ведет к снижению содержания кремнезема в остаточном расплаве.

Еще большую роль играет гранат в определении состава пород ультракалиевых магматических серий и кимберлитов. Петрохимические тренды этих серий начинаются на диаграмме в области достаточно высоких степеней плавления пиролита (рис. 5), и в то же время их породы сильно обогащены несовместимыми элементами. Такая ситуация согласуется с представлением об образовании ультракалиевых исходных магм в метасоматизированной над длительно погружавшимся литосферным слэбом субконтинентальной мантии [32]. Плавление корового вещества при высоком давлении происходит при преобладании граната в твердом остатке. При низкой степени плавления могут появляться агпаитовые жидкости, сильно обогащенные некогерентными элементами. Такие богатые флюидами жидкости метасоматизировали мантию, обогащая ее калием и другими несовместимыми элементами. При равновесии только с гранатом они должны быть сильно обогащены также железом и титаном, ультракалиевые же породы бедны этими элементами и деплетированы Та и Nb относительно других некогерентных элементов. Поэтому в твердом остатке вместе с гранатом мог присутствовать ильменит или титаномагнетит. Тренды ультракалиевых серий вулканических пород на диаграмме  $Mg - (Fe+Ti) - Al$  (рис. 5) пересекают линию 2% плавления мантийного перидотита и не выходят за линию 25% плавления, но установить точки ультракалиевых первичных магм и определить условия образования последних на диаграмме невозможно. Точки состава алмазоносных оливиновых лампроитов располагаются на рисунке 6 рядом с точкой ферропикритового родоначального расплава. Однако щелочная лампроитовая и толеитовая ферропикритовая магмы явно разноглубинные, так как с породами только первой из них связаны проявления алмазов. Кроме того, тренды двух серий на диаграмме необъяснимо отличаются по наклону. Пологий наклон тренда серий ультракалиевых вулканитов не согласуется с механизмом фракционной кристаллизации высокомагнизиального расплава. Из этого следует, что состав метасоматизированной мантии над субдукцируемым литосферным слэбом настолько сильно отличается от однородного пиролита, что диаграмма, построенная на экспериментах по его плавлению, не позволяет оценивать условия образования и эволюции ультракалиевых мантийных магм.

### **Заключение**

Диаграмма  $Mg - (Fe+Ti) - Al$  – особенная петрохимическая диаграмма. Она позволяет проводить петрохимический анализ на основе принципа реакционных рядов минералов Боуэна. С одной стороны, это развивает сам принцип, распространяя его действие на сферу глубинного магмогенеза и дополняя реакционные ряды высокобарическими фазами, с другой – позволяет анализировать мантийный магматизм с точки зрения взаимоотношений не отдельных минеральных фаз, а их родственных групп. Такая генерализация позволяет в двухмерном изображении исследовать причинно-следственные связи между составом жидкости, фазовым составом, давлением и степенью плавления мантийных расплавных систем, завуалированные взаимоотношениями множества фаз на других петрохимических и фазовых диаграммах. Диаграмма  $Mg - (Fe+Ti) - Al$  обладает суммарной

информативностью петрохимических и фазовых диаграмм при анализе многокомпонентных природных систем.

Первый опыт использования диаграммы в таком качестве позволил сделать два принципиально новых вывода:

1. Отделение жидкости от мантийного субстрата происходит при конкретных значениях степени плавления –  $< 2$ ,  $25$  и  $> 50\%$ , характеризующих механизм сегрегации – фильтр-прессинг, гравитационный и локальное почти полное шоковое плавление субстрата соответственно.

2. Магматическую эволюцию определяет фракционная кристаллизация движущегося расплава, а не застойная кристаллизация в промежуточном очаге.

В координатах  $Mg - (Fe+Ti) - Al$  по экспериментальным данным построена диаграмма экспериментального плавления пиролита, представляющая собой петрохимическое дополнение к P-T диаграмме его фазового состояния. На ней можно сопоставлять и оценивать результаты экспериментов и планировать новые эксперименты. Она настолько логична и последовательна, что допускает экстраполяцию состава экспериментальных выплавов в субсолидусную область. Диаграмма позволяет оценивать состав первичных мантийных магм вулканических серий.

Предлагаемая диаграмма позволяет по-новому оценивать происхождение серий вулканических пород. Часть из них обязана своим происхождением двум процессам: парциальному плавлению химически однородного пиролита и последующей фракционной кристаллизации мантийной магмы в ходе ее подъема к земной поверхности. Для этих серий с помощью предлагаемой диаграммы можно оценивать состав, глубину и механизм отделения первичных магм от мантийного субстрата. Другую группу серий представляют вулканические породы, в той или иной степени связанные с субдукционными зонами Беньофа-Заварицкого. Их образование осложнено процессами контаминации магм и метасоматоза субкратонной мантии над субдукцируемым слэбом. Эти серии образуют пространственный ряд на профиле субдукционной зоны: бонинитовая – известково-щелочная – лампрофировая, камафугитовая, лейцититовая, лампроитовая – кимберлитовая. Степень метасоматического преобразования литосферной мантии увеличивается с глубиной погружения корового слэба, и самые глубинные первичные магмы ультракалиевых пород и кимберлитов зарождаются в сильно метасоматизированном мантийном субстрате, поэтому диаграмма, построенная на экспериментах по плавлению однородного пиролита, позволяет только в общих чертах судить об их происхождении.

Петрохимический анализ вулканических серий показал, что диаграмму  $Mg - (Fe+Ti) - Al$  можно эффективно использовать для изучения мантийного магматизма. Однако это только первый опыт. По существу проанализированы лишь серии пород Кольского региона и некоторые типичные их аналоги из других районов. Только широкий опыт петрохимического анализа конкретных серий магматических пород может установить сильные и слабые стороны предлагаемого метода.

Автор глубоко благодарен А.А. Арискину (ГЕОХИ РАН) за конструктивную критику, определившую современный облик статьи.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Herzberg C.T., O'Hara M.J.* Phase equilibrium constraints on the origin of basalts, picrites, and komatiites // *Earth-Science Reviews*. 1998. Vol. 44. С. 39–79.
2. *Арискин А.А., Бармина Г.С.* Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: МАИК, 2000. 363 с.
3. *Федотов Ж.А.* Роль общей конвекции расплава в образовании скрытой расслоенности кратонных интрузивных комплексов // *Петрология*. 2011. № 2. С. 205–224.
4. *Baker M.B., Hirschmann M.M., Ghiorso M.S., Stolper E.M.* Compositions of near-solidus peridotite melts experiments and thermodynamic calculations // *Nature*. 1995. Vol. 375, № 6529. P. 308–311.
5. *Falloon T.J., Green D.H., Hatton C.J., Harris K.L.* Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2 to 30 kb and application to basalt petrogenesis // *J. Petrology*. 1988. Vol. 29, № 6. P. 1257–1282.
6. *Herzberg C.T., Zhang J.* Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1 // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101, B4. P. 8271–8295.
7. *Hirose K., Kushiro I.* Partial melting of dry peridotites at high pressures: Determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. Vol. 114. P. 477–489.
8. *Laporte D., Toplis M.J., Seyler M., Devidal J-L.* A new experimental technique for extracting liquids from peridotite at very low degrees of melting: application to partial melting of depleted peridotite // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. Vol. 146. P. 463–484.
9. *Pickering-Witter J., Johnston A.D.* The effects of variable bulk composition on the melting systematics of fertile peridotitic assemblages // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. Vol. 140. P. 190–211.
10. *Walter M.J.* Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // *J. Petrology*. 1998. Vol. 39, № 1. P. 29–60.
11. *Wasylenki L.E., Baker M.B., Kent A.J.R., Stolper E.M.* Near-solidus melting of the shallow upper mantle: partial melting experiments on depleted peridotite // *J. Petrology*. 2003. Vol. 44, № 7. P. 1163–1191.
12. *Yang H-J., Kinzler R.J., Grove T.L.* Experiments and models of anhydrous, basaltic olivine-plagioclase-augite saturated melts from 0.001 to 10 kbar // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. Vol. 124. P. 1–18.
13. *Falloon T.J., Green D.H., O'Neill H.St.C., Hibberson W.O.* Experimental tests of low degree peridotite partial melt compositions:

implications for the nature of anhydrous near-solidus peridotite melts at 1 GPa // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 152. P. 149–162. **14.** *Falloon T.J., Danyushevsky L.V., Green D.H.* Peridotite melting at 1 GPa: Reversal experiments on partial melt compositions produced by peridotite–basalt sandwich experiments // *J. Petrology.* 2001. Vol. 42, № 12. P. 2363–2390. **15.** *Villiger S., Ulmer P., Muntener O., Thompson A.B.* The liquid line of descent of anhydrous, mantle-derived, tholeiitic liquids by fractional and equilibrium crystallization – an experimental study at 1.0 GPa // *J. Petrology.* 2004. Vol. 45, № 12. P. 2369–2388. **16.** *Presnall D.C., Dixon J.R., O'Donnell T.H., Dixon S.A.* Generation of mid-ocean ridge tholeiites // *J. Petrology.* 1979. Vol. 20, № 1. P. 3–35. **17.** *Hirose K., Kawamoto T.* Hydrous partial melting of lherzolite at 1GPa: The effect of H<sub>2</sub>O on the genesis of basaltic magmas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. Vol. 133. P. 463–473. **18.** *Kawamoto T., Holloway J.R.* Melting temperature and partial melt chemistry of H<sub>2</sub>O-saturated mantle peridotite to 11 gigapascals // *Science.* 1997. Vol. 276. P. 240–243. **19.** *Kuno H.* High-alumina basalt // *J. Petrology.* 1960. Vol. 1, № 2. P. 121–145. **20.** Коматииты и высокомагнезиальные вулканииты раннего докембрия Балтийского щита / под ред. О.А. Богатикова. Л.: Наука, 1988. 193 с. **21.** *Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И. и др.* Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // *Петрология.* 1999. № 3. С. 252–275. **22.** *Скуфьин П.К., Баянова Т.Б.* Лампрофиры в раннепротерозойском вулканогенном комплексе Печенгской структуры // *Петрология.* 1999. № 3. С. 299–315. **23.** *Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В.* Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 384 с. **24.** *Боруцкий Б.Е.* Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 168 с. **25.** *Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беляцкий Б.В.* Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектоно-магматической активизации северо-востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия // *Петрология.* 1998. № 3. С. 316–336. **26.** *Арзамасцев А.А.* Щелочные ультрамафиты в Хибинском массиве: новые данные и петрологические следствия // *Щелочной магматизм северо-восточной части Балтийского щита.* Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1990. С. 4–19. **27.** *Арзамасцев А.А., Иванова Т.И., Коробейников А.Н.* Петрология ийолит-уртитов и закономерности размещения в них залежей апатита. Л.: Наука, 1987. 110 с. **28.** *Зак С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В. и др.* Хибинский щелочной массив. Л.: Недра, 1972. 175 с. **29.** *Моралев В.М., Балуев А.С., Ларин Н.В., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Геохимия РЗЭ и зональность размещения щелочных пород Беломорского дайкового пояса как свидетельства пропации Кандалакшского палеорифта // *Геохимия.* 2002. № 5. С. 499–512. **30.** *Peccherillo A., Poli G., Serri G.* Petrogenesis of orenditic and kamafugitic rocks from central Italy // *Canadian Mineralogist.* 1988. Vol. 26. P. 45–65. **31.** *Conticelli S., Piccerillo A.* Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources // *Lithos.* 1992. Vol. 28. P. 221–240. **32.** *Mirnejad H., Bell K.* Origin and source evolution of the Leucite Hills lamproites: evidence from Sr-Nd-Pb-O isotopic compositions // *J. Petrology.* 2006. Vol. 47, № 12. P. 2463–2489. **33.** *Gao Y., Hou Z., Kamber B.S., Wei R., Meng X., Zhao R.* Lamproitic rocks from a continental collision zone: evidence for recycling of subducted tethyan oceanic sediments in the mantle beneath Southern Tibet // *J. Petrology.* 2007. Vol. 48, № 4. P. 729–752. **34.** *Scott-Smith B.H. and Skinner E.M.W.* Diamondiferous lamproites, *J. Geol.* 1984. Vol. 92. P. 433–438. **35.** *Peck D.L., Wright T.L., Moore J.G.* Crystallisation of tholeiitic basalt in Alae lava lake, Hawaii // *Bull. Volcanology.* 1966. Vol. 29. P. 629–642. **36.** *Kelemen P.B., Braun M., Hirth G.* Spatial distribution of melt conduits in the mantle beneath oceanic spreading ridges: observations from the Ingalls and Oman ophiolites // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2000. Vol. 1, Paper № 1999GC000012. **37.** *Дмитриев Л.В.* Вариации состава базальтов срединно-океанических хребтов как функция геодинамической обстановки их формирования // *Петрология.* 1998. № 4. С. 340–362. **38.** *O'Hara M.J.* Primary magmas and the origin of basalts // *Scot. J. Geol.* 1965. Vol. 1. P. 19–40. **39.** *Slater L., McKenzie D., Gronvold K., Shimizu N.* Melt Generation and Movement beneath Theistareykir, NE Iceland // *J. Petrology.* 2001. Vol. 42, № 2. P. 321–354. **40.** *Добрецов Н.Л.* Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // *Геология и геофизика.* 2010. № 6. С. 761–784. **41.** *Arndt N.T.* Ultrabasic magma and high-degree melting of the mantle // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. Vol. 64. P. 205–221. **42.** *Arndt N.T., Kerr A.C., Tarney J.* Dynamic melting in plume heads: formation of Gorgona komatiites and basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 146. P. 289–301. **43.** *Федотов Ж.А., Серов П.А., Елизаров Д.В.* Толеиты из деплетированной субкратонной мантии в корневой зоне Мончегорского плутона, Балтийский щит // *ДАН.* 2009. Т. 426, № 6. С. 784–788.

## Сведения об авторе

Федотов Жорж Александрович – к.г.-м.н., старший научный сотрудник; e-mail: fedotov@geoksc.apatity.ru

УДК 552.23

## ДИАГРАММЫ СОСТОЯНИЯ РАСПЛАВНЫХ СИСТЕМ – ОСНОВА ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

**М.И. Дубровский**

Геологический институт КНЦ РАН

### Аннотация

Представленные диаграммы в упрощенном виде отражают процесс равновесной кристаллизации (без фракционирования) магматических пород, которые по составу располагаются между рядом нормальной щелочности и щелочным, а групповая принадлежность может изменяться от кварцнормативной до монтичеллитнормативной.

### Ключевые слова:

*расплавные системы,  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекция, схемы кристаллизации.*



### Введение

Главной задачей петрологии является выявление (установление) зависимости минерального состава горных пород от различных физико-химических условий их формирования: химического состава исходных пород или магм, температуры, давления, концентрации подвижных компонентов в воздействующих растворах и пр. Для решения такой задачи необходимы физико-химические модели-диаграммы, в той или иной мере отражающие природные процессы. Поэтому разработка физико-химических моделей образования минеральных парагенетических ассоциаций горных пород является важным этапом петрологических исследований. Основой для построения магматических моделей служат эксперименты над различными искусственными системами, результаты изучения природных минеральных ассоциаций и свойств минералов, а также данные по плавлению-кристаллизации горных пород. Главные достижения в петрологии приходятся главным образом на XX век, благодаря работам многих ученых различных стран. Особенно середина XX столетия отличалась научным интересом к физико-химическим исследованиям в геологии, отражающим неуклонный и активный процесс перехода геологии на позиции точного естествознания. Как отмечал В.А. Жариков [1], овладение физико-химическими методами становилось необходимым для каждого специалиста, изучающего процессы образования минералов, горных пород и минеральных месторождений. Для этого были созданы предпосылки и условия. В свет вышли монографии Д.С. Коржинского [2, 3], А.Н. Заварицкого и В.С. Соболева [4], В.А. Николаева и В.В. Доливо-Добровольского [5], Н.Ф. Шинкорева [6] и др. Все они внесли вклад в развитие физико-химического направления в геологии. Тем не менее, состояние (положение) дел в современной петрологии желает быть лучшим.

### Методика исследований

К большому сожалению приходится констатировать, что даже имеющиеся физико-химические модели-диаграммы не находят применения в решении петрологических проблем, очевидно, из-за плохой подготовки геологов в области физико-химической петрологии. Имеются и объективные причины, ограничивающие возможности разработки и применения физико-химических моделей, – это наше существование в трехмерном пространстве, что не позволяет строить диаграммы систем компонентностью больше четырех. И поэтому вспыхнувший было интерес к физико-химическим методам в петрологии в первой половине XX века, как-то постепенно затух во второй половине, очевидно, из-за малой эффективности результатов при использовании трехкомпонентных изобар при 1 атм. Использование трехкомпонентных диаграмм для решения конкретных петрологических задач приводило либо к неопределенностям, либо к абсурдным результатам. Это обстоятельство и создало условия появления скептицизма и кризиса в физико-химической петрологии. Ведь обоснованно определить физико-химические условия образования горных пород и руд можно только на основе особенностей химического состава пород и минералов и их парагенезисов с применением соответствующих диаграмм состояния. Иного эффективного метода не существует, но, с другой стороны, диаграммы состояния трех- и четырехкомпонентных систем не удовлетворяют полностью потребности геологической науки, поскольку она имеет дело с многокомпонентными системами

(больше четырех). Тем не менее, при грамотном применении трех- и четырехкомпонентных систем можно решать многие петрологические проблемы. Кроме того, при построении диаграмм многокомпонентных систем надо знать о теоретических ухищрениях снижения компонентности системы до четырех, с применением изоплетических сечений, с которыми можно работать как с четырехкомпонентной диаграммой. Возможны и другие варианты изоплет. Варианты проектирования из вершин избыточных и индифферентных (обособленных) компонентов также широко используются при построении диаграмм состояния многокомпонентных систем [1–3, 7, 8 и др.]. Эти приемы уменьшения компонентности систем расширяют возможности физико-химической петрологии.

Довольно часто бывают случаи, когда для построения диаграммы не хватает необходимых данных (эксперимент, термодинамические свойства компонентов), тогда можно построить качественную или полуколичественную схему, для чего достаточно знать (или задать) положение соответствующих невариантных точек (точки) и уравнение реакции принадлежащих им (ей) моновариантных линий, или их экспериментальное положение на P-T проекции. К P-T проекции строятся изобарические сечения также полуколичественного статуса. Такие полуколичественные диаграммы мультисистем становятся средством эффективного прогноза всех возможных равновесий системы по ограниченным данным.

### Обсуждение результатов

В данной работе представлены  $P_{H_2O}$ -T проекция (рис. 1) и изобарные схемы кристаллизации (flow sheet) (рис. 2 и 3) системы *q-ne-kr-fo-to-aq*, которая представляет собой совмещение двух расширенных «тетраэдров»: базальтового *q-ne-fo-to-aq* и камафугит-лампроитового *q-kr-fo-to-aq*, материалы по которым опубликованы ранее [9, 10]. Такую систему можно получить преобразованием (пересчетом) оксидной системы  $SiO_2-Al_2O_3-Na_2O-K_2O-CaO-MgO-H_2O$ , с содержанием  $Al_2O_3$  стехиометричном сумме щелочей (в мол. кол.), в минальную подсистему. В результате образования промежуточных соединений с  $SiO_2$  недосыщенных кремнеземом миналов эта минальная подсистема делится еще на семь минальных подсистем, которые имеют определенную степень насыщенности кремнеземом и принадлежат к соответствующим группам по классификации автора [11]: 1) *q-ab-or-en-di-aq*, 2) *ab-or-en-di-fo-aq*, 3) *ab-or-ne-di-fo-aq*, 4) *lc-or-ne-di-fo-aq*, 5) *lc-ak-ne-di-fo-aq*, 6) *lc-kr-ak-ne-fo-aq*, 7) *kr-ak-ne-fo-to-aq*. Построение указанных диаграмм оказалось довольно сложным и долговременным делом – время, потраченное на решение поставленной цели, исчисляется 25 годами.

Необходимо напомнить, что полные P-T-X диаграммы в трехмерном пространстве, в котором мы существуем, можно построить только для 2-компонентных систем. Поэтому для 3- и 4-компонентных систем строятся не полные диаграммы состояния, а различные проекции и сечения из соответствующего объема. Более или менее достаточной информации о полной диаграмме состояния можно получить, построив P-T проекцию, изобарические T-X сечения и изобарические схемы кристаллизации (flow sheet). Все эти диаграммы строятся (разрабатываются) при взаимном контроле. Для систем, компонентностью более 4-х, невозможно построить (представить) изобарические T-X сечения, что значительно затрудняет построение остальных элементов диаграммы состояния. Поэтому из-за невозможности изображения концентрационных соотношений пяти компонентов (+H<sub>2</sub>O) вначале был проведен детальный анализ невариантных и моновариантных равновесий в частных подсистемах с учетом появления в них на ликвидусе гидроксилсодержащих фаз и прохождения определенных реакций. При низких значениях  $P_{H_2O}$  до появления гидроксилсодержащих фаз из расплавов соответствующих систем при кристаллизации без фракционирования будут образовываться пятиминеральные ассоциации (+H<sub>2</sub>O) с минальной номенклатурой.

При увеличении  $P_{H_2O}$  на ликвидусах каждой минальной системы вначале появляется Phl-флогопит, а затем – Am-амфибол, что приводит к образованию невариантного равновесия (точка) и разделению минальных подсистем на модально-минальные. При этом необходимо иметь в виду, что составы одноименных видовых минералов в различных системах должны в различной степени отличаться, но наиболее значительные отличия характерны для амфибола, даже до изменения видовой номенклатуры.

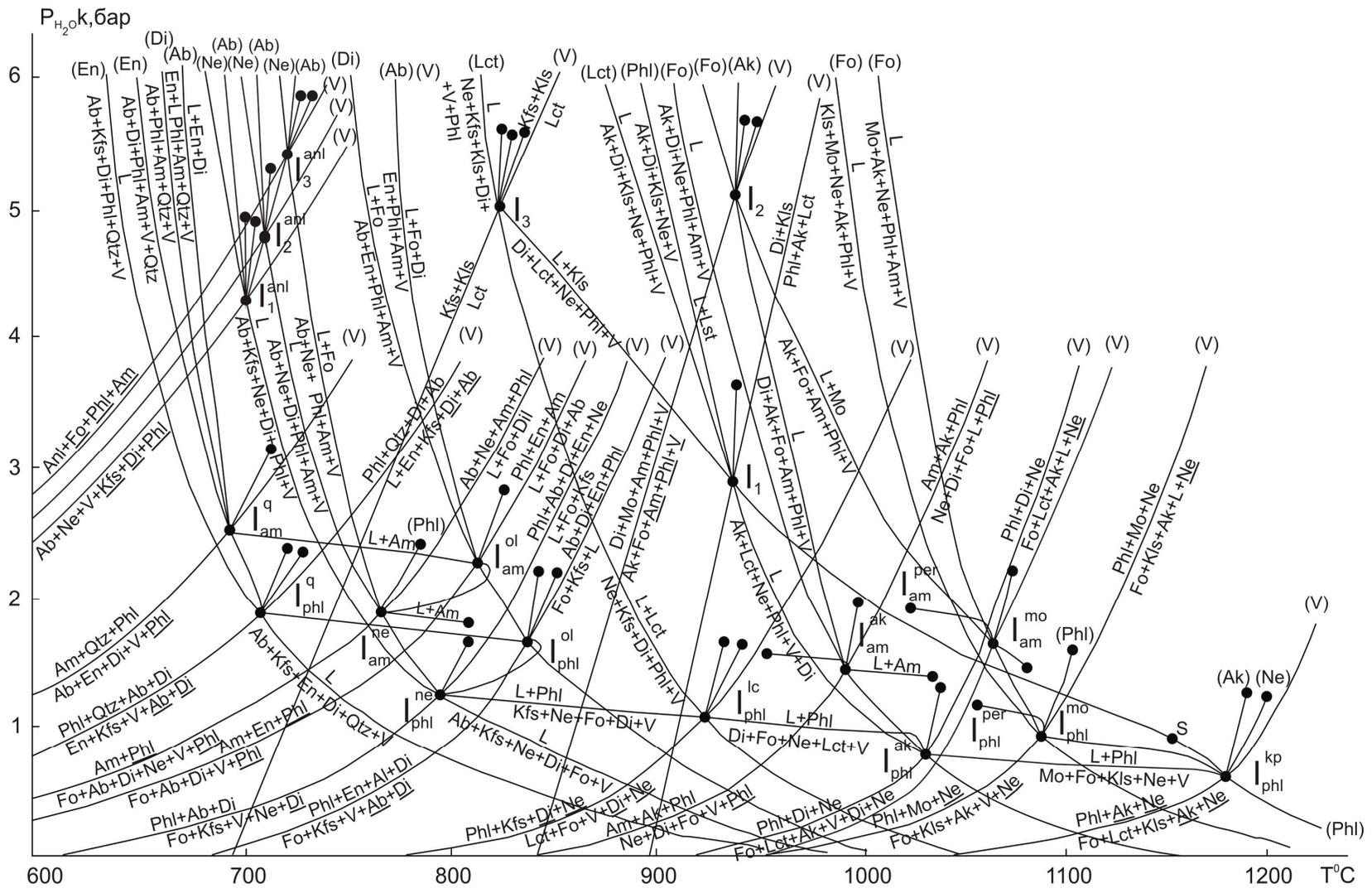


Рис. 1. Полуколичественная  $P_{H_2O}$ - $T$  проекция системы  $q$ - $ne$ - $kr$ - $fo$ - $to$ - $aq$ ; фазы (минералы), показанные в скобках, отсутствуют в данном равновесии, а подчеркнутые фазы – индифферентные в соответствующем равновесии

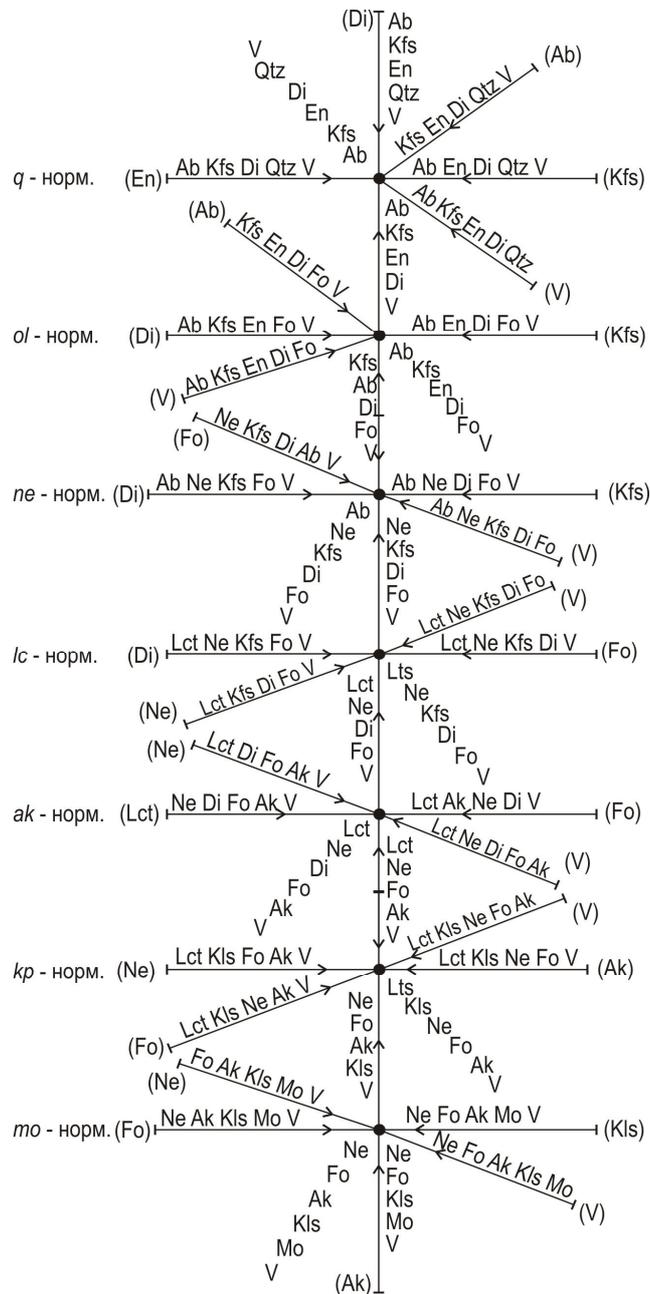
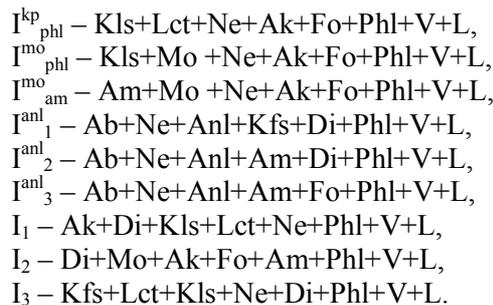
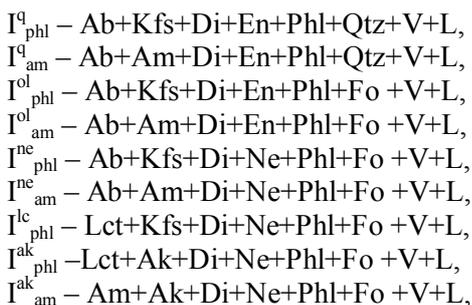


Рис. 2. Схема кристаллизации (flow sheet) к рис. 1, при низком значении  $P_{H_2O}$ , до появления *Phl*-флогопита на ликвидусе

Дальнейшее увеличение  $P_{H_2O}$  способствует (приводит) прохождению обменных реакций типа:  $Di+Kls=Fo+Ak+Lct$  и  $Di+Mo=Fo+Ak$  [12], а так же реакции разложения  $Lct=Kfs+Kls$ , но в замен происходит образование анальцима в нефелиннормативных подсистемах. В результате на интервале 0-6 кбар  $P_{H_2O}$  и 650-1200<sup>o</sup>C в рассматриваемой системе могут появиться 18 невариантных точек:



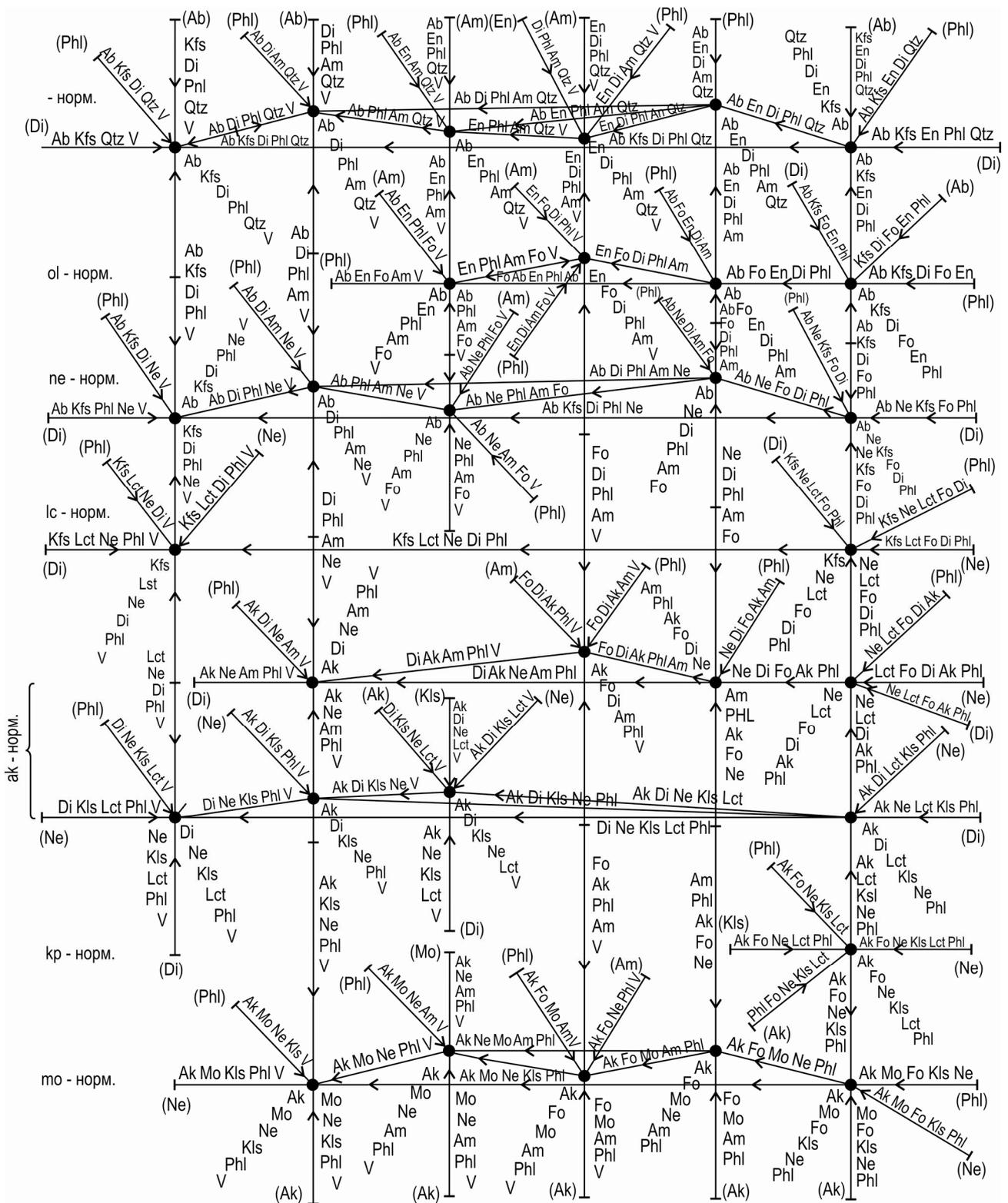


Рис. 3. Схема кристаллизации (flow sheet) к рис. 1, при 3–4 кбар  $P_{H_2O}$

Из каждой невариантной точки выходят 8 линий (моновариантные равновесия). Задача сводилась к соединению этих линий в единую схему. Результатом решения этой задачи является  $P_{H_2O}$ -T проекция, отражающая в упрощенном виде кристаллизацию пород из различных магм. Состав магм может меняться по степени насыщенности кремнеземом, начиная с кварцнормативной и заканчивая мотичеллитнормативной. Но их щелочность должна оставаться постоянной и находиться между нормальным рядом и щелочным, с коэффициентом щелочности  $K_{alk}^{Al}=1$  по классификации автора [11].

Сложности с построением увязанной  $P_{H_2O}$ - $T$  схемы были связаны еще и с тем, что последовательность расположения на схеме нон- и моновариантных равновесий некоторых выделенных подсистем не совпадает с их последовательностью степени насыщенности кремнеземом. Так, фазовые превращения нефелиннормативной системы происходят при более низкой температуре по сравнению с оливиннормативной системой, в то время как по степени насыщенности кремнеземом она занимает обратное положение. В таком же соотношении находятся мончителлитнормативная и калиофилитнормативная системы.

На изобарических схемах кристаллизации (flow sheet) последовательное расположение фазовых превращений в подсистемах показано в зависимости от их степени насыщенности кремнеземом. Изменение же (понижение) температуры в подсистемах одной группы показано справа налево (как и на  $P_{H_2O}$ - $T$  проекции), а между соседними группами температура может как повышаться, так и понижаться в зависимости от существования или отсутствия термальных барьеров между ними.

## Заключение

Итак, представленные диаграммы в упрощенном виде отражают процесс равновесной кристаллизации (без фракционирования) магматических пород, которые по составу располагаются между нормальным рядом и щелочным. А групповая принадлежность может изменяться от кварцнормативной группы до мончителлитнормативной. Увеличение в исходной системе  $Al_2O_3$  до соотношения  $K_2O+Na_2O+CaO > Al_2O_3$  (мол. кол) эта система превращается в систему нормальной щелочности, а уменьшение  $Al_2O_3$  приводит к появлению в норме акмитового минала и превращает исходную систему в щелочную. Тем не менее, количество и вид минералов во всех фазовых превращениях остаются такими же, какими они были в исходной системе, но изменяются их составы: в первом случае изменяется номер плагиоклаза, а во втором – щелочность пироксена. Практически ничего не изменяется при добавлении в систему FeO, но только до железистости 50%, поскольку в этом случае первым на ликвидусе вместо биотита появится амфибол, а при FeO >70 мол. % – появится ассоциация кварц+оливин, а амфибол и биотит вообще не появятся на ликвидусе из-за их низких температур разложения – образования. Кроме того, необходимо иметь в виду, что во всех минальных подсистемах могут появляться даже многоминеральные ассоциации без буферных пар активности кремнезема, что затруднит определение групповой принадлежности породы и выбор подсистемы для анализа, в то время как по минальному составу такие породы практически всегда индексируются.

Алгоритм использования построенных диаграмм сводится к определению минерального и минального составов изучаемой породы и подбору необходимой минальной системы, а в ней – уровня водного давления, соответствующего реальной (изученной) минеральной ассоциации. Различные отклонения реальных минеральных ассоциаций от модельных позволяют выявлять факторы, которые усложняют и нарушают равновесный процесс.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Жариков В.А. Основы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1976. 420 с.
2. Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1957. 184 с.
3. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.
4. Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 384 с.
5. Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 338 с.
6. Шинкарев Н.Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 1970. 247 с.
7. Дубровский М.И. Гранитные системы и граниты. Л.: Наука, 1984. 350 с.
8. Дубровский М.И. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций гранитоидов. Л.: Наука, 1987. 256 с.
9. Дубровский М.И. Петрогенезис магматических калиевых пород // Записки РМО. 2006. Ч. СXXXV, № 3. С. 15–37.
10. Дубровский М.И. Фазовая диаграмма системы *q-pl-fs-to-aq* – часть расширенного «базальтового» тетраэдра при  $P_{H_2O} = 0-6$  кбар // Записки РМО. 2007. Ч. СXXXVI, № 3. С. 36–60.
11. Дубровский М.И. Комплексная классификация магматических горных пород. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. 234 с.
12. Yoder H.S., jr. Potassium-rich rock: analysis and heteromorphic relations // J. Petrology. 1986. Vol. 27, Pt. 5. P. 1215–1228.

## Сведения об авторе

Дубровский Михаил Иванович – к.г.-м.н., ст.н.с., ведущий научный сотрудник; e-mail: [dubr@geoksc.apatity.ru](mailto:dubr@geoksc.apatity.ru)

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В НЕФТИ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

Н.Е. Козлов<sup>1,2</sup>, Н.О. Сорохтин<sup>1,2,3</sup>, Е.В. Мартынов<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт КНЦ РАН

<sup>2</sup> Апатитский филиал ФБГОУ МГТУ

<sup>3</sup> Институт Океанологии РАН, Москва

### Аннотация

Изучение геохимической вариативности ряда рудных элементов в нефтяных залежах Волго-Уральской, Западно-Сибирской и Днепровско-Донецкой провинций указывает на их закономерное и неоднородное обогащение различными компонентами во фронтальной и тыловой частях сопряженных коллизионных систем. Своей металлогенической специализацией нефть обязана тем комплексам, через которые она мигрирует из зоны повышенных давлений в области тектонической тени. Данный фактор является прямым поисковым признаком и может быть использован при оценке перспектив исследуемой территории на обнаружение ряда металлических полезных ископаемых.

### Ключевые слова:

*нефтегазовые месторождения, содержание рудных элементов, геодинамика, типизация.*



В 1970-х годах было показано существование исключительно мощного механизма генерации углеводородов из органического вещества, затягиваемого вместе с океаническими осадками в зоны поддвига плит [1]. При этом наибольшие скопления нефти и газа возникали в предгорных прогибах, образующихся в тех случаях, когда островные дуги и окраины

андийского типа надвигались на пассивные окраины континентов атлантического типа с их мощными осадочными толщами, накопившимися на этих окраинах за время существования океана (рис. 1). В геологической истории Земли такие события происходили довольно часто. Таким путем образовались, как представляется, месторождения углеводородов Персидского залива, в предгорьях Аппалачей, Северо-Американских Кордильер, в большей части Альпийско-Гималайского подвижного пояса и во многих других предгорных поясах мира. На Урале процесс столкновения островных дуг с древними континентальными окраинами полностью закончился в интервале времени от 350 до 250 млн лет назад. При этом Уральская островная дуга была надвинута на пассивную окраину Восточно-Европейской платформы и сформировала одноименную орогенную структуру. Образование нефти и газа в таких областях происходило, по-видимому, не только благодаря мобилизации содержащихся в сминаемых осадочных толщах бывшей континентальной окраины рассеянной нефти и газа, но и за счет поступления углеводородов из зон поддвига плит. Вероятно, именно сложение этих двух механизмов обогащения краевых прогибов углеводородами делало их уникальными накопителями (рис. 1). Реализация данного механизма позволяла части углеводородов совместно с флюидом мигрировать во фронтальную зону аллохтона, а части – в тыловую, автохтонную.

