



Щелочной магматизм, его источники и плюмы

Alkaline magmatism, its sources and plumes



**ИРКУТСК
НЕАПОЛЬ
2007**

*Российская Академия Наук
Сибирское Отделение
Институт геохимии им. А.П.Виноградова
Университет г. Перуджа, Италия
Российский Фонд Фундаментальных Исследований*



Щелочной магматизм, его источники и плюмы

**(Alkaline magmatism,
its sources and plumes)**

*Труды
VII Международного семинара
" Щелочной магматизм, его
источники и плюмы"*

Редактор Н.В. Владыкин

**Иркутск -
Неаполь
2007**

Щелочной магматизм, его источники и плюмы.

Труды VII международного семинара. Иркутск-Неаполь. Изд-во Института географии СО РАН, 2007. 238с. ISBN 978-594797-128-6. Вып. 2

Очередной VII международный семинар в 2007 году прошел в Иркутске и Неаполе, материалы которого и напечатаны в предлагаемом сборнике. Обосновывается два разных мантийных источника для двух ультраредкометальных массивов щелочных гранитов Хан-Богдинского и Халдзан-Бурегтейского, расположенных в различных тектонических зонах Монголии. Рассмотрены термодинамический аспект минеральной ассоциации магнетит, титанит и клинопироксен в породах Хибинского массива, а составы этих сосуществующих фаз используются для оценки параметров магматического процесса. Рассматриваются закономерности распределения TR и изотопов Sr и Nd в девонских щелочных вулканитах Припятского грабена Белоруссии. Обосновывается новая гипотеза генезиса карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса, где большая роль уделяется процессам силикатно-карбонатной несмесимости. Представлены новые данные о химизме и характере взаимоотношений для акцессорных Ti-Zr минералов из кальцифиров Тажеранского массива. Предлагается использование ASM диаграмм для генетического анализа серий магматических пород, которые дополнены параметром q. По кимберлитовой тематике рассмотрены вариации составов пикроильменита из многих трубок кимберлитов Сибири, приводится три типа спайдердиаграмм TRE пик-роильменитов. Определена природа некоторых индикаторных минералов в кимберлитах, изучены мантийные ксенолиты трубки Нюрбинская. Проведено сопоставление состава тяжелых углеводородов (ТУВ) и битумов в щелочных массивах континентов и кимберлитовых трубках Сибирской платформы. По присутствию битумов и полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в высокобарических минералах (алмазе и гранате) из кимберлитов допускает поступление газообразных ТУВ из верхней мантии. Обосновываются выделения формационных типов лампроитов и приводятся данные по их мантийным источникам. Рассматриваются вопросы алмазности лампроитов.

Книга представляет интерес для петрологов, геохимиков и специалистов по глубинному щелочному и кимберлитовому магматизму, студентов и преподавателей вузов.

*Печатается по решению Ученого Совета
Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН*

Ответственный редактор: доктор геол.-мин. наук Н.В. Владыкин

*Рецензенты: доктор геол.-мин. наук О.М. Глазунов,
доктор геол.-мин. наук В.С. Антипин*

Оригинал-макет: С.С. Цыпукова Т.С. Торбеева,

*Институт географии СО РАН
664033, г.Иркутск, ул. Улан-Баторская 1
Отпечатано в Глазковской типографии. г.Иркутск, ул. Гоголя 53.
Заказ №.2792 Тираж 150 экз.*

ISBN 978-594797-128-6

© Институт геохимии СО РАН, 2007

© Институт географии СО РАН, 2007

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие редактора	4
Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Два типа источников магм редкометальных щелочных гранитоидов	5
Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н. Термодинамический анализ магнетит + титанит + клинопироксеновых равновесий в апатитоносной интрузии Хибинского щелочного комплекса	38
Владыкин Н.В. Формационные типы лампроитовых комплексов – систематика и химизм	48
Михайлов Н.Д., Владыкин Н.В., Лапцевич А.Г. Изотопно-геохимические особенности палеозойских щелочных магматических пород Беларуси (Припятский грабен, Северо-Припятская область)	75
Недосекова И.Л. Геохимическая эволюция и изотопные составы карбонатитов и миаскитов Ильмено-Вишневогорского комплекса как показатель процессов силикатно-карбонатной несмесимости и флюидно-расплавного взаимодействия (Южный Урал).	95
Головко А.В., Диваев Ф.К. Некимберлитовые алмазоносные породы Узбекистана	124
Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Похиленко Н.П., Логвинова А.М., Афанасьев В.П., Алымова Н.В., Палесский С.В., Ротман А.Я. Стегницкий Ю.Б., Хмельникова О.С. Вариации составов пикроильменитов из кимберлитов Якутии и проблема их образования	146
Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Стегницкий Ю.Б., Банзерук В.И. Литосферная мантия Накынского кимберлитового поля (Якутия) по данным изучения мантийных ксенолитов и базальтов трубки Нюрбинская	167
Зубков В.С. Предпосылки мантийного генезиса тяжелых углеводородов в щелочных массивах континентальных плит	187
Анфилов В.Н. Использование ASM диаграммы для генетического анализа серий магматических пород	219
Старикова А.Е. Ti-Zr акцессорная минерализация в кальцифирах Тажеранского массива (Западное Прибайкалье)	223

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

В последние годы в связи с интенсивным развитием гипотезы плюмовой тектоники в мире и России появился повышенный интерес исследователей к изучению петрологии и геохимии внутриконтинентального магматизма повышенной щелочности. К ним относятся кимберлиты, породы щелочных комплексов, щелочные базальты. Щелочные породы - уникальные образования Земли. С ними связаны крупнейшие месторождения Nb, Ta, Zr, Y, TR, Cu, P и других рудных элементов, а также и уникальные месторождения самоцветов: чароита, Сг-диопсида, дианита. В лампроитах Австралии добываются алмазы. Сложности процессов их образования вызывали многолетние научные споры, которые не утихают и до сих пор. Развитие новых методов исследований постоянно углубляют знания об особенностях вещественного состава щелочных пород. Данные изотопно-геохимических исследований подтверждают мантийную природу источников вещества для пород щелочных комплексов. По особенностям минеральных парагенезисов и происхождения мантийных пород можно расшифровывать глубинную геодинамику Земли.

Проблемам петрологии глубинного магматизма (щелочных пород, кимберлитов, щелочных базальтов и их мантийных ксенолитов) и связи их источников с плюмовыми процессами были посвящены 6 международных семинаров, прошедшие в 2001 году в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск), в 2002г в ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток), в 2003г в ИТИГ ДВО РАН (г. Хабаровск), в 2004г. в ГИН СО РАН (г. Улан-Уде), в 2005г в ИВиС ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский) и в 2006 г. в ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» (г. Мирный).

Очередной семинар в 2007 году прошел в Иркутске и Неаполе, материалы которого и напечатаны в предлагаемом сборнике. Обосновывается два разных мантийных источника для двух ультраредкометальных массивов щелочных гранитов Хан-Богдинского и Халдзан-Бурегтейского, расположенных в различных тектонических зонах Монголии. Рассмотрены термодинамический аспект минеральной ассоциации магнетит, титанит и клинопироксен в породах Хибинского массива, а составы этих сосуществующих фаз используются для оценки параметров магматического процесса. Рассматриваются закономерности распределения TR и изотопов Sr и Nd в девонских щелочных вулканитах Припятского грабена Белоруссии. Обосновывается новая гипотеза генезиса карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса, где большая роль уделяется процессам силикатно-карбонатной несмесимости. Представлены новые данные о химизме и характере взаимоотношений для аксессуарных Ti-Zr минералов из кальцифиров Тажеранского массива. Предлагается использование ASM диаграмм для генетического анализа серий магматических пород, которые дополнены параметром q. По кимберлитовой тематике рассмотрены вариации составов пикроильменита из многих трубок кимберлитов Сибири, приводятся три типа спайдердиаграмм TRE пикроильменитов. Определена природа некоторых индикаторных минералов в кимберлитах, изучены мантийные ксенолиты трубки Нюрбинская. Проведено сопоставление состава тяжелых углеводородов (ТУВ) и битумов в щелочных массивах континентов и кимберлитовых трубках Сибирской платформы. По присутствию битумов и полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в высокобарических минералах (алмазе и гранате) из кимберлитов допускает поступление газообразных ТУВ из верхней мантии. Обосновываются выделения формационных типов лампроитов и приводятся данные по их мантийным источникам. Рассматриваются вопросы алмазоносности лампроитов.