Исходя из этого, можно предположить, что большая часть месторождений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции была сформированы за счет миграции углеводородов из под Уральской складчатой системы во фронтальную зону складчатости, где они смешивались с углеводородами осадочного чехла. Аналогично этому происходила миграция нефти и газа в тыловую зону складчатости, а их смешение с распределенными углеводородами в осадочном чехле Западной Сибири привели к возникновению уникальной Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. В этой связи необходимо отметить, что пространственная неоднородность распределения нефти и газа в толще осадочных пород обуславливается тем, что вблизи складчатой системы должны преобладать углеводороды, генетически связанные с процессами, происходившими в зоне субдукции,

а с удалением от нее – внутриплитного типа. Миграция углеводородов из области высоких давлений и температур в области тектонической тени осуществлялась совместно с флюидопотоками в континентальной коре. Следовательно, такие углеводороды неизбежно должны были обогащаться теми же элементами и соединениями, которыми был обогащен флюид структурно-вещественных комплексов фронтальной и тыловой частей зоны коллизии, что могло быть зафиксировано в геохимической специализации нефтяных залежей.

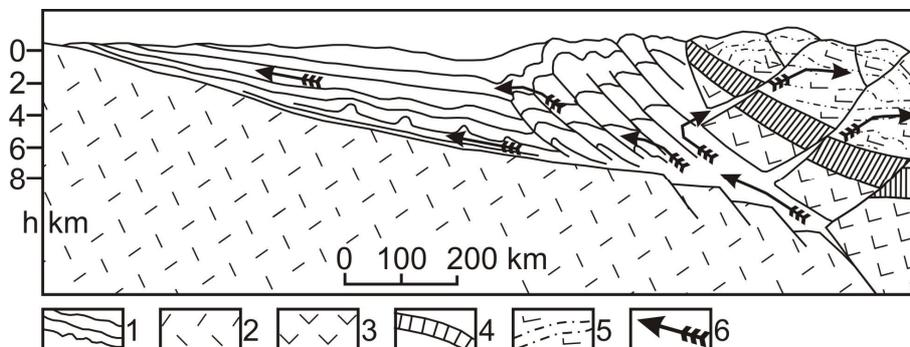


Рис. 1. Схематический разрез зоны надвига островной дуги на пассивную окраину континентальной платформы, по [1]:

1 – смятые осадки предгорного прогиба; 2 – докембрийский фундамент континентальной платформы; 3 – фундамент островной дуги; 4 – породы океанической коры; 5 – осадочно-вулканогенная толща островной дуги; 6 – направления миграции углеводородов из зоны поддвига плит

Правомерность данного предположения была исследована на примере нефтяных месторождений Волго-Уральской (фронтальная зона) и Западно-Сибирской (тыловая зона) провинций. При сопоставлении использовались данные о составе смолисто-асфальтеновых компонентов нефти, что, по мнению Е.П. Калинина [2], является наиболее объективным. Поскольку мы располагали лишь данными о вариациях содержаний тех или иных компонентов и средних для групп, в качестве информативных были выбраны только те компоненты, содержания которых наиболее контрастно отличаются друг от друга в двух нефтегазоносных провинциях (Волго-Уральской и Западно-Сибирской). Был использован следующий принцип отбора: если среднее содержание компонента в одной из провинций лежит вне интервала вариаций этого же компонента в другой провинции, то их содержания контрастно отличаются друг от друга (табл. 1). Как это отчетливо видно, нефть Волго-Уральской и Западно-Сибирской провинций контрастно различается по ассоциациям элементов. Так, первые обогащены U, V, Au, Mo, платиноидами, Ni, Cu, Co, Fe, Hg, Bi, Ti, Ga, Nb, Cd, Re, в то время как для последних более характерны Mn, Zn, Pb, Ba.

В этой связи интересно сопоставить данные о концентрации некоторых малых элементов в нефти исследованных нефтегазоносных провинций с металлогенической специализацией краевых комплексов крупных структур. Согласно схеме металлогенической зональности островных дуг, предложенной А. Митчеллом и М. Гарсоном [3], к фронтальным частям островодужных систем тяготеет обычно Hg, часто Ni, также Fe и Cu медноколчеданных месторождений Кипрского типа. Это же можно предположить для Ti, сходного по своим геохимическим особенностям с Fe, а также Co, чье поведение должно быть близким к поведению Cu и Ni. В направлении тыла островодужной системы концентрируются Zn-Cu руды типа Бесси и Zn-Cu-Pb месторождения типа Куроко.

Эти закономерности хорошо коррелируются с данными о металлогенической зональности в пределах различных конвергентных зон Казахстана [4]. Так, для фронтальных частей (энсиматические островные дуги, фронтальные и центральные зоны, пассивные окраины) характерны (при значительных вариациях, что, без сомнения, нельзя сбрасывать со счетов) в том числе и следующие ассоциации элементов: Au-Mo-Pt-Cu, Au-Cu-Ni, Mo-Cu, Au-Cu, Cu-Ag-Au, U-Mo-V. Для более тыловых структур – энсиалические островные дуги, центральные и тыловые зоны, внутриконтинентальные бассейны – можно выделить такие ассоциации, как Pb-Zn-Mn-Fe, Ba-Pb-Zn, Pb-Zn., Pb-Cu-Zn. Подобные закономерности описаны и для Камчатской, Японской и Зондской

островных дуг, где в общей своей массе рудная минерализация Cu, Fe, Mn, иногда Ag и Au тяготеют к внешним их зонам, тогда как Cu-Pb-Zn чаще фиксируются в тыловых частях [5].

Таблица 1

Содержание элементов (ppm) в смолисто-асфальтовых компонентах Волго-Уральской и Западно-Сибирской нефтегазоносных провинций, по [2, 6, 7]

Элементы	Волго-Уральская (фронт)		Западно-Сибирская (тыл)	
	Хср	разброс значений	Хср	разброс значений
U	<b>16*</b>	4–48	4.2	2–6.5
V	<b>227600</b>	78800–506000	26190	5450–71370-
Au	<b>98.4</b>	50–160	7.1	3–8
Ag	<b>322</b>	90–650	65	26–112
Mo	<b>1600</b>	340–42000	58	12–162
ЭПГ	<b>64.4</b>	нет данных	7.8	нет данных
Ni	<b>72016</b>	6400–120000	23328	3000–67140
Cu	<b>31283</b>	19200–43500	15180	5300–35750
Co	<b>207</b>	120–420	101	30–196
Fe	<b>109582</b>	54000–220000	54276	20150–101610
Hg	<b>2300</b>	130–11850	84.4	50–145
Ti	<b>5243</b>	2200–7540	3545	2040–8490
Bi	<b>133</b>	45–380	29	16–67
Ga	<b>157.4</b>	80–22	14.4	7–23
Nb	<b>13.5</b>	4.5–30	8.3	1–26
Cd	<b>180</b>	60–250	46.5	26–71
Re	<b>51.9</b>	7–164	3.1	0.4–6.9
Mn	1728	1130–3270	<b>2965</b>	740–8570
Zn	49720	15400–79500	<b>72282</b>	25320–143650
Pb	2009	700–7040	<b>16530</b>	9300–21680
Ba	2084	1050–3270	<b>4423</b>	2900–6700

\*Выделены значения содержания элементов, существенно преобладающие в нефти одной из провинций

Сравнение поведения перечисленных выше элементов в нефти Волго-Уральской и Западно-Сибирской провинций с закономерностями, характерными для фронтальных и тыловых частей конвергентных зон, показывает их существенное сходство (табл. 1). В рамках предлагаемой нами схемы путей миграции углеводородов в островодужных системах [8] такое сходство подтверждает предположение, что своей металлогенической специализацией нефть обязана тем комплексам, сквозь которые она мигрирует.

Данная закономерность проявляется и при сопоставлении информации о содержании рудных элементов в смолисто-асфальтовых компонентах нефтегазоносных провинций, занимающих примерно сходное, в данном случае тыловое положение в краевых системах (табл. 2). Поскольку концентрация тех или иных рудных элементов в определенной части пограничных систем связано со многими случайными факторами, то важным представляется не большее или меньшее содержание тех или иных элементов в сравниваемых объектах, а ассоциации рудных элементов, формирующие концентрации в строгом соответствии со своими геохимическими особенностями. Полученные данные хорошо коррелируются с выводом о тесной связи геохимических особенностей нефти с характером геодинамического развития и эволюции литосферы нефтегазоносных районов [7]. Это, в свою очередь, позволяет полагать, что сам факт обогащения нефти теми или иными рудными компонентами не определяет ее абиогенный (или биогенный) генезис.

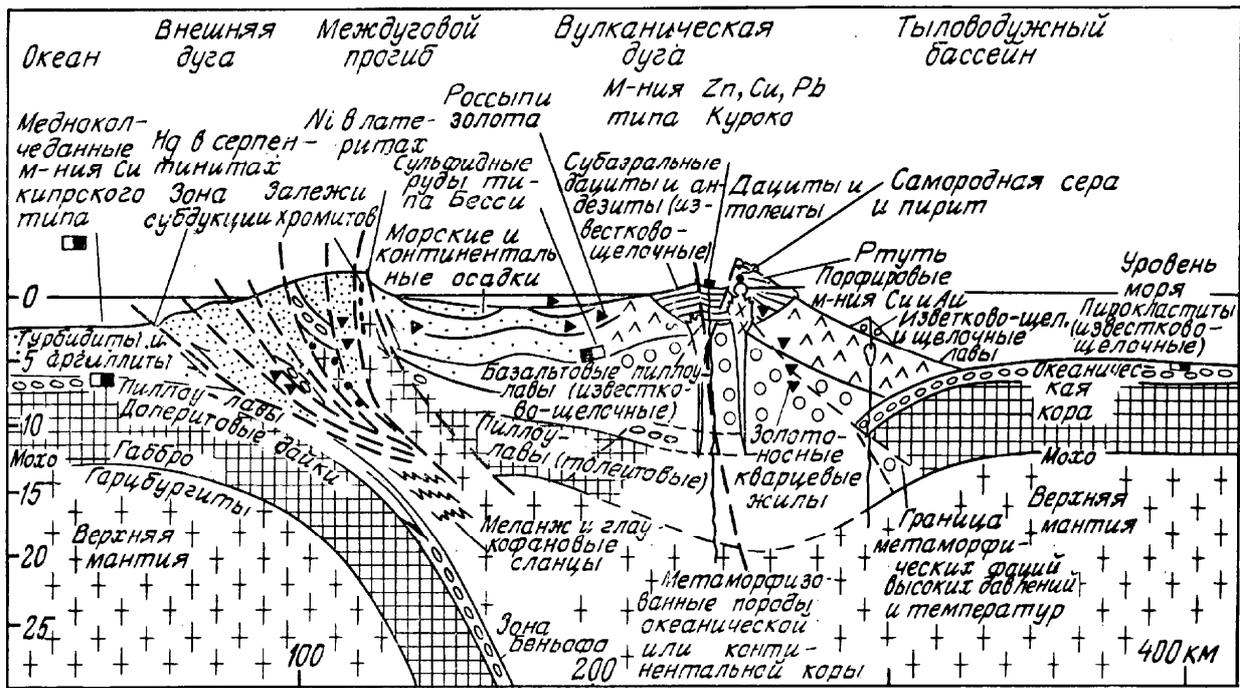


Рис. 2. Металлогеническая зональность островной дуги, по А. Митчеллу и М. Гарсону [3]

Таблица 2

Содержание элементов (ppm) в смолисто-асфальтеновых компонентах Днепровско-Донецкой и Западно-Сибирской нефтегазоносных провинций по [2, 6, 7]

Элементы	Днепровско-Донецкая (тыл)		Западно-Сибирская (тыл)	
	Хср	Разброс значений	Хср	разброс значен
U	3.0	0.7–8.1	4.2	2–6.5
V	28370	1650–117000	26190	5450–71370
Mo	45.6	10–130	58	12–162
ЭПГ	7.1	нет данных	7.8	нет данных
Ba	4147	1780–9060	4423	2900–6700
Cd	46.0	22–104	46.5	26–71
Re	4.5	0.9–9.4	3.1	0.4–6.9
Cu	6105	1730–16600	<b>15180</b>	5300–35750
Co	87	14–160	<b>101</b>	30–196
Ni	19027	470–67900	<b>23328</b>	3000–67140
Bi	17.1	6–50	<b>29.0</b>	16–67
Mn	955	430–1750	<b>2965</b>	740–8570
Zn	16183	3500–32390	<b>72282</b>	25320–43650
Pb	1130	208–3510	<b>16530</b>	9300–21680
Au	нет данных	1.5–8600	7.1	3–8
Ag	<b>17000</b>	400–150000	65	26–112
Hg	<b>24700</b>	9000–200000	84.4	50–145
Fe	<b>150480</b>	17600–58000	54276	20150–01610
Ti	<b>9724</b>	600–43000	3545	2040–8490
Ga	<b>26.3</b>	3–48	14.4	7–23

\* Выделены значения содержания элементов, существенно преобладающие в нефти одной из провинций.

Приведенные данные имеют еще один важный аспект. Так, наличие повышенных концентраций тех или иных рудных элементов в нефти, с учетом геодинамических реконструкций нефтегазоносного региона позволяют давать независимый региональный прогноз металлогенической специализации отдельных слагающих его геологических структур. Другими словами, повышенные концентрации рудных элементов в нефти являются прямым поисковым признаком для обнаружения промышленно значимых скоплений ряда полезных ископаемых в земной коре конкретного региона.

Данная работа выполнена в рамках программы Президиума РАН № 24.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Сорохтин О.Г.* Проблемы происхождения нефти в зонах поддвига плит // *Океанология, Геофизика океана*. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. С. 377–383.
2. *Калинин Е.П.* Геохимическая специфика нефти и ее природа: обзор // *Вестник Института геологии Коми НЦ УРО РАН*, январь 2009 г. № 1. С. 6–12.
3. *Митчелл А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений: пер. с англ. М.: Мир, 1984. 496 с.
4. *Мазуров А.К.* Геодинамические обстановки формирования металлогенических комплексов Казахстана: автореф. дис. ... д.г.-м.н. Томск: ТПУ, 2003. 43 с.
5. Зоны субдукции: действующие силы, геодинамические типы, сейсмичность и металлогения / *Ю.Г. Гатинский, Рундквист Д.В., Владова Г.Л., Мирлин Е.Г., Миронов Ю.В., Рожкова В.В., Соловьев А.А.* // *Вестник ОГТТН РАН*. 2000. № 2 (12), т.1. Режим доступа: <http://www.scgis.ru/russian/cp1251/hdgggms/2-2000/subduction.htm#begin>
6. *Готтих Р.П. и др.* Геохимические особенности нефти различных регионов и возможный источник металлов в ней / *Р.П. Готтих, Б.И. Писоцкий, Д.З. Журавлев* // *ДАН*. 2008. Т. 422, № 1. С. 88–92.
7. Геохимическая специфика нефти и происхождение ее месторождений / *А.А. Маракушев, Б.И. Писоцкий, Н.А. Панеях, Р.П. Готтих* // *ДАН*. 2004. Т. 398, № 6. С. 795–799.
8. *Сорохтин О.Г. и др.* Теория развития Земли (происхождение, эволюция и трагическое будущее) / *О.Г. Сорохтин, Дж.В. Чилингар, Н.О. Сорохтин*. М.–Ижевск: Изд-во «Институт компьютерных исследований», 2010. 751 с.

#### Сведения об авторах

*Козлов Николай Евгеньевич* –

д. г.-м.н., проф., зав. лаб., директор АФ МТУ; e-mail: [kozlovne@afmgtu.apatity.ru](mailto:kozlovne@afmgtu.apatity.ru)

*Сорохтин Николай Олегович* – д.г.-м.н., ведущий научный сотрудник; e-mail: [nsorokhtin@mail.ru](mailto:nsorokhtin@mail.ru)

*Мартынов Евгений Васильевич* – к.г.-м.н., старший научный сотрудник; e-mail: [mart@geoksc.apatity.ru](mailto:mart@geoksc.apatity.ru)

## ИССЛЕДОВАНИЕ МАГНИТОАКУСТИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА В ОБРАЗЦАХ МАГНЕТИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД КОВДОРСКОГО МАССИВА И СТРУКТУРЫ ХРЕБТА СЕРПОВИДНЫЙ

**А.М. Жирова**

Геологический институт КНЦ РАН

### Аннотация

Приведены некоторые результаты исследования акустического воздействия на поведение остаточной намагниченности магнетитсодержащих пород Ковдорского массива и структуры хребта Серповидный. Установлена зависимость остаточной намагниченности пород от направления ультразвукового прозвучивания (УЗП), а также поведение вектора намагниченности при увеличении времени акустического воздействия от 1 до 60 с.

### Ключевые слова:

*остаточная намагниченность, магнитоупругие эффекты.*



### Введение

Целью магнитоакустических исследований является изучение влияния ультразвуковых колебаний на остаточную намагниченность (ОН) магнетитсодержащих пород. В настоящей работе рассматривается влияние таких параметров, как время облучения, направление и амплитуда акустических колебаний. Исследования проводились в развитие работ, начатых В.А. Тюремновым [1-3]. Для изучения магнитоупругих эффектов использованы образцы из Ковдорского массива и структуры хребта Серповидный. Образец из Ковдорского массива представлен магнетит-кальцитовой породой, а образец из структуры хребта Серповидный – магнетитсодержащим амфиболитом.

### Исследования Ковдорского образца

Основными направлениями исследования Ковдорского образца являются:

- влияние направления ультразвукового прозвучивания (УЗП) относительно вектора ОН при циклическом облучении и размагничивании образца;
- влияние времени УЗП на ОН образца.

### Методика исследований Ковдорского образца

*Методика эксперимента «Влияние направления УЗП относительно вектора ОН при циклическом облучении и размагничивании образца»*

Образец из Ковдорского массива представлен сильно магнитной магнетит-кальцитовой породой. Естественная остаточная намагниченность (ЕОН) образца составляет около 100 А/м. Для эксперимента использованы 4 кубика (КВ001/03; КВ001/04; КВ001/06; КВ001/07), полученные из Ковдорского образца. Методика эксперимента состояла в циклическом УЗП предварительно размагниченных кубиков при следующих условиях: время облучения – 60 с, частота ультразвуковых колебаний – 100 кГц. Для ультразвукового облучения использован аппаратный комплекс, в который входят: 1) задающий генератор импульсов ГЗ-102; 2) стандартные пьезоэлектрические датчики; 3) двухканальный осциллограф. В качестве датчиков в эксперименте использованы датчики-излучатели и датчики-приемники с рабочей частотой 100 кГц. Контроль изменения вектора ОН после воздействия ультразвуковых колебаний проводился с помощью аstaticкого магнитометра АМ-4, погрешность измерений на котором изучена предварительно.

Особенностью эксперимента является изменение параметров прозвучивания на различных этапах исследования. Так, на 1-м этапе УЗП выполнялось по направлению намагниченности образца. На 2-м этапе – против направления. На каждом этапе проведено по 4 цикла размагничивания и УЗП. Процедура магнитной чистки заключается в воздействии на образец переменного по амплитуде синусоидального магнитного поля.

### Методика эксперимента «Влияние времени УЗП на ОН образца»

Одним из рассматриваемых вопросов в рамках магнитоакустических исследований является также выяснение возможной взаимосвязи между временем УЗП и намагниченностью образца. В исследовании использованы кубики KB001/8; KB001/9; KB001/10 Ковдорского образца. Методически эксперимент осуществлен по следующей схеме. Предварительно размагниченные переменным магнитным полем кубики подвергнуты 3-м циклам УЗП. Каждый цикл представляет собой прозвучивание кубиков по направлению вектора ОН с нарастающим временем облучения: 1 с – 5 с – 10 с – 30 с – 60 с. Суммарное время акустического воздействия составило 318 с.

### Результаты и их обсуждение

В ходе обоих экспериментов рассчитаны значения параметров вектора ОН: модуля ( $I_n$ ) и компонент ( $I_{n_x}$ ,  $I_{n_y}$ ,  $I_{n_z}$ ), а также склонения ( $D$ ) и наклонения вектора ( $I$ ). Для пространственного представления вектора в системе координат изучаемых объектов используется равноплощадная проекция (сетка Ламберта).

Полученные результаты свидетельствуют о том, что влияние УЗП на вектор ОН существует: происходят значимые изменения как величины ОН (модуля, компонент), так и его пространственного положения (склонения, наклонения).

### Результаты эксперимента «Влияние направления УЗП относительно вектора ОН при циклическом облучении и размагничивании образца»

В ходе эксперимента получены следующие результаты. При исследовании ОН кубиков KB001/03 и KB001/04 в целом наблюдается тенденция к росту ОН. При этом облучение проводилось по оси максимальной намагниченности (см. рис. 1). При УЗП против оси – обнаруживается более сложный характер поведения вектора: стойкое уменьшение ОН (кубик KB001/07) и, напротив, рост ОН (кубик KB001/06) (см. рис.2).

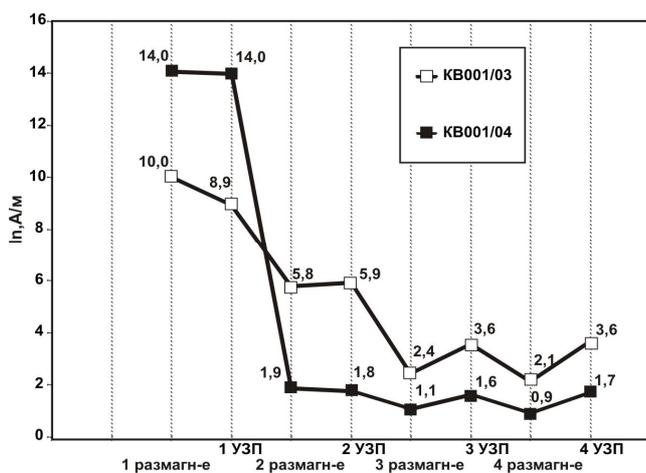


Рис. 1. Графики изменения намагниченности при циклическом облучении и размагничивании кубиков KB001/03 и KB001/04

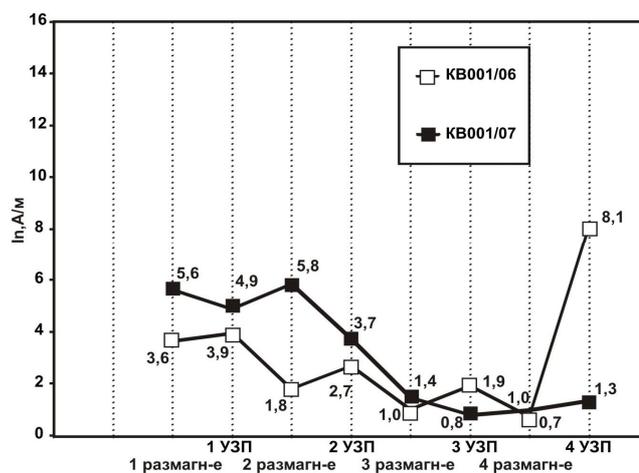


Рис. 2. Графики изменения намагниченности при циклическом облучении и размагничивании кубиков KB001/06 и KB001/07

При сравнении результатов эксперимента с результатами, полученными ранее в этой области В.А. Тюремновым [3], установлено, что для предварительно размагниченных кубиков KB001/03, KB001/04 и KB001/07 магнети-кальцитовой породы основные тенденции, выделенные В.А. Тюремновым, подтверждаются. Так, по результатам его исследований [3] установлено:

1) общие тенденции изменения ОН размагниченных или намагниченных пород остаются заметными, сохраняя тенденции к росту (в первом случае) и уменьшению (во втором случае) величины вектора ОН при сложном поведении его пространственного положения в системе координат изучаемых объектов [3, с. 63];

2) при УЗП магнетитовых руд по направлению намагниченности наблюдается увеличение ОН, и наоборот, при УЗП против направления – наблюдается уменьшение ОН [3].

### Результаты эксперимента «Влияние времени УЗП на ОН образца»

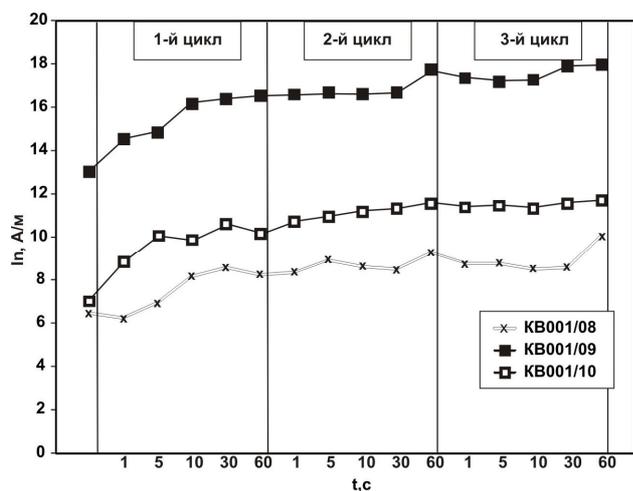


Рис. 3. Изменение намагниченности в зависимости от времени облучения кубиков KB001/08; KB001/09 и KB001/10

являются значимыми, т.е. превышают уровень погрешности измерений на астатическом магнитометре АМ-4;

3) по результатам обоих экспериментов можно отметить рост ОН при УЗП по направлению максимальной оси намагниченности образца (угол  $0^\circ \div 45^\circ$ ) (рис. 1), что согласуется с результатами В.А. Тюремнова. При УЗП против направления намагниченности (угол  $135^\circ \div 180^\circ$ ) результат неоднозначный (рис. 2);

4) зависимость вектора ОН от времени УЗП установлена на 1-м цикле облучения, суммарное время воздействия которого составляет 106 с. На последующих циклах наблюдается постепенный выход графика зависимости на асимптоту (рис. 3);

5) пространственное поведение вектора ОН при УЗП с различными параметрами (изменения направления УЗП и времени воздействия) отличается сложным характером. Возврата вектора ОН в исходное состояние (после процедуры магнитной чистки) не наблюдается.

### Исследования образца из структуры хребта Серповидный

Основными направлениями исследования являются:

- влияние направления УЗП относительно вектора ОН при циклическом облучении и размагничивании образца;
- влияние различных типов сигналов (монохромного и импульсного) на ОН образца.

### Методика исследований образца из структуры хребта Серповидный

*Методика эксперимента «Влияние направления УЗП относительно вектора ОН при циклическом облучении и размагничивании образца»*

В исследовании использовано 18 кубиков (CP001/01; CP001/02 и т.д.) образца магнетитсодержащего амфиболита из структуры хребта Серповидный. ЕОН образца гораздо меньше ЕОН Ковдорской магнетитсодержащей породы и составляет около 0.5 А/м. Методика исследования данного образца, также как Ковдорского, заключается в циклическом УЗП предварительно размагниченных кубиков при условии, что время облучения – 60 с, частота ультразвуковых колебаний – 100 кГц. Однако методика данного эксперимента отличается от подобного исследования образца магнетит-кальцитовой породы Ковдора. Если в предыдущем эксперименте УЗП выполнялось только вдоль оси максимальной намагниченности образца (углы  $135^\circ \div 180^\circ$  и  $0^\circ \div 45^\circ$ ), то в данном эксперименте образец подвергся облучению по всем направлениям.

*Методика эксперимента «Влияние различных типов сигналов (монохромного и импульсного) на ОН образца»*

Исследования состоят из двух фаз с общей методикой эксперимента, но отличающихся типом используемого сигнала. В 1-й фазе эксперимента УЗП осуществлялось на основе монохромного сигнала, амплитуда которого равна 5 В. С этой целью задействован аппаратный комплекс, в

В ходе эксперимента установлено, что значимое увеличение модуля ОН происходит на 1-м цикле облучения. На последующих циклах наблюдаются незначительный рост ОН и единичные отклонения значений модуля при увеличении времени УЗП от 30 до 60 с (см. рис. 3).

### 1.3. Выводы по результатам исследований Ковдорского образца

На основе первых исследований образца магнетит-кальцитовой породы Ковдорского массива можно сделать следующие выводы:

1) УЗП оказывает влияние на ОН образца. Происходит изменение как величины ОН (модуля, компонент), так и его пространственного положения (склонения, наклонения);

2) изменения параметров вектора ОН

который входит генератор синусоидального сигнала ГЗ-102. Во 2-й фазе эксперимента использован импульсный сигнал с амплитудой 20 В, воспроизводимый импульсным генератором ГИ-1. При этом время прозвучивания составляло 60 с. Облучение образца производилось также по всем направлениям.

### Результаты и их обсуждение

В ходе экспериментов определялось изменение значений параметров вектора ОН. Для пространственного представления вектора в системе координат изучаемых объектов, так же как и для Ковдорского образца, использована равноплощадная проекция. Построены графики изменения разности модуля ОН ( $I_n$ ) в зависимости от этапа УЗП. Рассчитаны их статистические характеристики.

#### Результаты эксперимента «Влияние направления УЗП относительно вектора ОН при циклическом облучении и размагничивании образца»

По результатам первых исследований образца магнетитсодержащего амфиболита из структуры хребта Серповидный можно сделать вывод, что зависимость вектора ОН от направления УЗП существует. Отмечается больший рост ОН при УЗП против направления максимальной оси намагниченности образца (угол  $135^\circ \div 180^\circ$ ) (см. рис. 4) по сравнению с УЗП под углом  $45^\circ \div 135^\circ$  (см.

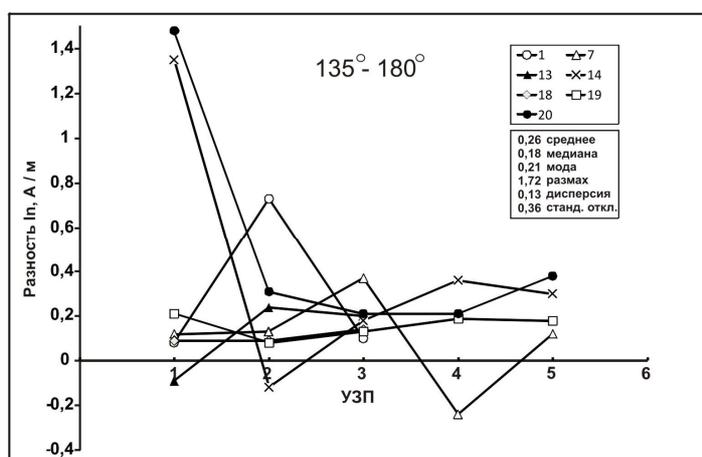


Рис. 4. Амплитуда отклика намагниченности при облучении под углом  $135 \div 180^\circ$

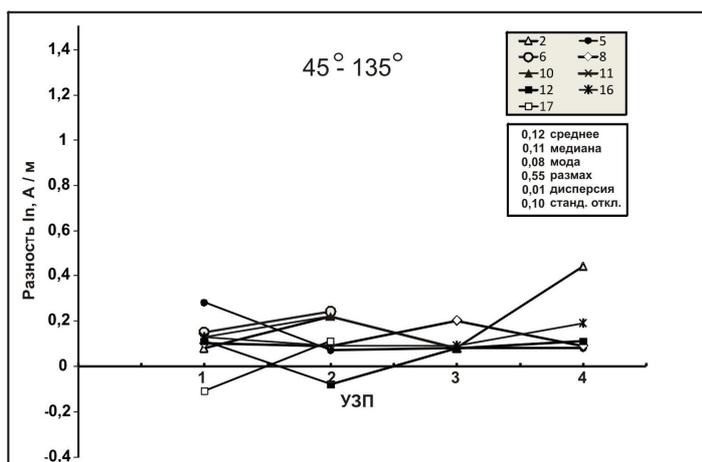


Рис. 5. Амплитуда отклика намагниченности при облучении под углом  $45 \div 135^\circ$

рис. 5). Статистические характеристики положения (среднее, медиана, мода) для результатов УЗП вдоль этого направления также выше (см. рис. 4).

#### Результаты эксперимента «Влияние различных типов сигналов (монохромного и импульсного) на ОН образца»

В ходе эксперимента получены следующие результаты. В 1-ю фазу исследования, в которой использован монохромный сигнал с амплитудой 5 В, скачкообразные изменения ОН отмечаются только на 1-м этапе (1 УЗП и 1 Р) (см. рис. 6, зона I). Затем наблюдается относительно спокойный характер графиков (рис. 6, зона II). Во 2-й фазе, в которой образец подвергся импульсному облучению (амплитуда сигнала 20 В), вновь происходит резкое изменение модуля ОН (рис.6, зона III). А в дальнейшем (рис.6, зона IV) значимые изменения магнитного состояния образца не наблюдаются.

#### Выводы по результатам исследований образца из структуры хребта Серповидный

На основе первых исследований образца магнетитсодержащего амфиболита из структуры хребта Серповидный установлено:

1) зависимость вектора ОН от направления УЗП существует. Так, отмечается больший

рост значений ОН при УЗП против направления максимальной оси намагниченности образца (угол  $135^\circ \div 180^\circ$ ) (см. рис. 4) по сравнению с УЗП под углом  $45^\circ \div 135^\circ$  (см. рис. 5);

2) использование импульсного сигнала с большой амплитудой (20 В) позволяет получить более выраженный магнитный отклик образца (рис. 6);

3) после многократного (6 циклов) циклического облучения и размагничивания образца наблюдается выход на асимптоту значений модуля вектора ОН. Дальнейшие процедуры УЗП и размагничивания не приводят к значимым изменениям магнитного состояния образца (рис. 6).

### Заключение

В результате акустических исследований магнетитсодержащих образцов Ковдорского массива и из структуры хребта Серповидный установлена зависимость ОН от направления УЗП, что подтверждает результаты первых исследований в этой области, начатых В.А. Тюремновым [3]. Впервые установлен характер зависимости ОН Ковдорской магнетит-кальцитовой породы от времени воздействия УЗП. Основным механизмом изменения намагниченности в магнитоакустических экспериментах является механизм доменного взаимодействия. Однако наблюдать эти процессы в горных породах, в отличие от магнитных монокристаллов, весьма сложно, поскольку они являются гетерогенными системами. Дальнейшее развитие направления связывается с регулярностью и многократностью экспериментальных наблюдений в этой области с привлечением возможностей современных методов. Результаты магнитоакустических экспериментов представляют несомненный интерес в развитии проблем нелинейной геофизики, а также в решении некоторых вопросов в материаловедении.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Тюремнов В.А. Влияние акустических колебаний на намагниченность горных пород и руд // Труды II Ферсмановской научной сессии Кольского Отделения РМО, посвященной 140-летию со дня рождения В. Рамзая. Апатиты: Изд-во К&М, 2005 г. С. 175–176. 2. Тюремнов В.А. и др. Исследование акустического воздействия на остаточную намагниченность хромсодержащих пород Кольского полуострова / В.А. Тюремнов, В.Н. Глазнев, Л.Г. Осипенко // Физическая акустика, оптоакустика, нелинейная акустика, распространение и дифракция волн, геоакустика: Труды XIX сессии Росс. акустич. о-ва. М.: Изд-во ГЕОС, 2007. Т. 1. С. 292–294. 3. Исследование влияния акустических колебаний на магнитное состояние и остаточную намагниченность магнетитовых руд (Кольский полуостров) / В.Н. Глазнев, В.А. Тюремнов, Ю.Н. Нерадовский, Л.Г. Осипенко // Материалы Международной конференции «Месторождения природного и техногенного минерального сырья: геология, геохимия, геохимические и геофизические методы поиска, экологическая геология». Воронеж: Изд-во Воронежпечать, 2008. С. 63–65.

### Сведения об авторе

Жирова Анжела Максимовна – к.т.н., научный сотрудник; e-mail: anzhelaz@geoksc.apatity.ru

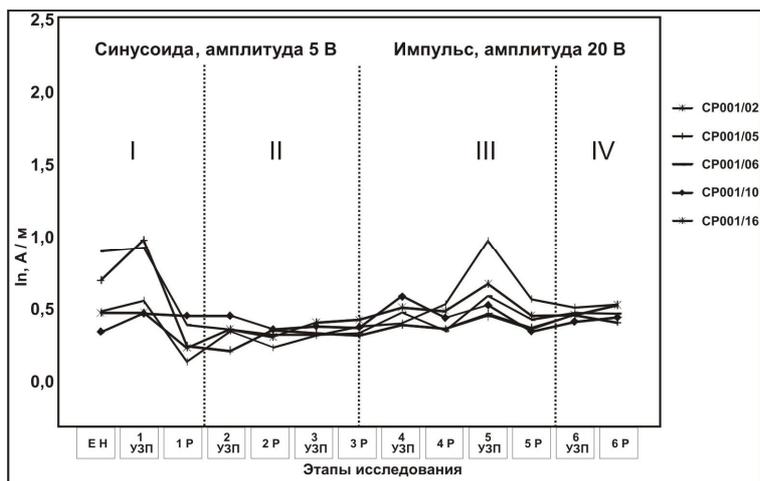


Рис. 6. Графики изменения намагниченности при использовании различных типов сигналов (монокромного и импульсного)

УДК 548.12

## О СВЯЗИ ОБЛИКА И РЕАЛЬНОЙ ФОРМЫ КРИСТАЛЛА

Д.Г. Степенщиков, Ю.Л. Войтеховский  
Геологический институт КНЦ РАН

### Аннотация

Реальная форма кристалла (простая форма или их комбинация при неодинаковом развитии различных граней) определяет комбинаторику кристалла: число граней, их взаимное расположение и способ контактирования между собой. Однако она не задает геометрических параметров кристалла – характеристику, используемую кристаллографами через понятия «облик» и «габитус». В данной работе приводится анализ связи облика и реальной формы кристалла.

### Ключевые слова:

облик кристалла, реальная форма кристалла, грани кристалла.



Объектом нашего исследования является форма кристаллов минералов – огранка кристалла, определенная его внутренней структурой и внешними условиями роста. Ограничимся в дальнейшем только *выпуклыми, плоскогранными и замкнутыми* в пространстве формами кристаллов.

В изотропных условиях кристалл, несущий на себе грани только одной простой кристаллографической формы, будет иметь именно эту форму, так как все его грани развиты в равной степени и эквивалентны друг другу относительно элементов его симметрии.

В анизотропных условиях роста грани кристалла развиваются неравномерно и будут отличаться числом и длинами ребер, сохраняя при этом свою взаимную ориентировку.

Полученная форма отличается от простой формы иной комбинаторикой поверхности – числом сторон граней, способом их контактирования, появлением дополнительных ребер и вершин (рис. 1). Такая форма кристалла названа реальной кристаллографической формой (сокращенно – реальной формой) [1]. Основное отличие значения данного термина от общепринятого состоит в том, что здесь не учитывается скульптура граней кристалла – все они предполагаются идеально плоскими поверхностями.

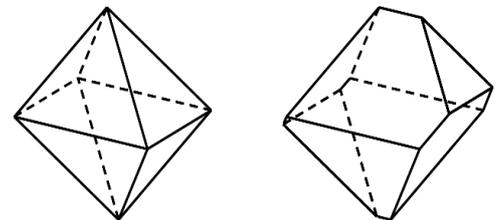


Рис. 1. Простая (слева) и реальная (справа) формы октаэдра

Для каждой простой формы (или их комбинации) существует бесконечное множество  $\{R\}$  реальных форм, которое можно разбить на подмножества  $\{R\}_i$  по *комбинаторному типу* – числу элементов поверхности образуемого многогранника и способу их контактирования. В каждом подмножестве  $\{R\}_i$  полиэдры комбинаторно эквивалентны и образованы набором одних и тех же граней (рис. 2). Условимся, что все полиэдры из  $\{R\}_i$  имеют одну и ту же реальную форму, и наоборот, реальная форма, соответствующая  $\{R\}_i$  может быть охарактеризована любым полиэдром из этого подмножества. Число таких подмножеств  $\{R\}_i$  уже является конечным (хотя иногда и очень большим).

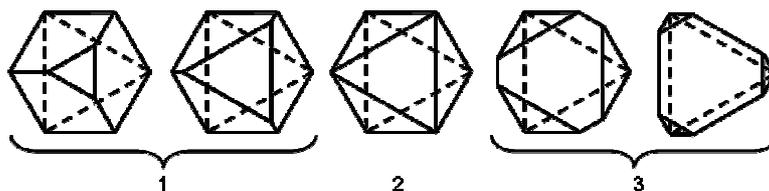


Рис. 2. Пример трех реальных форм октаэдра. Формы, объединенные под одним номером, комбинаторно эквивалентны и представляют одну и ту же реальную форму

Реальная форма позволяет проанализировать влияние анизотропии среды роста на огранку кристалла – та или иная реальная форма может развиваться в определенных анизотропных условиях. Альтернативный способ описания формы кристалла был предложен И.И. Шафрановским [2] – перечисление возникающих на искаженном кристалле ложных простых форм, на которые распадаются неравномерно развитые грани каждой простой формы. В реальной форме фиксируются индексы присутствующих на кристалле граней и соответствующий комбинаторный тип. Рассмотрим положение реальной формы кристалла среди других способов его описания. Всего их нами найдено восемь.

1. *Облик* – самая общая характеристика, указывающая на относительную вытянутость кристалла вдоль трех взаимно-перпендикулярных направлений. Облик не характеризует кристалл как ограненное тело, а дает понятие о его общем виде.

2. *Габитус* указывает на самые развитые грани одной или нескольких простых кристаллографических форм, присущих данному кристаллу. Как правило, говоря о габитусе, перечисляют индексы граней простых форм, предполагая, что грани одной и той же формы развиты в равной степени.

3. *Комбинаторный тип* – характеристика формы кристалла, задающая число и способ контактирования вершин, ребер и граней. Она не имеет прямого отношения к кристаллографии, так как не задает формы кристалла и тем более – ориентировки граней. Ее достоинством является простота представления в математических терминах (матрица смежности вершин, матрица инцидентности вершин и ребер), что позволяет работать с кристаллографической информацией средствами математики и, в частности, определять видимую (максимально возможную для данного комбинаторного типа) симметрию кристалла или получать комбинаторные типы кристаллов с фиксированным набором вершин, граней или ребер.

4. *Реальная форма* рассмотрена выше. Очевидно, что она позволяет более полно описывать кристалл, чем 2-й и 3-й способы, включая как кристаллографическую, так и комбинаторную информацию. Вместе с тем, реальная форма не фиксирует степень развития граней и не точно описывает геометрию кристалла.

5. *Развертка* – графическое изображение граней кристалла с указанием их формы и порядка соединения. Это редкий тип описания, не дающий наглядного представления об общей форме кристалла и применяемый, скорее, для полного отображения скульптуры его граней [3, 4].

6. *Площади граней*. Этот способ использует теорему Минковского, согласно которой выпуклый многогранник однозначно описывается площадями и ориентировками граней [5]. По этой информации можно восстановить точную форму кристалла. Преимущества описания заключаются в легком определении всех параметров и их краткой записи, недостатки – в необходимости специальных компьютерных программ для восстановления формы кристалла.

7. *Аналитическое описание*. Каждая грань описывается уравнением вида  $Ax+By+Cz+D=0$ , где  $(A; B; C)$  – декартовы координаты нормали к грани,  $D$  – параметр, задающий удаление грани от начала координат (центра кристалла). Этот способ позволяет работать с формой кристалла методами стереометрии и аналитической геометрии.

8. *Сканирование* – запись формы кристалла через указание пространственных координат всех точек его поверхности. Для этого применяется лазерное сканирование, фиксирующее с некоторым шагом все

точки поверхности кристалла, что позволяет зафиксировать даже тонкую скульптуру его граней. К недостаткам можно отнести большой объем описания, необходимость специального оборудования и программного обеспечения для измерения и восстановления формы кристалла.

Каждый из способов описания фиксирует определенный набор параметров формы кристалла. Одно из описаний может включать в совокупность своих параметров все параметры из другого описания и, таким образом, быть информативнее последнего. Если обозначить такую взаимосвязь «по включению» стрелкой (от менее информативного описания к более информативному), то получится схема, показанная на рис. 3. Пунктирные стрелки означают, что указанная связь выполняется не всегда. Двойная стрелка между габитусом и реальной формой означает, что информативнее может быть как одно, так и другое описание.

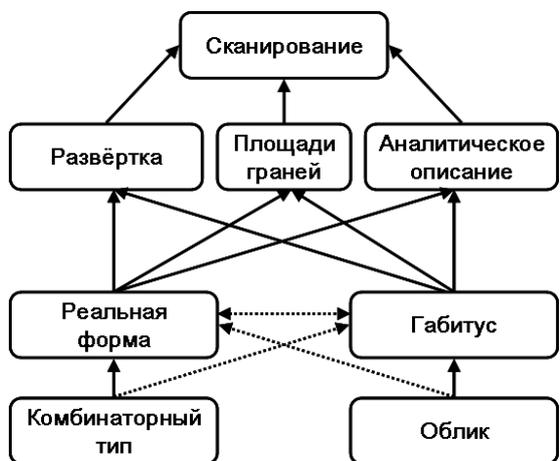


Рис. 3. Взаимосвязь описаний формы кристалла. Пунктирные стрелки означают, что отношение наблюдается не всегда

Способы описания 5–8 специфичны и не имеют широкого применения. Связи между обликом и габитусом, а также между комбинаторным типом и реальной формой просты для понимания. Габитус неявно содержит информацию о геометрических параметрах кристалла (призматический, дипирамидальный, ромбоэдрический, кубический и др.), а в некоторых случаях даже отождествляется с обликом кристалла. Комбинаторный тип является составляющей реальной формы; для габитуса комбинаторный тип не всегда определен однозначно (рис. 4).

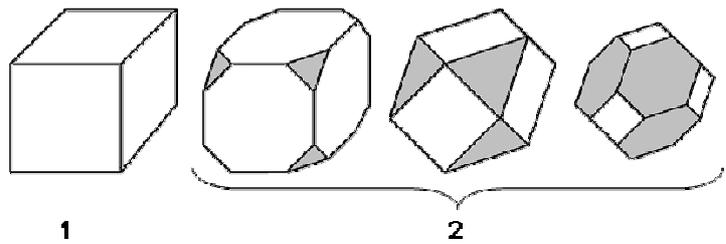


Рис. 4. Кубический габитус, однозначно определяющий комбинаторный тип (1) и три формы с кубооктаэдрическим габитусом, имеющие разный комбинаторный тип (2)

Рассмотрим подробнее связь между обликом и реальной формой кристалла. По определению, облик кристалла оценивается по его линейным параметрам  $a$ ,  $b$  и  $c$ , измеренным вдоль трех взаимно перпендикулярных осей. В зависимости от соотношения этих параметров различают четыре основных облика кристаллов: столбчатый, таблитчатый, призматический и изометричный. Если упорядочить параметры по возрастанию  $a \geq b \geq c$ , то все возможные облики кристаллов будут задаваться точками с координатами  $(b/a; c/a)$  и лежать в единичном квадрате в первом квадранте декартовой системы координат. Его можно разбить на 4 зоны, каждая соответствует одному из четырех основных обликов кристалла (рис. 5). Точка пересечения всех зон с координатами  $(0.5; 0.5)$  соответствует переходному облику с соотношением параметров  $4:2:1$ . Крайние точки диаграммы с координатами  $(0; 0)$ ,  $(0; 1)$ ,  $(1; 0)$  и  $(1; 1)$  соответствуют предельным случаям призматического, столбчатого, таблитчатого и изометричного обликов.

Почти все реальные формы имеют грани, параллельное перемещение которых допустимо, то есть сохраняет комбинаторный тип, присущий данной реальной форме. При этом геометрические параметры кристалла изменяются. Возникает вопрос: каково многообразие облика определенной реальной формы кристалла. Так как облик является диагностическим признаком минералов и указывает на условия образования минералов, а реальная форма зависит от анизотропии среды кристаллообразования, сопоставление этих двух описаний имеет практическое значение.

Для некоторых реальных форм вопрос решается просто. Так, реальная форма куба допускает любые параллельные перемещения граней и, следовательно, любые соотношения параметров  $a$ ,  $b$  и  $c$ . На диаграмме облика реальной форме куба будет соответствовать вся область единичного квадрата. Реальная форма октаэдра, совпадающая с его простой формой, (рис. 2, случай 2) не допускает отдельного перемещения одной или части граней без изменения комбинаторного типа. На диаграмме облика ей будет соответствовать точка с координатами  $(1; 1)$ , отвечающая идеальной изометрии кристалла. Это же касается и реальной формы тетраэдра, параллельный независимый сдвиг граней которого не изменяет относительных размеров кристалла. Но для подавляющего большинства реальных форм определение вариации облика является непростой задачей. Во-первых, сложность заключается в проблеме выбора направлений трех осей, вдоль которых измеряются параметры  $a$ ,  $b$  и  $c$ . Если брать главные оси кристалла за такие направления, то не для всех сингоний (например, для триклинной или моноклинной) они будут взаимно перпендикулярными. Сам вопрос о перпендикулярности осей является открытым – определение облика не постулирует ортогональности выбранных направлений, за исключением замечания Разумовского, предлагающего призматический (досковидный) облик кристалла. С другой стороны, использование даже взаимно перпендикулярных главных осей кристалла не

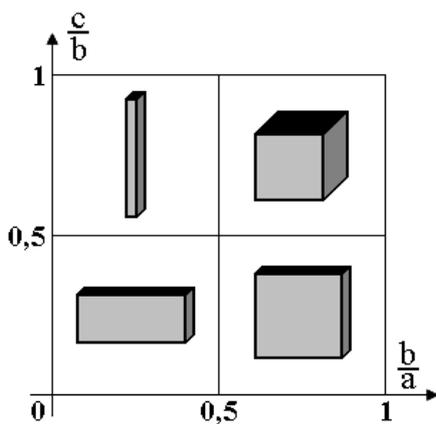


Рис. 5. Диаграмма облика кристалла

устраняет некорректности определения облика. Для примера рассмотрим реальную форму октаэдра (рис. 6). Независимо от сдвига выделенных граней (серое) все три параметра  $a$ ,  $b$  и  $c$ , измеренные вдоль осей  $L_4$  будут оставаться неизменными и равными друг другу. Таким образом, даже вытянутая вдоль оси  $L_3$  реальная форма октаэдра будет считаться изометричной, что не соответствует интерпретативной функции облика.

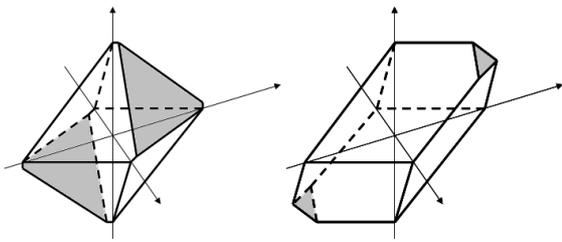


Рис. 6. Пример реальной формы октаэдра (пояснения в тексте)

Во-вторых, для некоторых реальных форм даже одинаковое развитие всех граней, свидетельствующее об изотропных условиях кристаллообразования, приводит к неизометричному облику. Так, для дипирамид, грани которых имеют малый угол с главной осью  $c$ , облик имеет явный столбчатый характер, что не согласуется с однородными условиями роста кристалла. В этом случае остается заключить, что облик кристалла указывает не только на условия его образования, но и на особенности внутреннего строения.

Таким образом, переход от качественного характера облика кристалла к количественному сопряжен только с одной принципиальной трудностью – однозначным определением «удлинения по трем разным направлениям». После этого поиск всех возможных обликов, соответствующих определенной реальной форме при вариации ее геометрических размеров проводится достаточно просто. В результате каждой реальной форме кристалла на диаграмме облика будет соответствовать некоторая замкнутая область. Обозначим множество ее точек как  $\{H(R_i)\}$ , где  $R_i$  – некоторая реальная форма кристалла, а  $H(R_i)$  – облик  $R_i$ , соответствующий некоторой точке области.

Возьмем многообразие реальных форм  $\{R\}$  для какой-либо простой кристаллографической формы (или их комбинаций) и оценим облик каждой формы. Даже не зная конкретного вида  $H(R_i)$ , можно сделать ряд выводов. Во-первых, так как грани реальной формы в границах допустимых пределов сдвигаются непрерывно, множество  $\{H(R_i)\}$  является непрерывным и связным. Во-вторых, реальные формы, хотя бы в некоторых вершинах которых сходится более трех граней, являются предельными случаями реальных форм, в каждой вершине которых сходится ровно три грани (назовем их регулярными). Соответственно, если  $\{R\}_{HP}$  – реальные формы, соответствующие некоторой регулярной реальной форме  $R_P$ , то для любого  $R \in \{R\}_{HP}$  верно  $H(R) \subseteq H(R_P)$ . Иначе говоря, множество обликов реальной формы является подмножеством обликов соответствующей ей регулярной реальной формы. То же справедливо для неполногранных реальных форм, являющихся предельными случаями полногранных с вырождающимися гранями. Полногранные регулярные реальные формы занимают, таким образом, особое положение и определяют весь возможный диапазон изменения облика кристаллов. Например, для октаэдрических кристаллов таковыми будут пять регулярных реальных форм (рис. 7).

Подробный анализ взаимосвязи различных описаний формы кристаллов может дать дополнительную информацию, важную для их интерпретации с точки зрения механизмов и условий образования. Кратко рассмотренные выше комбинаторный тип и габитус (причем последний имеет явно более широкое распространение при рассмотрении вопросов генезиса кристаллов) могут быть аналогичным образом детально проанализированы с точки зрения корреляционных зависимостей.



Рис. 7. Полногранные регулярные реальные формы октаэдра

В заключение отметим, что перевод качественных характеристик геологических объектов на количественный уровень является следствием своеобразного дуализма: любое качество рано или поздно оценивается в численных величинах, и наоборот, количественные характеристики объединяются в отдельные блоки, интервалы, зоны (например, фазовые диаграммы) и т.п., каждым из которых приписывается качественный признак. Наконец, заметим, что развиваемое авторами направление, уже получившее название комбинаторной кристалломорфологии, продолжает забытую на многие годы работу акад. Е.С. Фёдорова по генерированию полного комбинаторного многообразия выпуклых полиэдров и увязывает ее с классическими методами кристалломорфологии, тем самым представляя *know how* российской науки.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Voytekhovskiy Y.L. On the real crystal octahedra. Acta. Cryst. 2002. A58. P. 622–623. 2. Шафрановский И.И. Лекции по кристалломорфологии. М.: Высшая школа, 1968. 174 с. 3. Мокиевский В.А. Морфология кристаллов. Л.: Недра, 1983. 296 с. 4. Леммлейн Г.Г. Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука, 1973. 328 с. 5. Войтеховский Ю.Л. и др. Теорема Минковского и описание формы кристалла / Ю.Л. Войтеховский, Д.Г. Степенищikov, М.С. Макаров // ЗРМО. 2006. № 5, С. 101–102.

#### Сведения об авторах

Степенищikov Дмитрий Геннадьевич – к.г.-м.н., научный сотрудник; e-mail: stepen@geoksc.apatity.ru  
Войтеховский Юрий Леонидович – д.г.-м.н., директор института; e-mail: woyt@geoksc.apatity.ru

## ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МОБИЛЬНО-ПРОНИЦАЕМЫХ ЗОН В АРХЕЙСКОМ ФУНДАМЕНТЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

**В.Т. Филатова**

Геологический институт КНЦ РАН

### Аннотация

На примере Кольского региона выполнено тектонофизическое моделирование, позволившее выделить структуры, дренирующие подъем мантийных основных-ультраосновных магм. Представленная работа, выполненная на базе численного моделирования, позволила выявить сформировавшиеся в архее ослабленные зоны в фундаменте, являющиеся линейными и очаговыми зонами повышенной проницаемости и предопределившими локализацию тектономагматических процессов в регионе. Впервые приводятся результаты, включающие количественные оценки и соотношения геодинамических факторов, объясняющие механизмы образования деформационных структур региона и освещающие особенности тектонической эволюции северо-востока Балтийского щита, среди которых главной является унаследованность областей геодинамической активности в раннем докембрии.

### Ключевые слова:

*численное моделирование, поля напряжений, поздний архей, ранний протерозой, магмапроводящие структуры.*



### Введение

Северо-восточная часть Балтийского щита (Кольский регион) в настоящее время рассматривается как один из наиболее перспективных регионов с точки зрения поисков и освоения месторождений полезных ископаемых. Для региона важнейшее металлогеническое и промышленное значение имеют позднеархейские, раннепротерозойские и палеозойская металлогенические эпохи. Признается, что основная масса континентальной коры возникла в позднем архее и в основном за счет формирования зеленокаменных поясов, развитие которых привело к количественному и качественному изменению структуры коры и ее состава [1]. Также признается, что главной особенностью тектонической эволюции региона является унаследованность областей геодинамической активности в раннем докембрии. Данных о тектоническом режиме формирования древнейшего фундамента региона практически нет. При этом вопрос эволюции земной коры региона в раннем докембрии до сих пор остается одним из самых дискуссионных.

В статье приводятся результаты реконструкции магмавыводящих зон Кольского региона, формирование которых в виде ослабленных зон в фундаменте имело место в архее. Для этого были построены количественные модели напряженно-деформированного состояния земной коры региона с учетом ее эволюционного развития и определены структуры, благоприятствующие подъему мантийных основных-ультраосновных магм. В работе впервые представлены результаты, включающие количественные оценки и соотношения геодинамических факторов, объясняющие механизмы образования деформационных структур региона. В данных исследованиях северо-восточная часть Балтийского щита рассматривается как неоднородное упругое тело, подверженное действию объемных сил и заданных напряжений на границе. Решается краевая задача в напряжениях с использованием численных методов и разработанных в этих целях программ для ЭВМ. Полученные оценки палеонапряжений  $\sigma_{xx}$ ,  $\sigma_{yy}$ ,  $\sigma_{xy}$  и направление осей главных напряжений позволяют объяснить механизм формирования ослабленных зон в фундаменте, предопределивших локализацию тектономагматических процессов в регионе. Выполненное численное моделирование показало, что в случае всестороннего тектонического сжатия региона (вследствие действия удаленных сил) в градиентных полях четко выделяются структурные особенности региона, обусловленные развитием проницаемых зон земной коры.

## Геологическая характеристика земной коры региона

Значительная часть исследуемого региона сложена докембрийскими породами [1]. Эти породы с возрастом 3.2–2.7 млрд лет слагают архейские мегаблоки – Мурманский, Кольский, Беломорский и Карельский, которые в своей взаимосвязи формируют коллажное строение земной коры региона (рис. 1) [2, 3].

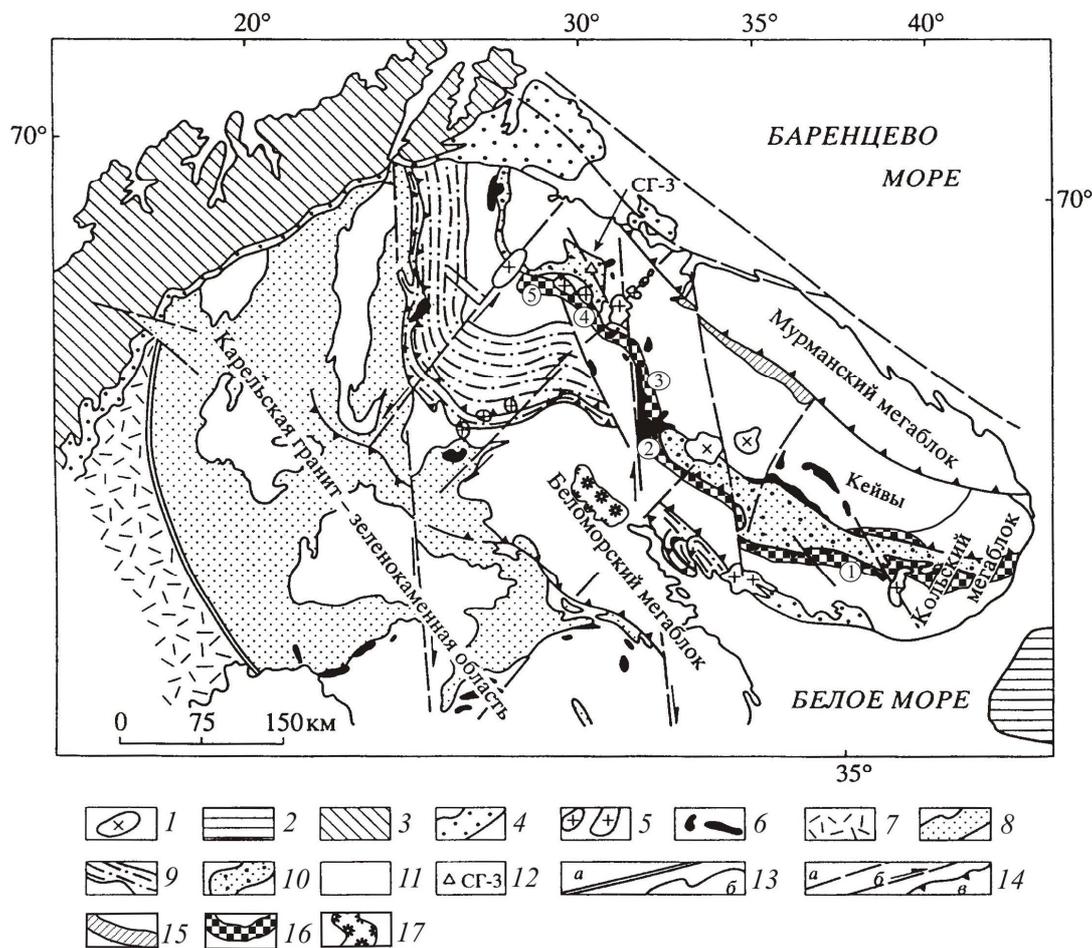


Рис. 1. Схема размещения основных структур северо-восточной части Балтийского щита, по [2, 3]: палеозой: 1 – щелочные интрузивы; 2 – платформенный чехол; 3 – каледониды Норвегии. 4 – осадочные формации позднего протерозоя. Ранний протерозой: 5 – гранитные плутоны; 6 – массивы основных и ультраосновных пород. Осадочно-вулканогенные комплексы: 7 – свекофеннитиды; 8 – карелиды. 9 – Лапландский гранулитовый пояс, 10 – пояс Печенга – Имандра – Варзуга, 11 – гранито-гнейсовый фундамент протерозойских структур, 12 – расположение Кольской сверхглубокой скважины, 13 – геологические границы (а – граница щита, б – границы подчиненных структур), 14 – разрывные нарушения (а – разломы неопределенного характера, б – сдвиги, в – надвиги). Архейские вулканогенно-осадочные комплексы зеленокаменных поясов: 15 – Колмозеро-Воронья, 16 – Терско-Аллареченский, 17 – Ёнский. Цифры в кружочках – районы: 1 – Терский; 2 – Приимандровский (Воче-Ламбинский); 3 – Заимандровский (Оленегорский); 4 – Аллареченский; 5 – Каскамский

Среди второстепенных структур из-за особенностей своего строения и состава пород выделяется архейская Кейвская структура, встроенная в структуру Кольского мегаблока. Кроме этого, выделяются следующие структурные зоны: архейские зеленокаменные пояса Колмозеро-Воронья, Ёнский и Терско-Аллареченский, раннепротерозойские мобильные пояса – Лапландский гранулитовый и Печенга-Варзугский рифтогенный, а также гигантские палеозойские щелочные массивы (Хибинский, Ловозерский). Формирование зеленокаменных поясов, представляющих собой мобильно-проницаемые зоны, происходило в интервале времени 2900–2650 млн лет. На тот период земная кора региона повсеместно претерпела интенсивную складчатость, метаморфизм, гранитизацию. Архейские комплексы Кольского региона претерпели региональный метаморфизм в диапазоне от низкотемпературной амфиболитовой до гранулитовой фации [4]. Термодинамические условия регионального метаморфизма оцениваются в интервале 500–850 °С и 4–6 кбар.

На рубеже архей–протерозой происходит заложение первых линейных рифтогенных вулканотектонических депрессий на стабильной коре континентального типа, то есть длительный период ее стабильного состояния сменяется периодом интенсивной перестройки земной коры региона. В результате неравномерно проявленных деструктивных процессов, блоковых движений и неоднократной смены условий сжатия-растяжения земной коры происходила зональная перестройка структурного плана архейского фундамента, и были сформированы интракратонные рифтогенные и субплатформенные структуры карелид. При этом раннепротерозойский Печенга-Варзугский рифтогенный пояс наследует область развития архейского Терско-Аллареченского пояса. В регионе широко развиты и палеозойские щелочно-ультраосновные породы (массивы центрального типа, дайки, трубки взрыва), среди которых выделяются самые крупные в мире щелочные массивы – Хибинь и Ловозеро. Таким образом, окончательно сформировался структурный план региона, и произошла кратонизация земной коры. В последующие эпохи значительных геолого-тектонических процессов регион не переживал. Большинство из известных сегодня продуктивных мафит-ультрамафитовых массивов обнаруживают пространственную связь с зонами глубинных долговременных разломов и рифтогенеза.

При реконструкции геодинамических режимов, определивших особенности развития Кольского региона и повлиявших на его металлогеническую специализацию, особо значимой задачей, несомненно, является конкретизация механизмов, вызывающих тектонические деформации. Тектонический режим формирования архейского фундамента региона описывается исследователями только в общих чертах [5]. Мобильно-проницаемые зоны рассматриваются как структуры, обладающие наибольшей проницаемостью для глубинных магматических расплавов [6]. В этих зонах отмечаются следы тектонических движений на всех активных этапах развития земной коры региона.

### Методика исследования

Полагаем, что северо-восточная часть Балтийского щита на весь период геологической истории региона представляла собой неоднородное упругое тело, подверженное действию объемных сил и заданных напряжений на его границе. При этом допускается, что тип тектономагматической активности, установившийся в раннем докембрии, был внутриплитный. Следовательно, можно допустить, что конфигурация контактных границ между архейскими мегаблоками кардинально не изменялась.

Рассматриваемая область состоит из нескольких конечных подобластей, каждая из них считается однородной изотропной и линейно-упругой с линейно-упругими постоянными: коэффициент Пуассона ( $\mu$ ) и модуль Юнга ( $E$ ). Задаем условие: область находится в состоянии равновесия и компоненты тензора напряжений  $\sigma_{ij}$  в случае плоской задачи удовлетворяют условиям равновесия [7]:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial y} + \beta_x = 0,$$

$$\frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} + \beta_y = 0,$$

где  $\beta_x$  и  $\beta_y$  – объемные силы.

При численном решении данной краевой задачи в напряжениях использовался метод граничных элементов [8]. Требуется решить систему  $2N$  линейных алгебраических уравнений (с учетом граничных условий на каждом элементе) с  $2N$  неизвестными –

$$\left. \begin{aligned} b_s^i &= \sum_{j=1}^N C_{ss}^{ij} P_s^j + \sum_{j=1}^N C_{sn}^{ij} P_n^j \\ b_n^i &= \sum_{j=1}^N C_{ns}^{ij} P_s^j + \sum_{j=1}^N C_{nn}^{ij} P_n^j \end{aligned} \right\}, i = 1, \dots, N,$$

где  $b_s^i$  и  $b_n^i$  – известные граничные значения компонент усилий;  $C_{ss}^{ij}, C_{sn}^{ij}, C_{ns}^{ij}, C_{nn}^{ij}$  – граничные коэффициенты влияния напряжений;  $P_s^j$  и  $P_n^j$  – напряжения, являющиеся фиктивными величинами, вводятся как средство численного решения частной задачи. Решение этих уравнений позволяет определять напряжения в произвольной точке тела путем суммирования влияния фиктивных нагрузок  $P_s^j$  и  $P_n^j$  на  $N$  граничных элементах.

Численное решение строится с помощью предварительно полученных аналитических решений для простых сингулярных задач таким образом, чтобы удовлетворять заданным граничным условиям на каждом элементе контура. Для вычисления коэффициентов влияния  $C_{ss}^{ij}, C_{sn}^{ij}, C_{ns}^{ij}, C_{nn}^{ij}$  и напряжений  $\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{xy}$  использовались базовые формулы, представленные в работе [8]. Разломные зоны, разделяющие мегаблоки, принимаем в виде отдельных тел шириной 25–30 км. Таким образом, исследуемая область в качестве подобластей включает архейские мегаблоки (Мурманский, Кольский, Беломорский, Карельский), Кейвскую структуры и зоны глубинных разломов. На границах подобластей предполагается жесткое сцепление. Следовательно, имеет место непрерывность нормальных напряжений и смещений и отсутствие разрывов сплошности. Значения линейно-упругих постоянных ( $\mu, E$ ) для пород архейских мегаблоков, зеленокаменных поясов, Кейвской структуры и разломных зон задавались согласно данным, приведенным в работах [9, 10]. При проведении численного эксперимента по всей границе области задавалась нагрузка  $T$ . Так как нет достоверных данных об абсолютной величине действовавших сил в регионе, то принимаем их интенсивность  $T$ , равной единице, а при расчетах получаем величины напряжений в единицах  $T$ .

Применительно к исследуемому региону были выполнены расчеты для нескольких вариантов нагрузки области: всестороннее равномерное и неравномерное сжатие и растяжение, одноосное сжатие и растяжение по различным направлениям. Анализ полученных моделей напряженно-деформированного состояния среды показал, что в случае всестороннего равномерного сжатия области структурные особенности региона, обусловленные развитием проницаемых зон земной коры, наиболее отчетливо выделяются в поле напряжений. Для других вариантов нагрузки структурные особенности в полях напряжений прослеживаются значительно слабее, а иногда полностью размыты. Вероятно, в архее исследуемая область находилась в устойчивом состоянии, что не противоречит имеющимся геологическим данным [6].

Для случая всестороннего равномерного сжатия допускается, что на границе область всюду подвержена действию одинакового нормального напряжения  $(\sigma_n^i)_0 = T$ , а касательное напряжение –  $(\sigma_s^i)_0 = 0$ . Численный эксперимент показал, что зоны локализации тектономагматических процессов в регионе наиболее контрастно выделяются в градиентных полях, оценки которых рассчитывались в виде  $Gr = |(\sigma_{xx} - \sigma_{yy})/T|$ . Окончательно величины градиентов напряжений нормировались и представлялись в процентном соотношении от максимального значения по региону.

Объяснение механизмов возникновения нагрузки  $T$ , действующей по периметру области и создающей условия всестороннего равномерного сжатия, может быть следующим. Во-первых, это продолжение аккреции земной коры огромного региона, и один из его сегментов (северо-восточная часть Балтийского щита) уже представлял собой сформировавшуюся единую континентальную плиту, испытывающую со всех сторон давление соседних мини-плит. Во-вторых, при стабилизации земной коры может сказаться гравитационное растекание пород окружавших регион геоблоков, которые могли быть более плотными или большей мощности. Силы, вызванные разностью гравитационного потенциала, могут играть преобладающую роль при формировании региональных полей напряжений. В настоящее время не оспаривается заключение, что формирование полей напряжений в литосфере в основном обусловлено силами разности гравитационного потенциала. Таким образом, приведенные факторы вполне могут быть использованы при объяснении причин генерации глобальных полей напряжений в земной коре региона.

При решении поставленной задачи были рассмотрены два этапа архейского периода развития Кольского региона. На каждом этапе задавалась определенная базовая модель, описывающая исследуемую область с учетом сформировавшихся к этому времени геологических структур:

- первый этап: базовая модель включает структурные элементы архейского фундамента,

сформировавшиеся на момент завершения аккреции земной коры региона; в качестве подобластей используются архейские мегаблоки (Мурманский, Кольский, Беломорский и Карельский), Кейвская структура, а также разломные зоны (мощность 25–30 км), разъединяющие мегаблоки; возрастной интервал – 3.0–2.8 млрд лет назад (мезоархей);

- второй этап: исходная базовая модель дополняется подобластями, представляющими зеленокаменные пояса Колмозеро-Воронья и Терско-Аллареченский; интервал – 2.8–2.5 млрд лет назад (неоархей).

Для каждой базовой модели рассчитывалась модель напряженно-деформированного состояния коры. Все работы выполнялись в масштабе 1:1000000 с использованием исходной геологической карты масштаба 1:500000 [2].

### Обсуждение результатов и выводы

Выполненное численное моделирование позволило для каждой базовой модели оценить величины напряжений  $\sigma_{xx}$ ,  $\sigma_{yy}$ ,  $\sigma_{xy}$  и градиентов напряжений, которые могли возникать в континентальной плите северо-востока Балтийского щита в позднем архее под воздействием внешних тектонических сил. На рисунке 2 показан характер распределения градиентов напряжений, рассчитанных для периода 3.0–2.8 млрд лет назад. Показано, что на фоне общего тектонического сжатия региона в земной коре формируется мозаичная картина распределения полей напряжений. Выделяются области повышенного градиента напряжений и области, где градиент напряжений практически отсутствует, то есть выдерживается соотношение  $\sigma_{xx} \cong \sigma_{yy}$ . В общем поле напряжений высоко-градиентными зонами выделяются главные архейские магма-проводящие зоны региона (зеленокаменные пояса Колмозеро-Воронья и Терско-Аллареченский, Цагинская, Щучьеозерская) и зоны, активизировавшиеся в раннем протерозое (Печенга-Имандра-Варзуга, Туломская, Колвицкая). Высокоградиентными зонами отмечаются узлы при пересечении Цагинским разломом Имандра-Варзугской структуры, унаследовавшей Терско-Аллареченский пояс, и пояса Колмозеро-Воронья. Цагинский разлом, отчетливо выделяющийся на всем своем протяжении и контролирующий размещение разновозрастных вулканогенных и интрузивных образований можно охарактеризовать как долгоживущий.

В пределах Кольского и Беломорского мегаблоков слабоградиентные области перекрывают области развития пород, претерпевших разного типа архейский метаморфизм (амфиболитовая и гранулитовая фации) и для которых характерен наиболее полно сохранившийся позднеархейский парагенезис [4]. Видимо, сформировавшиеся в архее эти области, в силу сложившегося характера распределения полей напряжений, изначально характеризуются более стабильным состоянием, так как в последующие геологические эпохи они были менее подвержены тектоническим деформациям раннепротерозойских и палеозойских этапов развития, что подтверждается геологическими данными [1, 5, 6]. Такой стиль тектоники с наибольшей вероятностью мог установиться в том случае, если бы Кольский регион развивался в условиях внутриплитного режима.

Оценки интенсивности градиентов (рис. 2) показывают, что наибольшие величины градиентов получены для Кольского, затем для Беломорского мегаблоков, последние по величине – для Мурманского мегаблока. Западная и восточная части Кольского мегаблока отличаются по интенсивности градиентов: восточная часть более высокоградиентная. Граница раздела проходит по Цагинскому разлому, ограничивающего Кейвскую структуру с запада. Выделенные области относительно интенсивности градиентов напряжений также коррелируются с областями распространения базит-гипербазитовых интрузий в Кольском регионе. Например, особенно обилён архейский мантийный магматизм в Кейвской области повышенного градиента напряжений. Здесь много архейских Fe-Ti-V-носных габбро-анортозитов и даек разного состава. Многие из таких тел сопряжены с СЗ направлениями максимальных растяжений, а другие, в том числе рудоносный Цагинский массив, совпадают с Цагинским разломом СВ-С направления. В широкой области Кольского мегаблока, прилегающей к Кейвам с запада и не характеризующейся высокими градиентами напряжений, значительных масс архейского базитового вещества не устанавливается. В Беломорском мегаблоке, отмеченном невысокими градиентами напряжений, также не выявлено значительных масс архейского базитового вещества. В Мурманском мегаблоке, отмеченном наименьшими градиентами напряжений, наблюдаются наименьшие объемы базитового вещества.

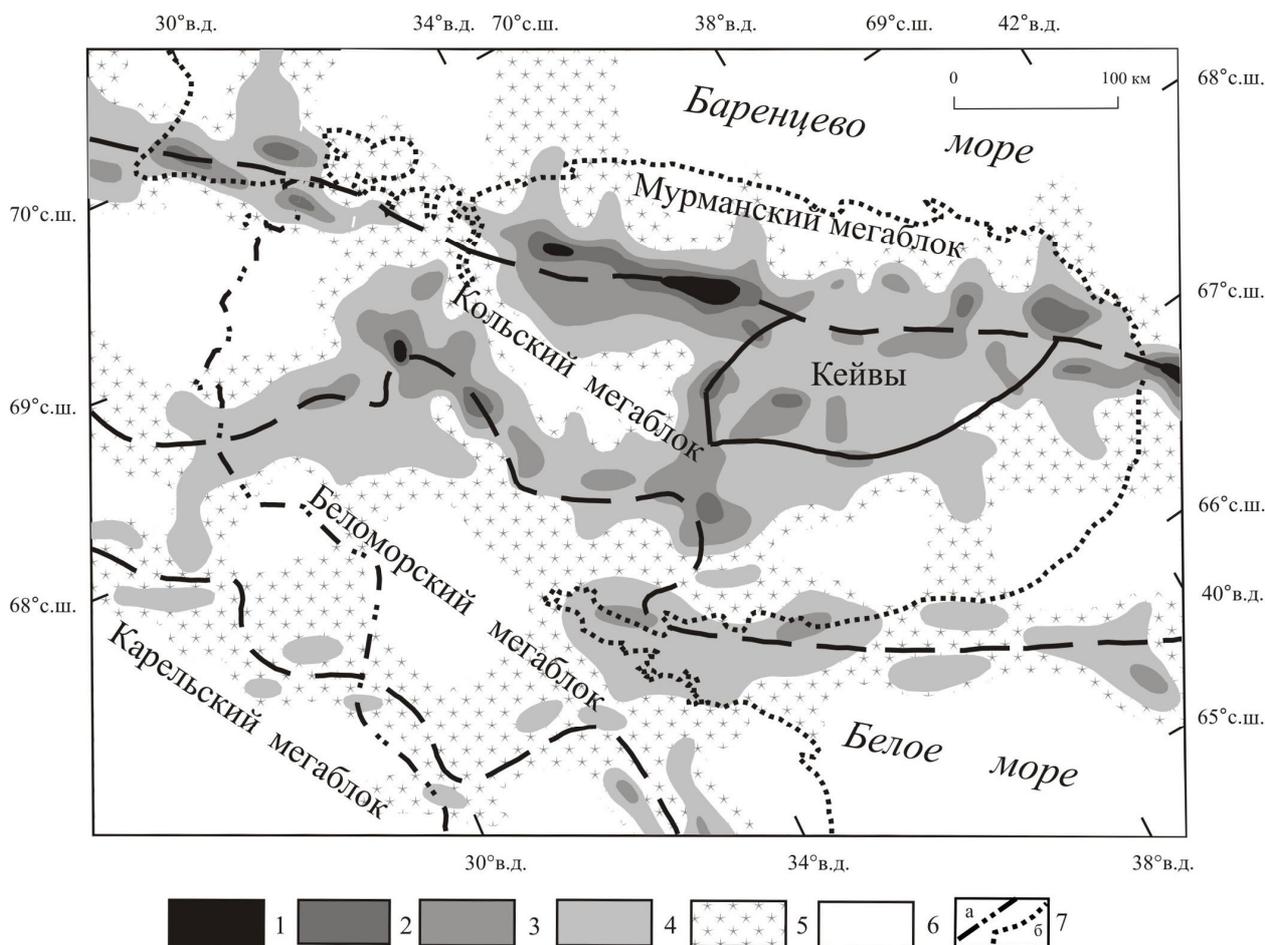


Рис. 2. Характер распределения градиентов напряжений, рассчитанных для периода 3.0–2.8 млрд лет назад:

1 ÷ 6 – нормированные градиенты напряжений: 1 – 80 ÷ 100%, 2 – 60 ÷ 80%, 3 – 40 ÷ 60%, 4 – 20 ÷ 40%, 5 – 10 ÷ 20%, 6 – 0 ÷ 10%; 7 – а) государственная граница России, б) современная береговая линия

На рисунке 3 представлены выделенные по аномальным значениям градиентов напряжений главные магмавыводящие структуры региона, сформировавшиеся в период 3.0–2.8 млрд лет назад. Выделенные области относительно интенсивности градиентов напряжений коррелируются с областями распространения базит-гипербазитовых интрузий в Кольском регионе. Выделенные зоны 1–4 (1 – Колмозеро-Воронья, 2 – Терско-Аллареченский пояс, 3 – Цагинская, 4 – Щучьеозерская) известны по геологическим данным как архейские и подтверждены результатами выполненного моделирования. Зоны 5–6 (5 – Тулоская, 6 – Колвицкая) известны как раннепротерозойские. Зона 7 (Лиинахамарская) прослеживается вдоль по разлому СВ направления, секущего Мурманский и Кольский мегаблоки. Разломы северо-восточного простирания кольскими геологами считаются архейскими. Кроме этого, в поле градиентов напряжений со значениями ниже средних величин от максимальных значений по региону выделены локальные аномальные зоны, которые также соотносятся с известными геологическими структурами архейского и протерозойского возраста.

На рисунке 4 представлено рассчитанное градиентное поле напряжений, которое могло сформироваться в пределах Кольского региона в период 2.8–2.5 млрд лет назад. Выполненное численное моделирование показало, что на фоне общего тектонического сжатия региона в земной коре также формируется мозаичная картина распределения полей напряжений. Выделяются области повышенного градиента напряжений и области, где градиент напряжений практически отсутствует. Слабоградиентные зоны в пределах Кольского мегаблока перекрывают области развития пород, претерпевшие архейский метаморфизм: в центральной части – гранулитовой фации; в юго-восточной – амфиболитовой.