Председатель Оргкомитета,
Главный редактор,
доктор геолого-минералогических наук

Н.В. Владыкин

Два типа источников магм редкометалльных щелочных гранитоидов

Коваленко В.И.¹, Ярмолук В.В.¹, Козловский А.М.¹, Ковач В.П.²,
Сальникова Е.Б.², Владыкин Н.В.³, Котов А.Б.²

¹*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и
геохимии РАН, 119017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 35*

²*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург,
наб. Макарова, 2*

³*Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а*

Представлено геологическое положение, возраст и источники редкометалльных руд Халдзан-Бурегтейского щелочногранитного месторождения (Западная Монголия) и Хан-Богдинского проявления (Южная Монголия), имеющих магматическое происхождение. Первое из них расположено в Озерной зоне ранних каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса и имеет возраст около 392 млн. лет, тяготеет к одному из лучей сочленения тройной системы грабенов. Второе проявление расположено в Южно-Монгольской герцинской зоне, имеет возраст около 290 млн. лет и тяготеет к континентальной рифтогенной структуре, пространственно и во времени сближенной с герцинскими островодужными системами. Для оценки источников редкометалльных магм использованы изотопные данные неодима и кислорода, а также соотношения концентраций несовместимых элементов «канонических» пар типа Nb–U, Nb–Zr, La–Yb, Th–Ta, Ce–Pb. В связи с тем, что многие из этих элементов в редкометалльных щелочных гранитоидных магмах достигают концентраций насыщения, разработана специальная методология использования отношений концентраций соответствующих элементов как для оценки источников магм, так и участия в их образовании фракционной дифференциации и кумулятивного накопления минералов редких элементов. Источником редкометалльных гранитоидов Халдзан-Бурегтейского месторождения является смесь источника базальтов океанических островов и корового источника, представленного породами вмещающих офиолитовых и островодужных комплексов каледонид. Источником редкометалльных гранитоидов Хан-Богдинского проявления является источник надсубдукционных базитов, возможно, с некоторым участием деплетированной и обогащенной мантии и континентальной коры.

ВВЕДЕНИЕ

Редкометалльные щелочные граниты нередко содержат промышленную комплексную редкометалльную (ниобиевую, циркониевую, редкоземельную, бериллиевую, литиевую и др.) минерализацию [6]. Такого рода коренные месторождения на рубеже 40–50-х годов прошлого столетия были впервые открыты на территории СССР, хотя россыпи, связанные с редкометалльными щелочными гранитами Нигерии, были известны еще раньше. Подобные

граниты в 50–60-е годы назывались «апогранитами» [2] или «гранитами с аксессуарными танталониобатами» [21]. Примеры рассматриваемых месторождений – это Арыскан [7, 19], Улуг-Танзек в Туве, Катугинское в северном Забайкалье [1], ряд месторождений в северной Канаде [35] и др. На территории выявленной нами новой Монгольской редкометальной провинции [9, 10] также были открыты месторождения и проявления редкометальных щелочных гранитов [8, 11, 13, 17, 32]. К ним относятся Халдзан-Бурегтейское Nb-Zr-REE-месторождение, открытое нами в 1984 году в северо-западной Монголии, и целый ряд редкометальных проявлений в пределах огромного Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов в южной Монголии [3, 9]. Достаточно подробная характеристика этих объектов приведена в перечисленных выше публикациях, а новейшие геохронологические и геохимические данные о них в статьях [13, 17, 18]. В связи с этим в данной работе только кратко суммированы имеющиеся данные по этим объектам, а основное внимание сосредоточено на оценке источников редкометальных щелочных гранитоидов, основанных на изотопных (неодим, кислород) и геохимических (ICP-MS) данных по распределению элементов-примесей. Характеристика аналитических методов, используемых в настоящей статье, приведена в работах [15, 16]).

В заключение этого краткого введения отметим, что рассматриваемые в статье два редкометальных объекта выбраны не случайно и не потому, что по ним есть соответствующие аналитические данные. Несмотря на определенную вещественную и особенно геохимическую близость их, как и вообще редкометальных щелочных гранитоидов, неожиданно выяснилось, что источники магм этих пород и руд, оказались различными.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХАЛДЗАН-БУРЕГТЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ХАН-БОГДИНСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Халдзан-Бурегтейская группа массивов щелочных гранитоидов и одноименное редкометальное месторождение расположены в западной Монголии, в Озерной зоне, в 45 км к северо-востоку от областного центра г. Кобдо, в зоне регионального разлома, разделяющего каледонские структуры Монгольского Алтая и раннекаледонские структуры Озерной зоны (рис. 1). Вмещающие для них – это породы офиолитовых комплексов и разнообразные по составу и возрасту нормальные (нещелочные) гранитоиды, рассеянные мощным субширотным дайковым комплексом. В результате геохронологических (U-Pb- и Ar-Ar-методы) исследований установлена многоэтапная магматическая история региона [17]. Формирование офиолитового основания ранних каледонид происходило в интервале 570–520 млн. лет, а островодужные комплексы, вмещающие здесь массивы щелочных гранитов, возникли 546 млн. лет назад. Коллизионный этап

развития региона завершился образованием тоналитов и гранодиоритов 495 млн. лет назад.

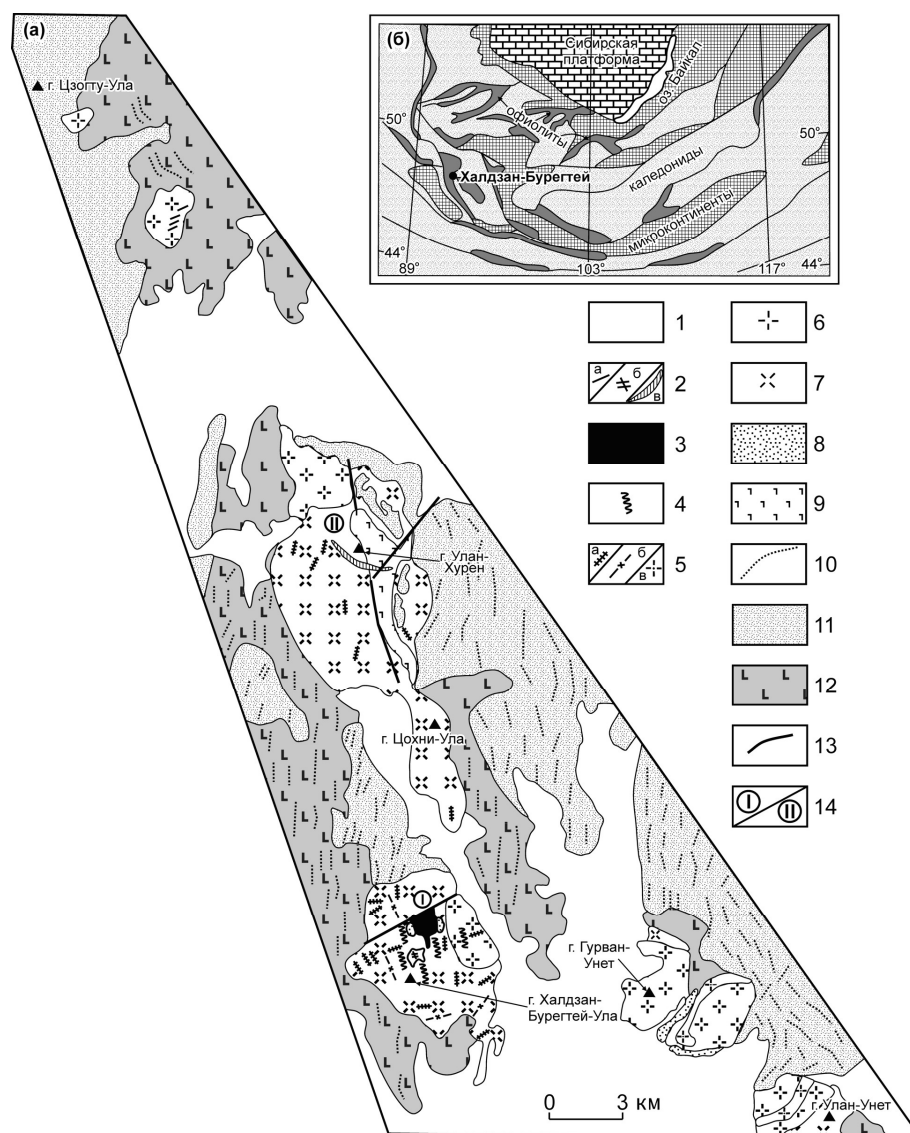


Рис. 1. Геологическая карта Халдзан-Бурегтейской группы массивов щелочных пород и их обрамления (а) и схема положения рассматриваемого объекта в системе каледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (б).