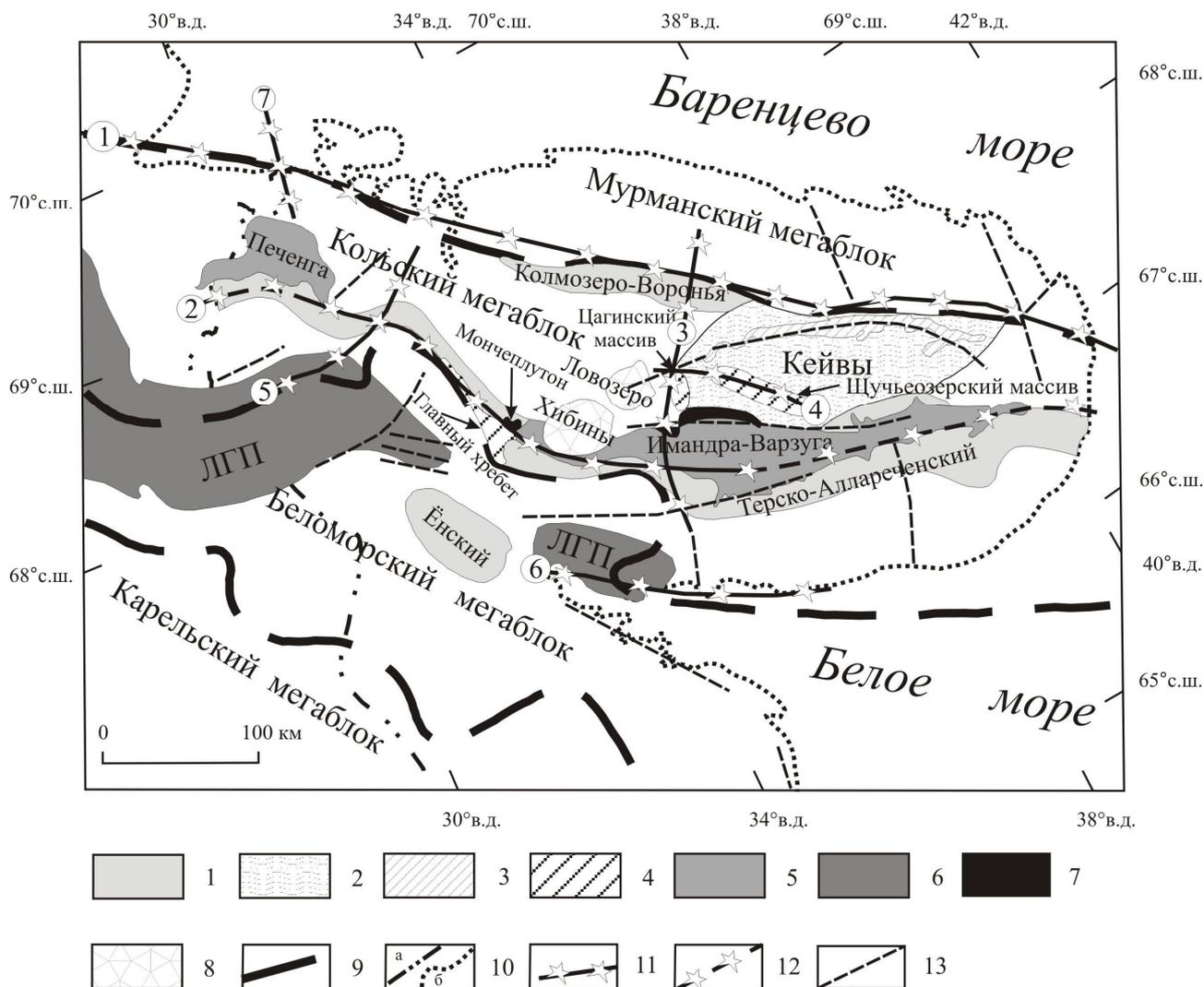


Рис. 3. Ослабленные зоны в фундаменте Кольского региона, сформировавшиеся в архее – 3.0–2.8 млрд лет назад (выделены по аномальным значениям градиентов напряжений):

1 – архейские пояса Колмозеро-Воронья, Терско-Аллареченский, Ёнский; 2 – Кейвская структура; 3 – высокоглиноземистые гнейсы Кейвской серии (песчовотундровская толща); 4 – массивы анортозитов и габбро-анортозитов (архей/ранний протерозой); 5 – Печенга-Имандра-Варзугская палеорифтогенная структура; 6 – Лапландский гранулитовый пояс; 7 – расслоенные массивы основных и ультраосновных пород (ранний протерозой); 8 – щелочные интрузивы (палеозой); 9 – разломы (зоны разломов) на контакте мегаблоков; 10 – а) государственная граница России, б) современная береговая линия; 11 – магмапроводящие зоны, установленные по аномальным значениям градиентов напряжений; 12 – магмапроводящие зоны, выделенные в поле градиентов средних значений по отдельным локальным аномалиям и совпадающие с областью развития пород Терско-Аллареченского пояса; 13 – ослабленные зоны в фундаменте, выделенные в поле градиентов напряжений со значениями ниже средних. Цифры в кружочках: (а) архейские магмапроводящие зоны, известные по геологическим данным и подтвержденные результатами тектонофизического моделирования: 1 – пояс Колмозеро-Воронья, 2 – Терско-Аллареченский пояс, 3 – Цагинская, 4 – Щучьеозерская; (б) ослабленные зоны в фундаменте, активизировавшиеся в раннем протерозое, 5 – Туломская, 6 – Колвицкая, 7 – Лишнахамарская

Области с аномальными значениями градиентов напряжений перекрывают все известные районы раннепротерозойского магматизма. При этом наблюдается отличие от схемы распределения градиентных полей, полученных для периода 3.0–2.8 млрд лет назад. Область по характеру распределения градиентов напряжений делится на две подобласти: 1) к западу от Цагинского разлома – более высокоградиентная; 2) к востоку от разлома – градиент напряжений значительно ниже.

Следует отметить, что наиболее интенсивно проявлен раннепротерозойский мантийный

магматизм именно в западной части Кольского мегаблока. Для первой базовой модели (для периода 3.0–2.8 млрд лет назад) наблюдается аналогичное деление области, но более высокоградиентная область находится к востоку от Цагинского разлома. Однако есть и общая характерная черта: местоположение слабо градиентных (практически безградиентных) зон в пределах Кольского мегаблока и в северной Карелии совпадают. Данные слабоградиентные зоны коррелируются с областями развития пород, наиболее полно сохранивших структурные и минеральные парагенезисы архейского метаморфизма [4].

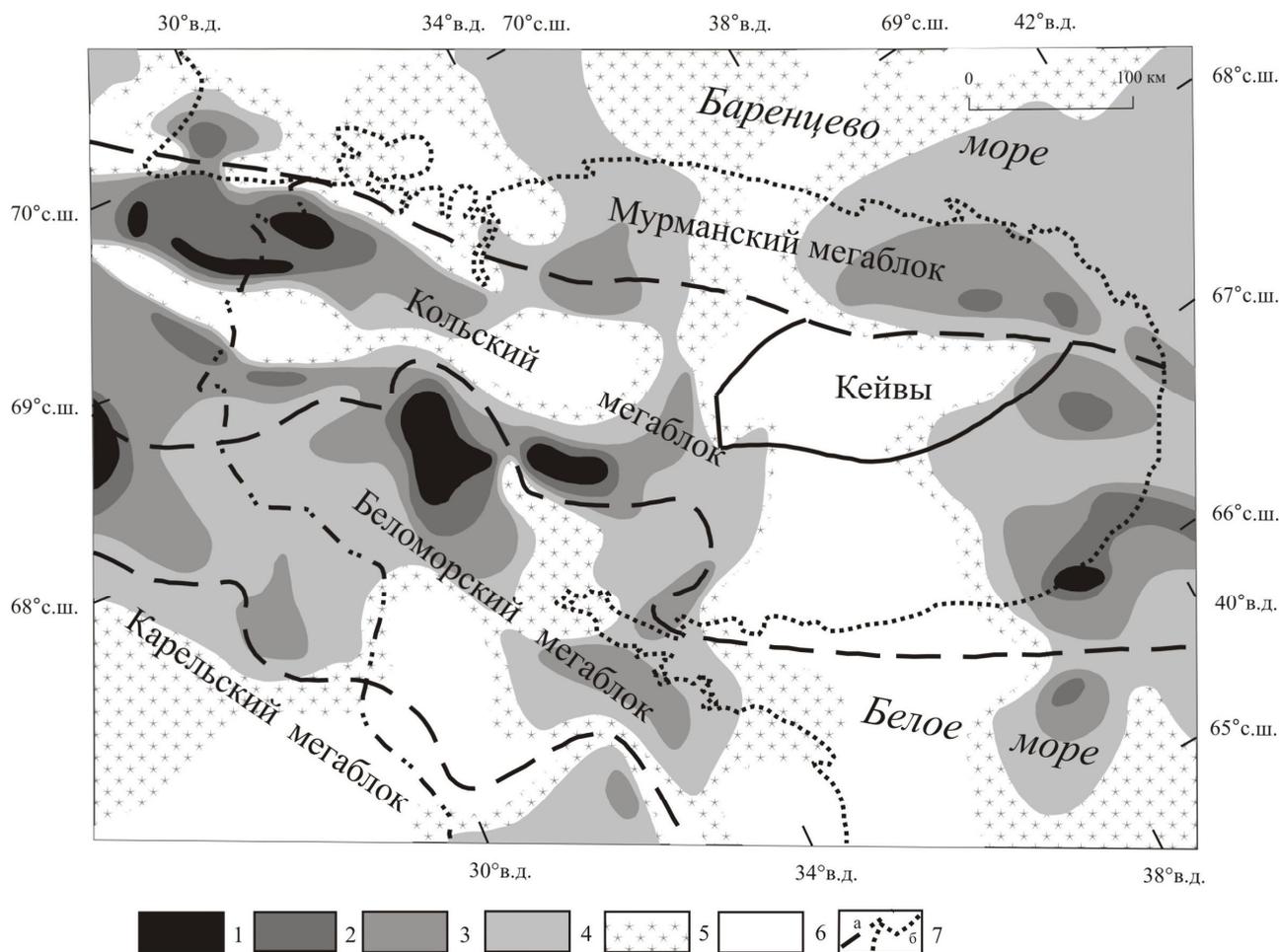


Рис. 4. Характер распределения градиентов напряжений, рассчитанных для периода 2.8–2.5 млрд лет назад. Условные обозначения показаны на рис. 2

На рисунке 5 приводится сопоставление местоположения известных магмапроводящих структур региона и трассирующих зон, выделенных по областям высоких градиентов напряжений для второй базовой модели (период – 2.8–2.5 млрд лет назад). Почти все выделенные зоны совпадают с областями активизации тектоно-магматических процессов. Выделенные зоны 1–5 (1 – г. Генеральская, 2 – Порьиташская, 3 – Сальнотундровская-1, 4 – Сальнотундровская-2, 5 – Мончегундровская) являются раннепротерозойскими. Зона 6 (Хибинская) известна как палеозойская. Зона 7 (Восточно-Кольская), простирающаяся субмеридионально и секущая восточную оконечность Кольского полуострова и акваторию Белого моря, геологами не отмечается как магмапроводящая структура, ее возраст и генезис точно не определен. При этом следует отметить, что зона 7 сечет под углом в 30° систему разломов, представленную на тектонических схемах [5, 6] (с предположительной оценкой времени заложения разломов как поздний архей).

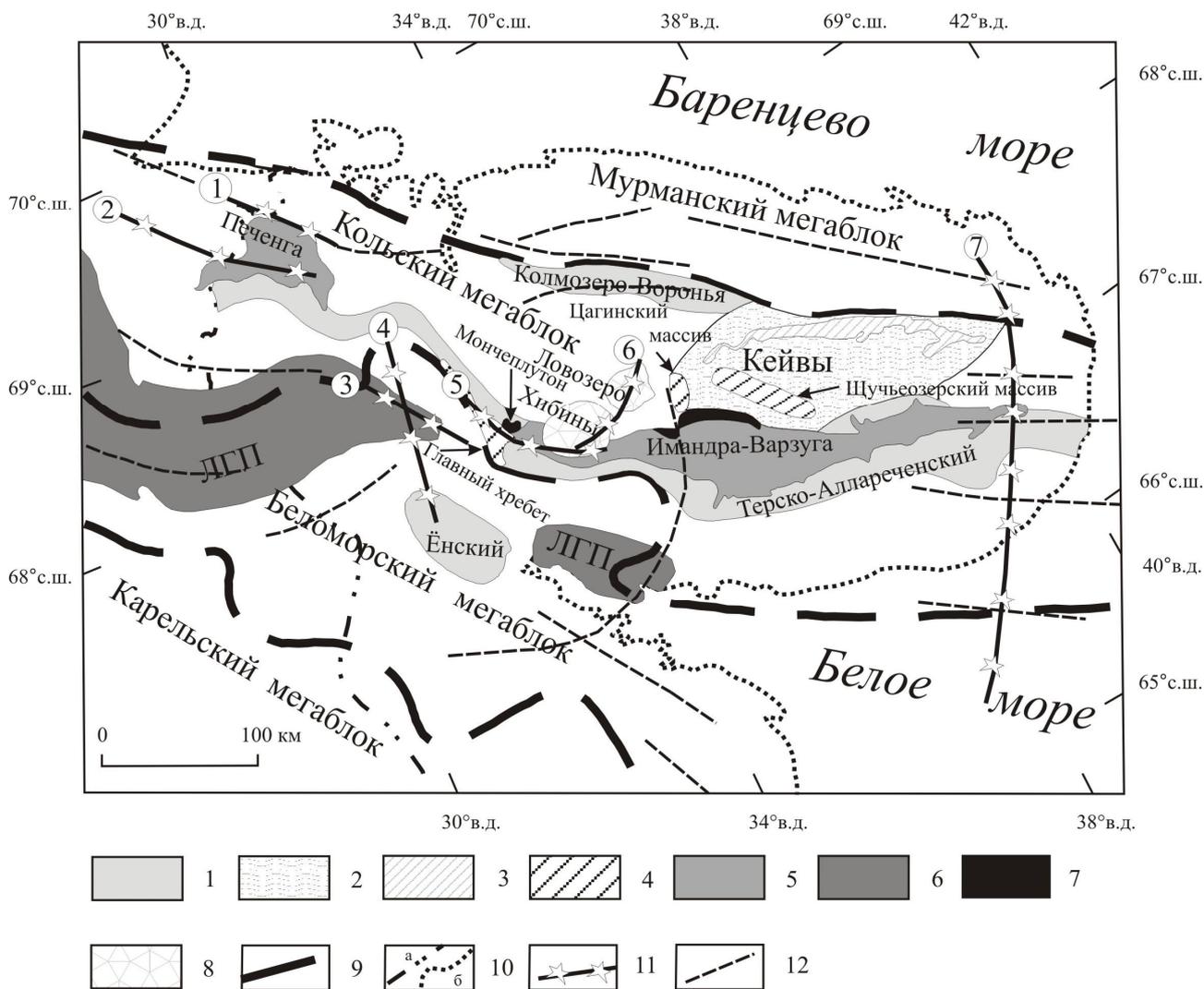


Рис. 5. Ослабленные зоны в фундаменте Кольского региона, сформировавшиеся в архее 2.8–2.5 млрд лет назад (выделены по аномальным значениям градиентов напряжений). Условные обозначения показаны на рис. 3. Цифры в кружочках: а) раннепротерозойские магмапроводящие зоны, известные по геологическим данным и подтвержденные результатами тектонофизического моделирования: 1 – г. Генеральская, 2 – Порьятайская, 3 – Сальнотундровская-1, 4 – Сальнотундровская-2, 5 – Мончетундровская; б) ослабленные зоны в фундаменте, активизировавшиеся в палеозое, 6 – Хибинская; в) 7 – Восточно-Кольская

Таким образом, под воздействием внешних тектонических сил в архее в земной коре региона могли возникать напряжения, способные вызвать развитие деформационных структур в пределах жестких блоков. В итоге в северо-восточной части Балтийского щита в позднем архее в силу сложившихся обстоятельств (конфигурация контактных границ архейских мегаблоков, различия в линейно-упругих постоянных для блоков, всестороннее тектоническое сжатие) возникли благоприятные условия для формирования ослабленных зон в фундаменте, обусловивших развитие тектонических дислокаций, а также расколов коры, способных дренировать очаги магмагенерации. При этом создавшиеся геодинамические обстановки определили ход тектонической эволюции региона.

Таким образом, выполненные исследования позволили реконструировать зоны повышенной проницаемости фундамента, сформировавшиеся в позднем архее и предопределившие локализацию тектоно-магматических процессов в регионе. Показано, что в северо-восточной части Балтийского щита четко прослеживается унаследованность положения магмапроводящих структур от архея до раннего протерозоя. Полученные результаты доказывают, что установившийся в северо-восточной части Балтийского щита геодинамический режим в докембрии был внутриплитный. Аккреция земной коры региона происходила в условиях всестороннего равномерного сжатия, а напряженно-

деформированное состояние среды, сформировавшееся в архее, несомненно, определило развитие геодинамических и магматических мантийных процессов и в раннем протерозое. Не исключено, что ослабленные зоны в фундаменте могли контролировать формирование и размещение различных рудных систем на всем временном интервале архей – фанерозой.

Разработанные методы могут быть использованы как методы экспресс диагностики, позволяющие локализовать ослабленные зоны в фундаменте и давать оценки их степени проницаемости с минимальными затратами времени и ресурсов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield) / *F.P. Mitrofanov, V.I. Pozhilenko, V.F. Smolkin, A.A. Arzamastsev, V.Ya. Yevzerov, V.V. Lyubtsov, E.V. Shipilov, S.B. Nikolaeva, Zh.A. Fedotov*. Apatity: KSC RAS, 1995. 144 p.
2. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). Масштаб 1:500000 / *под ред. Ф.П. Митрофанова*. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 1996.
3. Сейсмогеологическая модель литосферы северной Европы: Лапландско-Печенгский район / *Н.В. Шаров, А.Н. Виноградов, Н.Е. Галдин, Ю.В. Ганьшин, Ф.Ф. Горбачевич, В.Г. Загородный, В.Г. Зайцев, В.Л. Ильченко, Э.В. Исанина, В.И. Казанский, К.А. Кальнин, Н.А. Караев, Н.Е. Козлов, А.В. Кузнецов, М.Д. Лизинский, К.В. Лобанов, Р.В. Медведев, Л.Н. Платоненкова, В.И. Пожиленко, В.А. Полякова, Ю.А. Рисположенский, Ю.В. Рослов, Ю.П. Смирнов, С. Смитсон, В.Ф. Смолькин*. Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 226 с.
4. Метаморфизм супракрустальных комплексов раннего докембрия: (северо-восточная часть Балтийского щита) / *В.П. Петров, О.А. Беляев, З.М. Волошина, М.Н. Богданова, А.И. Ивлиев*. Л.: Наука, 1986. 272 с.
5. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:500000) / *А.Т. Радченко, В.В. Балаганский, А.Н. Виноградов, Г.Б. Голионко, В.П. Петров, В.И. Пожиленко, М.К. Радченко*. СПб.: Наука, 1992. 111 с.
6. Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита / *под ред. И.В. Белькова*. Л.: Наука, 1987. 112 с.
7. *Мухелишвили Н.И.* Некоторые основные задачи математической теории упругости. М.: Наука, 1966. 707 с.
8. *Крауч С., Старфилд А.* Методы граничных элементов в механике твёрдого тела. М.: Мир, 1987. 328 с.
9. *Филатова В.Т.* Оценка напряженно-деформированного состояния земной коры северо-восточной части Балтийского щита в позднем архее // ДАН. 2009. Т. 424, № 2. С. 249–253.
10. *Филатова В.Т.* Влияние напряженно-деформированного состояния среды на формирование ослабленных зон в архейском фундаменте северо-восточной части Балтийского щита // Геофизический журнал. 2009. Т. 31, № 3. С. 41–52.

#### Сведения об авторе

*Филатова Валентина Тимофеевна* – д.ф.-м.н., ведущий научный сотрудник, e-mail: [filatova@geoksc.apatity.ru](mailto:filatova@geoksc.apatity.ru)

## СУЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ КАК ВАЖНОГО ФАКТОРА МОРФОСТРУКТУРНОГО ПРОЦЕССА

А.А. Предевский<sup>1,2</sup>, И.В. Чикирѐв<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт КНЦ РАН

<sup>2</sup>Апатитский филиал Мурманского государственного технического университета

### Аннотация

На базе синтеза большого объема геологических и геофизических данных предлагается вариант нового подхода к интерпретации морфоструктурного процесса. В качестве определяющего фактора этого явления рассматривается механизм взаимодействия вертикальных и горизонтальных энергомассопотоков, реализующихся в зоне перехода кора-мантия, который возбуждается под влиянием глубинных флюидов-теплоносителей, поступающих в мантию и кору по долгоживущим линеamentным зонам. Приводятся примеры и обобщенная модель мантийно-корового взаимодействия.

### Ключевые слова:

*морфоструктуры, мантийно-коровое взаимодействие, энерго-массопотоки, долгоживущие глубинные линеamentные зоны.*



Область перехода от коры к мантии является ареной взаимодействия вертикальных и горизонтальных энергомассопотоков. Результаты взаимодействия имеют гравитационное выражение и фиксируются в тектоническом плане в рождении морфоструктур. Относящиеся к этому направлению фактические данные и интерпретации рассеяны в многочисленных публикациях и крупных сводках [1], анализ которых не входит в задачу данной работы. Авторы предлагают свои варианты подхода к главным особенностям

мантийно-корового взаимодействия, переключаясь с идеями Е.В. Артюшкова [2, 3], но в аспекте происхождения морфоструктур в связи с новыми представлениями о глобальной системе глубинных долгоживущих линеamentных зон (ДЛЗ) и иерархически подчиненных им региональных и локальных разломных систем [4, 5].

Адекватное понимание сущности многих тектонических процессов, происходящих на коровом уровне, по глубокому убеждению авторов достижимо при соблюдении, по крайней мере, четырех следующих условий.

1. Признание необходимости комплексного использования двух базовых моделей вертикального деления земной коры: **традиционной геофизической** (в составе слоев – осадочного, гранитно-метаморфического и гранулит-базитового) или вариантов этой модели и **геоисторической**. Данный вопрос был недавно рассмотрен в специальной публикации [6]. Схема геоисторического деления коры показана на рис. 1, а сопоставление результатов того и другого подхода – на рис. 2.

2. Активное вовлечение в обиход геолого-геофизических исследований структурно-тектонических и геоисторических (эволюционных) проблем представления о сиалической протокоуре Земли, возникшей в гадейское, доархейское время на последней стадии аккреции нашей планеты и являющейся древнейшим фундаментом стратисферы. Последняя объединяет все супракрустальные толщи земной коры (от архея до четвертичного) и является главной и единственной книгой геологической истории Земли, хранящей достоверную память о необратимой эволюции процессов пороодообразования, развития континентов и океанов, их строения и рельефа, минерагенических процессов, что имеет теоретическое и прикладное значение, в том числе для обеспечения выживания человечества.

Проблемы стратисферы и сиалической протокоуре были предварительно рассмотрены авторами в ряде публикаций [6–8].

3. Признание реальности существования переходной зоны кора-мантия при сохранении представления о границе Мохоровичича, которая имеет четкое геофизическое обоснование. Суть дела заключается в том, что *поверхность залегания стратисферы на сиалической протокоуре стационарна*. Она может быть опознана и зафиксирована несмотря на ряд трудностей, связанных с

деформациями, метаморфическими и ультраметаморфическими процессами архея и раннего протерозоя. А поверхность Мохоровичича, как граница фазового перехода, может перемещаться (или разбиваться на промежуточные ступени) в зависимости от меняющихся термодинамических условий в низах коры и верхах верхней мантии. Примеров этого в геолого-геофизической литературе достаточно. Предлагаемое решение о выделении переходной зоны не противоречит традициям изучения глубинных зон Земли. В объем переходной зоны могут быть включены «гранулит-базитовый слой» и часть прилегающей к нему верхней мантии (рис. 2).

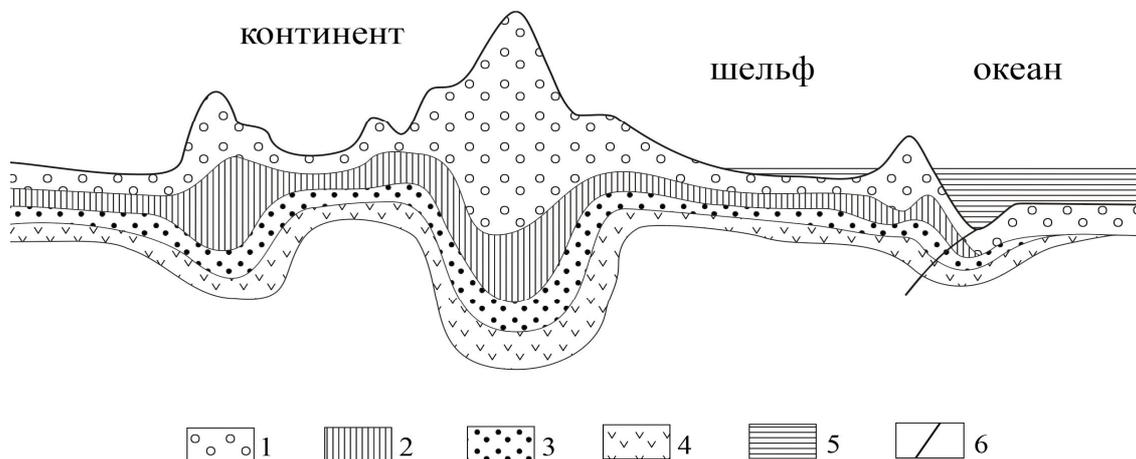


Рис. 1. Принципиальная схема геосторического деления земной коры по [9]:  
 1 – верхняя стратисфера (включая базальты океана); 2 – нижняя стратисфера;  
 3 – сиалическая протокора; 4 – гранулит-базитовый слой; 5 – вода океана;  
 6 – граничный разлом Бенъофа-Заварицкого

4. Выделение и детальное комплексное геолого-геофизическое изучение переходной зоны корамантия актуально еще и потому, что оно требует реального и интенсивного сотрудничества геологов и геофизиков, которое в настоящее время недостаточно развито. Оно крайне необходимо, так как в обсуждаемой переходной зоне и ее обрамлении реализуются процессы вертикального и горизонтального движения масс горных пород, определяющего развития морфоструктур различного масштаба, в свою очередь контролирующего размещение месторождений ряда полезных ископаемых. Обсуждение некоторых причин и главных особенностей тектонических процессов, происходящих в переходной зоне и выше ее, составляет содержание дальнейшего текста.

На настоящем этапе исследований проще всего начать с обращения к некоторым изученным авторами примерам. Один из таких примеров – попытка объяснить механизм формирования гигантских петель Земли как самостоятельного класса криволинейных тектонических морфоструктур [9]. Результаты исследования (рис. 3) кратко сводятся к следующему.

1. Объектом анализа, проводившегося по литературным данным, явились крупнейшие петлевые морфоструктуры: Антильская (или Карибская) и Южно-Антильская (или моря Скоша), имеющие серьезные отличия от классических островных дуг, к которым они обычно относятся. В основу работы были положены географические, океанографические, геофизические (сейсмика, гравика), тектонические и стратиграфические данные.

2. Изученные объекты формировались длительно, на протяжении альпийского (в широком смысле этого понятия) этапа эволюции Земли. Их развитие продолжается и в настоящее время.

3. Основными рабочими элементами механизма образования гигантских петель, по-видимому, являются: пересекающиеся ДЛЗ (см. рис. 3), одна из которых, наиболее активизированная, служит каналом восходящего транспорта глубинных теплоносителей, вызывающих разуплотнение мантийного вещества и поднятие мантийного диапира на уровень коры; мантийный диапир (он легче мантии, но тяжелее корового материала) начинает растекаться, расталкивает коровые толщи и формирует тело петли (цепи островов); возникают поля гравитационных аномалий (положительные внутри петли и отрицательные по ее периферии (из-за скупивания корового вещества).

Геофизические слои	Геоисторическое деление
Осадочный слой	Верхняя стратисфера
Гранитно-метаморфический слой	Нижняя стратисфера
	Сиалическая протокора
Гранулит-базитовый слой граница Мохоровичича	Гранулит-базитовый слой и переходная зона к верхней мантии
Верхняя мантия	Верхняя мантия

*Рис. 2. Схема сопоставления геофизического и геоисторического деления земной коры по А.А. Предовскому, А.О. Полушкину [6]. Важнейшая в геоисторическом аспекте внутрикоровая граница, разделяющая доархейскую сиалическую протокору и залегающую на ней нижнюю стратисферу, показана двойной линией*

4. Продольная асимметрия высоты подъема мантийного диапира вызывается взаимодействием ДЛЗ. Оно мощнее вблизи их пересечения.

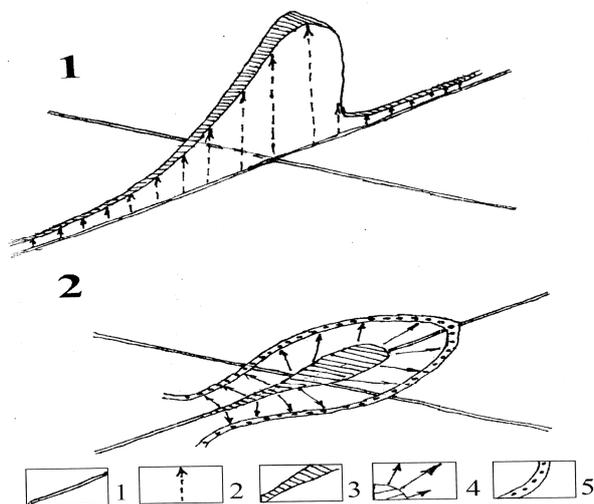
5. Важно подчеркнуть, что область замыкания петель отличается многократными нарушениями из-за того, что там тело петли пересекается активной продольной ДЛЗ. Там же чаще всего проявляется вулканизм, в том числе и современный. Всё рассматриваемое относится к специфике новейшего, мезокайнозойского (альпийского) этапа развития Земли.

Другим, **важным для настоящего обсуждения примером** являются особенности строения и развития петлевых структур, расположенных в пределах складчатых (геосинклинальных) зон мезокайнозоя Средиземноморского пояса. Эти криволинейные структуры, как и предыдущие, именуется по традиции дугами, хотя по особенностям строения это типичные петли. Важно подчеркнуть, что для проведения анализа нами были взяты классические исследования, и особенно работы 1970-х – 1980-х гг., авторы которых однозначно стояли на позициях неомобилизма. Естественно, что анализировался только фактический материал, содержащийся в этих фундаментальных трудах. Он был рассмотрен в свете развиваемой авторами данного сообщения концепции существования глобальной системы ДЛЗ. Для краткости изложения здесь приводятся только выводы и предложения, имеющие прямое отношение к обсуждаемой проблеме. Полностью полученные нами результаты предполагается опубликовать позднее. Наиболее существенные выводы отражены на рисунках 4 и 5. К ним необходим ряд пояснений, приводимых ниже.

Петлевые структуры Средиземноморского складчатого пояса (рис. 4) были выделены в XX в. и именовались дуговыми или дугами. Мы интерпретируем их в соответствии с полученными нами ранее результатами [9] и связываем их развитие с двумя системами контролирующими ДЛЗ – продольной и поперечной. Можно думать, что не все существующие поперечные ДЛЗ показаны на рисунке 4. Ситуация нуждается в уточнении, особенно в западной, краевой части пояса.

Поразительным является сходство двух явлений, отраженных на рисунках 3 и 5. Первое из них – это показанное стрелками на рис. 3 направление растекания вещества мантийного диапира, поднявшегося на коровый уровень. Следствием этого и явилось рождение петли, построенной из корового материала, пережившего горизонтальный транспорт под давлением растекавшегося мантийного диапира. Второе – видимые на рисунке 5 направления тектонического транспорта в надвиговых и шарьяжных, т.е. близповерхностных структурах петлевых образований западной части Средиземноморского складчатого пояса. Следует иметь в виду, что рисунок 5 это буквальное воспроизведение схемы К.А. Де Джонга [10],

дополненное нами очертаниями петлевых структур, которые тоже были под названием дуг описаны в эпоху классических исследований 1950-х – 1980-х годов, но объяснялись с позиций неомобилизма – тектоники движущихся литосферных плит. Анализ текстов и карт тех времен показывает, что наши предшественники видели разнообразные проявления основного мантийного материала в глубоких частях исследуемых структур, но, в отличие от данной работы, трактовали их как реликты океанического дна, офиолиты и т.п., т.е. как одно из следствий, а не как признаки причин процессов тектонического транспорта масс пород.



*Рис. 3. Обобщенные особенности возможного механизма образования петлевых структур: 1 – долгоживущие линейamentные зоны (ДЛЗ); 2 – направление и относительный масштаб подъема разуплотненного мантийного материала по плоскости активизированной ДЛЗ; 3 – область неравномерного по объему проникновения мантийного вещества в кору; 4 – направление растекания в коре поднявшегося подплавленного мантийного вещества (стрелки); 5 – коровое вещество петли, возникшей в связи с растеканием мантийного диапира и оттеснением им более легкого корового материала*  
*Примечание. Схема 1 – объемная модель диапира, возникающего на пересечении возбужденной и стабилизированной ДЛЗ на момент, предшествующий его растеканию; схема 2 – проекция на уровень поверхности Земли системы из пересекающихся ДЛЗ, мантийного диапира и зарождающейся петли*

Совпадение рисунков тектонического транспорта (якобы под влиянием движения плит) и нашей интерпретации петель как следствия растекания вещества мантийных диапиров на глубине, на базе многих новых данных и возникшего представления о ДЛЗ необходимо истолковать в пользу развиваемых нами представлений о механизме мантийно-корового взаимодействия. Можно предположить, что авторы материалов XX века находились под влиянием концепции, которая по качеству была намного хуже, чем полученные этими авторами фактические данные, сохраняющие свою ценность и на сегодняшний день. Для того чтобы убедиться в этом читателю достаточно вернуться к упоминавшейся выше статье К.А. Де Джонга [10], в заключительной части которой он пытается объяснить разнообразие направлений тектонического переноса породных масс надвиговых и шарьяжных блоков на мезокайнозойском этапе развития исследованной области с позиции движения крупных литосферных плит и видит непреодолимые противоречия. Множественность же этих направлений несовместима с неомобилизмом (см. рис. 5), так как эта множественность связана с существованием в данной области более десятка структурных петель, каждой из которых соответствует своя схема меняющихся направлений тектонического транспорта, определяемая конфигурацией и горизонтальным растеканием вещества поднимающихся мантийных диапиров.

Отметим, что Средиземноморский складчатый пояс замечателен тем, что активные горизонтальные движения вещества (тектонический транспорт) охватывают средние и верхние части коры и проявлены на поверхности ее (шарьяжи), хотя главный фактор их реализации в вертикальном движении вещества разуплотненной верхней мантии (мантийных диапиров).

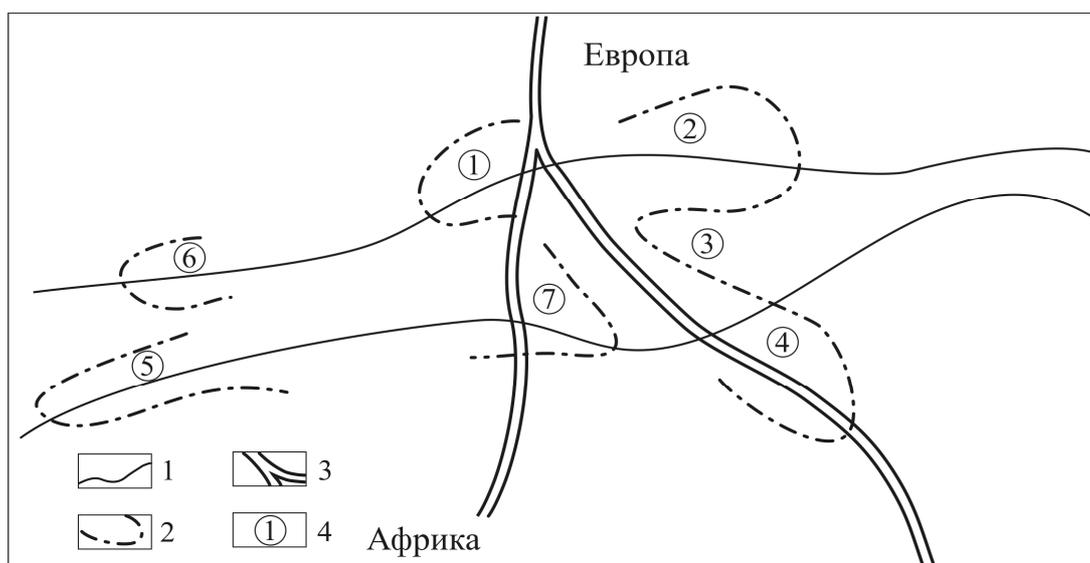


Рис. 4. Принципиальная схема соотношения в пространстве существенных элементов тектоники западной части Средиземноморского складчатого пояса (с использованием материалов [10]). 1 – долгоживущие линейные зоны (ДЛЗ), контролирующие главные структуры геосинклинального пояса; 2 – петлевые структуры (1 – Альпийская, 2 – Карпатская, 3 – Балканская, 4 – Эгейская, 5 – Гибралтарская, 6 – Испанская, 7 – Тирренская); 3 – поперечные к подвижному (геосинклинальному) поясу ДЛЗ одного из трендов глобальной системы; 4 – номера петлевых структур

Петлевые структуры, как показывает изучение геологической, геолого-геофизической и геоморфологической литературы, карт и современных атласов, широко распространены в складчатых (геосинклинальных) поясах Земли, практически на всех континентах и во всех случаях у них проявлены многие из отмеченных выше признаков, если они хоть сколько-нибудь изучены.

**Третий пример**, существенный для рассмотрения проблемы ведущих факторов морфоструктурного процесса, – это пример специфики морфоструктурного развития крупных шельфов Земли, в особенности гигантского Арктического супершельфа, приуроченного к периферии Арктического глобального сегмента [5, 11]. Эволюция морфоструктурных процессов в пределах Арктического шельфа России исследовалась начиная с работ И.П. Герасимова, Ю.А. Мещерякова, В.Д. Дибнера [12].

В настоящее время появились перспективные исследования – Б.В. Сенина, Э.В. Шипилова и А.Ю. Юнова [13], Э.В. Шипилова и Г.А. Тарасова [14], базирующиеся на большом фактическом материале и отражающие поиск авторами, независимо от господствующих концепций, пути интерпретации этого материала.

Появились материалы по региональным международным геолого-геофизическим профилям, позволившим построить сейсмогеологическую модель литосферы Северной Европы [15, 16] и другие содержательные издания подобного рода, в том числе и издания прошлых лет [17]. Проведенный нами предварительный анализ названных работ показал, что на их основе могут быть созданы новые подходы к пониманию факторов морфоструктурных процессов, важных для освоения известных и прогнозирования новых перспективных площадей развития углеводородных месторождений. И не только углеводородных, т.к. вообще область Арктического шельфа и перехода к континентальному обрамлению отличается повышенной интенсивностью минерагенических процессов [18]. Во всяком случае, у нас появились новые интерпретации заложения и механизма развития крупных нефтегазоносных трогов Карско-Баренцевоморской продуктивной провинции, которые предполагается отдельно опубликовать и которые связаны с тем, что изложено выше.

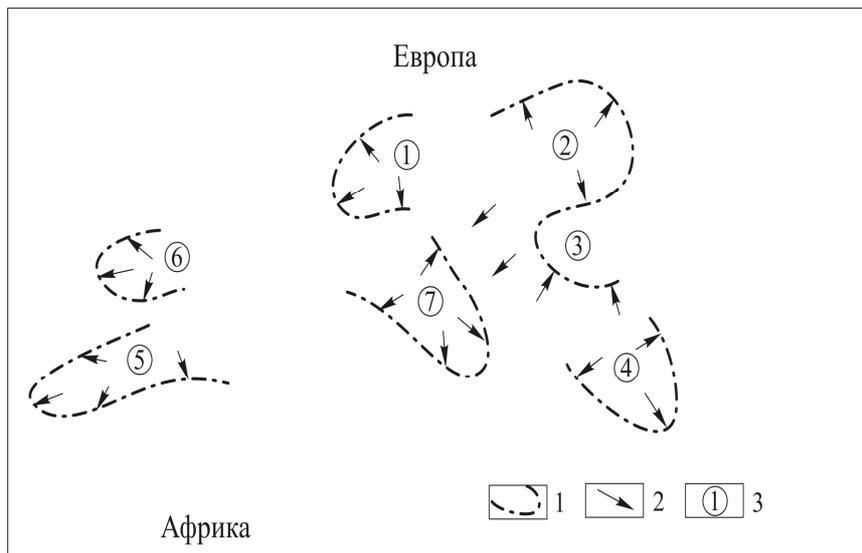


Рис. 5. Фактически установленные направления тектонического транспорта в надвиговых и шарьяжных образованиях петлевых (дуговых) структур западной части Средиземноморского складчатого пояса (по материалам [3] с дополнениями). 1 – петлевые структуры (1 – Альпийская, 2 – Карпатская, 3 – Балканская, 4 – Эгейская, 5 – Гибралтарская, 6 – Испанская, 7 – Тирренская); 2 – направления тектонического транспорта; 3 – номера петлевых структур

В заключение предлагается обобщенный модельный вариант мантийно-корового взаимодействия, контролирующего морфоструктурные процессы, в котором определяющую роль играют ДЛЗ или иерархически подчиненные им разломные системы (рис. 6). К рисунку необходимы пояснения.