Условные обозначения: 1 – рыхлые отложения; 2 – щелочные базальты (а), сиениты (условно) 6-ой фазы (б) и дайка щелочных сиенитов условно 6-ой фазы (в); 3 – редкометальные щелочные граниты 5-ой и 7-ой фаз; 4 – пантеллериты 4-ой фазы; 5 – породы 3-ей фазы: экериты (а), пегматиты щелочных гранитов (б) и щелочные граниты (в); 6 – щелочные граниты 2-ой фазы; 7 – нордмаркиты 1-ой фазы; 8 – щелочные трахидациты, пантеллериты, комендиты, щелочные гранит-порфиры провесов кровли (вулканических жерловин); 9 – долериты и габбро; 10 – дайки базальтов, диоритов, монцонитов и гранитов; 11 – нормальные биотит-амфиболовые граниты; 12 – раннепалеозойские офиолиты; 13 – разломы; 14 – редкометальное месторождение Халдзан-Бурегтей (I), редкометальное проявление Цахирин (II).

На более поздних стадиях развития нормальные граниты проявились на рубежах 465 ± 11 , 441 ± 2 и 355 ± 1 млн. лет назад. Массивы щелочных гранитоидов, включающие Халдзан-Бурегтейское редкометальное месторождение, имеют многофазное строение. Формирование собственно Халдзан-Бурегтейского массива происходило в следующей последовательности (от ранних к поздним): 1 – нордмаркиты и синхронные с ними долериты; 2 – щелочные граниты и синхронные с ними долериты; 3 – экериты, мелкозернистые щелочные граниты и пегматиты; 4 – пантеллериты; 5 – редкометальные щелочные граниты; 6 – дайковые калиевые щелочные базиты и, условно, лейкократовые сиениты; 7 – миароловые редкометальные щелочные граниты. Среди минералов рудоносных пород (5-ая и 7-ая фазы) наибольший практический интерес представляют минералы ниобия, циркония, REE, иттрия, урана, тория и бериллия (Коваленко и др., 2004₂). U-Pb - возраст пород массива (по цирконам) установлен для щелочных гранитов 2-ой фазы – 392 ± 2 млн. лет, сиенитов 6-ой фазы – 391 ± 1 млн. лет и для кварц-циркон-ортит-эпидотовой руды участка Цахирин [17] – 395 ± 1 млн. лет. Все это позволило определить возраст образования массива в интервале 391–395 млн. лет. Внутреннее строение собственно Халдзан-Бурегтейского массива и положение в нем одноименного месторождения показано на рисунке 1.

Халдзан-Бурегтейская группа массивов щелочных пород контролируется субмеридиональной зоной растяжения, трассируемая крупными разломами и мощным дайковым поясом, который прослеживается непосредственно к востоку от щелочных массивов. Эта зона растяжения отвечает южной ветви тройного сочленения грабенов [17], которая сформировалась в пределах Алтае-Саянской внутриплитной области на юго-западной окраине ранне-среднепалеозойского Сибирского палеоконтинента.

Один из крупнейших в мире Хан-Богдинский массив щелочных гранитоидов (более 1500 км^2) расположен в южной части пустыни Гоби (Монголия) [18]. Массив сформировался в пределах позднепалеозойской активной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента. Вмещающе для него – это девонские островодужные ассоциации, каменноугольные толщи известково-щелочных (разной щелочности) лав и массивов гранитоидов, объединяемых в дифференцированный комплекс краевого магматического пояса, а также породы бимодальной базальт-комендит-щелочногранитной ассоциации, которые сформированы в результате рифтогенеза, наложившегося на структуры активной окраины (рис. 2). Положение Хан-Богдинского массива контролируется областью пересечения Гоби-Тяньшаньской субширотной рифтовой зоны с крупным косо секущим ее разломом. Массив сложен двумя кольцевыми телами, имеет резкие секущие магматические контакты с породами вмещающей островодужной толщи и тектонические разломные границы с бимодальной толщей. Внутренняя кольцевая структура особенно характерна для западного

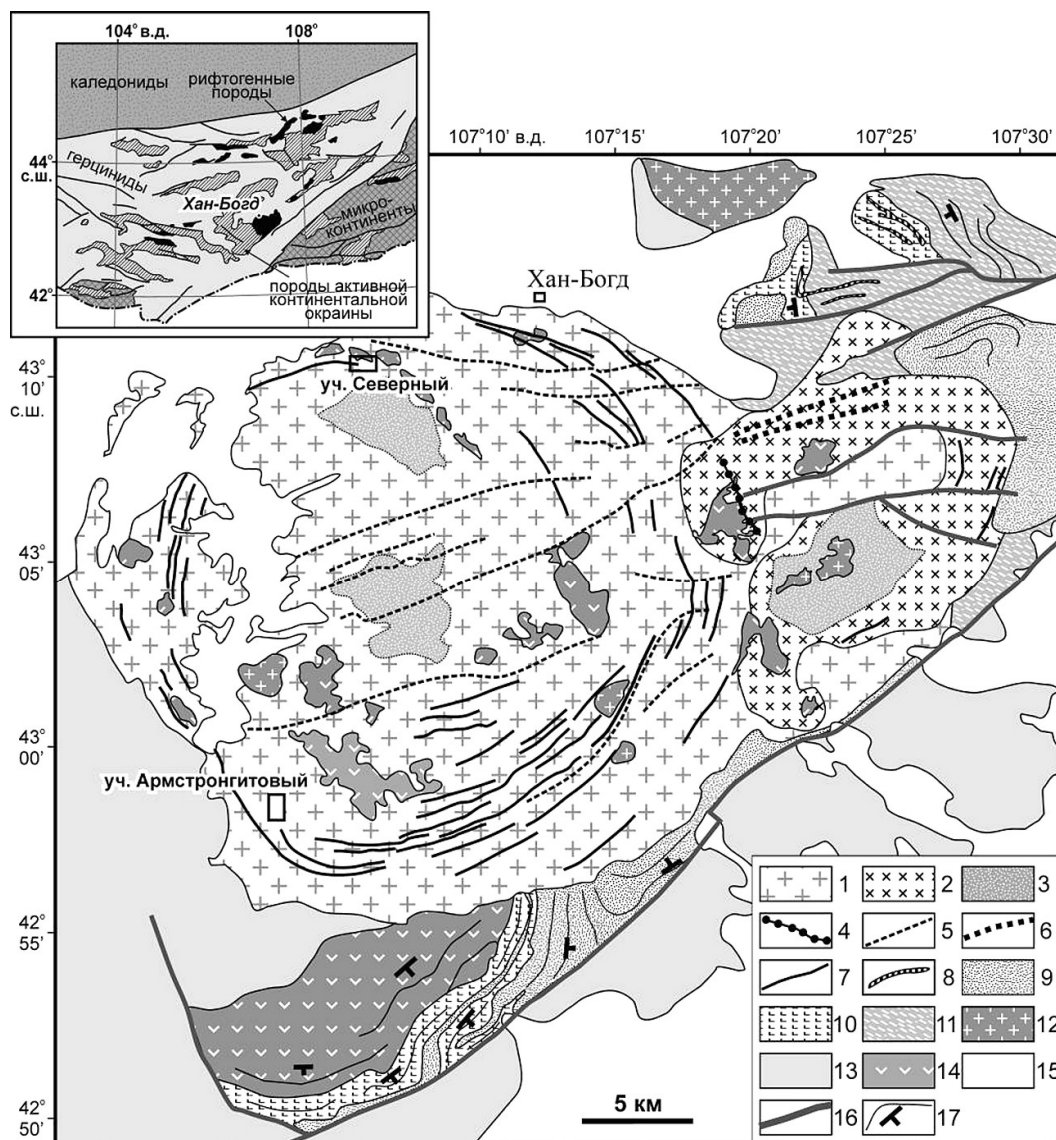


Рис. 2. Схема геологического строения Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов.

Условные обозначения: 1–7 – породы массива: 1 – щелочные граниты главной интрузивной фазы (ГИФ), 2 – мелкозернистые эгириновые граниты, 3 – участки развития порфировидных щелочных гранитов ГИФ, 4 – дайки поздних пантеллеритов, 5 – дайки мелкозернистых сиенитов и монзонитов, 6 – дайки щелочных гранит-порфиров, 7 – дайки экеритов, экерит-порфиров, пегматоидных щелочных гранитов и пегматитов; 8 – субвулканические тела разного состава; 9–11 – вулканические породы бимодальной ассоциации: 9 – комендиты, трахириолиты, их туфы и игнимбриты, 10 – базальты, 11 – нерасчлененные породы ассоциации; 12 – биотитовые и амфибол-биотитовые граниты и граносиениты; 13 – допозднепалеозойские комплексы; 14 – породы островодужной ассоциации (дифференцированный комплекс); 15 – рыхлые мезо- и кайнозойские отложения, 16 – разрывные нарушения; 17 – границы вулканических потоков и направления их падения.

На врезке показано положение Хан-Богдинского массива и рифтогенных ассоциаций в структурах позднепалеозойской активной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента.

тела и подчеркивается здесь расположением кольцевых даек и провесов кровли вмещающей толщи. Массив, по гравиметрическим данным, представляет собой уплощенное тело (лакколит), подошва которого ступенчато погружается к северо-западу [4]. Он имеет внутреннее строение более простое по сравнению с Халдзан-Бурегтейским массивом. Общая последовательность формирования магматических пород Хан-Богдинского массива следующая (от ранних к поздним): 1) светло-серые до розовых щелочные крупно-, среднезернистые граниты главной интрузивной фазы (ГИФ) с акцессорным эльпидитом, слагающие большую часть Западного и часть Восточного тел; 2) дайки мелкозернистых экеритов, порфировидных экеритов, слоистых щелочногранитных пород, сложенных переслаивающимися экеритами и пегматитами, пегматоидных щелочных гранитов, пегматитов, которые развиты в Западном теле, подчеркивая его кольцевую структуру; 3) сиреневые мелко- до среднезернистые щелочные (обычно эгириновые или арфведсонит-эгириновые, часто миароловые) граниты с акцессорным цирконом, слагающие большую часть Восточного тела; 4) дайки микрозернистых до стекловатых темно-голубых или темно-зеленых пантеллеритов, 5) дайки щелочных порфировидных мелкозернистых лейкогранитов, развитые в северной части Восточного тела; 6) дайки микрозернистых красных граносиенитов и монцонитов, образующие систему протяженных дайковых тел субширотного простирания. Редкометальные щелочные гранитоиды и щелочногранитные пегматиты участвуют в кольцевых дайках 2-ой фазы. Среди этих пород имеются и бедные редкими элементами экериты, а также все переходные к редкометальным разновидности. Участки концентрированного проявления редкометальных щелочных экеритов и пегматитов показаны на рис. 3, а их характеристика приведена в монографии [3]. Среди редкометальных щелочных гранитов и пегматитов выявлены эльпидит, открытый здесь армстронгит и необычные распавшиеся силикаты ниобия, циркония, титана, редких земель [20].

Получены геохронологические данные для пород массива и его обрамления [18]: для щелочных гранитов ГИФ и редкометальных щелочногранитных пегматитов 2-ой фазы, определенные U-Pb-методом по циркону (290 ± 2 млн. лет), Ar-Ar-методом по амфиболу и полилиту (283 ± 4 млн. лет и 285 ± 7 млн. лет), Rb-Sr-методом (287 ± 3 млн. лет), близкие к 290 млн. лет. К этому возрасту близок Rb-Sr изохронный возраст пород бимодальной базальт-комендитовой толщи южного обрамления массива, а также U-Pb-возраст пород (290 ± 2 млн. лет) крупного массива монцонитов-граносиенитов, расположенного в 30 км к юго-западу от Хан-Богдинского массива. К более ранним магматическим образованиям района относятся девонские островодужные ассоциации складчатого основания с возрастом древнее 362 млн. лет [31] и перекрывающие их породы дифференцированного комплекса активной окраины, которые развиты

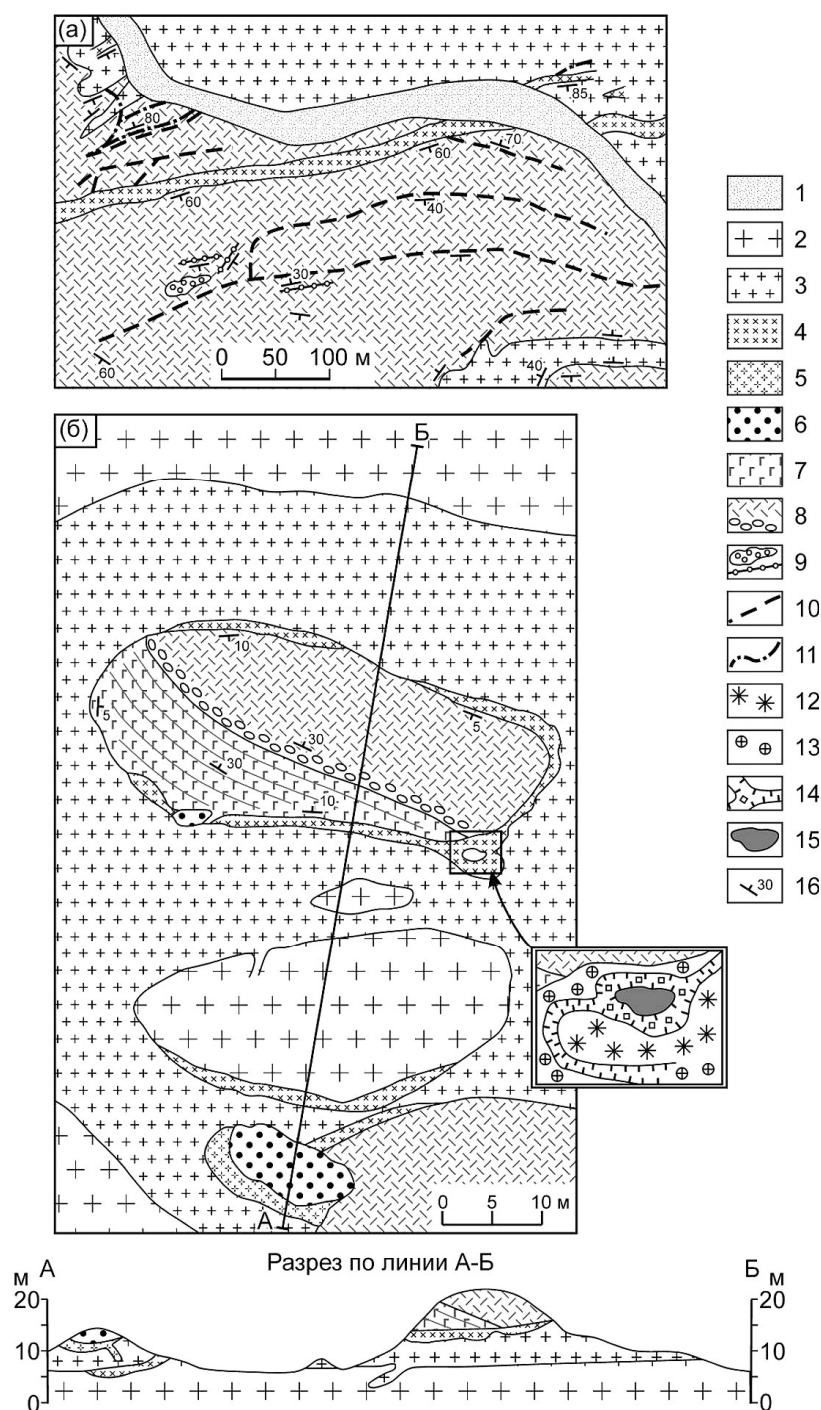


Рис. 3. Схема геологического строения редкометальных участков “Северный” (а) и “Армстронгитовый” (б) в пределах Хан-Богдинского массива.