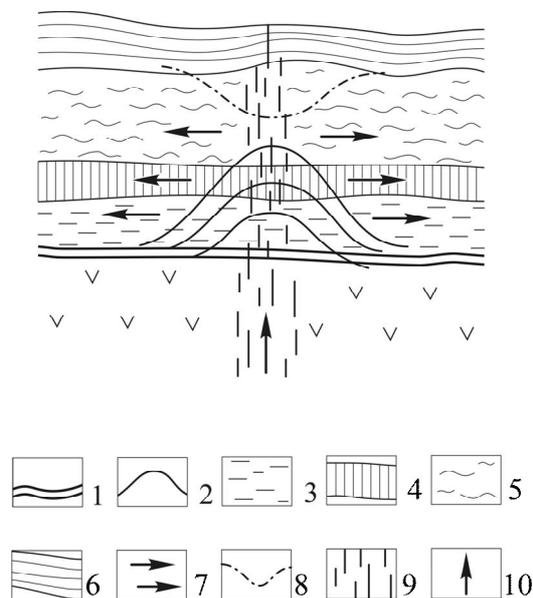


Рис. 6. Обобщенная модель мантийно-корового взаимодействия с участием вертикальных и горизонтальных энерго-массопотоков при определяющей роли активизированной ДЛЗ: 1 – поверхность Мохоровичича; 2 – уровни возможного всплывания вещества разуплотненной мантии (мантийного диапира); 3 – переходная зона мантия–кора, включающая «гранулит-базитовый слой» и верхи верхней мантии; 4 – силициевая протокора; 5 – метаморфический слой (нижняя стратисфера); 6 – верхняя стратисфера; 7 – направления горизонтального пластического «растекания» мантийного диапира и расталкивания им и скупивания корового материала; 8 – контур возможного прогибания в верхней стратисфере; 9 – ДЛЗ; 10 – направление транспорта глубинных и сверхглубинных флюидов-теплоносителей и сопровождающих веществ

Обобщенный вариант является в связи с этим и упрощенным: он показывает систему на базе одной работающей ДЛЗ (обозначение 9). При активизации ДЛЗ, которая управляется глубинными явлениями (а те в свою очередь определяются космическим сценарием, который будет понят не скоро), в разном темпе и масштабе происходит подъем по ДЛЗ глубинных и сверхглубинных (из области внешнего ядра) флюидов-теплоносителей и сопровождающих веществ (обозначение 10).

Теплоносители (или теплоноситель) обуславливают нагрев и разуплотнение вещества верхней мантии, что приводит к рождению мантийного диапира и его всплыванию, пересечению границы Мохоровичича (с нарушением его целостности – что обычно отражается и в волновых полях) и подъему на уровень переходной зоны или выше – до уровня сиалической протокры и нижней стратисферы.

Следствием подъема диапира является его горизонтальное растекание (обозначение 7), т.е. смена направления энерго-массопотока. Она происходит из-за того, что вещество диапира в общем тяжелее корового материала.

При значительных масштабах растекания и расталкивания корового материала возникает возможность проседания слоистых толщ стратисферы, т.е. возникают прогибы разного масштаба. В их обрамлении возможно поднятие скученного корового вещества, в том числе и на поверхности. Пример – острова периферии гигантских петлевых структур.

Охарактеризованная обобщенная и упрощенная модель мантийно-корового взаимодействия описывает вариант возникновения прогибов (синклиналей, трогов). Сложнее выглядит переход к стадии инверсии прогибов крупных подвижных поясов (или геосинклинальных зон). Но это самостоятельная тема для обсуждения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. 519 с.
2. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
3. *Артюшков Е.В.* Физическая геотектоника. М.: Наука, 1993. 455 с.
4. *Предовский А.А.* К проблеме основных элементов тектонического развития Земли: какова альтернатива новой глобальной тектоники литосферных плит // Межвузовский сборник трудов научно-технической конференции «Наука и образование – 2003». Мурманск: Изд-во МГТУ, 2003. С. 223–227.
5. *Предовский А.А.* Об одной проблеме геологического сознания: насколько же важна разломная тектоника? // Тиетта. 2009. № 2 (8). С. 15–19.
6. *Предовский А.А., Полушкина А.О.* Вариант геосторического деления земной коры и возможности его согласования с традиционным геофизическим // Тиетта. 2010. № 2 (12). С. 12–16.
7. *Предовский А.А.* Методические указания к процедуре геохимической реконструкции первичной природы регионально метаморфизованных горных пород. Мурманск: Изд-во МГТУ, 2008.
8. *Предовский А.А., Чикирëв И.В.* Проблема стратисферы Земли: когда началась собственно геологическая история планеты // Фундаментальные проблемы геологии Кольского п-ова и шельфа Баренцева моря. Межвузовский сборник трудов научно-технической конференции «Наука и образование – 2008». Мурманск: Изд-во МГТУ, 2008. С. 202–206.
9. *Предовский А.А. и др.* О возможном механизме развития гигантских структурных петель Земли / *А.А. Предовский, И.В. Чикирëв, Н.С. Абмаева* // Межвузовский сборник трудов научно-технической конференции «Наука и образование – 2010». Мурманск: Изд-во МГТУ, 2010. С. 246–249.
10. *Де Джонс К.А.* Альпийская система Средиземноморской области // Сила тяжести и тектоника. Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизики и геохимии. М.: Мир, 1976. С. 141–153.
11. *Предовский А.А.* Глобальные сегменты – главные структурные элементы внешних оболочек Земли // Тиетта. 2010. № 1 (11). С. 14–16.
12. *Дибнер В.Д.* Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л.: Недра, 1978. 211 с.
13. *Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю.* Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманск: книжное издательство, 1989. 176 с.
14. *Шипилов Э.В., Тарасов Г.А.* Региональная геология нефтегазоносных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1998. 306 с.
15. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: в 2 ч. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1998. Ч. 1. 236 с.
16. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: в 2 ч. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1998. Ч. 2. 204 с.
17. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.
18. Российская Арктика. Геологическая история, минерагения, экология. СПб.: ВНИИ Океангеология, 2002. 958 с.

#### Сведения об авторах

*Предовский Александр Александрович* – д.г.-м.н., профессор, ведущий научный сотрудник, e-mail: kafgeol@afmgtu.apatity.ru

*Чикирëв Игорь Владимирович* – к.г.-м.н., научный сотрудник, e-mail: chikiryeviv@afmgtu.apatity.ru

## ЦЕПНОЙ ПРОЦЕСС, ТРУБКИ ВЗРЫВА, АЛМАЗЫ

**В.К. Каржавин**

Геологический институт КНЦ РАН

### Аннотация

Приведен краткий литературный анализ природного алмазообразования. Численными методами исследования на примере природных образцов подтверждена возможность образования алмазов при низких величинах давления и температуры. Образование алмаза осуществляется одновременно с появлением свободного углерода при разложении карбонатов в неравновесной восстановительной обстановке. По нашему предположению образование трубок взрыва могло осуществляться в результате цепного процесса при взаимодействии магматического водорода с кислородом воздуха. Выделяемое большое количество тепла, давление и мгновенное повышение температуры в локальном объеме трубки взрыва вполне достаточны для разложения и преобразования карбонатов в продукты: алмазы, графит и новообразованные минералы.

### Ключевые слова:

*карбонаты, углерод, алмазообразование, трубки взрыва, цепной процесс, давление, температура.*

Блестящее будущее рисуется для алмаза, если человек сумеет овладеть тайной его получения...

А.Е. Ферсман



В обзорной работе [1] показано, что вопросу механизма алмазообразования посвящено значительное количество результатов теоретических и экспериментальных исследований. Принято считать, что алмазы кимберлитовых трубок образуются из углерода в условиях чрезвычайно высоких давлений и температуры, т.е. мантийная (высокобарическая) гипотеза. Основанием для такого предположения явилась первая попытка выяснения полей устойчивости полиморфных модификаций углерода термодинамическими расчетами превращения углерода в алмаз [2]. В дальнейшем появилось ряд уточняющих теоретических работ по определению равновесных условий графит – алмаз [3–5].

Вместе с тем экспериментально подтверждено, что образование углеродсодержащих веществ (и алмаза в том числе), согласно установленным многочисленным механизмам, возможно в широком диапазоне термодинамических параметров: давления и температуры – от  $10^{-7}$  до  $10^6$  бар и от 20 до 4000 °С [6], взрывных (детонационных) алмазов при давлении до 150 тыс. бар [7]. Напротив, газофазный синтез алмазов имеет несколько иные параметры давления: от  $10^{-3}$  до 2500 бар в интервале температур 600–2500 °С [8, 9]. Некоторые исследователи считают, что определяющим для образования алмазов в графитсодержащей системе является не давление, а мгновенный рост температуры [8, 10].

Действительно имеется предположение [11], что алмазы в кимберлитовых трубках могли образоваться как на различных глубинах, так и в верхних частях земной коры при взаимодействии магматического расплава с веществом осадочных горных пород. Причиной этому явилось наблюдаемое снижение с глубиной в трубках взрыва содержания алмазов. Кроме того, предполагается, что процесс алмазообразования в кимберлитовых трубках возможно протекал и при более низких величинах  $P$  и  $T$ , в приповерхностных условиях [12]. Поэтому находки алмазов в некимберлитовых породах (метаморфических) предложено рассматривать как возможность их генезиса по иному механизму [12–14]. Например, для образования кубических алмазов, генетически связанных с метаморфическими породами, необходимы более низкие температуры [12]. Возраст алмазов варьируется в широких пределах: с момента образования Земли (по данным изучения изотопов гелия) и до 18 млн лет, Австралия [1].

Вероятным источником углерода для алмазов принято считать породы мантии, якобы богатые углеродом [15, 16]. Кроме того, в образовании алмазов может принимать участие углерод

эндогенного и биогенного происхождения, в том числе и углерод углеводородных соединений. В связи с этим имеются две принципиально различные точки зрения по вопросу фракционирования изотопов углерода в процессе образования алмазов. Установлено, что в природных условиях изотопное фракционирование углерода не происходит [14, 17, 18]. Однако при искусственном алмазообразовании, а иногда и в природной среде отмечается переход углерода из одного фазового состояния в другое, что сопровождается изотопным фракционированием [10, 19]. Поэтому изотопный состав углерода алмаза будет отличаться от исходного углеродсодержащего вещества. Оказалось, что углерод природных алмазов тяжелее углерода карбонатов окружающих пород. По мнению Э.М. Галимова [16], вариации изотопного состава углерода алмаза ( $\delta^{13}\text{C}$  от + 2.7‰ до -34.4‰) могут быть объяснены его добавками из внешнего источника. С другой стороны, по отношению изотопов углерода  $\text{C}^{12}/\text{C}^{13}$  углерод алмазов соответствует углероду известняков [20]. Предполагается, что алмазы регионально метаморфизованных пород по изотопии углерода не мантийного, а корового происхождения являются более поздними образованиями по отношению к гранатам и пироксенам [21, 22].

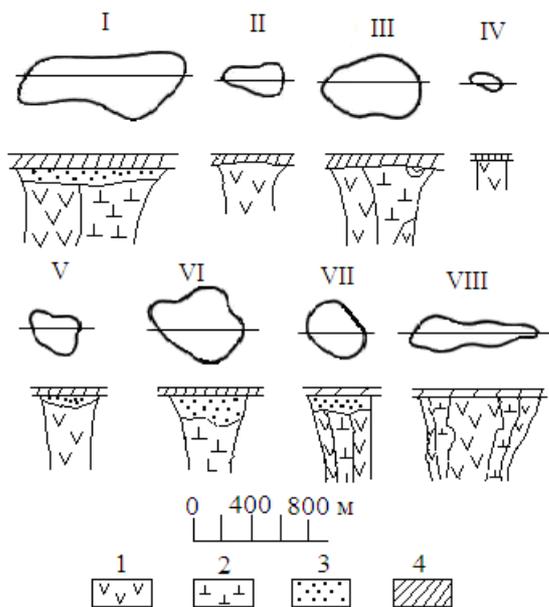


Рис. 1. Морфология и внутреннее строение кимберлитовых трубок [1]:

I – Пионерская, II – Поморская, III – Ломоносовская, IV – Кольцовская, V – Снегурочка, VI – Архангельская, VII, VIII – Карпинская-1 и 2. 1–2 – породы диатремовой фации соответственно первой и второй фаз внедрения; 3 – образование кратерной фации; 4 – перекрывающие четвертичные и каменноугольные отложения

эксплозивными процессами кимберлитовмещающий субстрат. Например, карбонатные жилы Якутии ассоциируют с кимберлитовыми трубками, близкие к классическим карбонатитам щелочно-ультраосновных комплексов [23]. В связи с этим многие исследователи считают, что исходной магмой для образования кимберлитовых трубок могла быть однородная карбонатно-силикатная магма [24]. Цементирующая масса породы кимберлитовых трубок Якутии (с алмазами) представлена: серпентином, ильменитом и политоморфным карбонатом, сложными углеродсодержащими соединениями (битуминозное вещество). Причем с глубиной (700–800 м) содержание карбонатов увеличивается вдвое и снижается содержание алмазов [25, 26].

Месторождения алмазов приурочены к кристаллическим сланцам, гнейсам и метасоматизированным карбонатным породам метаморфического комплекса. Характерной особенностью состава кимберлитов является постоянное присутствие карбонатов [1] (рис. 2). Имеются данные о генетической связи карбонатов кимберлитовых тел с таковыми из вмещающих пород [14]. Причем карбонаты кимберлитовых тел находятся в ассоциации с диопсидом, монтичеллитом, флогопитом, серпентином.

Морфологические особенности кристаллов алмазов, обилие их несовершенных форм – пластинчатые, скелетные, сфероидальные, двойниковые, тесная связь с графитом – свидетельствуют о кристаллизации алмазов в среде с высокой концентрацией углерода в неравновесных условиях. Длительность же во времени процесса алмазообразования и равновесные условия роста кристаллов могут быть причиной их больших размеров [14, 15]. Исследователи выделяют три типа кимберлитовых тел: трубки, дайки (жилы) и силлы (рис. 1). К ним целесообразно добавить вулканы, т.к. одна из вулканических бомб вулкана Ганунг-Руанг (Целебес) оказалась алмазоносной [11]. Следовательно, механизмы алмазообразования в них могут быть аналогичными. Кимберлитовые трубки имеют типичную воронкообразную форму, близки дайкообразному телу (с характерным овальным кратером в верхней ее части). Это связано с ее эволюцией во времени и сопряженностью с ослабленной тектонической зоной, существовавшей при внедрении кимберлитовой магмы.

Кимберлитовые трубки – это своеобразные жерла вулканов взрывного действия. Верхняя ее часть – это переработанный

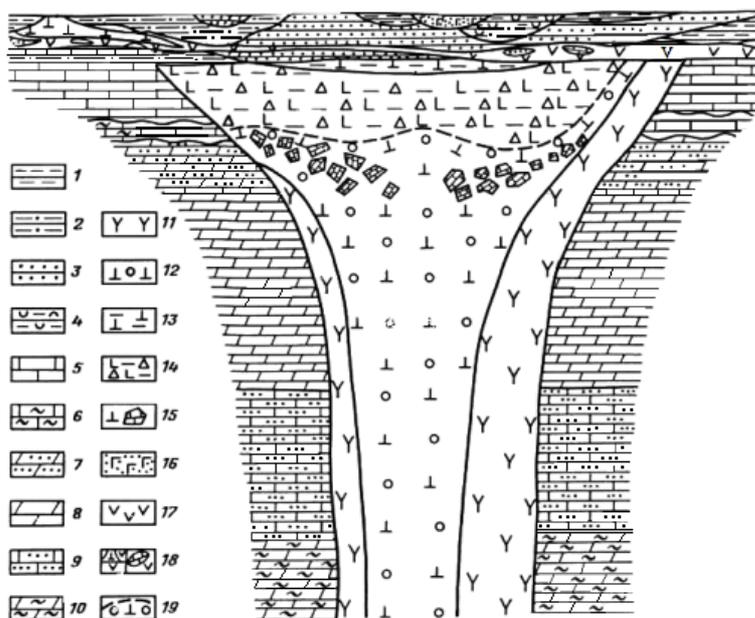


Рис. 2. Геологический разрез кимберлитовой трубки Юбилейная [1]

1 – углистые алевролиты; 2 – песчаные алевролиты; 3 – разнозернистые песчаники; 4 – туфоалеволиты; 5 – известняки; 6 – мергелистые и глинистые известняки; 7 – доломиты и песчаные известняки; 8 – доломиты, глинистые доломиты и доломитистые известняки; 9 – терригенно-карбонатные породы; 10 – глинисто-карбонатные породы; 11-12 – кимберлитовые породы: 11 – порфиоровые кимберлиты первой фазы внедрения; 12 – автолитовые брекчи второй фазы; 13-14 –

стратифицированные осадочно-вулканогенные породы кратера: 13 – глинистого облика; 14 – “песчанистого” и “гравелитового” облика; 15 – ксенолиты осадочных пород в кимберлитах; 16 – туфы основного состава; 17 – долериты; 18 – блоки кимберлитов и осадочных пород, отторгнутые и перемешанные интрузией траппов; 19 – граница пород кратерной фации

О генезисе алмазов в метаморфических породах с момента их обнаружения идут жаркие споры, которые носят принципиальный характер, так как в отличие от алмазов кимберлитовых и лампроитовых месторождений данный новый тип имеет существенные геологические и минералогические особенности, вызывающие неоднозначное толкование.

К настоящему времени по данной проблеме опубликовано большое количество работ. Многочисленные исследования фактического материала позволили ряду авторов [13–15, 27] предположить возможность образования углерода и алмазов в условиях относительно низких давлений и температур. Основанием для рассмотрения проблемы алмазообразования с иной точки зрения, т.е. отличного пути образования алмазов явилось несколько специфичная форма кимберлитовых трубок, их нахождение среди карбонатных пород и наличие в кимберлитах различных углеводородных соединений. Кроме того, анализ природных углеродных веществ показал наличие впервые обнаруженных природных кубического графита и алмазоподобного углерода [14]. В связи с этим нами предпринята оценка алмазообразования при несколько отличных от общепринятых P и T условий.

### Методы исследования

Физико-химическое моделирование сложного состава флюида, равновесного с твердой фазой, обычно осуществляется путем термодинамических расчетов создаваемых мультисистем для каждого образца. Результаты такого исследования позволяют установить разнообразие факторов, влияющих на процесс образования и эволюцию минералов, минеральных ассоциаций и флюида в природных условиях при различных P и T параметрах. Численная реализация мультисистем проводится при помощи метода минимизации свободной энергии Гиббса (программа Селектор). Исходными данными для модельных исследований использовались результаты химического анализа образцов породы. Каждая из созданных мультисистем содержала 14 независимых компонентов (элементы): Al-Ca-F-Fe-K-Mg-Na-P-S-Si-Ti-C-H-O. Расчетная матрица мультисистемы была составлена из 39 зависимых компонентов минеральных фаз и флюидной фазы, включающей десять газообразных компонентов: H<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, CO, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub>, S<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>. Объектами наших исследований явились химические анализы образцов:

1) Кумдыкольского месторождения и Барчинской алмазонасной зоны Казахстана. Это метасоматически переработанные и перекристаллизованные гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, в результате чего в природной системе появились мусковит, серицит, хлорит и новообразованные: эпидот, цоизит, сфен, графит, сульфиды. Алмазы – кубические, редко – октаэдрические [14]. Карбонатные породы

имеют широко варьирующий минеральный состав: амфибол-флогопит-карбонатные, гранат-флогопит-карбонатные и гранат-пироксен-флогопит-карбонатные метасоматиты;

2) Ермаковского кимберлитового поля Терского побережья Белого моря. Трубка взрыва Ермаковская-7, флогопит-оливиновый кимберлит порфириковой структуры, оливин частично замещен серпентином. Алмазы – преобладают октаэдрические [28, 29].

За основу минеральных фаз в мультисистемах были использованы результаты изучения состава образцов (силикаты, алюмосиликаты, оксиды, карбонаты, апатиты, сульфиды, галогениды). Характерной особенностью является то, что в некоторых из образцов установлено присутствие алмазов. Данные алмазы найдены в метаморфических породах докембрия, претерпевших метасоматические преобразования в тектонической зоне. Опубликованное содержание алмазов в образцах было учтено (как углерод) в исходных для расчета данных векторов (табл.).

**Таблица Результаты**

Данные химического анализа исследуемых образцов

Оксиды	Кумдыколь	Барчинское	Ермаковская-7		
	37/32	54/43	82/83	77/257	77/145
SiO <sub>2</sub>	65.2	59.03	58.73	29.42	27.75
TiO <sub>2</sub>	1.06	0.44	0.72	1.41	1.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.4	11.2	18.96	4.40	4.82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.20	1.24	1.83	5.94	5.97
FeO	6.21	4.96	3.76	1.59	2.25
MgO	3.46	6.37	2.56	22.31	23.16
CaO	1.93	7.99	1.55	13.29	13.18
Na <sub>2</sub> O	1.5	0.23	6.24	0.20	0.15
K <sub>2</sub> O	1.45	2.8	2.72	2.79	2.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.08	0.19	1.61	1.76
CO <sub>2</sub>	0.1	3.17	0.24	7.82	8.59
H <sub>2</sub> O	2.46	2.33	1.84	1.2	1.11
F	–	–	–	0.21	0.21
S	0.32	0.59	0.22	0.06	0.04
C	0.46	0.41	0.02	–	–
C, караты/т	152.1	174.5	–	–	–

Теоретические расчеты проводились для T = 300, 500, 700 и 900 °C при давлении 1 тыс., 5 тыс. и 10 тыс. бар.

Сопоставление результатов расчета и проведенный анализ позволил установить некоторые интересные отличия, которые можно проследить в таблицах 2–5.

Результаты расчета мультисистем в указанном интервале температуры и давления позволили прийти к следующему выводу. Образование алмаза осуществляется одновременно с появлением свободного углерода при разложении карбонатов по аналогичным механизмам в неравновесной восстановительной обстановке. Содержание углерода превышает количество образующего алмаза в два и более раза. Этот результат соответствует интенсивному протеканию механизма разложения карбонатов. При

составлении мультисистем в исходные данные для образцов Ермаковская-7 не учитывалось (нет информации) содержание в них алмазов. Однако анализ результатов численного моделирования позволил установить для обр. 77/145 возможное присутствие алмазов в данной трубке взрыва. Их количество соизмеримо содержанию алмазов в обр. 54/43 Барчинской алмазоносной зоны. Из представленного материала следует, что изменение исходного состава образцов, используемых в расчетах мультисистем (алмазных и без алмазов), вызвало перераспределение концентраций почти всех зависимых компонентов: плагиоклаза, гранатов, оливинов, пироксенов. Более значительные изменения оказались в составе флюидной фазы. Доля углеводородов (метан, этан) во флюиде образцов, содержащих алмазы, значительно увеличилась. Приведенные результаты физико-химического исследования позволяют прийти к заключению о том, что образование алмазов действительно возможно при низких величинах давления, температуры и восстановительных условиях среды.

Характерной особенностью карбонатов (кальцит, магнезит, доломит) является их стабильность в условиях мантии [30]. По результатам данного исследования карбонаты в области высоких давлений не могут разлагаться и быть источником углерода для образования алмазов. Поэтому мы предполагаем, что образование алмазов является результатом воздействия прорвавшейся из глубин расплавленной магмы и флюида на карбонаты верхних горизонтов земной коры и осадочные горные породы.

Внедрение и скорость перемещения кимберлитовой магмы происходит в результате “прострела” осадочной толщи и представляет собой “снаряд”, движущийся с громадной скоростью [20]. Скорость перемещения магматического расплава в верхние горизонты зависит от его вязкости, общего давления и наличия флюидов. А что происходит с магматическим расплавом при достижении

приповерхностных условий и внезапной нулевой скоростью? Обычно магматические очаги связаны с вулканами и возникают в зонах разлома на путях подъема флюидов (уплотненных газов:  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{CH}_4$  и др.), находящихся под большим давлением. Причем глубинные потоки водорода является одним из основных газообразных компонентов флюида и присутствует почти во всех продуктах вулканической деятельности [20, 31–34].

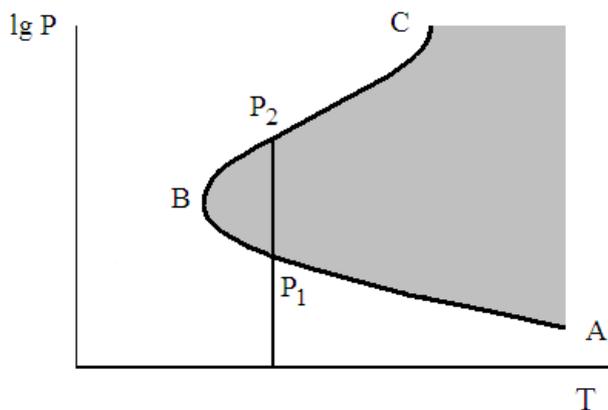


Рис. 3. Полуостров взрыва ABC с нижним (AB) и верхним (BC) пределами воспламенения [35]

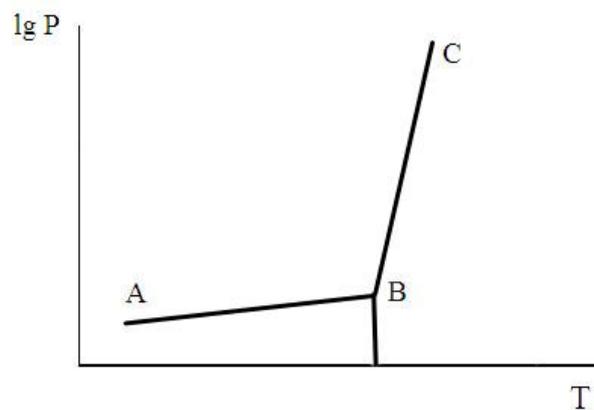


Рис. 4. Зависимость изменения величины давления от температуры цепного процесса [35]

При достижении приповерхностных условий среды водород флюида входит в контакт с кислородом воздушной среды («гремучая смесь»). Если параметры температуры и суммарного давления газов (водорода и кислорода) попадают в пределы полуострова воспламенения ABC (например,  $P_1$  и  $P_2$ ), то происходит мгновенная, распространяемая с большой скоростью химическая реакция окисления кислородом воздуха глубинного водорода (рис. 3). Это цепной процесс\*, который сопровождается взрывом и быстрым, значительным ростом давления в данной природной системе (рис. 4). Линия А–В предвзрывное состояние системы. Точка В – момент начала цепного процесса. Линия В–С – это рост давления (и температуры) с образованием кратера трубки взрыва\*\*. Взрыв имеет тепловую природу, а выделяющаяся энергия за счет образующихся молекул воды (экзотермический процесс, более 240 кДж/моль или 13.4 кДж/1 грамм  $\text{H}_2\text{O}$ ) способствует созданию вторичной активации (развитию цепного процесса). В случае невозможности быстрого удаления выделенного в результате взрыва тепла во вмещающие породы происходит прогрессивный авторазогрев в образовавшемся локальном объеме мгновенно создаются очень высокие температуры. При взаимодействии глубинного водорода с кислородом, которые создаются цепным процессом в объеме трубки взрыва, высокие  $P$  и  $T$  условия вполне достаточны для разложения и преобразования карбонатов магматическим расплавом. Разрыв связей С–О сопровождается образованием активных, реакционноспособных  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$  и  $\text{C}$ .

Процесс протекает в соответствии с законом Гесса в несколько стадий и способствует мгновенному связыванию продуктов разложения за счет снижения энергии активации. Продуктами всевозможных химических реакций между компонентами магматического расплава и продуктами разложения карбонатов являются новообразованные кальций- и магнийсодержащие минералы (диопсид, монтчеллит, флогопит, серпентин и др.), компоненты флюида (в том числе и углеводороды и т.д.), а в зависимости от термодинамических условий среды – алмаз и графит (рис. 5).

Экспериментально установлено, что увеличение концентрации (давления) водорода и кислорода в газовой смеси вызывает смещение положения полуострова взрыва на графике в область более низких температур [35]. Присутствие примесей других компонентов флюида в смеси водорода и кислорода также вызывает снижение температуры воспламенения за счет смещения полуострова взрыва в область низких температур, при этом увеличивается длительность времени протекания цепного процесса, а это может

\* Теория и механизм этого процесса были разработаны и детально экспериментально изучены в прошлом веке Н.Н. Семеновым и С.Н. Хиншельвудом – лауреатами Нобелевской премии по химии, 1956 г. [35].

\*\* Мощные разрушительные взрывы и появление взрывных воронок как результат водородной дегазации установлены в окрестностях г. Сасово Рязанской области [36].

влиять на размеры образующихся алмазов. Действительно, зональность большинства кристаллов алмазов свидетельствует о резких изменениях условий среды в процессе кристаллизации и даже скорости их роста. При последующем снижении давления (и спада температуры) в трубке взрыва вслед за «прострелом» происходит проваливание вышележащих пород. Образующееся пространство после взрыва будет быстро заполняться магмой, обогащенной флюидом, представленного летучими компонентами, органическими соединениями и обломками вмещающих пород, новообразованными и стеклообразными (оплавленными высокой температурой при взрыве) минералами [1] (рис. 2).

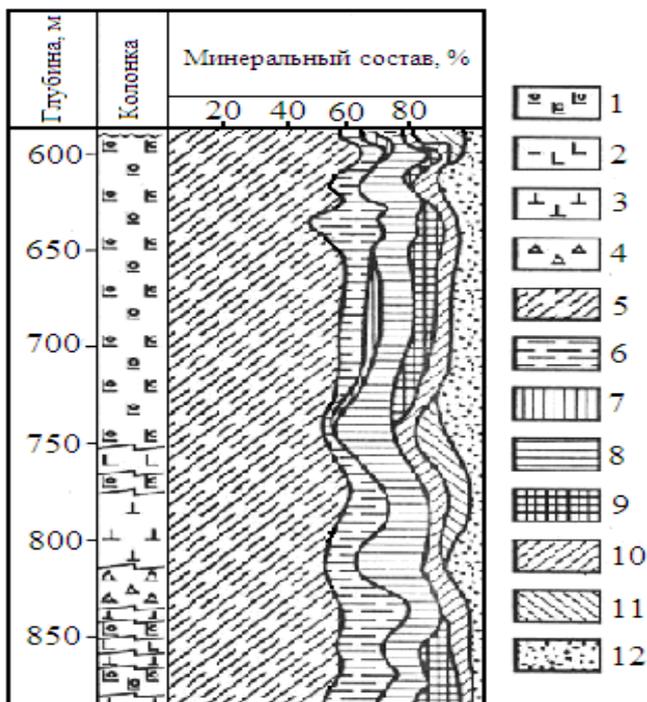


Рис. 5. Схема распределения преобладающих минералов в основной массе кимберлитов глубоких горизонтов трубки Мир (по разрезу скв. 55):

- 1–4 – кимберлитовая брекчия: 1 – автолитовая, 2 – с массивной структурой цемента, 3 – крупнопорфировая, 4 – кластопорфировая; 5 – серпентин, 6 – кальцит, 7 – доломит, 8 – флогопит + хлорит, 9 – пирроаурит, 10 – магнетит + гидроксиды железа, 11 – галит, 12 – прочие минералы [1]

исследования подтверждают наши предыдущие выводы [37]. Действительно, такая модель может быть реализована при наличии карбонатных пород в близповерхностных условиях. В процессе образования кимберлитовых трубок, в результате взрыва в их верхней части резко (мгновенно) возрастает температура и давление, и образуется кратер с оплавленными краями. Такие резкие изменения условий среды при образовании и кристаллизации алмазов в локальном объеме могли явиться причиной появления у них зональности. Очевидно, глубинные высокобарические условия (сверхвысокие P и T) не всегда могут быть определяющими при образовании кимберлитовых трубок, тем более не кимберлитовых природных образований типа Кумдыкольского месторождения и Барчинской алмазоносной зоны Казахстана. Данный процесс возможен только при определенных условиях образования природных месторождений алмаза.

Установленные расчетным путем изменения в составе флюидной фазы за счет значительного увеличения в ней содержания углеводородных соединений (метан и этан) представляют определенный интерес и позволяют считать этот факт дополнительным поисковым критерием (признаком).

В подтверждение изложенного механизма следует обратить внимание на взрывные (детонационные) условия образования наноалмазов [38]. Этот процесс осуществляется в системах с

В зависимости от физико-химических условий образования и кристаллизации плотность образующихся в природных условиях алмазов (октаэдрические, ромбоэдрические, кубические) выражаются отношением  $2.308 : 1.414 : 1.0$  [14]. В этом же направлении убывает твердость их граней, а в обратном направлении растет твердость алмазов, зависящая от физико-химических условий кристаллизации. Термодинамические условия образования различных алмазов имеют очень близкое сходство, и смещение равновесия в сторону образования того или иного вида углерода происходит в силу P-T условий среды. Это подтверждается условиями образования алмазов в метаморфических породах.

#### Выводы

Термодинамические условия образования алмаза и углерода очень схожи, и смещение равновесия в сторону образования того или иного вида происходит в силу кинетических причин, которые в геологических условиях могут иметь локальный характер. Описанный процесс одновременного образования алмазов и углерода из карбонатов и полученные результаты физико-химического

отрицательным кислородным балансом в неокислительной среде. Для этого используют смеси различных органических соединений (в том числе из метана и его радикала) и взрывчатых веществ (ВВ). В момент взрыва ВВ (это доли секунды) в камере до 2 м<sup>3</sup> создаются высокие давления (до 30 ГПа) и температура (до 4000К), что способствует протеканию двух конкурирующих процессов образования аморфного углерода и наноалмазов.

Подводя итоги предложенного механизма алмазообразования, прежде всего следует подчеркнуть, что данная работа представляет собой предварительное исследование такого важного вопроса, как алмазообразование необщепринятым высокobarическим методом, которым, в отличие от изложенного, трудно объяснить наличие «пустых» (без алмазов) трубок взрыва.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Харьков А.Д. и др. История алмаза / А.Д. Харьков, Н.Н. Зинчук, В.М. Зуев. М.: Недра, 1997. 601 с.
2. Лейпунский О.И. Об искусственных алмазах // Успехи химии, 1939. Т. VIII, вып. 10. С. 1519–1534.
3. Berman R., Simon F. On the graphite – diamond equilibrium // Zeitschrift fur Electrochemie. 1955. Vol. 59, № 5. P. 333–338.
4. Bundy F.P. Direct conversion of graphite to diamond in static pressure apparatus // Jour. Chem. Phys. 1963. Vol. 38, № 3. P. 618–623.
5. Bundy F.P. et. al. Methods and Mechanisms of Synthetic Diamond Growth / F.P. Bundy, H.M. Strong, R.H. Wentorf // Chemistry and physics of carbon. 1973 Vol. 10. P. 213–219.
6. Шумилова Т.Г. Минералогия самородного углерода. Екатеринбург: Уро РАН. 2003. 315 с.
7. Руденко А.П., Кулакова И.И., Скворцова В.Л. Химический синтез алмаза. Аспекты общей теории // Успехи химии. 1993. Т. 62, вып. 2. С. 99–117.
8. Дигонский С.В., Тен В.В. Неизвестный водород. СПб.: Наука, 2006. 292 с.
9. Зубков В.С. К вопросу о составе и формах нахождения флюида системы C-H-N-O-S в РТ-условиях верхней мантии // Геохимия. 2001. № 2, С. 131–145.
10. Дигонский С.В., Гаранин В.К. Еще о параметрах природного алмазообразования // Система «Планета Земля». М.: ЛЕНАНД, 2009, С. 159–181.
11. Вдовыкин Г.П. О происхождении алмазов в метеоритах и кимберлитах // Геохимия. 1970. № 11. С. 1373–1380.
12. Каминский Ф.В. Алмазоносность некимберлитовых изверженных пород. М.: Недра, 1984. 173 с.
13. Сидоренко А.В., Розен О.М., Теняков В.А., Сидоренко С.А. Углеродсодержащие метаморфические комплексы докембрия как потенциальный источник алмаза // ДАН СССР. 1976. Т. 230., № 6. С. 1433–1436.
14. Новый генетический тип алмазных месторождений / Л.Д. Лаврова, В.А. Печников, А.М. Плешаков, Е.Д. Надеждина, Ю.А. Шуколюков. М.: Научный мир. 1999. 228 с.
15. Виноградов А.П. и др. Возможные источники углерода природных алмазов по изотопным данным C<sup>12</sup>/C<sup>13</sup> / А.П. Виноградов, О.И. Кропотова, В.И. Устинов // Геохимия. 1965. № 6. С. 643–651.
16. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 224 с.
17. Виноградов А.П., Кропотова О.И. Об изотопном фракционировании углерода в геологических процессах // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1967. № 11. С. 3–13.
18. Кропотова О.И. и др. К вопросу о возможных изотопных эффектах при образовании алмазов / О.И. Кропотова, В.А. Гриненко, Г.Н. Безруков // Геохимия. 1970. № 10. С. 1279–1287.
19. Федосеев Д.В. и др. Фракционирование изотопов углерода при физико-химическом синтезе алмазов / Д.В. Федосеев, Э.М. Галимов, В.П. Варнин, В.С. Прохоров, Б.В. Дерягин // ДАН СССР. 1971. Т. 201, № 5. С. 1149–1151.
20. Соболев В.С. Условия образования месторождений алмазов // Геология и геофизика. 1960. № 1. С. 7–22.
21. Милашев В.А. Среда и процессы образования природных алмазов. СПб.: Недра, 1994. 144 с.
22. Екимова Т.Е. и др. Включения алмазов в порообразующих минералах метаморфических пород / Т.Е. Екимова, Л.Д. Лаврова, М.А. Петрова // ДАН СССР. 1992. Т. 332, № 3. С. 366–368.
23. Мальков Б.А. Карбонатитовые кимберлиты – новый тип алмазоносных пород // ДАН СССР. 1975. Т. 221, № 5. С. 1170–1173.
24. Зинчук Н.Н. Постмагматические минералы кимберлитов. М.: ООО «Недра-Бизнес-центр», 2000. 538 с.
25. Лапин А.В., Маршинцев В.К. Карбонатиты и кимберлитовые карбонатиты // Геол. рудн. месторождений. 1984. № 3. С. 28–43.
26. Петров В.С. Генетическая связь алмазов с карбонатами кимберлитов // Вест. МГУ. Сер. геол. 1959. Вып. 2. С. 13–20.
27. Шацкий В.С., Соболев Н.В. Некоторые аспекты генезиса алмазов в метаморфических породах // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 2. С. 217–219.
28. Калинин М.М., Поляков И.В. Кимберлиты и родственные породы Терского берега Кольского полуострова // Проблемы золотоносности и алмазоносности севера Европейской части России. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 1997. С. 117–123.
29. Арзамасцев А.А. и др. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита / А.А. Арзамасцев, Ж.А. Федотов, Л.В. Арзамасцева. СПб.: Наука, 2009. 383 с.
30. Кусков О.А. Устойчивость карбонатов мантии Земли // Геохимия. 1978. № 12. С. 1813–1820.
31. Соколов В.А. Геохимия природных газов. М.: Недра, 1971. 336 с.
32. Иванкин П.Ф., Иншин П.В. О взаимосвязи углерода и воды в петрогенезисе // Сов. геология. 1977. № 1. С. 37–40.
33. Ларин Н.В. и др. Кольцевые структур, обусловленные глубинными потоками водорода / Н.В. Ларин, В.Н. Ларин, А.В. Горбатиков // Дегазация земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды, нефть и газ; углеводороды и жизнь. М.: ГЕОС, 2010. С. 284–288.
34. Чистова З.Б., Кутинов Ю.Г. Тектонические узлы севера Русской плиты «трубы дегазации» и межгеосферного взаимодействия // Дегазация земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды, нефть и газ; углеводороды и жизнь. М.: ГЕОС, 2010. С. 626–629.
35. Семенов Н.Н. Избранные труды. Т. 2. Горение и взрыв. М.: Наука, 2005. 704 с.
36. Ларин В.Н. Наша Земля. Режим доступа: <http://hydrogen-future.com/>
37. Каржавин В.К. Карбонат-силикатные породы как источник алмазообразования в Хибинах / Труды VI Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии. Апатиты, 18–19 мая 2009 г. Апатиты: Изд-во ООО К&М, 2009. С. 168–175.
38. Долматов В.Ю. Детонационные наноалмазы: синтез, строение, свойства // Успехи химии. 2007. Т. 76, № 4. С. 375–397.

#### Сведения об авторе

Каржавин Владимир Константинович – к.х.н., старший научный сотрудник; e-mail: karzhavin@geoksc.apatity.ru

## ТЕКТОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ БЛОКА ЗЕМНОЙ КОРЫ КАК КОЛЕБАТЕЛЬНОЙ СИСТЕМЫ (НА ПРИМЕРЕ ПЕЧЕНГСКОГО БЛОКА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

**В.Л. Ильченко**

Геологический институт КНЦ РАН

### Аннотация

Представлена модель тектонического расслоения земной коры Печенгского блока как колебательной системы. Моделирование проведено с целью подтвердить явление волнового контроля над геодинамическими процессами в земной коре. Явление состоит в периодическом возбуждении энергией лунно-солнечного прилива в блоке земной коры поля стоячих волн с активизацией геодинамических процессов в период его затухания. В работе использованы материалы по упругим свойствам керна Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) и пород с поверхности Печенгского блока. Результатами моделирования с высокой точностью совпадения модельных границ до глубины 12 км с концентраторами напряжений в разрезе СГ-3 явления волнового контроля подтверждены. Распространение явления в глобальном масштабе предполагает более детальное его изучение.