Условные обозначения: 1 – рыхлые долинные пески; 2 – щелочные граниты ГИФ; 3 – пегматоидные щелочные граниты фации эндоконтакта; 4 – “слоистые” тела экеритов и пегматитов; 5 – окварцованные щелочные граниты; 6 – кварцевые породы; 7 – основные эффузивы; 8 – дациты, туфобрекчии дацитов, риолиты и брекчии в основании риолитовой толщи; 9 – дайки риолитов; 10 – тела экеритов; 11 – тела щелочно-гранитных пегматитов; 12–15 – породы шлирового пегматита (только на врезке): 12 – экериты с “солнцами” эгирина, 13 – мелкозернистые экериты, 14 – щелочно-гранитные пегматиты с армстронгитом, 15 – зона анхимономинерального армстронгита; 16 – элементы залегания пород и элементы флюиальности вулканитов.

непосредственно в обрамлении массива и в провесах кровли и которые сформировались в интервале 348–330 млн. лет назад [31]. Полученные геохронологические данные по вмещающим породам хорошо согласуются с определениями возраста, полученными на основе флористических отпечатков [4]. Отметим здесь, что вмещающие Хан-Богдинский массив магматические породы островодужных ассоциаций и комплексов активной окраины близки не только по возрасту, но и по составу, включая их геохимические и изотопные характеристики. Поэтому их можно рассматривать как группу, объединяемую связью с магматизмом зон субдукции.

Геодинамическая модель формирования Хан-Богдинского массива предполагает коллизию Сибирского континента либо с горячей точкой герцинского палеоокеана, либо со срединно-океаническим хребтом того же океана [25, 18]. Геодинамические процессы здесь предполагаются в виде двух вариантов. В первом варианте после столкновения края Северо-Азиатского палеоконтинента с горячей точкой мантии горячая мантия плюма переработала субдуцируемую литосферу, образовав подобие астеносферного окна, которое стало источником рифтогенного магматизма и собственно Хан-Богдинского массива. Во втором варианте горячая и всплывающая мантия плюма выполаживала субдуцируемую плиту, прекращала островодужный магматизм, возможно, создавала локальную конвективную систему в астеносфере мантийного клина, способствующую образованию источников рифтогенного магматизма. Огромный объем щелочногранитных плутонических и вулканических пород Хан-Богдинского массива и его кольцевая структура обусловлены кальдерным механизмом внедрения и эволюции его магм. Исходная для них базитовая магма должна была формировать объем, во много раз превышающий объем щелочных гранитоидов и их вулканогенных аналогов, сопоставимый с объемом базитовых магм умеренных по величине трапповых провинций.

ИСТОЧНИКИ МАГМ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Используемые подходы в оценках источников редкометальных щелочных гранитоидов.

Источники магм любых магматических пород наиболее надежно оцениваются по их изотопным данным, а также по соотношениям концентраций несовместимых элементов. Редкометальные щелочные гранитоиды описанных выше двух объектов как магматические образования не являются исключением из этого. Однако необходимо отметить, что для реализации поставленной задачи наиболее надежной из доступных нам изотопных систем для щелочных гранитоидов и их вулканогенных аналогов являются Sm-Nd и кислородная системы. Редкоземельные элементы мало подвержены постмагматическим процессам не только потому, что они менее

подвижны во флюидных системах, но и из-за высоких, вплоть до рудных, их концентраций в рассматриваемых породах и рудах. Кроме того, температура закрытия Sm-Nd-системы выше, чем Rb-Sr. Rb-Sr-система в щелочных гранитоидах значительно менее надежна из-за высокой подвижности Rb и Sr в гидротермальных процессах, а также из-за очень низких содержаний стронция в редкометальных гранитоидах и их пегматитах, легко подверженных даже слабым постмагматическим воздействиям [13, 30]. В связи с этим в данной статье будем использовать именно Sm-Nd и кислородную изотопные системы.

Для выбора подходящих несовместимых элементов-примесей, отношения концентраций которых могли бы адекватно отражать аналогичные отношения в источниках магм редкометальных щелочных гранитоидов, использованы элементы с близкой несовместимостью (с близкими величинами комбинированных коэффициентов распределения между твердыми фазами и расплавом), названные “каноническими” [37]. Уравнения зависимости соотношений элементов-примесей в магмах и их источниках от различия в их совместимости и степени плавления или дифференциации магматической системы представлены в статье [11]. В соответствии с ними для таких остаточных магматических систем, какими являются редкометальные щелочные граниты, желательны пары элементов-примесей с максимально близкими несовместимостями. Нужны такие элементы-примеси, для которых близкая несовместимость в первом приближении сохраняется на всем протяжении дифференциации вплоть до образования редкометальных разностей щелочных гранитоидов в самом конце магматического процесса. Из большого набора элементов-примесей нами выбраны такие пары элементов, которые в процессе дифференциации магмы независимо от ее состава постоянно накапливаются в остаточном расплаве вплоть до образования собственно рудных редкометальных щелочных гранитоидов: ниобий – уран, ниобий – цирконий, лантан – иттербий, торий – тантал, церий – свинец. Эти же пары элементов широко используют для оценки источников разнообразных мантийных магм, их часто называют «каноническими». Кроме того, важно, что эти пары элементов-примесей имеют разные отношения для модельных источников, с которыми обычно сравнивают изучаемые объекты: деплетированной мантии – источника базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), обогащенной мантии – источника базальтов океанических островов (OIB), мантии метасоматизированного мантийного клина – источника островодужных базитов (IAB), континентальной коры (CC) и т. д. (ниже аббревиатуры этих продуктов плавления соответствующих источников будут использоваться для обозначения собственно источников). Кроме перечисленных выше классических модельных источников, для сравнения также использованы компоненты континентальной коры (магматические и осадочные породы, а также гранитоиды) для каждого из перечисленных

редкометалльных объектов: герцинской континентальной коры для Хан-Богдинского проявления и раннекаледонской континентальной коры для Халдзан-Бурегтейского месторождения. На рис. 4 показаны линии изотопной эволюции неодима в виде величины $\epsilon_{Nd}(T)$ для раннекаледонской и герцинской континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса, по нашим данным [13, 26, 27]. Величины $\epsilon_{Nd}(T)$ для внутриплитного мантийного источника (OIB) для времени образования рассматриваемых месторождений взяты нами из тех же публикаций в соответствии с кривой эволюции изотопного состава внутриплитных базальтоидов Центральной Азии.

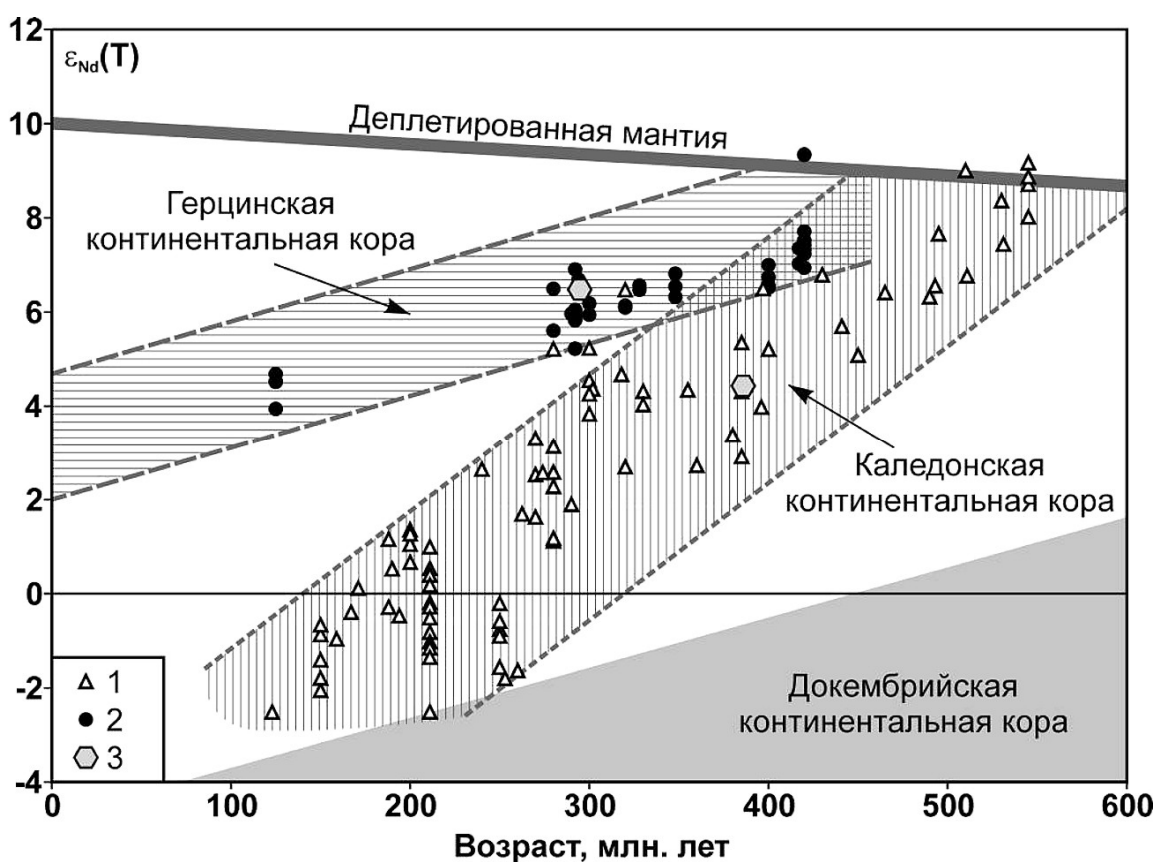


Рис. 4. Диаграмма “ $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст” для пород континентальной коры каледонской и герцинской структурных зон Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Условные обозначения: 1 – породы каледонской структурной зоны: офиолитовые и островодужные комплексы и гранитоиды в них; 2 – породы герцинской структурной зоны: офиолитовые, островодужные и окраинно-континентальные комплексы и гранитоиды в них; 3 – средние изотопные составы континентальной коры каледонид 390 млн. лет назад и герцинид 290 млн. лет назад.

Показаны поля составов континентальной коры каледонид, герцинид и докембрийских коровых пород по (Ярмолук и др., 2002, 2007; Kovalenko et al., 2004) и линии эволюции деплетированной мантии.

Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ и редкоэлементные характеристики для надсубдукционных базальтов (IAB) приняты в соответствии со средними

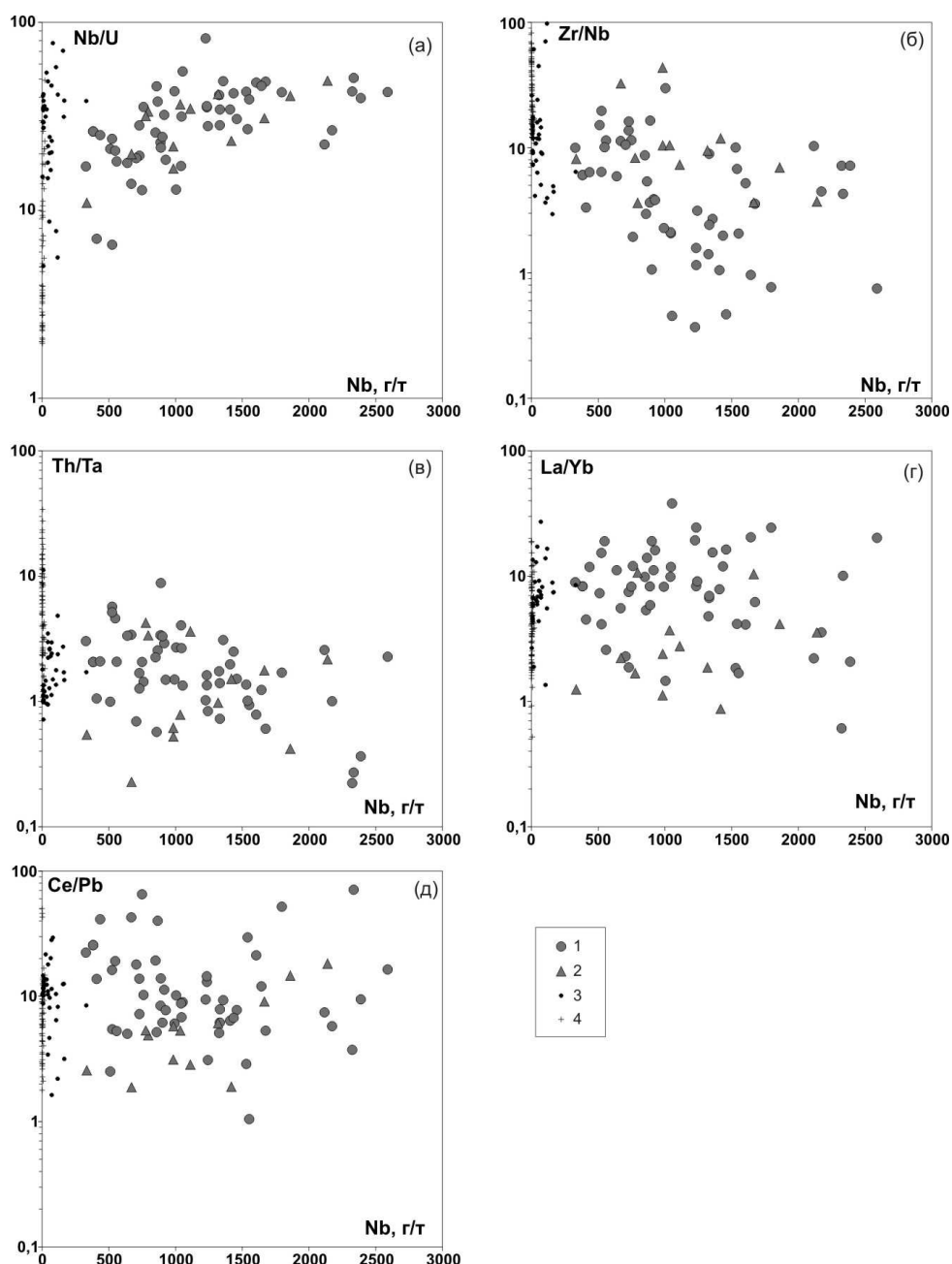


Рис. 5. Зависимость отношений Nb/U (а), Zr/Nb (б), Th/Ta (в), La/Yb (г), Ce/Pb (д) от содержания Nb в редкометальных, ассоциирующих с ними и вмещающих породах Халдзан-Бурегтейского месторождения.

Условные обозначения: 1 – редкометальные щелочные граниты 5-ой фазы; 2 – миароловые редкометальные щелочные граниты 7-ой фазы; 3 – породы не редкометальных интрузивных фаз; 4 – вмещающие породы, в том числе офиолитовые и островодужные комплексы и гранитоиды в них. Пояснения в тексте.

составами островодужных и окраинно-континентальных комплексов, вмещающих редкометальные щелочные граниты.