### Ключевые слова:

*анизотропия, геодинамика, напряженное состояние, затухающие колебания, тектоностратиграфическая модель, стоячие волны, Печенгский блок.*



### Введение

Громадный ущерб от природных и техногенных катастроф заставляет искать новые подходы к проблеме предсказания и предотвращения этих грозных явлений Природы. Решению этих проблем может способствовать изучение волновых явлений в геодинамике. В России такие исследования проводит новосибирская школа акад. В.Н. Опарина, где открыты «маятниковые волны» в горных массивах и эффект квантования с коэффициентом подобия  $(\sqrt{2})^n$  в проявлении динамических эффектов в горных массивах вокруг горных выработок на большой глубине [1], а также хабаровский центр д.ф.-м.н. А.В. Викулина [2], где открыто и развивается новое научное направление –

Квантовая геотектоника. Представителей означенных школ отличает применение основ квантовой механики, разработанной в начале XX в. для изучения микромира и строения атома. Высокая стабильность атома объясняется его строением и прочными внутренними связями под контролем системы стоячих волн (волны Де Бройля) [3]. Применение «атомной» терминологии в изучении макрообъектов объясняется общим предметом исследования (стоячие волны и волновые поля). При этом созидательная (на микроуровне) функция волнового контроля над геодинамическими процессами и полем напряжений в блоке земной коры приводит к диаметрально противоположному результату: в пространстве блока, в соответствии с распределением узлов в структуре волнового поля, возникает система компактных концентраторов напряжений, которую колебательный режим поля поддерживает в постоянной «боевой» готовности.

При обнаружении наблюдателем «неполноты» картины, которая традиционно считалась классическим отражением фундаментальных законов природы, возникает предположение существования неизвестного явления. Ощущение «неполноты картины мира», по-видимому, чаще всего должны испытывать ученые, занятые изыскательской деятельностью. Как правило, в подобных ситуациях профессионал старается не заострять внимание на отвлекающем моменте, но в каком-то уголке памяти сохраняется всё, и по мере накопления подобных фактов «копилка» переполняется, и возникает жажда выяснить причину необъяснимых явлений, которая будет неотступно преследовать человека до тех пор, пока не решены все вопросы.

В ходе подсознательного отбора таких вот странных фактов сложилось понятие «волновой контроль», что повлекло за собой постановку экспериментов и осознание эффекта стоячей волны [4]. Однако явление волнового контроля так и оставалось гипотезой, поскольку осуществить его прямое наблюдение было невозможно, как невозможно наблюдать основу этого явления – стоячую волну. Когда прямое наблюдение явления невозможно, используют модель. Но без знания физических

процессов, сопровождающих явление, моделирование также становится невозможным. Информацию о стоячих волнах легко найти в физическом справочнике и значительно трудней отыскать природный механизм, способный возбудить поле стоячих волн в блоке земной коры.

Возможность построения модели с целью доказательства явления волнового контроля над геодинамическими процессами в земной коре появилась в период завершения работ по проекту UNESCO IGCP № 408 [5]. Идея проекта сводилась к попытке всестороннего сопоставления информации по керну СГ-3 с породами – аналогами этого керна из обнажений на поверхности Печенгского блока с целью отыскания (если это возможно) «фактора глубинности». В ходе выполнения этих работ был получен действительно новый научный факт, представляющий вывод из заключения по результатам спектрального анализа показателей анизотропии упругих свойств керна СГ-3 и пород с поверхности. Полученные линейчатые спектры с признаками затухания, как эффект гармонического колебания, не могли появиться вне колебательной системы [6]. Эта спектральная характеристика привела к идее рассмотрения Печенгского блока как колебательной системы, в период затухания которой активизируются геодинамические процессы в земной коре. Эта идея подкрепляется фактами из работ А.А. Спивак и С.Б. Кишкиной [7] по изучению вариаций параметров микросейсмических колебаний, которые отличаются активизацией фона с нарастанием амплитуды в отклике земной коры на динамическое воздействие лунно-солнечного прилива.

Затем появилось экспериментальное объяснение [8] волнового контроля с описанием его «механизма»: динамическое воздействие на горную породу, измененную полем стоячих волн, приводит к избирательности разрушения породы по системе из множества точечных трещиноватых зон, которые возникают в результате накопления избыточных напряжений в узлах стоячих волн, положение узлов в объеме породы контролирует структура волнового поля. То есть расстояние между соседними зонами разрушения равно длине стоячей волны.

Изучение природы субгоризонтальных границ в земной коре по упругим свойствам пород из верхней части земной коры Печенгского блока привело к построению модели. Для приближения к условиям затухающего колебательного процесса в модель введены результаты спектрального анализа, которые отражены в ее граничных параметрах. Таким образом, окончательный вид представляемой модели в полной мере отвечает названию «Тектоно-стратиграфическая модель блока земной коры как колебательной системы». Главная цель проведенной работы, как уже было сказано, подтвердить явление волнового контроля над геодинамическими процессами в земной коре.

### **Аналитический обзор материалов и подготовка основ моделирования**

За период с утверждения программы сверхглубокого бурения (1965 г.) до завершения проекта № 408 (2000 г.) материалы СГ-3 были использованы не менее чем в 10 моделях верхней части земной коры Печенгского блока, отражающих различные особенности его строения. Как известно, земная кора является иерархической структурированной средой, состоящей из блоков, разобщенных зонами дробления [9]. Каждый блок земной коры, помимо системной трещиноватости, обладает расслоенностью, которая повсеместно выявляется на геофизических разрезах. Параметры трещиноватости и систем расслоения, а также рельеф поверхности [10] уникальны для каждого из блоков, даже если они сложены из близких по составу пород, имеют один и тот же возраст и находятся в тесном контакте. О расслоенности Печенгского блока было известно до заложения СГ-3 из результатов предварительных геофизических работ. Многие из геофизических границ были подтверждены бурением. В большинстве случаев пересечения таких границ буровым снарядом возникали аварии вследствие разгрузки остаточных напряжений, сохранившихся в породах краевых частей тектонической границы. Разгрузка напряжений сопровождается эффектом резкого увеличения диаметра скважины в результате вывала пород из ее стенок.

С появлением акустополаризационного метода [11] (когда бурение СГ-3 было практически прекращено) начались широкомасштабные исследования упругих свойств керна и была установлена прямая связь между напряженно-деформированным состоянием пород в массиве и показателями упругой анизотропии керна. То есть их вариации (как и диаметр скважины) по разрезу являются прямым отражением напряжений в породах массива (тектоно-кессонный эффект [12]).

С анализом проявлений напряженно-деформированного состояния пород в параметрах упругой симметрии и анизотропии керна и по диаметру скважины крепла уверенность в наличии определенного рода упорядоченности этих показателей, а также в том, что тектоническая расслоенность имеет признаки волнового контроля. Экспериментом была подтверждена возможность такого контроля. Механизм волнового контроля (поля стоячих волн) над процессом разрушения, по-

видимому, сводится к появлению в разрушаемой среде специфических условий разделения ее объема неподвижными узловыми точками на колеблющиеся зоны пучностей с небольшим повышением пластичности среды. Рост давления с непрерывным «озвучиванием» волновым полем провоцирует разрушение, и первые трещины возникают в узловых точках, где концентрируются аномально высокие напряжения, что определяет дальнейший ход разрушения: рост узловых трещин и их слияние приводят к развитию нарушенных зон. Большая часть образцов в эксперименте была разрушена с расслоением по системе вложенных конусов – поверхностей конической формы (типа структуры “cone-in-cone” [8]) с приближением размерности расслоения (толщины черепков конической формы) к длине стоячей волны, возбуждаемой в образце.

Вывод о необходимости рассмотрения геологических объектов как колебательных систем был сделан автором метода спектральной сейсморазведки А.Г. Гликманом [13] при анализе качества сейсморазведочной информации, вызывающей затруднения в случае, когда вместо отраженной от поверхности объекта волны, на сейсмоприемник поступает сигнал, представляющий собой отклик колебательной системы, возбужденной в объекте энергией зондирующего сейсмоимпульса. Структура и сложность колебательной системы (количество волн) в объеме блока горных пород зависит от формы объекта или от положения в нем отражающих границ. В спектре колебательной системы керамического диска, возникшей от удара, выделяется 2 пика, отражающих количество и направление действия волн в системе: первая волна – по диаметру, вторая – по высоте диска [13].

Представление о земной коре как колебательной системе возникает в результате анализа движения Земли вокруг Солнца и её вращения вокруг своей оси. При этом вокруг Земли, со времени её становления как планеты, вращается массивный спутник – Луна, в чём и состоит колебательный режим земной коры вследствие лунно-солнечных приливов. В настоящее время резко возросло внимание к коровым приливному волнам как к триггерам динамических событий в земной коре. Воздействие прилива на земную кору (учитывая, что линейная скорость Луны  $\approx 1.02$  км/с, а поверхность блока земной коры, как правило, расколота множеством субвертикальных трещин [14] на «полигоны» относительно небольшого размера), можно расценивать как серию ударных импульсов (по импульсу на «полигон») или «квантов упругой энергии», способных возбудить в блоке земной коры колебания, которые могут трансформироваться в систему стоячих волн с охватом ею всего пространства в пределах отражающих границ блока. Такая волновая система, не успев возбудиться, переходит в режим затухания, что подкрепляет упомянутый ранее вывод из результатов спектрального анализа. Длительность «звучания» колебательной системы, по-видимому, должна зависеть от упругих свойств пород и особенностей структуры блока.

В обзорно-аналитической статье [15], помимо прочего, рассмотрено возбуждение фона микросейсм с очень интересной особенностью, выраженной в смещении максимумов проявления приливной силы и амплитуды микросейсмических колебаний примерно на 4 часа (максимум отклика среды достигается в момент максимальной скорости изменения силы). Там же приведено сообщение о том, что разные участки земной коры отличаются собственными частотными интервалами микросейсмического фона, которые коррелируются с величиной приливной силы. То есть каждый блок земной коры проявляет индивидуальность в параметрах фонового «звучания». Причем эта модуляция амплитуды наблюдается на большинстве участков земной коры, включая высокие широты, где приливный эффект существенно ниже. В представляемой модели этому фону предопределено, по-видимому, место «звона» пучности волнового поля, контролирующего геодинамику блока.

В установлении волнового контроля над геодинамикой блока земной коры затухающий режим колебательной системы отражает суммарное затухание множества отдельных составляющих системы (стоячих волн) в пошаговом ритме с ускорением и принципиально не отличается от затухания волны в струне. Колебание в струне от удара, прежде чем «звучать», трансформируется в стоячую волну, с пучностью, равной длине струны, и неподвижными узловыми точками на её концах. Расход энергии на звучание струны приводит к затуханию звука. На струне возникает неподвижный узел, разбивающий её надвое, а звуковую волну на пару полуволн или мод (обертон № 1 в спектре звучания струны), на которых затем появляются новые разделяющие узлы и так далее... с непременным соблюдением условия: между узлами уместается целое число длин полуволн  $\lambda/2$  [3]. Таким образом, затухание колебательной системы представляет собой цепную реакцию типа «размножение делением» в виде последовательности мод в геометрической прогрессии, в соответствии с выражением:  $\lambda_n = \lambda / 2^n$ , где  $n$  – № моды ( $n$  – только целые числа),  $\lambda_n$  – длина  $n$ -й моды. Примечательно, что здесь имеет место полная аналогия с открытым учеными из Новосибирска эффектом квантования системы зон разрушений с определением

характерной пошаговой последовательностью, описываемой формулой с коэффициентом подобия  $(\sqrt{2})^n = (2^{1/2})^n$  [1]. В общем, механизм затухания волнового поля в блоке земной коры подчиняется степенному закону, которому также подчиняются различные природные катастрофы с каскадным или лавинообразным характером развития событий, при этом захватывая всю иерархию масштабов, т. е. всю систему в целом. Это фундаментальное свойство систем с самоорганизованной критичностью, развитие которых приводит к неизбежному катастрофическому финалу [16].

### Построение модели с обсуждением результатов и оценкой качества работы

Предпосылки для построения модели блока земной коры как колебательной системы:

1) установление колебательной системы (поля стоячих волн) вследствие импульсного приливного воздействия в блоке земной коры обусловлено наличием в блоке парных отражающих границ, а параметры колебательной системы зависят от формы и размеров между отражающими границами блока;

2) блок земной коры как колебательная система с квантованным притоком упругой энергии может существовать только в режиме затухания;

3) под контролем волнового поля в блоке земной коры, в соответствии с размещением в пространстве блока узловых точек стоячих волн возникают интервалы пород – концентраторов напряжений, предопределяющие развитие тектонических границ;

4) смещение на 4 часа максимумов проявления приливной силы и отклика среды (амплитуды микросейсмических колебаний) [7, 15] отражает время затухания волнового поля в блоке земной коры, а тот факт, что «максимум отклика среды достигается в момент максимальной скорости изменения силы» может означать пик активизации геодинамических процессов в блоке в период затухания колебаний.

Таблица 1

Номера и длины мод

№ моды	M0	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10
Длина моды	42	21	10.5	5.25	2.625	1.312	0.656	0.328	0.164	0.082	0.041

Печенгский блок исследован проходкой СГ-3 до глубины 12.261 км блока [17]. Таким образом, простейшим способом проверки качества полученной модели представляется наложение фрагмента модели (интервал 0–12 км) на разрез СГ-3 (рис. 1) как на эталон. Критерий качества модели – частота попаданий её границ в интервал – концентратор напряжений. Признаком такого интервала является участок с резким относительным повышением показателя упругой анизотропии керна и диаметра скважины. На разрез-эталон вынесена информация по профилометрии СГ-3, «генерализованная» разбиением на 125-метровые интервалы, отражающие интервальное среднеарифметическое значение диаметра [17]. Граничные параметры модели вычислены по формуле:  $M_n = M_0 / 2^n$ , где  $n$  – № моды,  $M_n$  – длина моды (стоячей волны), с началом затухания системы с  $M_0=42$  км (условная мощность коры Печенгского блока [12]) приведены в таблице 1. Способ вычисления граничных параметров (как видно из формулы для их вычисления) предполагает, что при затухании волнового поля с каждым делением на моды, половина новых узлов попадает в точки предыдущих, то есть в узел M 1 моды № 1 обязательно попадут узлы всех последующих актов деления, в узлы M2 моды № 2 – все, кроме № 1 и т.д. Неизвестно только, отразится ли этот процесс на уровне точечной концентрации напряжений в породах, а если отразится, то каким образом. Количество модельных границ определяется масштабом «генерализации» эталона, поскольку все границы начиная с моды № 9 (длина – 82 м) уже будут иметь 50%-ю точность попадания.

Для начала проведем сравнение с моделью тех глубинных интервалов СГ-3, которые уже были исследованы с измерением анизотропия упругих свойств керна. Зона тектонических нарушений с медно-никелевым оруденением в интервале глубин 1.7–1.9 км [18] совпадает с модельными границами, обусловленными самыми короткими модами из приведенных в таблице: от № 8–9 и даже еще короче (№ 10–12). В зону нарушений Лучломпольского разлома [19] в интервале глубин 4.43–5.5 км попадают границы, определенные модами № 3–10. В глубинный интервал 9–11 км, который был отмечен в ходе бурения СГ-3 максимальными показателями проходки на долото [20], попадают модельные границы, определяемые модами № 2 и № 5–10. Примечательно, что максимальное

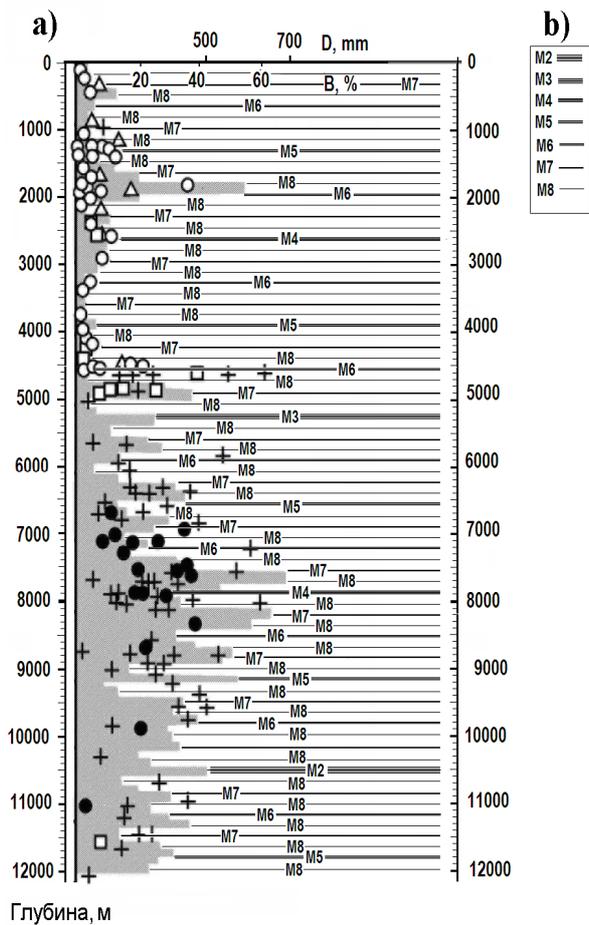


Рис. 1. Наложение границ фрагмента модели (интервал 0–12 км) на схему распределения динамических типов пород в разрезе СГ-3 из [17]:

а) показатели упругой анизотропии в керне (разные значки показывают разные петрографические типы пород), серым цветом – диаметр скважины;  
 б) модельные границы (табл. 1)

значение проходки на долото установлено в породах, локализованных в ближайших окрестностях глубинной отметки 10,5 км, точно совпадающей с границей от моды № 2.

Сопоставление модели с несколькими геофизическими разрезами Печенгского блока, включая разрез, выполненный в параметрах обменных волн [12, 21] также привело к совпадению достаточно большого числа модельных границ с элементами тектонической расслоенности.

Для оценки эффективности модельных границ на рисунке 1 информация по числу их совпадений (в %) с интервалами пород – концентраторов напряжений собрана в таблице 2.

Качество модели отражает информация, полученная при анализе рисунка № 1 и вынесенная в табл. 2. Модельные границы совпадают с интервалами – концентраторами напряжений в разрезе СГ-3 с достаточно высокой точностью (за исключением М4 и М8). Учитывая то, что параметры границ были вычислены из предположительной глубины отражающей границы «кора-мантия» (42 км), а для оценки модели была использована генерализованная информация, примененный в работе принцип построения моделей тектонического расслоения земной коры является достаточно перспективным, и может быть использован для прогноза аварийных ситуаций в работах, связанных с проходкой горных выработок.

Для окончательного вывода о возможностях и эффективном использовании представленной модели требуется проведение дополнительной методической работы по определению граничных условий моделирования.

Таблица 2

Оценка качества модели

№ моды	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8
Длина моды, км	10,5	5,25	2,625	1,312	0,656	0,328	0,164
Количество границ	1	1	2	5	9	18	36
Количество совпадений	1	1	1	4	7	13	15
Точность совпадений, %	100	100	50	80	77	72	42

Как отмечено выше, применение моделирования было способом постановки задачи, главная цель которой состояла в подтверждении эффекта волнового контроля над геодинамическими процессами с получением информации о его природе. Таким образом, результаты оценки утилитарных достоинств модели являются побочным продуктом моделирования. Поскольку этот побочный продукт оказался довольно результативным (>>50%), а принцип построения модели особых нареканий не вызывает, можно утверждать, что цель моделирования успешно достигнута.

## Выводы\*

- результатами моделирования подтверждено явление волнового контроля над геодинамическими процессами, а его распространение, по-видимому, имеет глобальный характер и должно наблюдаться во всех составляющих земной коры;

- волновой контроль является следствием возбуждения упругих колебаний в блоке земной коры от импульса упругой энергии (квант энергии) лунно-солнечного прилива с трансформацией этих колебаний в систему стоячих волн или волновое поле, охватывающее весь блок с разделением (квантованием) его пространства узловыми точками – концентраторами напряжений в породах на зоны пучностей;

- затухание волнового поля в блоке земной коры происходит с ускорением по типу цепной реакции «размножение делением» подобно затуханию звука в струне;

- за период затухания волнового поля в блоке земной коры создается чётко организованная система из множества узловых точек – концентраторов напряжений, закрепляя тем самым в блоке структуру волнового поля, которое переходит в «спящий режим» на время до очередного «пробуждения» квантом приливной упругой энергии;

- максимальная сила отклика среды на коровый прилив (примерно через 4 часа, согласно [7, 15]) означает пик активизации геодинамических сил и, по-видимому, этот пик связан с деструктивными процессами, формирующими тектоническую расслоенность земной коры.

Автор статьи благодарен классику отечественной нелинейной геологии П.М. Горяинову, работы которого оказали большое влияние на формирование научного мировоззрения автора.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Опарин В.Н., Тапсиев А.П., Чанышев А.И.* 1-я Китайско-Российская научная конференция «Нелинейные геомеханико-геодинамические процессы при отработке полезных ископаемых на больших глубинах». ФТПРПИ, 2011. № 3. С. 111–115.
2. Ротационные процессы в геологии и физике /отв. ред. Е.Е. Милановский. М.: КомКнига, 2007. 528 с. 3. *Пономарёв Л.И.* Под знаком кванта. 2-е изд., испр. и доп. М.: Наука., 1989. 368 с. 4. *Ильченко В.Л.* О вероятностной волновой природе расслоенности // Геология и полезные ископаемые северо-запада и центра России: сб. статей. Апатиты, 1999. С. 204–206. 5. The results of the study of the deep substance and physical processes in the Kola superdeep borehole section down to a depth of 12261 m / Edited by F.P.Mitrofanov and F.F.Gorbatshevich. Apatity: Poligraph, 2000. 153 p. 6. *Ильченко В.Л., Горбацевич Ф.Ф.* Анизотропия упругих свойств горных пород и состояние кристаллической коры в разрезе Кольской сверхглубокой скважины // Инновационный потенциал Кольской науки: сб. статей, посв. 75-летию КНЦ РАН. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2005. С. 35–40. 7. *Сливак А.А., Кишкина С.Б.* Исследование микросейсмического фона с целью определения активных тектонических структур и геодинамических характеристик среды // Физика Земли. 2004. № 7. С. 35–49. 8. *Ильченко В.Л.* О вибрационной версии происхождения текстуры cone-in-cone (экспериментальные данные) // Карбонатные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерагения: материалы 6-го Уральского регионального литологического совещания. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2004. С. 63–65. 9. *Садовский М.А.* О естественной кусковатости горных пород // ДАН СССР. 1979. № 4. С. 829–832. 10. *Ильченко В.Л.* О вариациях плотности и анизотропии упругих свойств архейских пород в приповерхностном залегании (на примере Центрально-Кольского мегаблока, Балтийский щит) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2010. № 1. С. 73–79. 11. *Горбацевич Ф.Ф.* Акустополарископия горных пород. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1995. 204 с. 12. *Горяинов П.М., Давиденко И.В.* Тектоно-кессонный эффект в массивах горных пород и рудных месторождений – важное явление геодинамики // ДАН СССР. 1979. Т. 247, № 5. С. 1212–1215. 13. *Гликман А.Г.* Теория и практика спектральной сейсморазведки. Режим доступа: <http://www.newgeophys.spb.ru/ru/book2> 14. *Березовский Н.С., Галдин Н.Е., Кузнецов Ю.И.* Геофизическое исследование сверхглубоких скважин (Кольской и Новоелховской) как основа интерпретации геологического строения кристаллического фундамента. Тверь: Изд. АИС, 2006. 395 с. 15. *Адушкин В.В., Сливак А.А.* Приливная сила как триггер геофизических процессов в окружающей среде // Триггерные эффекты в геосистемах: материалы Всероссийского семинара-совещания, Москва, 22–24 июня 2010 г. / Институт динамики геосфер РАН; под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М.: ГЕОС, 2010. С. 8–18. 16. *Макаров П.В.* Самоорганизованная критичность и сейсмический процесс // Триггерные эффекты в геосистемах: материалы Всероссийского семинара-совещания, Москва, 22–24 июня 2010 г. / Институт динамики геосфер РАН; под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М.: ГЕОС, 2010. С. 79–87. 17. Кольская сверхглубокая. М.: МФ «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ», 1998. 260 с. 18. *Горбацевич Ф.Ф., Ильченко В.Л., Смирнов Ю.П.* Геодинамическая обстановка в интервале 1.7–1.9 км Кольской сверхглубокой скважины // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2000. № 1. С. 70–77. 19. *Ильченко В.Л., Горбацевич Ф.Ф., Смирнов Ю.П.* Анизотропия упругих свойств керна и состояние пород околоствольного массива Кольской сверхглубокой скважины в зоне Лучломпольского разлома // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2005. № 3. С. 1–11. 20. *Ильченко В.Л., Горбацевич Ф.Ф., Смирнов Ю.П.* Упругая анизотропия образцов керна Кольской сверхглубокой скважины из интервала 8.7–11.4 км // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1999. № 3. С. 151–159. 21. *Трипольский А.А., Шаров Н.В.* Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 159 с.

## Сведения об авторах

*Ильченко Вадим Леонидович* – к.г.-м.н., научный сотрудник; e-mail: [vadim@geoksc.apatity.ru](mailto:vadim@geoksc.apatity.ru)

---

\*По примеру коллег из Новосибирска и Хабаровска, занятых сходными исследованиями, в формулировке «Выводов» сделана попытка использовать основное понятие квантовой механики.

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛИ С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ НОВОЙ ГИПОТЕЗЫ

**М.И. Дубровский**

Геологический институт КНЦ РАН

### Аннотация

Рассмотренная новая модель происхождения Земли Трофимова-Лесового принципиально отличается от старой тем, что исходное протовещество нашей планеты в этой модели не считается постоянным. Согласно новой модели, в результате взаимодействия ядра с космическими излучениями непрерывно продуцируются разнообразные элементы и изотопы, что ведет к увеличению как количества вещества, так и его объема. При этом выделяется достаточно много тепловой энергии, вызывающей реализацию различных геологических процессов. Признание новой модели позволяет решать многие геологические проблемы, не решаемые с позиций старой гипотезы. Сопоставление результатов решения некоторых геологических проблем, проведенное с позиций старой и новой гипотез, однозначно свидетельствует в пользу новой гипотезы, что, по мнению автора, должно привлечь к ней внимание исследователей и увеличить число ее сторонников.

### Ключевые слова:

*новая гипотеза образования Земли, апейрон-протовещество, продуцирование элементов, увеличение количества вещества.*



Все существующие проблемы по строению Земли, слагающих ее пород и минералов, по различным геологическим процессам (геодинамика, образование континентов, океанов и атмосферы, форма и размеры континентов и океанов, «дрейф» континентов и расширение океанов, магматизм, метаморфизм, дифференциация пород и магм, осадконакопление) геологи решают с позиций существующей гипотезы образования и истории развития Земли. Но, конечно же, самая главная проблема – это происхождение и эволюция вещества Земли, поскольку все остальные проблемы являются частными производными.

Побудительным мотивом написания данной статьи явилось появление в литературе новой гипотезы образования Земли и эволюции ее вещества [1]. Меня эта статья заинтересовала еще и потому, что мы с Г.В. Трофимовым (бывший сотрудник Института химии и технологии редких элементов и минерального сырья, кандидат химических наук) обсуждали эту проблему начиная с 2002 года.

Предложенный Г.В. Трофимовым вариант гипотезы образования нашей планеты из нуклонного куска, оторвавшегося от Солнца, из которого при его бомбардировки нейтрино сформировалась Земля, совершенно аналогичен гипотезе Ю.И. Лесового и объясняет общее зональное строение Земли, исключая несколько несущественных деталей. Поражает сходство мыслей двух ученых, не контактирующих между собой, и я посчитал целесообразным и справедливым назвать эту гипотезу – гипотеза Трофимова–Лесового. Главное достоинство новой гипотезы – признание возможности существования в природе первовещества (апейрона, нуклона), то есть вещества, исходного для образования элементов. Оба автора считают, что это обычное явление. Действительно, если существуют отдельно составляющие вещества – нейтрон и протон, то должно существовать и вещество, состоящее из них обоих. Иначе не было бы звезд, так как, по мнению Трофимова и Лесового, существование звезд также обязано процессу образования элементов за счет апейрона и космических излучений. Модель же генерации звездной энергии реакцией по типу водородной бомбы представляется маловероятной, в противном случае в космосе не было бы водорода и вообще вселенной – она бы взорвалась, поскольку эта реакция спонтанная. Такие реакции, по моему мнению, в природе исключаются.

Аналогичное мнение относительно эволюции исходного вещества нашей планеты высказано Р.Х. Хасановым [2], но в более обобщенном виде. Им выделено четыре эпохи в истории формирования Земли: 1) эпоха субатомных элементарных частиц – звездно-плазменного состояния (белый карлик); 2) эпоха возникновения атома и химических элементов с постепенным переходом в высокотемпературный магматический расплав; при этом формируются атмосфера, гидросфера и

другие планетные явления; 3) эпоха образования литосферы, земной коры и возникновения биосферы; 4) эпоха появления человека и формирования ноосферы.

Признание новой гипотезы, по мнению автора статьи, позволит обоснованно и с большей вероятностью решать перечисленные геологические проблемы. Ю.И. Лесовой считает, что ключом к решению всех проблем является, как ни странно, вопрос о происхождении элементов и их изотопов. Базовые положения происхождения и элементов со всеми их изотопами, и космических тел разработаны более полувека тому назад В.В. Чердынцевым и В.А. Амбарцумяном, но почему-то не получили соответствующего признания и развития. Поскольку в статье Ю.И. Лесового главное внимание уделено условиям образования элементов и их изотопов и лишь намечены возможности решения некоторых общих вопросов, в данной статье внимание сконцентрировано на преимуществах новой гипотезы в решении сложных геологических проблем.

Естественно, в короткой статье невозможно детально проанализировать все проблемы и их решения с позиций двух гипотез. Поэтому были выбраны наиболее важные проблемы. Их суть излагается без детального анализа, поскольку эти проблемы известны геологам, а затем предлагаются решения с точки зрения двух гипотез. Сопоставление точек зрения позволит выявить достоинства и недостатки той и другой гипотезы. Для краткости современную гипотезу будем называть «старой», а предлагаемую Г.В. Трофимовым и Ю.И. Лесовым – «новой».

Наиболее популярно и доходчиво все основные проблемы с позиций старой гипотезы рассмотрены в [3]. Это позволяет автору сократить ссылки на литературу до минимума и использовать лишь те из работ последних лет, в которых известные проблемы решаются более или менее оригинально. Начнем с главной проблемы.

### **Происхождение Земли и современное ее строение**

*Старая гипотеза.* Всем геологам и любознательным людям известно, что планеты солнечной системы образовались из пылегазового облака, которое попало в зону притяжения Солнца. Считается, что формирование этих планет из пылегазового скопления происходило одновременно и по сходному сценарию, но с различными стадиями развития. Ранние модели (гипотезы) образования Земли из-за возникающих сложностей при объяснении главных проблем геологии пересматривались и в той или иной мере модернизировались. Их разбор и оценка приведены в работе [4]. А.Е. Рингвуд отмечал, что широко обсуждаемые теории происхождения планет базируются на интерпретации метеоритных данных, которые не обеспечивают адекватного объяснения состава и строения Земли. Он считал, что для создания общей гипотезы образования планет лучше использовать информацию, полученную непосредственно при исследовании Земли. Но оказалось, что даже детального изучения Земли (насколько позволяет природа и научно-технические возможности) до настоящего времени недостаточно для того, чтобы предложить приемлемую гипотезу происхождения нашей планеты. Тупиковая ситуация связана с тем, что исходные положения предлагаемых вариантов моделей оставались прежние: планета образовалась из метеоритного вещества, количество и объем которого не могли значительно меняться в истории планеты.

Некоторые ученые считают, что современное представление об образовании планет солнечной системы из космической пыли и астероидов является вообще вымыслом, несоответствующим действительности, так как в природе отсутствует сила, способная быстро сжать облако пыли до плотного сгустка с последующим его расплавлением. Веские аргументы против метеоритного происхождения Земли приведены и в работе Ю.И. Лесового [1, с. 84]. Если бы сила сжатия космической пыли существовала, то за 4.5 млрд лет истории нашей планеты все скопления космической пыли в галактике должны были исчезнуть, и мы просто не знали бы об их существовании.

Итак, согласно старой гипотезе Земля сформировалась при прохождении следующих процессов с образованием вначале твердого и жидкого ядра: аккреции, плавления (частичного или полного), дифференциации, а затем – нижней мантии, верхней мантии, коры, гидросферы, атмосферы и приобрела зональное строение. Зональное строение Земли доказано «ступенчатым» изменением скорости сейсмических волн (рис. 1) и наличием геотермического градиента, рассчитанного по минеральным ассоциациям глубинных ксенолитов. Состав зон сопоставляется с составом различных метеоритов: твердое ядро сложено железом с примесью никеля, жидкое ядро представлено расплавом железа с добавками металлов и оксидов, нижняя мантия – оксидами и простыми силикатами со шпинелевой структурой, верхняя мантия и кора – обычными оксидами, силикатами и алюмосиликатами (рис. 2). Следует обратить внимание на значительное снижение скорости Р-волны

в твердом ядре по сравнению со скоростью в нижней мантии вблизи границы с внешним (жидким) ядром (рис. 1) – с 13.5 км/с до 11.5 км/с, в то время как плотность вещества твердого ядра (железного?) должна быть больше плотности вещества нижней мантии.

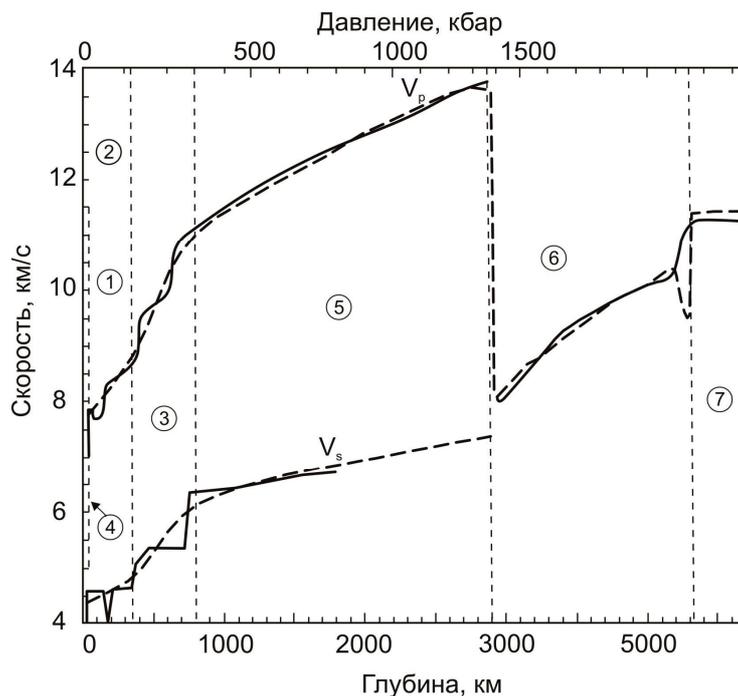


Рис. 1. Распределение скоростей сейсмических волн в Земле, по данным разных авторов [4, 13]:  
 1 – континентальная кора, 2 – верхняя мантия, 3 – переходный слой, 4 – раздел Мохоровичича под континентами, 5 – нижняя мантия, 6 – внешнее (жидкое) ядро, 7 – внутреннее (твердое) ядро

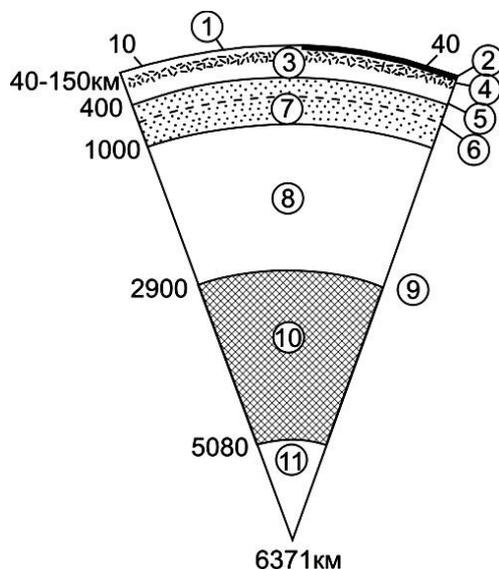


Рис. 2. Основные оболочки Земли, согласно старой гипотезе [4]:  
 1 – кора, 2 – раздел Мохоровичича, 3 – верхняя мантия, 4 – зона пониженных скоростей, 5 – 20-градусный раздел, 6 – раздел 650 км, 7 – переходный слой, 8 – нижняя мантия, 9 – раздел ядро-мантия, 10 – внешнее ядро, 11 – внутреннее ядро

При объяснении обособления твердого ядра выявляются явные физико-химические противоречия. Утверждается, что гравитационные силы Земли обуславливают распределение в ее недрах элементов по плотности, вытесняя тяжелые элементы (такие как железо) из внешних зон к

ядру. Но, с другой стороны, предполагается, что в основном U, Th вместе с K находятся в коре. Остается непонятным, почему в процессе образования Земли сначала аккумулировались только частицы железа, образовавшие ядро, а силикаты и окислы обособились на второй, более поздней стадии? С точки зрения физической химии, более вероятно, что металлы и все остальные вещества накапливались совместно, формируя гомогенную массу планеты. Из-за малой скорости диффузии в твердом веществе трудно ожидать, что гравитационное равновесие могло быть достигнуто без расплавления вещества. Вероятнее всего, что разделение гомогенной планеты на ядро и мантию произошло позже аккреции ее вещества, когда температура внутри Земли поднялась до точки плавления железа. Ученые не знают точно, за счет какого процесса произошло повышение температуры вещества Земли. В работе [3], например, говорится следующее: «Можно, однако, предполагать, что после образования Земли должно было произойти какое-то событие, обусловившее разогрев Земли и частичное расплавление ее вещества. Об этом свидетельствует существование расплавленного металлического (?) ядра». Авторы указанной работы предполагают такие источники тепловой энергии, как радиоактивность, приливное трение и гравитация. Результаты же расчетов суммарного количества тепла за счет указанных источников показывают, что тепла хватило бы только на частичное плавление. Что же касается гравитации, то до настоящего времени остается невыясненным, какая степень гравитационного равновесия достигнута в недрах Земли. Кроме того, должно достигаться концентрационное равновесие с температурным градиентом и устанавливаться соответствие (соотношение) этих равновесий. Гравитация и температурный градиент должны «работать» в одном направлении, что подчеркивается в работе [3]: «...и гравитационный, и температурный градиенты стремятся нарушить однородность состава, которая в противном случае будет сохраняться». Причем необходимо подчеркнуть, что дифференциация вещества при действии указанных факторов может осуществляться только в расплавленном состоянии и в присутствии молекулярных ассоциатов, различающихся по удельному и молекулярному весу. Вначале работает эффект Соре: молекулы с меньшим молекулярным весом концентрируются в зоне большей температуры, а молекулы с большим молекулярным весом – в области меньшей температуры. При последующей кристаллизации малые молекулы образуют более плотные структуры, приспособившись к градиенту давления (глубине). По всей вероятности, планетарная раздифференцированность вещества обязана проявлению обоих явлений.

После жидкостной дифференциации и потери тепла излучением в космос, при отсутствии процесса (явления), продуцирующего тепловую энергию, кристаллизация расплава, которая началась с поверхности планеты, а затем распространилась на глубину, должна была закончиться до геологической стадии. Остается непонятным, когда и почему процесс кристаллизации остановился на определенной глубине (2900 км)? На этот вопрос сторонники старой гипотезы не могут дать вразумительного ответа, поскольку потери тепла излучением происходят постоянно и никакими процессами не восполняются, за исключением незначительного количества тепла от радиоактивного распада в коре, трения в ядре и приливо-отливных явлений. Необъяснимым остается вопрос, почему часть вещества нашей планеты находится в расплавленном состоянии и постоянно, на протяжении всей геологической истории, происходят тектонические, магматические и метаморфические процессы, требующие (потребляющие) огромного количества тепловой энергии. Допустим (предположим), что при аккреции выделилось такое количество тепловой энергии, которого хватило для расплавления всего вещества планеты и нагрева его до 2–2.5 тыс. °С. Поскольку предполагается, что со временем магматический океан начал кристаллизоваться сверху, то следует признать, что количество тепловой энергии, теряемой излучением с поверхности Земли, превышало количество энергии, поступающей кондуктивно из глубины. Остановка кристаллизации магматического океана на глубине ≈2.9 тыс. км может свидетельствовать о достижении ликвидус-солидусного равновесия, которое, по всей вероятности, сохраняется уже много времени, а это возможно только в том случае, если тепловая энергия, теряемая планетой в космос, компенсируется энергией, поступающей от ядра планеты. Если, согласно старой гипотезе, внешнее ядро (жидкое) и внутреннее ядро (твердое) состоят из железа с различными примесями, то генерация тепловой энергии может происходить только за счет кристаллизации жидкого ядра. Тепло кристаллизации внутреннего ядра, как и процесса дифференциации на оболочки – это неполная компенсация тепла, потраченного на разогрев исходного вещества до плавления. Остается тепло солнечно-лунных приливов и распада радиоактивных элементов, но этого количества тепловой энергии, при постоянной потере излучением, не может хватать даже для поддержания ликвидус-солидусного равновесия внешнее ядро – нижняя мантия. Можно допустить, что процесс кристаллизации жидкого

ядра происходит настолько медленно, что, начавшись 3.5–4.0 миллиарда лет назад, он продолжается до настоящего времени с медленным нарастанием нижней мантии за счет жидкого ядра. Что же касается циклического проявления тектоно-магматической активизации и (или) плюмовой тектоники, то признание описанной выше ситуации (состояния) совершенно исключает их реализацию, поскольку для этого требуется достаточно большое количество дополнительной энергии, генерация которой не предусмотрена моделью происхождения Земли из пылегазового вещества.