Все упомянутые выше требования к парам элементов имеют максималистский характер, поскольку какое-то отличие в несовместимости

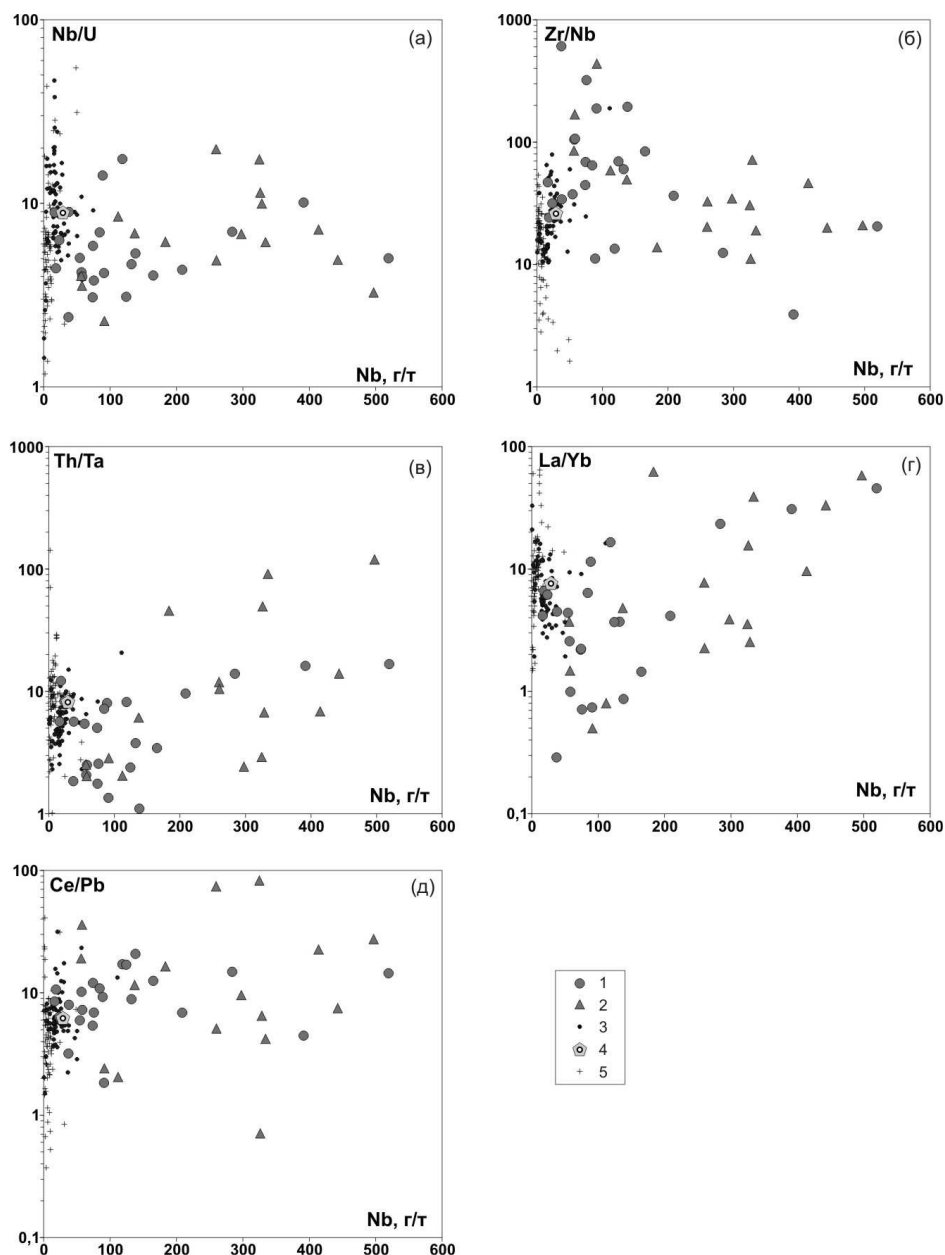


Рис. 6. Зависимости отношений Nb/U (а), Zr/Nb (б), Th/Ta (в), La/Yb (г), Ce/Pb (д) от содержания Nb в редкометальных, ассоциирующих с ними и вмещающих породах Хан-Богдинского проявления.

Условные обозначения: 1 – редкометальные экериты и пегматиты 2-ой фазы; 2 – редкометальные щелочные граниты 3-ей фазы; 3 – породы нередкометальных интрузивных фаз; 4 – средний состав щелочных гранитов главной интрузивной фазы; 5 – вмещающие породы, в том числе девонских островодужных и раннекаменноугольных окраинно-континентальных комплексов и гранитоиды, связанные с ними. Пояснения в тексте.

элементов в каждой паре все равно есть, но вряд ли эти отличия окажут существенное влияние на решение задачи данной статьи. Подтверждение

этому можно видеть на рис. 5 (для Халдзан-Бурегтейского месторождения) и на рис. 6 (для Хан-Богдинского проявления). Вариации отношений Nb/U, La/Yb, Th/Ta, Ce/Pb в рудах и материнских щелочных гранитоидах

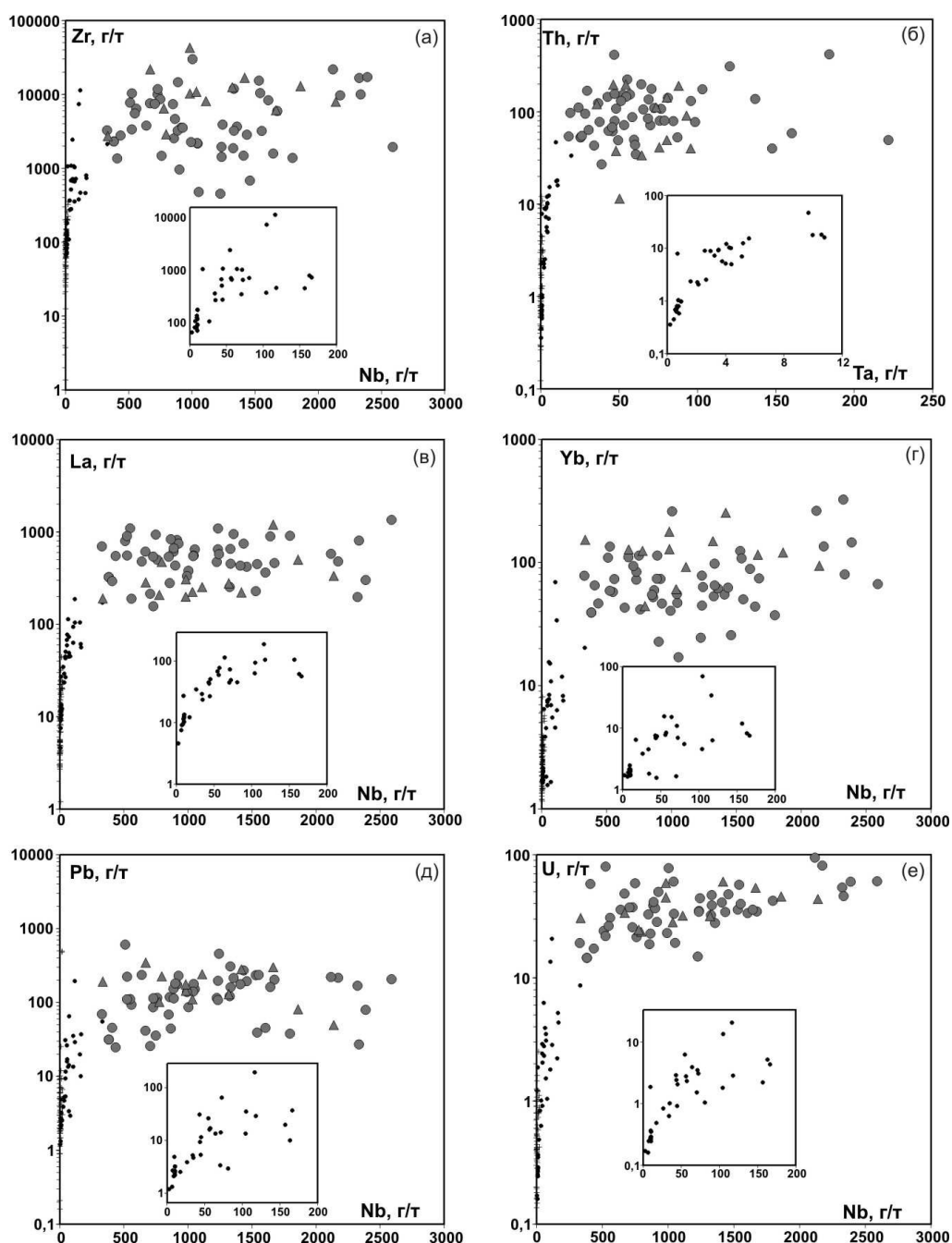


Рис. 7. Вариации содержаний несовместимых редких элементов Nb, Zr, Th, Ta, La, Yb, Pb, U в магматических породах Халдзан-Бурегтейского месторождения. Условные обозначения см. фиг. 5.