Таким образом, по старой гипотезе Земля образовалась из определенного количества вещества, представленного в виде атомов и их различных соединений, и в соответствии с законом сохранения материи это количество вещества практически остается постоянным с незначительным изменением за счет радиоактивного распада тяжелых элементов. Имели место лишь изменения формы и размеров за счет уплотнения, а в последующие стадии – расплавление, жидкостная дифференциация и неполная кристаллизация. После этого форма и размеры Земли оставались постоянными. До настоящего времени не предложены варианты источников тепловой энергии, необходимой для сохранения жидкой зоны и прохождения геологических процессов, особенно циклического проявления плюмовой тектоники. В работе В.Е. Хаина и Э.Н. Халилова [5] рассмотрены циклы различных процессов, подразделяемые на порядки по масштабу и важности влияния на эволюцию Земли: климат, оледенение, землетрясение, магнетизм, магматическая и геодинамическая активность, и предложены варианты связи с теми или иными явлениями. Наиболее проблематичное объяснение, по мнению автора статьи, дано циклической активности магматической активности, проявление которой связывается с космическими сверхдлинными гравитационными волнами. Неудачна попытка «примирения» двух альтернативных моделей – плитной и плюмовой тектоники, которые могут трактоваться только с позиций разных гипотез образования Земли.

Работа [6] также посвящена проблеме циклического проявления тектонической и магматической активности, но только в фанерозое и с интервалами от 50–70 до 170 млн лет. Ее авторы приходят к выводу, что процессы такого диапазона не увязываются ни с какими известными геологическими причинами – нет внутри земных источников энергии такой периодичности. Не находят они объяснения и в рамках концепции гелиоцентризма.

Труд, в основу которого положена **гипотеза** О.Ю. Шмидта, вряд ли может претендовать на название «Теория развития Земли: происхождение, эволюция и трагическое будущее» [7], поскольку и здесь не решена проблема наличия внутри Земли процесса, генерирующего энергию, необходимую для прохождения всех остальных геологических процессов.

### **Новая гипотеза**

Согласно новой гипотезе, образование солнечной системы происходило в результате выбрасывания кусков апейрона (первовещества или нуклонного вещества) из Солнца. Предполагается, что процесс этот был не одноактным. Вероятно, куски апейрона были разных размеров и, естественно, выбрасывались с разной силой и в разное время, что определило расположение будущих планет на соответствующих орбитах относительно Солнца. Сначала эти куски были маленькими звездами, и их существование и эволюция были сходными с солнечными. Около них по описанному сценарию могли образоваться свои спутники.

Современное зональное строение нашей планеты, установленное сейсмографией, объясняется новой гипотезой этапным (стадийным) развитием вещественного состава. В первый этап возникло космическое тело, оторвавшееся от Солнца – протовещество (апейрон, нуклонное вещество). Исходные куски апейрона, вероятно, не превышали сотни метров. Современные размеры нуклонного ядра по расчетам Г.В. Трофимова равняются 180 м в диаметре. Во второй этап, вследствие  $\gamma$ -нейтронного облучения и нейтринной бомбардировки нуклонного ядра, образовалась зона элементов и их изотопов. В результате происходило разбухание планеты и увеличение ее размеров, с радиусом примерно до 1300 км, а вещество в этой зоне находилось в квазигазообразном состоянии. На третьем этапе продолжался рост размера планеты за счет постоянного образования элементов, но одновременно увеличивалась доля тепловой энергии, излучаемой в космос. Поэтому из-за понижения температуры элементы, находящиеся на поверхности, постепенно переходили из квазигазообразного в квазжидкое состояние, начиналось образование некоторых молекул и возникновение химических соединений (оксидов, гидридов, нитратов, карбидов, углеводородов и др.). Непрерывное появление новых атомов в ядре увеличивало объем планеты и относительно монотонно наращивало мощность зоны химически организованного расплава, состав и структура которого приспособивались к температурному градиенту (эффект Core), то есть происходила жидкостная дифференциация, а также

образование плотной атмосферы легколетучих веществ. Радиус планеты к концу третьего этапа достиг  $\approx 3600$  км (рис. 3А). Из-за больших потерь тепловой энергии излучением в космос на поверхности Земли началась кристаллизация расплава с образованием зоны, соответствующей по составу континентальной (гранодиоритовой) коре и покрывающей всю поверхность планеты. В это же время произошла конденсация определенного количества воды и образование маломощной гидросферы. Начался геологический этап исторического развития Земли. Предполагается, что это произошло приблизительно через 1–1.5 млрд лет после того, как был выброшен кусок первовещества (апейрона) из Солнца. Это время никак не зафиксировано в геологических образованиях – в минералах и породах, поскольку они до этого не образовывались. Поэтому изотопный возраст самых древних пород Земли редко превышает 3.5 млрд лет.

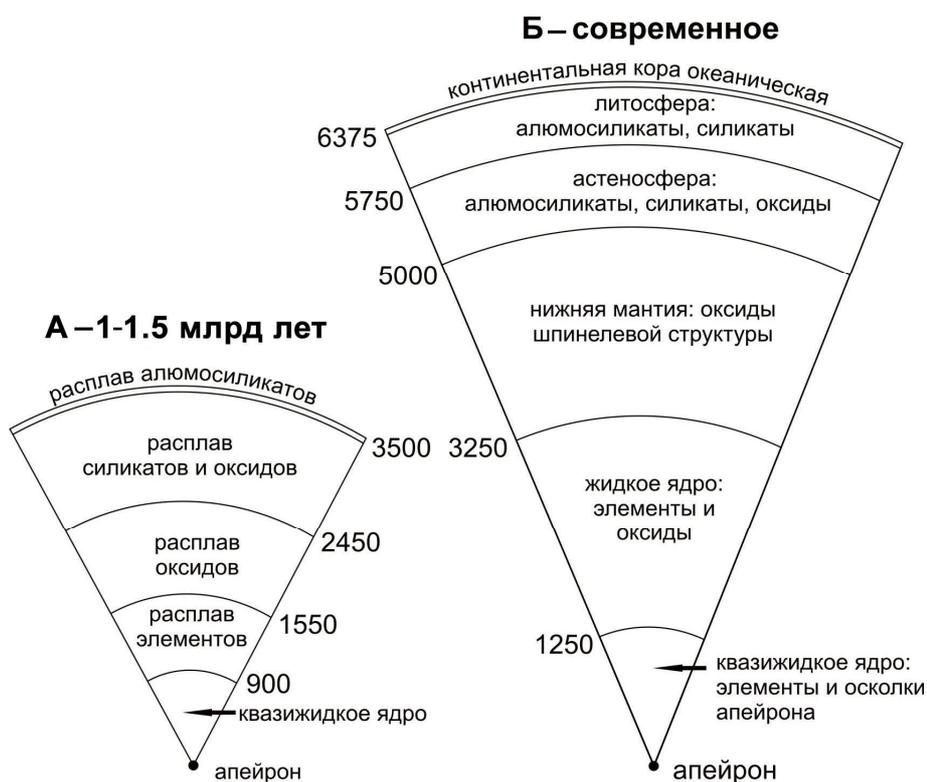
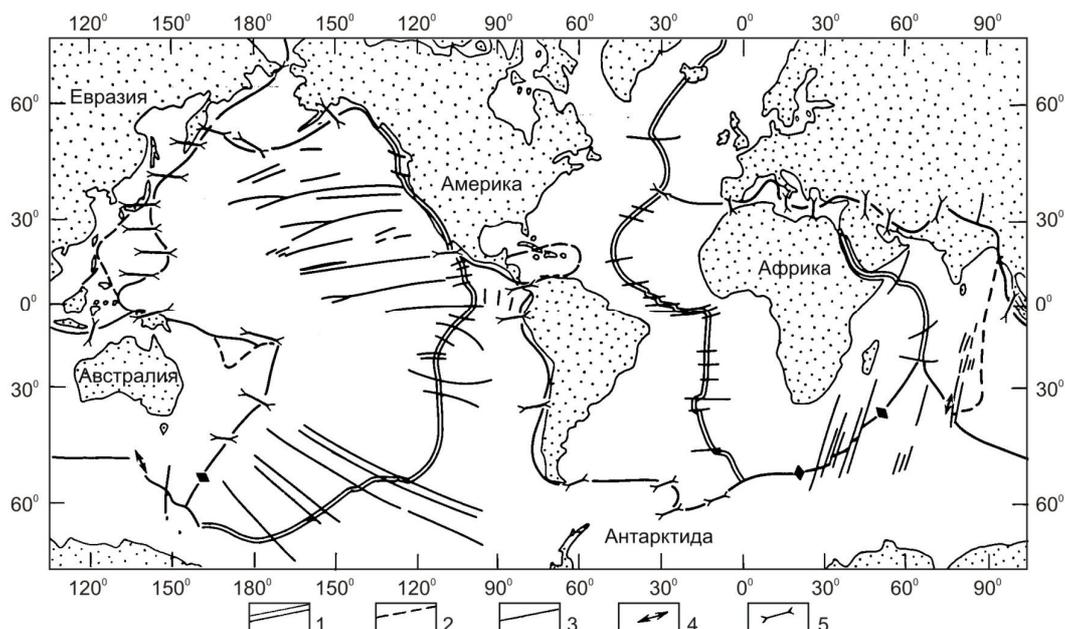


Рис. 3. Схема строения Земли, построенная автором согласно новой гипотезе с использованием данных [1]: А – возраст 1–1.5 млрд лет; Б – современное

Дальнейшая история нашей планеты в той или иной форме записана в геологических летописях, минералах и породах. Продолжалось образование элементов, но, естественно, с ослаблением интенсивности из-за уменьшения размера апейронового ядра и меньшей возможности проникновения нейтринного облучения через образованные зоны расплава и твердой оболочки. С увеличением объема и, соответственно, площади

планеты, росло количество тепловой энергии, излучаемой в космос. В связи с потерей тепла, процесс кристаллизации распространялся от поверхности на глубину планеты, при увеличении мощности твердой оболочки, до достижения ликвидус-солидусного равновесия (рис. 3Б). Постоянное образование элементов и накопление тепловой энергии приводит к увеличению давления со стороны твердого и жидкого ядер на твердую оболочку. Когда внутреннее давление жидкого ядра превышает прочность твердой оболочки, происходит разрыв последней, и расплавленное вещество по образовавшимся трещинам доставляется в верхние горизонты вплоть до поверхности планеты. Именно в это время активно проявляется тектоника, магматизм и метаморфизм, происходит разрушение континентальной протокоры и наращивание нижней мантии. В современной геологической науке данное явление классифицируется как плюмовая тектоника [8, 9].

После достижения барического и гравитационного равновесия наступает период слабого проявления магматизма, который снова нарушается образованием элементов и последующей вспышкой разбухания планеты, то есть началом нового цикла магматической активности. За геологическую историю Земли геологи задокументировали до 9 тектономагматических циклов. За это время радиус Земли увеличился почти вдвое, первичная континентальная кора разорвана на блоки, растащенные в разных направлениях, и между континентальными блоками постоянно образуется океаническая кора (рис. 4), сложенная коматиит-пикрит-базальтовой породной ассоциацией.



*Рис. 4. Границы блоков континентальной коры, движение которых относительно друг друга объясняет возникновение срединно-океанических хребтов [3]:*

*1 – границы с известной скоростью раздвижения, 2 – другие границы блоков с рассчитанным результирующим движением, 3 – границы других возможных блоков, 4 – растяжение, 5 – сжатие*

### **Проблема тепловой энергии**

С точки зрения старых вариантов гипотез нет корректного решения этой проблемы. До середины XX века широким признанием пользовалась гипотеза холодного происхождения нашей планеты. Но она столкнулась с проблемой присутствия жидкого ядра в центре Земли. Более поздние разработки подвергли критике эту точку зрения [4 и др.]. Были приведены более обоснованные с точки зрения авторов доказательства, что образование жидкого ядра произошло в начале развития Земли. По мнению авторов гипотез, этот процесс был высоко экзотермическим вследствие выделения гравитационной потенциальной энергии, которая вызвала средний подъем температуры примерно на 2 тыс. градусов, что привело к широко распространенному частичному плавлению внутри Земли. Процесс плавления железа и концентрация его расплава могут быть только эндотермическими. К тому же нет строгих доказательств, что при процессах аккреции, уплотнения, радиации, гравитации выделяется тепловая энергия в таких больших количествах, которых хватало для расплавления всего вещества Земли. Даже самые оптимистические расчеты не позволяют говорить о возможности полного плавления вещества Земли. А начавшийся из-за потери тепловой энергии излучением в космос и отсутствия достаточно интенсивного источника внутреннего тепла процесс кристаллизации гипотетического расплава обязательно должен был привести к кристаллизации всего расплава и «тепловой смерти» нашей планеты еще 1–1.5 млрд лет назад. После сравнительного анализа энергетических ресурсов Земли Дж. Ферхуген с соавторами пришли к интересному заключению: «Из всего сказанного очевидно, что внутренний тепловой поток занимает главенствующее место среди прочих источников тепловой энергии Земли. Если бы мы смогли достоверно объяснить его происхождение и величину, мы могли бы тогда быть уверены, что находимся на правильном пути к пониманию эволюции планеты» [3, с. 713].

Согласно же новой гипотезе, проблемы теплового обеспечения геологических процессов просто не существует. Речь может идти только о длительности работы генератора тепла для существования нашей планеты в современном состоянии, поскольку количество апейрона уменьшается и, вероятно, из-за этого происходит неполная компенсация тепла, излучаемого в космос с поверхности Земли. Сделанное предположение подтверждается ослаблением степени термального метаморфизма во времени. Проявление же современного магматизма свидетельствует о том, что генерируемое внутреннее тепло превалирует над теплом, теряемым в космос. Когда же полностью выработается апейрон, а количества тепла за счет радиоактивного распада изотопов не будет хватать для компенсации внешних потерь, тогда наступит тепловая смерть Земли.

### «Дрейф» континентов – спрединг и субдукция

Это наиболее сложная проблема для старой гипотезы. В первой половине XX в. Вегенер [3] доказывал, что американский и африканский континенты когда-то были едины, а затем (не понятно по каким причинам) отделились друг от друга и стали перемещаться, «дрейфуя» по литосфере. С этого момента начался период фантастических гипотез увязки пространства, времени, размеров континентов и объема планеты. В настоящее время почти общепризнанной считается гипотеза, смысл которой заключается в том, что континентальные плиты смещаются относительно друг друга (дрейфуют) и ложе океана само принимает участие в общем движении (раздвигание океанического дна). При этом вдоль гребней океанических хребтов за счет мантии образуется новая океаническая кора, смещающаяся от места своего возникновения в стороны (спрединг) и вновь опускающаяся в мантию (субдукция) под континентальную кору. Если раздвижение (спрединг) океанической коры от срединных разломов в той или иной мере доказывается по смене магнитных полей, то погружение под континенты океанических плит (субдукция) придумано для компенсации расширения, для сохранения размера и формы планеты, согласно закону сохранения вещества. Предполагается также, что эти движения связаны с крупными тепловыми «конвективными» возмущениями в подстилающей мантии, верхние несколько сотен километров которой участвуют в указанном движении. По этому поводу в работе [3] отмечается, что установление такой связи между процессами в мантии и в земной коре – очень важное открытие. Однако приведенное заключение весьма сомнительно, поскольку возможность возникновения конвекции в твердой среде, да еще находящейся под большим давлением маловероятно. Необходимо напомнить, что в теплотехнике известно три способа (механизма) теплопередачи в зависимости от агрегатного состояния, химических и физических свойств вещества: кондуктивная теплопроводность, конвекция и излучение. Система согласно своим свойствам и агрегатному состоянию сама выбирает наиболее выгодный способ передачи тепловой энергии, когда она попадает в температурный градиент. Поскольку теплопроводность вещества, находящегося в твердом состоянии, на порядки больше того же вещества в жидком состоянии, то, естественно, система в твердом состоянии выберет наиболее выгодный способ передачи тепла – кондуктивную теплопроводность. Поэтому, предполагая конвективный способ переноса тепла в твердой мантии, исследователи по сути «оглушают» природу, приписывая ей нарушение физико-химических законов. В работе [3] так и написано: «конвекция была привлечена для объяснения процессов орогенеза, континентального дрейфа и раздвигания морского дна, которые трудно объяснить на основе других предположений». Л. Кнопов [10], проанализировав возможности конвективного процесса в мантии, пришел к выводу, что модель конвекции, охватывающей всю мантию, мало пригодна для Земли. Ограничение же конвективной циркуляции верхней мантией лишь усугубляет трудности, связанные с проблемой небольшого горизонтального масштаба. Если бы процесс конвекции происходил в верхней мантии (или литосфере), то мы имели бы однородное ее строение, чему нет фактического подтверждения. Наоборот, состав ксенолитов, доставляемых магмами с различной глубины, свидетельствует о химической и фазовой неоднородности литосферы, по крайней мере, до глубины 200–250 км. Зональное строение литосферы Земли подтверждается и геофизикой, что выражается вариациями в распределении скоростей сейсмических волн (рис. 1). Эта неоднородность определяется (создается) стремлением вещества Земли к достижению гравитационного и термического равновесия, о чем говорилось выше.

Нет единого мнения относительно эволюции континентальной коры. Одни геологи считают, что первичная континентальная кора, покрывающая всю поверхность Земли, какими-то процессами была разломана на блоки и растащена. Часть блоков океанизировалась и погрузилась в океан, другая часть просто опустилась в океан [11].

Согласно же новой гипотезе проблема «дрейфа» континентов наиболее проста и решается без применения фантастических вариантов субдукции. Всё прекрасно объясняется увеличением объема планеты с образованием планетарных разломов (рис. 4), по которым происходит излияние различных магм и образование новых слоев океанической коры. О существовании глобальных срединно-океанических разломов, по которым происходит расширение океанической коры, стало известно во второй половине XX в., и это явление в настоящее время не подвергается сомнению. Происходит также разламывание континентальной коры и «залечивание» разломов магматическими инъекциями, главным образом, основного состава. Этот процесс реализуется в континентальном рифтообразовании (геосинклинали, подвижно-складчатые зоны) со своим магматизмом и осадконакоплением. При этом, естественно, происходит увеличение площадей континентальных блоков (плит) и значительная гетерогенезация их вещества как по горизонтали, так, очевидно, и по вертикали. Выявленные при сейсмографии слэбы – результат «залечивания» глобальных разломов веществом, отличным по физическим свойствам от мантийного, а не обломки субдуцируемой плиты, как это интерпретируется в работе [5].

## Происхождение морских вод и атмосферы

Если предыдущие проблемы в старой гипотезе как-то решаются, правда, с привлечением «глубокомысленных» изысканий, то проблема количественного и качественного соотношения всех компонентов гидросферы и атмосферы остается совершенно не решенной. Предполагается, что компоненты, растворенные в морской воде, были доставлены реками и ветром после разрушения горных пород. Между тем количество хлора в воде океанов во много раз больше общего содержания всех элементов, которые могли выделиться при выветривании изверженных пород в течение геологического времени. Откуда же поступал хлор в океаническую воду?

Подобное расхождение в содержании обнаруживается и для других компонентов морской воды и атмосферы. Так, количество  $\text{CO}_2$  карбонатных осадков в несколько сотен раз превышает суммарное количество  $\text{CO}_2$ , который присутствует в настоящее время в атмосфере и гидросфере, и в свою очередь гораздо больше того количества, которое могло выделиться и попасть в атмосферу в результате выветривания изверженных пород. Аналогичные заключения получаются и относительно других летучих, таких как бор, бром, фтор, азот, сера и сама вода. Исследователи пришли к выводу, что возможны только два варианта [3]: а) либо эти элементы (компоненты) являются в основном или полностью остаточными от «примитивной» атмосферы или океана; б) либо они были дегазированы из недр планеты в течение геологического времени. Первый вариант отвергается по следующим соображениям: вода в океанах была бы кислой ( $\text{pH} \approx 1$ );  $\text{CO}_2$  в этих условиях образовывал бы карбонаты;  $\text{HCl}$  восстанавливала бы силикаты до  $\text{SiO}_2$ . В результате образовывалось бы большое количество карбонатов и кремнезема, чего нет в разрезах докембрия. Соотношение известняков к другим осадкам остается примерно одинаковым в течение всего геологического времени. Второй вариант представляется более правдоподобным. Вулканы выбрасывают в атмосферу газы, преимущественно состоящие из  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{SO}_2$ . Вполне вероятно, что масса гидросферы и атмосферы постоянно возрастала, а их состав практически не изменялся. Баланс радиогенного аргона в мантии, коре и атмосфере также свидетельствует о том, что он поступал из мантии. Исследователям остается непонятным: откуда брались все указанные летучие, поскольку они должны были покинуть мантию в процессе жидкостной дифференциации на ранней стадии существования Земли.

В работе [12] приведены результаты анализа распределения потоков летучих между мантией и внешними оболочками Земли: корой, гидросферой и атмосферой. Базой анализа были представления о существовании баланса между массами летучих, выносимыми совместно с магмами на поверхность Земли, массами этих летучих, поглощенных в недрах совместно с субдуцированной литосферой, а также их массами, которые находятся во внешних оболочках. Эти представления находятся в соответствии со старой гипотезой о незначительном изменении количества исходного вещества планеты, в том числе и летучих. При этом ведущая геодинамическая роль указанного поведения летучих отводится тектонике литосферных плит и мантийных плюмов, взаимоисключающих явлений (процессов). Предполагается также, что скорость геологических процессов изменялась незначительно в течение геологического времени. Баланс выноса летучих компонентов из мантии рассчитан по газовым включениям в минералах, слагающих породы различных геодинамических обстановок. Нисходящие массы летучих оценивались по содержанию их в континентальной и океанической коре и по количеству погребенной массы пород. Авторы считают, что количество воды, вовлекавшейся в процессы рециклинга, превышает ее ювенильные поступления. Поэтому в геологической истории содержание воды в верхних оболочках постепенно уменьшается, а содержание хлора и фтора увеличивается. Кроме того, для анализа (расчета) баланса летучих компонентов авторам пришлось признать наличие газовой экзосферы у Земли, начиная с самых ранних стадий ее развития. При этом надо предполагать, что экзосфера образовалась в результате полной дегазации всего расплавленного вещества Земли. После образования твердых оболочек и океанов начали реализовываться циклы тектономагматической активизации, и в результате субдукции летучие «засасывались» в глубь Земли, а затем вместе с магмами снова выносились на поверхность в гидросферу и атмосферу. Таким образом, по мнению авторов, количество летучих на планете Земля и в ее недрах остается приблизительно постоянным на протяжении всей истории Земли. Происходит их круговорот с участием в различных геологических процессах. Из приведенного материала непонятна роль рециклинга летучих в поддержании плюмовой активности Земли. Предлагаемый баланс поведения летучих компонентов вызывает обоснованные сомнения. Если количество летучих в экзосфере и выбрасываемых вулканами можно как-то оценить, то массу летучих, «засасываемых» в мантию субдукцией, невозможно подсчитать даже приблизительно, если не задаваться постоянством общего количества летучих.

По новой гипотезе все указанные летучие компоненты образуются в твердом ядре и затем совместно с другими компонентами транспортируются к поверхности планеты, участвуя во многих геологических процессах. При этом их количество должно увеличиваться совместно с увеличением количества всех элементов и объема планеты.

## Заключение

Рассмотренная новая модель происхождения Земли Трофимова-Лесового принципиально отличается от старой тем, что исходное протовещество нашей планеты она не считает постоянным. Согласно этой модели в результате взаимодействия ядра с космическими излучениями непрерывно продуцируются разнообразные элементы и изотопы, что ведет к увеличению как количества вещества, так и его объема. При этом выделяется достаточно много тепловой энергии, вызывающей реализацию различных геологических процессов. Признание новой модели позволяет решать многие геологические проблемы, не решаемые с позиций старой гипотезы. Сопоставление результатов решения некоторых геологических проблем, проведенного с позиций старой и новой гипотез, однозначно свидетельствует в пользу новой гипотезы, что, по мнению автора, должно привлечь к ней внимание исследователей и увеличить число её сторонников.

Происхождение континентальной и океанической коры практически невозможно объяснить при признании постоянных размеров планеты и количества ее вещества. Привлечение конвекции литосферного вещества для объяснения «дрейфа» континентов, спрединга и субдукции коровых плит совершенно не реально для твердой литосферы, да ещё находящейся под большим давлением. Вполне правдоподобно эти явления объясняются расширением («разбуханием») Земли, вызванное образованием элементов и их изотопов в ядре планеты и увеличением объема внешнего (жидкого) ядра, что приводит к разрывам твердой оболочки (нижней и верхней мантии) и поступлению в верхние горизонты расплавленного (и флюидизированного) вещества, классифицированного в качестве плюма. Циклическое проявление магматической активности с участием мантийных плюмов не имеет объяснения в старой модели, поскольку она не предлагает источника тепловой энергии, без которой невозможны проявления таких процессов. Следовательно, признание реальности плюмовой тектоники неизбежно ведет и к признанию справедливости новой модели происхождения Земли и эволюции ее вещества. И еще одно существенное следствие из новой гипотезы: если все элементы и их изотопы действительно постоянно образуются из первовещества (апейрона, нуклонного вещества), то теряет смысл использование различных земных изотопных отношений, а также в сопоставлении с хондритовыми, для решения геодинамических и петрологических проблем, что активно пропагандируется в современной литературе. Что же касается геохронологических исследований, то интерпретировать их результаты необходимо с большой осторожностью, учитывая геологические и петрологические данные, а также геохимическое поведение используемых изотопов в конкретно изучаемых процессах.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Лесовой Ю.И. К вопросу эволюции вещества Земли // Отечественная геология. 2007. № 2. С. 83–89.
2. Хасанов Р.Х. Расслоенные гранитоидные плутоны Памира и ранее неизвестные закономерности в магматической геологии // Эволюция петрогенеза и дифференциация вещества Земли. Материалы международного (X Всероссийского) петрографического совещания «Петрография XXI века». Апатиты, 2005. Т. 1. С. 247–249.
3. Земля (введение в общую геологию) / Дж. Ферхуген, Ф. Тернер, Л. Вейс, К. Вархафтиг, У. Файф. М.: Мир, 1974. Т. 1–2. 846 с.
4. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
5. Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Циклическое проявление геодинамических процессов: её возможная природа. М.: Научный мир, 2009. 520 с.
6. Пираев В.В. и др. Принцип каузальности – научная основа фундаментальных проблем геологии / В.В. Пираев, В.И. Молчанов, Э.А. Еганов // Уральский геологический журнал, 2010. № 1 (73). С. 3–20.
7. Сорохтин О.Г. и др. Теория развития Земли: происхождение, эволюция и трагическое будущее / О.Г. Сорохтин, Дж.В. Чилингар, Н.О. Сорохтин. М.; Ижевск: Институт компьютерных исследований, НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2010. 752 с.
8. Грачев А.Ф. В поисках обобщенного изотопно-геохимического портрета мантийного плюма (первые результаты) // Мантийные плюмы и металлогения: материалы международного симпозиума. Петрозаводск-Москва, 2002. С. 77–85.
9. Рябчиков И.Д. Геохимия магм плюмовой обстановки // Эволюция петрогенеза и дифференциация вещества Земли. Материалы международного (X Всероссийского) петрографического совещания «Петрография XXI века». Апатиты, 2005. Т. 1. С. 178–180.
10. Кнопов Л. Дрейф материков и конвекция // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 595–602.
11. Белоусов В.В. Взаимоотношение между корой и верхней мантией // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 610–629.
12. Ярмолюк В.В. и др. Геодинамика, потоки и рециклинг летучих компонентов между мантией и верхними оболочками Земли / В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко, В.Б. Наумов // Эволюция петрогенеза и дифференциация вещества Земли. Материалы международного (X Всероссийского) петрографического совещания «Петрография XXI века». Апатиты, 2005. Т. 1. С. 294–296.
13. Gutenberg B. Physics of the Earth's interior. Academic Press, New York and London. 1959. 240 p.

## Сведения об авторе

Дубровский Михаил Иванович – к.г.-м.н., ст.н.с., ведущий научный сотрудник; e-mail: dubr@geoksc.apatity.ru

**14 октября 2011 г.**

Указом Президента РФ от 14 октября 2011 г. № 1349 за большие заслуги в области науки и многолетнюю плодотворную деятельность награжден орденом Почета **Анатолий Александрович Козырев**.

**8 декабря 2011 г.**

Объявлены результаты ежегодного конкурса монографий и научных трудов, направленных на социально-экономическое и инновационное развитие Мурманской области.

**Лауреаты и дипломанты конкурса**

*В номинации «Технические и естественные науки»:*

• В.И. Захаров, В.Т. Калинин, В.А. Матвеев, Д.В. Майоров, А.Р. Алишкин (ИХТРЭМС) за монографию «Разработка технологий получения и использования взрывчатых веществ на основе продуктов кислотной переработки нефелинсодержащего сырья» (1 место);

• Н.Н. Мельников, В.П. Конухин, В.А. Наумов, П.В. Амосов, С.А. Гусак, А.В. Наумов, А.О. Орлов, Ю.Г. Смирнов, Е.В. Караваева, Н.В. Новожилова, С.Г. Климин (ГоИ) за монографию «Научные и инженерные аспекты безопасного хранения и захоронения радиационно опасных материалов на Европейском Севере России» (2 место).

*В номинации «Экономические и гуманитарные науки»:*

• Е.П. Башмакова, И.А. Гущина, В.В. Дидык, Е.А. Корчак, Л.А. Рябова, В.С. Селин, В.П. Тоичкина, Е.Е. Торопушина, Г.Н. Харитоновна (ИЭП) за научную работу «Стратегические перспективы социально-экономического развития Мурманской области» (1 место).

*Поощрительными дипломами участника конкурса отмечены:*

• В.К. Каржавин, Т.В. Каулина (ГИ); Н.Н. Абрамов, Ю.А. Епимахов, В.А. Фокин, Г.Е. Тарасов, М.Б. Тогунов, А.А. Данилкин, Ю.А. Шитов (ГоИ); Л.Г. Герасимова, О.Н. Скороходова, В.М. Орлов, В.Н. Колосов, Т.Ю. Прохорова, М.Н. Мирошниченко (ИХТРЭМС); Г.Г. Матишов, А.Г. Дворецкий, Л.В. Павлова, В.С. Зензеров, В.Г. Дворецкий, В.М. Муравейко, В.В. Володин, А.В. Емелина (ММБИ); А.С. Карпов, В.В. Победоносцева (ЦФТПЭС).

Вручение наград проведено в Администрации Мурманской области 27 декабря 2011 г.

**16 декабря 2011 г.**

Указом Президента РФ от 16 декабря 2011 г. № 1639 за большие заслуги в научной деятельности присвоено почетное звание «Заслуженный деятель науки Российской Федерации» **Владимиру Пантелеймоновичу Конухину**.

**19 декабря 2011 г.**

Объявлены результаты ежегодного конкурса научных работ молодых ученых и специалистов Мурманской области.

**Победители и лауреаты конкурса**

*В номинации «Технические и естественные науки»:*

• М.В. Пахомов, Ю.В. Литвинов, А.А. Зайцев (ММБИ) за научную работу «Этологические исследования ластоногих на биотехническом аквакомплексе» (1 место);

• Ю.О. Веляев (ИХТРЭМС) за научную работу «Исследования и разработка непрерывной технологии получения алюмокремниевого коагулянта-флокулянта на основе сернокислотного разложения нефелина и применение его в процессах водоочистки» (2 место);

• В.В. Ефремов (ИХТРЭМС) за научную работу «Синтез и свойства твердых растворов  $Li_xNa_{1-x}Ta_yNb_{1-y}O_3$  со структурой перовскита» (3 место).

*Специальным дипломом научного руководителя – победителя конкурса награжден старший научный сотрудник к.б.н. В.Б. Воинов (ММБИ).*

*Почетными дипломами участника конкурса награждены:* Н.Ю. Грошев (ГИ); А.А. Балбукова, Т.В. Кондратенко, Ю.П. Семушина (ИХТРЭМС); А.А. Горяева (ММБИ); А.В. Бежан (ЦФТПЭС).

Вручение наград проведено в Администрации Мурманской области 27 декабря 2011 г.

## 9 января 2012 г.

Указом Президента РФ от 9 января 2012 г. № 29 за большой вклад в развитие науки и многолетнюю плодотворную деятельность награждены:

Орденом Дружбы – **Галина Андреевна Евдокимова**, заместитель директора по научной работе, заведующая лабораторией Института проблем промышленной экологии Севера Кольского научного центра РАН.

Медалью ордена «За заслуги перед Отечеством» II степени – **Владимир Степанович Селин**, главный научный сотрудник Института экономических проблем им. Г.П. Лузина Кольского научного центра РАН.

## 14 февраля 2012 г.

Состоялась 29-я годовичная сессия Общего собрания КНЦ РАН. В ходе сессии были заслушаны отчетные доклады Президиума Центра: Основные результаты научно-исследовательской и научно-организационной деятельности КНЦ в 2011 году (докладчик – главный ученый секретарь Президиума КНЦ А.Н. Виноградов); Основные результаты инновационной и образовательной деятельности КНЦ в 2011 году (докладчик – зам. председателя КНЦ по научно-инновационной деятельности В.А. Маслобоев); Основные результаты деятельности по финансовому и инженерно-сервисному обеспечению КНЦ в 2011 году (докладчик – зам. председателя КНЦ по научной работе В.П. Петров).

Общее собрание отметило успешную реализацию решений 27-й сессии Общего собрания КНЦ в части серийного выпуска научных трудов КНЦ, проведения внутреннего аудита научных подразделений с использованием утвержденных Минобрнаукой РФ и Президиумом РАН критериев оценки результативности научно-технической деятельности. Одобрена результативная деятельность по продвижению трудов КНЦ в глобально доступные электронные информационные и библиотечные сети, по активизации экспертной деятельности на федеральном и региональном уровнях, по целенаправленному продвижению проектных предложений КНЦ в формируемые Россией и ЕС научно-технологические платформы. Одобрена активная работа Президиума и руководства институтов КНЦ по получению на конкурсной основе дополнительных нормативных штатных единиц и жилищных сертификатов для закрепления в научном коллективе КНЦ молодых ученых, успешно завершивших обучение в аспирантуре КНЦ, что привело к заметному омоложению кадрового контингента в группе кандидатов наук. Отмечая прогресс в решении проблемы подготовки проектной документации на достройку незавершенного здания жилого дома и укрепление социальной инфраструктуры, ОС посчитало необходимым подчеркнуть необходимость ускорения реализации п. 4 постановления № 27 от 10.02.2011 в полном объеме для поддержания благоприятных условий для нормального развития молодых семей и обеспечения здорового образа жизни трудового коллектива. Одобрена деятельность руководства Центра по кадровому и материально-техническому обеспечению деятельности новых научных подразделений – Отдела медико-биологических проблем адаптации человека в Арктике и Центра наноматериаловедения, а также успешную реализацию мероприятий по энергосбережению в Академгородке (Апатиты) и по оптимизации учета и оплаты потребленных энергоресурсов учреждениями Центра.

Общее Собрание рекомендовало Президиуму Центра в 2012 году:

- обеспечить выполнение п. 6.3 постановления № 27/1 о разработке перспективного пятилетнего плана развития Кольского научного центра РАН с учетом соответствующих планов развития всех институтов и инфраструктурных организаций Центра, а также изменений в правовом статусе и в системе финансовой поддержки деятельности регионального научного центра;

- продолжить инвентаризацию интеллектуальной собственности научных организаций КНЦ с ведением сводного Реестра объектов интеллектуальной собственности (ОИС), отображающего результаты оперативной оценки коммерческого потенциала ОИС Институтов и КНЦ в условиях изменяющейся конъюнктуры на рынке научно-технических услуг и технологических продуктов;

- расширить представление научных трудов КНЦ в Научную электронную библиотеку (НЭБ) РФ и в международные информационные порталы путем заключения соответствующих договоров с операторами на организацию открытого доступа к электронным версиям серийных и периодических выпусков Трудов Кольского научного центра РАН;

- продолжить сотрудничество с Северным (Арктическим) федеральным университетом им. М.В. Ломоносова в реализации проекта «Арктик Фонд» с размещением на портале «Электронная память Арктики» электронных версий книжных изданий КНЦ РАН за прошлые годы.

В Устав КНЦ внесены дополнения и изменения, главным образом связанные с расширением направлений научной деятельности с созданием новых научных подразделений Центра.

Председатель Центра академик В.Т. Калинин представил Общему собранию сообщения о приоритетных задачах КНЦ на 2012 год и перспективу.

В начале Сессии были вручены дипломы Президиума Центра представителям 30 творческих коллективов и отдельным ученым за научные достижения, вошедшие в важнейшие результаты исследований Российской академии наук 2010 года. Диплома Почета имени основателя кольской научной школы академика А.Е. Ферсмана удостоен заслуженный экономист РФ, д.э.н. В.С. Селин. Почетной медалью КНЦ РАН «За личный вклад в исследование и развитие Севера России» награждена д.б.н. Г.А. Евдокимова.

## **22 февраля 2012 г.**

Академик **Владимир Трофимович Калинин** получил грант Президента РФ на государственную поддержку ведущей научной школы «Разработка наноструктурированных функциональных и конструкционных тугоплавких термостойких материалов на основе соединений редких и цветных металлов для применения в лазерной оптике, электронной технике, катализе и в качестве сорбентов» (НШ-1937.2012.3).

**Научные мероприятия, запланированные институтами КНЦ РАН на 2012 г.**

- Научная сессия Геологического института КНЦ РАН, посвященная Дню науки. *Геологический институт*, февраль, 1 день.
- Ежегодный международный семинар «Физика авроральных явлений». *ПГИ*, конец февраля – начало марта, 4 дня.
- III Региональная школа по морской биологии «Биологические ресурсы и аквакультура». МГТУ совместно с *ММБИ РАН*, февраль, 3 дня.
- 9-я всероссийская школа-семинар (с международным участием) «Прикладные проблемы управления макросистемами», *ИИММ* совместно с Институтом системного анализа РАН (Москва), 26–31 марта.
- IX Всероссийская (с международным участием) Ферсмановская научная сессия, посвященная 60-летию Геологического института КНЦ РАН. *ГИ*, апрель, 2 дня.
- VIII Межрегиональная конференция молодых ученых «Научно-практические проблемы в области химии и химических технологий». *ИХТРЭМС*, апрель, 4 дня.
- VI Международная научно-практическая конференция «Север и Арктика в новой парадигме мирового развития. Лузинские чтения – 2012». *ИЭП*, 12–15 апреля.
- Профильная секция ежегодной Межрегиональной научно-практической конференции КФ ПетрГУ «Прикладная математика и информатика». *ИИММ*, апрель.
- XXX Конференция молодых ученых Мурманского морского биологического института, посвященная 140-летию со дня рождения Н.М. Книповича «Проблемы океанографии, биологии и освоения биоресурсов морей Российской Арктики». *ММБИ*, май, 2 дня.
- XII Международная научная конференция студентов и аспирантов «Проблемы Арктического региона». *ММБИ*, май, 2 дня.
- Всероссийская (с международным участием) научно-практическая конференция «Уникальные геологические объекты Кольского полуострова». *ГИ*, июнь, 2 дня.
- Всероссийская научно-техническая конференция с международным участием «Глубокие карьеры». *ГоИ*, 12–16 июня, 5 дней.
- Конференция «Состояние и перспективы развития геофизических исследований на архипелаге Шпицберген». *ПГИ*, июнь, 7 дней.
- Всероссийская Бриологическая конференция с международным участием, посвященная 100-летию со дня рождения Романа Николаевича Шлякова. *ПАБСИ*, июнь, 3 дня.
- Всероссийская полевая школа–семинар с международным участием для молодых ученых «Мохообразные субарктики». *ПАБСИ*, июнь, 4 дня.
- Всероссийская научная конференция с международным участием «Биоразнообразие и культуросоноз в экстремальных условиях». *ПАБСИ*, сентябрь, 3 дня.
- IV Всероссийская научная конференция с международным участием «Экологические проблемы Северных регионов и пути их решения». *ИППЭС*, 2–4 октября.
- Междисциплинарная научно-практическая конференция (школа-семинар) молодых ученых Кольского научного центра «Информационные технологии поддержки задач освоения Арктической зоны Российской Федерации». *ИИММ*, 11–12 октября.
- VIII Всероссийская научная школа «Математические исследования в естественных науках». *Геологический институт*, октябрь, 2 дня.
- XI Международная научная конференция «Комплексные исследования природы архипелага Шпицберген». *ММБИ*, ноябрь, 4 дня.
- III Совещание по теоретическим аспектам колониальности у птиц, посвященное 100-летию со дня рождения В.М. Модестова. *ММБИ* совместно с Институтом аридных зон ЮНЦ РАН, ноябрь, 4 дня.

**Биоэкологические аспекты защитных реакций рыб и беспозвоночных / Н.Г. Журавлева, Г.Г. Матишов, О.Н. Оттесен, Е.Е. Минченко / [отв. ред. П.Р. Макаревич]; Мурман. мор. биол. ин-т КНЦ РАН. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2011. 272 с.**

Обобщены многолетние широкомасштабные эколого-морфологические экспериментальные исследования клеточных и тканевых защитных реакций у рыб (семга, горбуша) и некоторых беспозвоночных (немертины).

Применена уникальная методика, позволяющая в одном и том же эксперименте дать характеристику защитных реакций и регенерационных процессов в районе повреждения, а также гуморальных факторов (антибиотическая активность) иммунной системы рыб (семги и горбуши) и беспозвоночных (немертины). Получены важные в теоретическом отношении результаты по эволюции регуляторных морфогенезов и способности тканей к регенерации после введения стерильных и инфицированных инородных тел и механических повреждений.

Освещены важные вопросы формирования и функционирования защитных механизмов, влияющих на эффективность воспроизводства таких значимых промысловых рыб, как семга и акклиматизируемая в бассейне Белого моря горбуша на разных этапах онтогенеза – на эмбрионах, предличинках, личинках, сеголетках и годовиках. Данные по динамике онтогенетической изменчивости защитных реакций у семги и горбуши послужат решению практических задач, в частности, для повышения выживаемости молоди рыб и разработки лечебно-профилактических мероприятий при их разведении и товарном выращивании.

Книга рассчитана на экологов, ихтиологов, специалистов природоохранных и рыбохозяйственных организаций.

**Глобальные климатические изменения и их влияние на экосистемы арктических и субарктических регионов: тез. докл. Междунар. науч. конф., г. Мурманск, 9–11 ноября 2011 г.** Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2011. 219 с.

Представлены тезисы докладов Международной конференции «Глобальные климатические процессы и их влияние на экосистемы арктических и субарктических регионов», организованной Мурманским морским биологическим институтом КНЦ РАН. Рассматриваются теоретические и практические проблемы, связанные с глобальными изменениями климата и современным состоянием экосистем арктических и субарктических регионов. Обсуждаются современные тенденции и прогнозы состояния гидрологического режим Северного ледовитого океана, перигляциальные явления и процессы, методология и результаты геолого-геофизических и палеогеографических исследований. Большое внимание уделено особенностям эволюции флоры и фауны арктических и субарктических регионов в условиях глобальных климатических изменений и антропогенного пресса.

**Научно-практические проблемы в области химии и химических технологий. Материалы IV Региональной молодежной научно-технической конференции. Апатиты, 7–8 апреля 2010 г. / Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2011. 97 с.**

В сборнике представлены материалы IV Региональной научно-практической молодежной конференции, проведенной в ИХТРЭМС им. И.В. Тананаева КНЦ РАН. Сборник посвящен изучению актуальных проблем переработки и комплексного использования минерального сырья Кольского полуострова. Отражены материалы исследований по физико-химическим основам и практике переработки минерального сырья, по металлургическим и химическим процессам в технологии новых материалов.

Сборник представляет интерес для молодых ученых и специалистов в области химии.

**Научно-практические проблемы в области химии и химических технологий: материалы научно-технической конференции. Апатиты, 27–28 апреля 2011 г. / Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2011. 132с.**

Сборник содержит материалы докладов научно-практической конференции, посвящен изучению актуальных проблем переработки и применения минерального сырья Кольского

полуострова. Доклады включают материалы исследований по физико-химическим основам и практике переработки минерального сырья, металлургическим и химическим процессам в технологии новых материалов.

Сборник представляет интерес для молодых ученых и специалистов в области химии.

**Социально-экономическое развитие Севера: новые рубежи.** Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2011. 88 с.

В сборнике представлены научные статьи преподавателей и сотрудников филиала Санкт-Петербургского государственного инженерно-экономического университета в г. Апатиты.

Авторами рассмотрен широкий спектр вопросов, касающихся различных аспектов развития северных территорий в новых макроэкономических условиях, и направлений решения социально-экономических проблем регионов Севера.

Основной целью издания является информационный обмен, дискуссия и обсуждение актуальных научных и практических проблем в области экономики, истории, социологии, экологии и образования на региональном уровне.

**Труды КНЦ РАН. Гуманитарные исследования. Вып. 2.** Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2011. 137 с.

Статьи адресованы специалистам разных областей гуманитарного знания: этнологам, историкам, социологам, антропологам, а также преподавателям и студентам общественно-гуманитарных специальностей и всем, кого интересуют история, наука и культура Европейского Севера России.

**Труды КНЦ РАН. Информационные технологии. Вып. 2.** Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2011. 272 с.

Серия «Информационные технологии» представляет результаты исследований и разработок, связанные с широким спектром вопросов и задач создания, практического использования информационных технологий и систем математического и компьютерного моделирования в различных областях деятельности. В настоящий выпуск включены результаты, полученные исследователями ИИММ КНЦ РАН в 2011 году. Ряд работ выполнен при активном участии сотрудников и студентов факультета информатики и прикладной математики КФ ПетрГУ.

Сборник адресован специалистам в области создания и практического использования информационных систем и технологий в различных сферах управленческой и производственной деятельности, преподавателям и студентам вузов соответствующих специальностей.

**Труды КНЦ РАН. Энергетика. Вып. 3.** Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2011. 224 с.

**Physics of Auroral Phenomena**

Proceedings of the 33<sup>rd</sup> Annual Seminar. Apatity, 02-05 March 2010. Apatity, Print. Kola Science Centre RAS, 2011. 206 p.

**Physics of Auroral Phenomena**

Proceedings of the 34<sup>th</sup> Annual Seminar. Apatity, 01-04 March 2011. Apatity, Print. Kola Science Centre RAS, 2011. 231 p.



*Юбилей*



## **ФИЛАТОВА Валентина Тимофеевна**

д.ф.-м.н. (2004), ведущий научный сотрудник (2005). В Геологическом институте КНЦ РАН с 1976 г.

Область научной деятельности – создание объемных физических моделей рудных районов Кольского п-ова и выявление их возможной связи с особенностями глубинного строения региона; развитие методов математического моделирования геологических процессов с использованием ЭВМ; тектонофизическое обоснование возможных геодинамических характеристик раннего докембрия северо-восточной части Балтийского щита и реконструкция геодинамического механизма формирования земной коры.

В начале своей научной деятельности увлеклась обработкой и комплексным анализом результатов исследований по развитию теории интерпретации гравитационного и магнитного полей. В 1986 г. она начала разработку темы «Комплексная интерпретация потенциальных полей применительно к рудным объектам Оленегорского и Мончегорского районов», которую успешно завершила в 1990 г., защитив кандидатскую диссертацию на тему: «Разработка методики объемного моделирования рудных районов на основе гравимагнитных данных (на примере Мончегорского района)». После защиты диссертации продолжала активно развивать свои знания в направлении оценки геодинамических характеристик раннего докембрия и реконструкции геодинамического механизма формирования земной коры кольской части Балтийского щита. Исследования В.Т. Филатовой имеют широкий резонанс, результаты опубликованы во многих престижных научных журналах и доложены на крупных конференциях.

Высококвалифицированный специалист теоретического плана, вдумчивый трудолюбивый ученый, полностью отдающийся научным исследованиям, ведет самостоятельные темы по плану Института, поддерживаемые Российским фондом фундаментальных исследований. В своих работах количественно охарактеризовала механизм выведения на поверхность нижнекоровых пород в пределах коллизионного шва, а также оценила масштабы аномальных давлений, обеспечивающих выдвигание обдукционных пакетов из гранулит-базитового слоя коры в верхние уровни коры в коллизионный период. В работах последних лет выполнено численное моделирование напряженно-деформированного состояния литосферы в пределах Кольского мегаблока и северо-западной части Карелии. Установлено, что область высокого сопротивления, приуроченная к центральной части Кольского мегаблока и северо-запада Карелии, в позднем архее при формировании земной коры характеризовалась однородно-напряженным состоянием. Сформировавшиеся в архее эти области в силу сложившегося характера первоначального распределения полей напряжений изначально характеризуются более стабильным состоянием и в последующие эпохи были менее подвержены тектоническим деформациям. Это позволило В.Т. Филатовой сделать вывод, что высокое сопротивление обширного блока земной коры обусловлено всесторонним равномерным сжатием пород (что значительно увеличивает прочность блока), их высокой

компактностью и, как следствие, пониженным содержанием флюидов. Автор более 100 научных работ.

В 2011 г. удостоена специальной медали Чешской республики за работы в области математической геологии.

85



### **ИКОРСКИЙ Серафим Вениаминович**

к.г.-м.н., старший научный сотрудник. В Геологическом институте КНЦ РАН с 1959 г. Прошел большой и непростой жизненный путь. Не сразу связал свою судьбу с геологией, а сначала окончил Энергетический техникум и работал на воронежском телеграфе. Однако интерес к познанию загадок природы привел его на студенческую скамью геологического факультета Воронежского госуниверситета, который он окончил в 1957 г.

Научные интересы связаны с изучением геохимии газов и органического вещества изверженных и метаморфических пород, геохимии благородных газов в разрезе Кольской сверхглубокой скважины и палеозойских щелочных и щелочно-ультраосновных интрузивных комплексов Кольского полуострова. Изучал проблемы геохимии эндогенных газов в кристаллических породах Кольского полуострова, а затем и всего мира. Пытливый ум, изобретательная жилка, скрупулезность в работе позволили получить интересные научные результаты, которые отображены в его кандидатской диссертации, монографиях и публикациях. В рамках программы Президиума РАН «Мировой океан» в содружестве с исследователями из других академических институтов он изучал изотопию гелия и углеводородную составляющую в продуктах современной гидротермальной деятельности дна Атлантического океана.

Изобретатель, имеет несколько авторских свидетельств, в т.ч. на метод извлечения газов из пород и минералов путем дробления образцов в стеклянных ампулах (его широко применяют в изотопных исследованиях благородных газов). Награжден медалью «За трудовое отличие», бронзовой и серебряной медалями ВДНХ. Автор более 120 научных публикаций, в том числе четырех монографий.



Юбилары



### ПЕРЕВЕРЗЕВ Владимир Николаевич

д.с.-х.н. (1986), профессор (1991), заслуженный работник сельского хозяйства (2006). В Кольском научном центре – с 1957 г., в настоящее время – зав. лабораторией почвоведения Полярно-альпийского ботанического сада-института КНЦ РАН.

Известный в стране и за рубежом специалист в области генетического и прикладного почвоведения. Основная сфера научных интересов – фундаментальные проблемы почвоведения: изучение генезиса и географического распространения почв Севера Фенноскандии и Шпицбергена. На основе обширного фактического материала им были изучены свойства основных типов почв в регионе и выявлены основные закономерности формирования почвенного покрова в регионе под влиянием биоклиматических и геоморфологических факторов. Разработана современная классификация почв Северной Фенноскандии, основанная на традициях русской школы генетического почвоведения.

На протяжении всей научной деятельности руководил реализацией крупных прикладных региональных программ, в частности, по разработке и внедрению в сельскохозяйственное производство методов окультуривания целинных почв в высоких широтах и поддержания в них высокого устойчивого плодородия (1950–1970-е гг.), а также по разработке дифференцированных способов биологического закрепления пылящих поверхностей промышленных отвалов (1970-е гг.).

Автор около 300 научных работ, в том числе 21 монографий и 69 статей в журналах ВАК. Основные монографии: «Биохимия гумуса и азота почв» (1987), «Почвы тундр Северной Фенноскандии» (2001), «Лесные почвы Кольского полуострова» (2004), «Почвы побережий фьордов острова Западный Шпицберген» (2012). Под руководством В.Н.Переверзева подготовлено 7 кандидатов наук.

Всей своей научной и общественной деятельностью внес значительный вклад в развитие науки и экономики региона. Длительное время возглавлял Кольское отделение Общества почвоведов им. В.В. Докучаева. В настоящее время является членом ученого совета ПАБСИ и членом редколлегии журнала «Вестник Кольского научного центра РАН».

За участие в освоении целинных земель был награжден медалями «За трудовое отличие» и «За освоение целинных земель» (1956). Был стипендиатом Государственной научной стипендии Президиума РАН (1994, 2000). Награжден Грамотой губернатора Мурманской области (2000, 2001, 2011).

75



### **ГОРЯИНОВ Павел Михайлович**

д.г.-м.н (1973); профессор (1996), главный научный сотрудник Геологического института КНЦ РАН.

В 1954 г. Павел Михайлович окончил Геологический факультет Воронежского государственного университета по специальности «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых». Начало

научной деятельности относится к 1959–1962 гг., когда он после окончания ВГУ поступил в аспирантуру КФ АН СССР и защитил диссертацию по минералогии «Железистые кварциты Приимандровского района и их формационное положение». С 1962 г. работает в Геологическом институте и продолжает изучать докембрийские железорудные формации Кольского региона. Итогом этих исследований явилась докторская диссертация «Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова», защищенная в 1974 г.

В конце 1980-х гг. П.М. Горяиновым была выдвинута идея тектоно-кессонного эффекта как одного из важнейших геодинамических факторов структурно-вещественной дифференциации эндогенного происхождения. Она получила дальнейшее развитие в ряде работ, связанных с адаптацией теории диссипативных структур (геологической синергетики) для решения традиционных структурно-геологических и рудно-металлогенических вопросов. Один из создателей и признанных мировых лидеров этого нового направления современной геологии; он и его коллеги занимают ведущие позиции в разработке теории геологической самоорганизации в России и Европе. Исследование геодинамической природы структурного узора докембрийских ансамблей потребовало привлечения принципиально новых тектонических и металлогенических идей. В последние годы активно разрабатывает вопросы рудной геодинамики, и возможности создания прогнозно-поисковой технологии на основе теории самоорганизации, в том числе возможности прогноза эндогенных месторождений в пределах промышленно освоенных территорий. П.М. Горяинова как исследователя отличает широкий круг интересов и высокая эрудиция, что помогает ему вести успешную работу по подготовке научных кадров в аспирантуре и высших учебных заведениях региона, им подготовлено 10 кандидатов и один доктор наук.

Автор более 200 научных работ, в том числе более 10 монографий.



Юбилары



*Юбилей*



## **КАРЖАВИН Владимир Константинович**

к.х.н., старший научный сотрудник, доцент СПбГИЭУ. В Геологическом институте КНЦ РАН с 1966 г.

Окончил химический факультет Московского государственного университета. В 1972 г. защитил кандидатскую диссертацию на тему «Термодинамическое исследование условий существования и генезиса газов магматических щелочных пород». Специалист в области петрологии и геохимии магматических и метаморфических горных пород, автор более 150 опубликованных работ как в отечественной, так и в зарубежной научной литературе.

Выполнен большой объем экспериментальных исследований по изучению газовой составляющей пород и минералов на сконструированной им установке. Результаты экспериментальных исследований неоднократно и успешно экспонировались на выставках и получали награды. Параллельно экспериментальным работам им проводились теоретические исследования математического моделирования флюидного режима в сложных природных системах. На основе использования регрессивного анализа и метода сравнительного расчета определил термодинамические величины (энтальпия образования, свободная энергия, энтропия, коэффициенты теплоемкости, молекулярный объем) фосфатов кальция (апатитов), цеолитов, амфиболов, эвдиалита, элементов платиновой группы, а также сульфидов, селенидов, теллуридов платины и палладия, которые принимаются в качестве информативных исходных массивов для отечественных и зарубежных банков данных по термохимическим константам химических соединений. В последние годы занимается термодинамическими расчетами параметров для платинометалльного оруденения Федорово-Панского расслоенного комплекса. Им выполнен анализ метаморфических процессов с распределением в них флюидной фазы и платиноидов, установлена последовательность и P-T условия их образования. Выявлен характер и роль метаморфических процессов (включая постмагматические) в формировании минеральных парагенезисов платиноносного рифа и вмещающих безрудных пород. Численными методами исследования установлено, что по мере развития процессов метаморфизма происходит одновременное изменение минерального состава породы и ее флюидной составляющей. Этот процесс носит направленный и последовательный характер, хорошо воспроизводимый при помощи физико-химических моделей. Полученные результаты исследования позволили оценить роль и влияние P-T параметров на эволюцию сульфидов, селенидов, теллуридов и элементов платины и палладия, а также флюидной фазы в процессе преобразования и локализации платинометалльного оруденения. Исследования В.К. Каржавина вносят значительный вклад в решение проблем рудообразования интрузивных массивов и понимание физико-химической природы процесса кристаллизации магматического расплава.

Долгие годы возглавляет профсоюзный комитет ГИ КНЦ РАН, неуклонно отстаивает интересы трудящихся.



### **ЗЕНЗЕРОВ Виктор Сергеевич**

д.б.н. (2007), в Мурманском морском биологическом институте КНЦ РАН с 1974 г. – ведущий научный сотрудник лаборатории зообентоса ММБИ.

Основные направления научной деятельности посвящены изучению морфологии, цитологии и эндокринологии морских организмов. На основе многолетних исследований эндокринной системы рыб Баренцева моря им впервые получены данные о структуре и функционированию щитовидной железы баренцевоморских промысловых рыб, определена роль тиреоидных гормонов в их жизнедеятельности, в т.ч. в процессах роста, развития и размножения. С использованием современных методов цитологических исследований, электронной микроскопии, радиоиммунологического анализа получены результаты, имеющие важное фундаментальное значение в области морской биологии и физиологии гидробионтов Баренцева моря. Особое значение имеют его исследования, касающиеся структуры и функционированию щитовидной железы баренцевоморских рыб на разных этапах онтогенеза, при различных воздействиях гидрологических и гидрохимических факторов среды, антропогенного фактора. Им впервые определены уровни содержания различных гормонов в гемолимфе камчатского краба – Дальневосточного вселенца в Баренцево море, выполнены эксперименты по изучению его адаптационных механизмов к изменению температуры и солености среды.

На основе фундаментальных работ определил основные направления и разработал новые биотехнологии в области полярной марикультуры, включая использование гормональных стимуляторов при выращивании и подращивании молоди лососевых рыб Баренцева моря.

Участник многих морских и береговых экспедиций в различные районы арктических морей, что позволило собрать и проанализировать большой объем биологического материала, послужившего основой для многочисленных научных публикаций. Автор более 170 научных работ, в том числе 3 (в соавторстве) монографий: «Эколого-морфологические основы марикультуры рыб в Заполярье», 1998; «Технологии получения продуктов и биологически активных веществ из морских гидробионтов», 2004; «Биология и физиология камчатского краба побережья Баренцева моря», 2008).

Награжден медалями «Ветеран труда» (1987), «300 лет Российскому флоту» (1996), медалью ордена «За заслуги перед Отечеством» 2-й степени (2003), медалью «100 лет профсоюзам России» (2004), Почетными грамотами Президиума Российской академии наук, Президиума Кольского научного центра, благодарственным письмом (2005) и Почетной грамотой (2000, 2010) губернатора Мурманской области.



*Юбилары*

**F.P. Mitrofanov, D.V. Zhiron, T.B. Bayanova**

**COMPLEX FORECASTING AND PROSPECTING CRITERIA OF THE MAIN METALLOGENIC SPECIALIZATION (LOW-SULFIDE Pt-Pd OR SULFIDE Cu-Ni) FOR THE EARLY PROTEROZOIC BASIC-HYPERBASIC LAYERED MASSIFS OF CRYSTALLINE SHIELDS**

As a result of the long-term basic and applied research, complexes of indicators of the main metallogenic specialization (low-sulfide Pt-Pd or sulfide Cu-Ni) for the Early Proterozoic mafic-ultramafic layered intrusions of the Precambrian shields have been elaborated. On the basis of these complexes the forecasting and prospecting method has been developed. It allows prompt diagnosing the main metallogenic specialization of the layered intrusions within the crystal shields at the beginning of the geological survey. It will be useful for basing metallogenic forecasts, ranging geological objects in prospecting sequence, and also for planning the reproduction of the PGE and basic metals mineral resources.

*Keywords: metallogeny, Precambrian, mafic-ultramafic, isotope, petrology, geodynamics, strategic minerals, forecasting and prospecting criteria.*

**V.V. Balagansky, V.R. Vetrin, L.N. Morozova, S.V. Mudruk, V.I. Pozhilenko**

**REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS OF THE KOLA REGION: A SHORT REVIEW, NEW APPROACHES AND RESULTS**

The regional geological studies and the most important new results obtained by the geological team of Laboratory for Regional Geology and Geophysics are reviewed. The change from the geosyncline concept to the concept of plate-tectonics for the Palaeoproterozoic and a development of new geotectonic models for the Archaean are pointed out. The Early Precambrian geology and tectonics should be studied using techniques characterizing geological objects and processes in quantitative parameters, but these studies should be based on results of geological mapping.

*Keywords: regional geology, tectonics, Archaean, Palaeoproterozoic, granitoids, Kola Region, Baltic Shield.*

**T.B. Bayanova, F.P. Mitrofanov**

**MAIN RESULTS AND SIGNIFICANCE OF ISOTOPE-GEOCHEMICAL RESEARCH FOR THE PURPOSES OF THE BALTIC SHIELD REGIONAL GEOLOGY**

New results of the U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr and  $^3\text{He}/^4\text{He}$  dating for the reference complexes in the eastern part of the Fennoscandian Shield implemented at the Kola Multiple Access Research Center are demonstrated: The rocks studied are the Palaeoarchaean TTG complex, Palaeoproterozoic layered PGE intrusions, and Palaeozoic carbonatites. New precise U-Pb single zircon and baddeleyite data obtained are given for purposes of regional geology. For the first time the Sm-Nd isotope system has been using rock-forming minerals and sulfides to date the ore genesis. Isotope geochemical values ( $\epsilon_{\text{Nd}}$ ,  $T_{\text{Dm}}$ ,  $I_{\text{Sr}}$ ,  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) imply a large-scale igneous mafic reservoir of the enriched EM-1 mantle that produces the Palaeoproterozoic layered PGE intrusions (Mt. General'skaya, Monchegorsk ore region, Fedorov-Pansky intrusion, Imandrovky lopolith, etc.) during 130 Ma (from 2.52. to 2.39 Ga) to break up the ancient Kenorland supercontinent.

*Keywords: U-Pb, baddeleyite, Sm-Nd sulfides, Kenorland supercontinent, Baltic Shield.*

**Yu.L. Voytekhovskiy, Yu.N. Neradovskiy, N.N. Grishin, A.Sh. Gershenkop, A.G. Kasikov, T.N. Mukhina, E.Yu. Rakitina, A.G. Ivanova**

**SOME PROMISING TRENDS OF STUDYING THE KOLA REGION MINERAL RAW MATERIALS**

Three types of the promising raw materials of the Kola Peninsula to follow have been studied: silicate nickel, titanomagnetite, and kyanite ores. Studying these is vital for their full-fledged use in the national economy. The raw materials have vast resources for the nickel, iron and alumina production, but currently there are no efficient technologies of their processing. The study level and research trends are estimated.

*Keywords: ores, nickel, iron, aluminum, silicate nickel, titanomagnetite, kyanite.*

**P.K. Skufin**

**OIL - ALTERNATIVE FOR HUMANITY**

The position of the planet-main mineral of oil is estimated. It is the world leader in the fuel and energy sector and a basis of the petrochemical industry. Oil is in detail described as a mineral. Its composition and physical and chemical properties are reviewed. The distribution of oil reservoirs in the planet's interior, proven reserves and prospects of their capacity are analyzed. With the current rate of the oil consumption, its proven reserves will be enough for about 40 years, the undiscovered ones will do another 10-50 years. The essential oil reserve of humanity is the oil preserved in tar sands and oil shales. The initial, main and final stages of the ore genesis are listed and dwelled on. Considered are the state and prospects of gas and

oil deposits in Russian Arctic with the focus on the fields in the Barents and Kara Seas. This suggests that the large-scale development of oil resources of Russian Arctic should be considered in the long run. We consider two alternative scientific approaches to the oil genesis problem: 1) the origin of oil is biogenic. In this case the mankind will spend the oil resources of the planet in a few decades, and the tremendous world energy crisis will break out; 2) the origin of oil is abiogenic. Oil is continuously generated in the bowels of the Earth. There is also an "intermediate" approach stating that the organic oil formed in ancient times is being added to the inorganic oil. If the second approach is valid, the oil reserves are almost inexhaustible. Pro et contra arguments are discussed. On example of the giant oil fields on the South Vietnam continental shelf, in particular, the White Tiger field with 0.66 billion tons of reserves, in the dislocated granite, arguments for the abiogenic origin of oil are shown to be all sound. The generation of hydrocarbon fluids and formation of the gas-oil deposits in the Early Proterozoic Pechenga-Varzuga zone and the adjacent northern seas are considered.

*Keywords: oil, oil deposits, oil exploration, oil and gas deposits, oil genesis, hydrocarbon raw materials, hydrocarbon fluid flows, Russian Arctic, Pechenga-Varzuga Belt, Barents and Kara Seas.*

**V.V. Subbotin, A.U. Korchagin, E.E. Savchenko**

**PLATINUM-BEARING MINERALIZATION OF THE FEDOROV-PANA ORE NODE:  
ORE TYPES, MINERAL COMPOSITION, GENESIS FEATURES**

The Fedorov-Pana layered mafic-ultramafic intrusion is an essential ore node of the Kola PGE-bearing province. The PGE mineralization of the intrusion is throughout spatially and genetically related to the sulfide ore. The deposits and ore prospects are located at various stratigraphic levels of the cross-sections and are constrained by various structural elements, e.g. marginal (basal) zone of the Fedorov Tundra intrusion, Northern and Southern Reefs in the layered horizons of the West-Pana intrusion, and Layered horizon of the East-Pana intrusion. There are 44 mineral species and a series of new mineral phases in PGE and Au natural minerals found in the ore of all types. Tornroosite was found for the first time in Russia. The most common are vysotskite, braggite, cooperite, sperrylite, stillwaterite, palladoarsenide, moncheite, merenskyite, kotulskite, sobolevskite, keithconnite, and native gold. All the variety of the platinum group minerals is subdivided into two stable mineral assemblages, an early (initial) sulphide-telluride, and a late (redeposited) arsenide-telluride one. The late redeposited assemblage is typical for the non-commercial Southern Reef.

*Keywords: Fedorov-Pana layered intrusion, platinum-group and gold minerals, sulphides, arsenides, tellurides, tornroosite.*

**A.V. Voloshin, A.V. Cherniavsky, Yu.L. Voytekhovskiy**

**TELLURIDE MINERALIZATION IN GOLD LOCALITIES OF PANARECHKA VOLCANIC-TECTONIC  
STRUCTURE, KOLA PENINSULA**

Mineral forms of tellurides are considered in the paper. They are typical of epithermal deposits and indicate the physical-chemical conditions of the rock-forming process. Twenty seven mineral species and phases of tellurides and sulfotellurides are found in the Panarechka volcanic-tectonic structure. They are minerals with the main role of Ag and Au (empressite, hessite, stutzite, volynskite, petzite), Bi and Pb (tetradymite group: tetradymite, tellurobismuthite, tsumoite, ingodite, pilsenite, joseite-A, baksanite, hedleyite; aleksite group: aleksite, rucklidgeite, kochkarite, phase-C), other tellurides and sulphotellurides (coloradoite, altaite, benleonardite, nagyagite, radhakrishnaite). The mineral associations of tellurides and sulphotellurides are given and their genesis is discussed.

*Keywords: mineralogy, tellurides, gold, silver, tetradymite group, aleksite group, Kola Peninsula.*

**A.A. Kalinin, N.N. Galkin**

**PRECAMBRIAN PELLAPAKHK COPPER-MOLYBDENUM-PORPHYRY DEPOSIT (KOLMOZERO-  
VORONYA GREENSTONE BELT)**

The Cu-Mo mineralization of the Pellapakhk porphyry deposit form a stockwork of mineralized quartz and quartz-epidote-calcite veinlets in a zone of alteration of quartz porphyry intrusion. The age of the porphyry intrusion is 2.83 Ga, and the alteration of porphyry took place 2.77 – 2.73 Ga ago at the retrograde stage of the Lopian regional metamorphism. The stockwork is 1500 x 350-600 m, and consists of two lenses. The northern one is mainly in the microcline-quartz zone of alteration. The southern lens is in the muscovite-kyanite quartzite. Two mineral associations of different age were defined in the deposit. The early association is the pirrhotite-ilmenite one, which is typical of all host rocks of the deposit. The late association includes pyrite, chalcopyrite, sphalerite with molybdenite – that is productive mineralization, typical of the altered rocks within the stockwork. Ilmenite-pirrhotite mineralization formed at the stage of alteration of host rocks, and the productive mineralization is supposed to form much later - during the Svecofennian metamorphic, later than 1.9 Ga ago.

*Keywords: copper-molybdenum-porphyry deposits, Kolmozer-Voronya greenstone belt, metasomatites.*

**V.R. Vetrin, V.P. Chupin, Yu.N. Yakovlev**

#### **CLASTIC MATERIAL SOURCES AND GEODYNAMIC CONDITIONS OF FORMATION OF HIGH-ALUMINA GNEISSES OF THE PECHENGA PALAEO-RIFTING STRUCTURE BASEMENT**

The basement of the Palaeoproterozoic Pechenga structure was drilled by the Kola Superdeep Borehole (SD-3) at the depths of 6842–12262 m. It consists of alternating strata of metavolcanic dacite, plagiorthodacite rocks and high-alumina gneisses; the protoliths of these rocks corresponded mainly to graywackes. Resulting from the examination of zircons from the metaclastic rocks of the 1<sup>st</sup>, 3<sup>rd</sup>, and 9<sup>th</sup> strata of the SD-3, the detrital, anatectic, metamorphogenic, and contact-metasomatic genetic types have been identified. The detrital zircons include several age groups. The most homogeneous, i.e., comparable to zircons from tonalite gneisses (bottoms of the SD-3 section) and from surrounding rocks, zircons have appeared to be those from gneisses of the deepest 9<sup>th</sup> stratum. The data on the age of these zircons, along with a poor rounding of the grains, signifies formation of the host gneisses' protoliths owing to washing-out and redeposition of material. The widening of alimentation areas, which supplied clastic material into sedimentation basins, took place during the formation of alumina gneisses of the 3<sup>rd</sup> and especially 1<sup>st</sup> strata of the section. The analysis of a spatial arrangement and composition of magmatic rocks and metaclastic formations in section of SD-3 and its environments allows interpreting their formation in geodynamic conditions of active continental margins – in a regional zone of the terrain formed by rocks of the Kola series.

*Keywords: Kola Superdeep Borehole, Neoarchaean rocks, rare elements, zircons, U-Pb isotope age, clastic material sources.*

**Yu.A. Balashov, Ye.V. Martynov**

#### **ESTIMATION OF OXYGEN FUGACITY IN THE LITHOSPHERE IN ACCORDANCE WITH THE DATA FOR RARE EARTH ELEMENTS IN ZIRCONS FROM THE MANTLE ROCKS**

The data ranged in REE variations and  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$  and  $Eu^{+2}/Eu^{+3}$  ratios in zircons from the mantle rocks of the lithosphere are shown. A directed reduction in  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$  and an increase in  $Eu^{+2}/Eu^{+3}$  is observed from top towards the deepest zones of the lithosphere to reflect a transition from oxidized to reduced regimes of rock generation in the vertical sequence of the lithosphere, and to conform with the same gradation of oxygen fugacity in the FMQ petrological buffer. The correlation between the geochemical and petrological data has been modeled to reveal independent contrasting oxygen fugacity variation trends for the upper and lower lithosphere.

*Keywords: mantle rocks in the lithosphere, oxygen fugacity, geochemical and petrochemical factors.*

**T.V. Kaulina**

#### **THERMOCHRONOLOGY OF ROCKS FOR RECONSTRUCTION OF MOBILE BELTS DEVELOPMENT**

One of the promising directions in geochronology is termochronometry or termochronology - determination of temperature regime of rocks over time based on dating of minerals with different closure temperatures of isotopic systems. U-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr dating defined thermal evolution of the eclogitic rocks and eclogites of the Yonsky region of the Belomorian mobile belt, which allowed to draw conclusions about the geodynamic conditions.

*Keywords: eclogites, isotopic systems, zircon, rutile, garnet, metamorphism, closure temperature.*

**Zh.A. Fedotov**

#### **PETROCHEMICAL MODEL OF THE MANTLE MAGMATISM**

A diagram of pyrolite melting in Mg-(Fe+Ti)-Al coordinates is plotted in accordance with referenced tentative data. This ties up the liquid composition with pressure, and pyrolite melting degree. Three ways of separating liquid from the mantle substrate are considered. These are the gravity method if the melting degree is 25%, the filter pressing mechanism efficient if the melting degree is less than 2%, and local, almost complete melting of the mantle substance. Garnet in the solid residue plays an important part, essentially affecting the composition of the mantle magmas.

*Keywords: Mantle generation of magma, volcanic series, primordial magma, diagram of pyrolite melting.*

**M.I. Dubrovsky**

#### **MELT SYSTEMS AS THE BASIS OF PARAGENETIC ANALYSIS OF MINERAL ASSEMBLAGES IN IGNEOUS ROCKS**

The drawn simplified  $P_{H_2O}$ -T-projection and crystallization scheme of the *q-ne-kp-fo-mo-aq* system reflect the process of the magmatic rock crystallization. The rocks are compositionally marginal between the normal series and the alkaline one, and from the normative quartz group to the normative montichellite one.

*Keywords: melt systems,  $P_{H_2O}$ -T-projection, crystallization scheme.*

**N.Ye. Kozlov, N.O. Sorokhtin, Ye.V. Martynov**

**DISTRIBUTION OF ORE ELEMENTS IN OIL AS AN INDICATOR OF GEODYNAMIC SETTINGS OF OIL ORIGIN**

The study of geochemical variation of certain ore elements in oil fields of the Volga-Urals, West-Siberian and Dnepr-Donetsk provinces indicates their regular and irregular enrichment with various components in the front and rear parts of the adjacent collision systems. The oil metallogeny depends on the complexes through which oil migrates from the zone of increased pressure to that of tectonic shadow. This factor is a direct prospecting indicator, and can be used to evaluate potential of the territory under study for metal resources.

*Keywords: Petroleum and gas deposits, content of the ore elements, geodynamic classification.*

**A.M. Zhirova**

**RESEARCH OF MAGNETOELASTIC EFFECTS IN THE SAMPLES OF MAGNETIC ROCKS OF THE KOVDOR MASSIF AND STRUCTURE OF SERPOVIDNY RIDGE**

Some results of the research of acoustic affect on remanent magnetization of the magnetic rocks of Kovdor massif and structure of the Serpovidny ridge are represented. Influence of such parameters of acoustic waves as the time, direction and amplitude on the remanent magnetization has been studied. It has been found that the remanent magnetization and her direction are varied according to direction of ultrasonic waves. The performed experiments show the character of the magnetization change under increase of the time of the acoustic action up to 60 c. The obtained results are of interest in development of not linear geophysics problems and the estimation of the technogenic and natural magnetic anomalies.

*Keywords: remanent magnetization, magnetoelastic effects.*

**D.G. Stepenshchikov, Yu.L. Voytekhovskiy**

**ON THE RELATIONSHIP BETWEEN CRYSTAL HABIT AND CRYSTAL REAL FORM**

The real crystal form (simple form or its combination with various growths of different faces) gives the combinatorial types of the crystal – the number, arrangement and engagement of crystal faces. Nevertheless it doesn't give geometry of the crystal – the characteristic using by crystallographers in terms «habit» and «habitus». In this paper the relation between crystal habit and crystal real form been analyzed.

*Keywords: habit, real crystal form, crystal faces.*

**V.T. Filatova**

**TECTONOPHYSICAL CONDITIONS OF MOBILE-PERMEABLE ZONES FORMATION IN THE ARCHAEOAN BASEMENT OF THE NORTH-EASTERN PART OF THE BALTIC SHIELD**

On the example of the Kola region tectonophysical simulation has been performed, which provided defining structures draining the uprising of mantle basic-ultrabasic magmas. The research has been carried out on the basis of numerical simulation to reconstruct zones of high permeability of the basement, which formed in the Late Archaean and determined the localization of tectonic magmatic processes in the region. For this purpose, quantitative models of the strained-deformed state of the Earth crust of the region considering its evolutionary development. The paper pioneers the estimates and interrelation of geodynamic factors interpreting mechanisms of formation of deformed structures in the region. The obtained results revealed a location heredity of magma feeding channels in the region from the Archaean to the Early Proterozoic and give grounds to revise the existing concepts about the mechanism of the Earth's crust formation in the North-Eastern Baltic Shield. The elaborated methods can be applied for fast diagnosis to allocate weakened zones in the basement and evaluate their permeability degree with the minimum time and resources required.

*Keywords: numerical simulation, stress fields, Late Archaean, Early Proterozoic, magma-conducting structures.*

**A.A. Predovsky, I.V. Chikiryov**

**SIGNIFICANT FEATURES OF THE MANTLE-CRUSTAL INTERACTION AS AN IMPORTANT FACTOR OF THE MORPHOSTRUCTURAL PROCESS**

The analysis of numerous geological and geophysical data has allowed to propose a new approach in interpreting the morphostructural process. This event is considered to rely on a mechanism of vertical and horizontal interaction for energy mass flows consumed in the zone of crust-mantle transition which is triggered under the influence of deep-seated heat carrying fluids entering the mantle and crust along the long-lived lineament zones. The paper demonstrates examples and generalized model of the mantle-crust interaction.

*Keywords: Structures, mantle-crust interaction, energy mass flows, long-lived lineament zones.*

**V.K. Karzhavin**

#### **CHAIN PROCESS, EXPLOSION PIPES, DIAMONDS**

The paper demonstrates a brief analysis of publications devoted to natural diamond origin. The numerical methods have confirmed a possibility of diamond origin under low pressure and temperature by the example of natural samples. Diamonds generate simultaneously with the emergence of free carbon when carbonates decompose in the nonequilibrium reducing setting. We believe that explosion pipes could form due to a chain process under the interaction of igneous hydrogen and air oxygen. Enormous heat generated, pressure, and instantaneously increasing temperature in the local volume of an explosion pipe are quite sufficient to decompose and transform carbonates into diamonds, graphite, and newly formed minerals.

*Keywords: carbonates, carbon, generation of diamonds, explosion pipes, pressure, temperature.*

**V.L. Il'chenko**

#### **TECTONOSTRATIGRAPHIC MODEL OF THE EARTH CRUST BLOCK AS OF AN OSCILLATION SYSTEM (ON EXAMPLE OF THE PECHENGA BLOCK, KOLA PENINSULAR)**

The model of tectonic layering of the Pechenga block crust as of an oscillating system with the periodic nature of the excitation due to energy of the lunar-solar tides and the activation of geodynamic processes in the decay period is presented. The paper draws on the elastic properties of the core of the Kola Superdeep borehole and of rocks from the surface of the Pechenga block. Confirmation of the model is the high coincidence accuracy of the model boundaries with intervals of rocks - stress raisers at the comparison of the model fragment (interval 0-12 km) with dynamic rock types in the SD-3 section. The phenomenon of wave control over geodynamic processes (taken as the basic idea), considering its global nature, requires further, more detailed study.

*Keywords: anizotropy, geodynamics, stress state, decay oscillations, tectonostratigraphic model, standing wave, Pechenga block.*

**M.I. Dubrovsky**

#### **ORIGIN AND EVOLUTION OF THE EARTH MATTER FROM THE VIEWPOINT OF A NEW HYPOTHESIS**

Trofimov-Lesovoy's new model of the Earth origin under consideration differs radically from the old one in that it does not consider the initial protomatter of our planet to be constant. According to this model, the interaction of the core and cosmic radiation results in continuous producing of various elements and isotopes which leads to an increase of both the amount and volume of the matter. In this case quite a lot of heat energy is released which causes realization of various geological processes. The recognition of the new model allows solving many geological problems that could not be solved in the context of the old hypothesis. In the paper we compared the results obtained when solving some geological problems in the context of the old and new hypotheses. The comparison definitely points to the advantage of the new hypothesis. This should draw the attention of researchers to it and increase the number of its supporters.

*Keywords: new hypothesis of the Earth formation, apeiron-protomatter, element producing, increase of the matter amount.*