На врезках показаны области диаграмм с относительно низкими содержаниями элементов, характерными для нередкометальных материнских пород. Пояснения в тексте.

практически сохраняются в одних и тех же пределах, что свидетельствует об их генетической связи и образовании из одних и тех же комбинаций

источников. В то же время вариации этих отношений часто достаточно широки даже при резком отклонении от области постоянных средних величин (рис. 6 б), часто охватывая разные источники, конкретный выбор которых становится относительно неоднозначным. В связи с этим желательно оценить причины таких вариаций, которые помогут подойти именно к оценке роли источников в этих вариациях в отличие от других петрогенетических и рудоносных процессов. Для Халдзан-Бурегтейского месторождения уже высказано мнение [13, 17, 32] о том, что редкометальные гранитоиды являются смесями двух типов остаточных щелочногранитных магм, имеющих разные источники. В этом смысле вариации канонических отношений должны отражать смешанный характер источников исходных магм. Кроме того, вариации канонических отношений в определенной степени отражают и колебания за счет насыщенности магм минералами тех или других редких (рудных) элементов. Для оценки этого влияния приведены рис. 7 и 8, на которых для Халдзан-Бурегтейского месторождения (рис. 7) и Хан-Богдинского проявления (рис. 8) показаны корреляции содержаний рассматриваемых элементов в зависимости от степени дифференциации магм (содержания высоко несовместимого ниобия). Для Халдзан-Бурегтейского месторождения в редкометальных щелочногранитных магмах насыщение достигается для циркония, тория, легких редкоземельных элементов (LREE) и свинца, что подтверждается присутствием в породах минералов этих элементов [17]. Содержания ниобия, урана и тяжелых редкоземельных элементов (HREE) в целом не достигают насыщения, однако появление их минеральных фаз в наиболее обогащенных несовместимыми элементами разновидностях пород свидетельствует о насыщении этими элементами наиболее глубоко дифференцированных остаточных расплавов. На рис. 8 для Хан-Богдинского проявления картина примерно такая же: цирконий, HREE и торий определенно достигают концентрации насыщения, ниобий, уран, свинец и LREE не достигают, хотя и близки к концентрации насыщения. При насыщении магмы соответствующими минералами дальнейшая дифференциация должна приводить к снижению в магме отношений Zr/Nb , Th/Ta , Ce/Pb , к росту или снижению отношения La/Yb (в зависимости от насыщения LREE или HREE) и относительному постоянству отношения Nb/U . Но, поскольку редкометальные магмы, скорее всего, близки к насыщению Nb , U , La , Ce , Pb , не исключена кристаллизация из таких магм минералов-носителей и концентраторов этих элементов и перемещение их в области менее дифференцированных магм, что должно приводить к резкому повышению соответствующих отношений в образованных из них рудах и породах. Примером может служить отношение Zr/Nb на рисунках 6, 8 для Хан-Богдинского проявления, которое варьирует от менее 10 до 600. Такого высокого отношения (более 50) нет ни в одном известном мантийном или коровом источнике. Единственное объяснение этого – образование

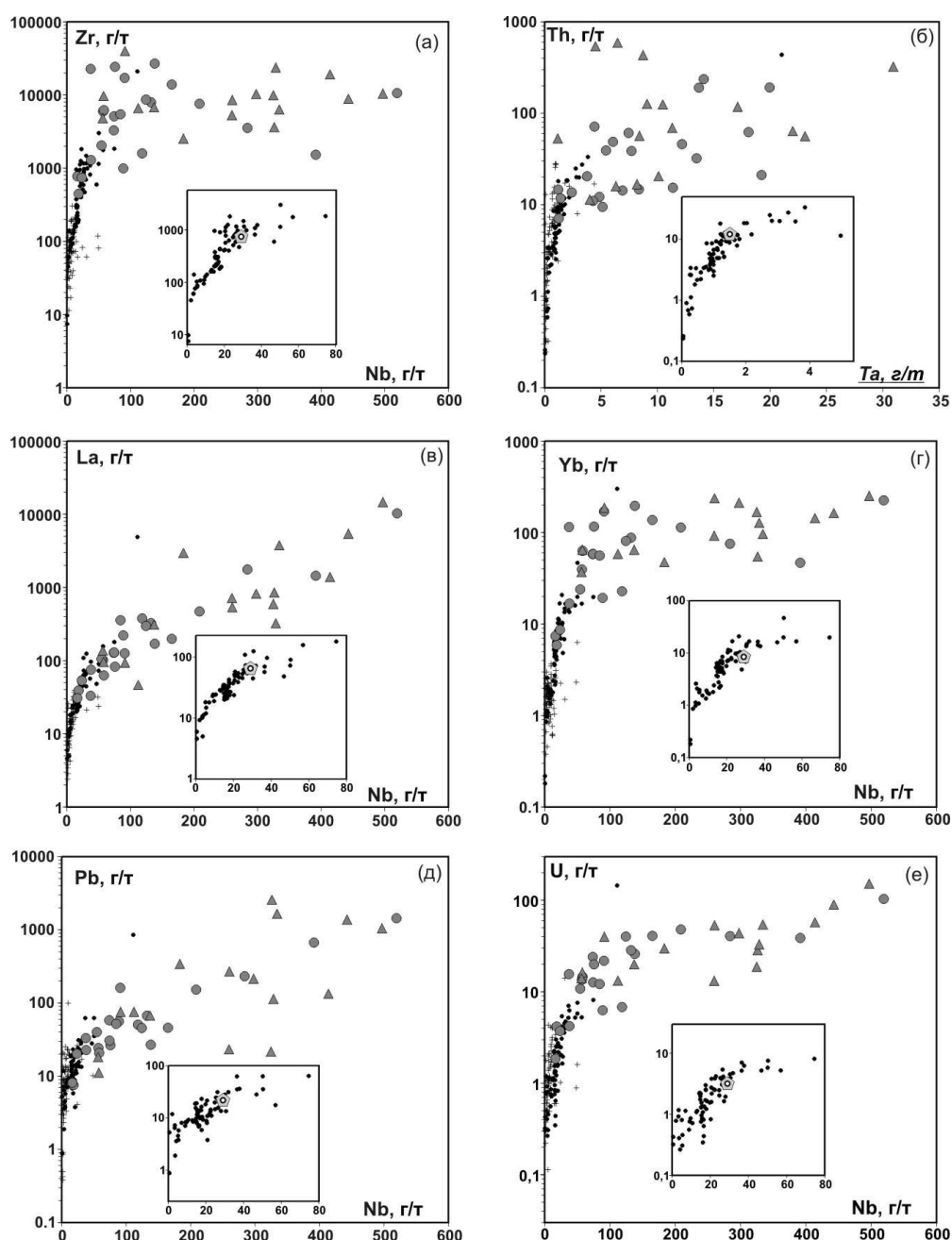


Рис. 8. Вариации содержаний несовместимых редких элементов Nb, Zr, Th, Ta, La, Yb, Pb, U в магматических породах Хан-Богдинского редкометального проявления. Условные обозначения см. фиг. 6.

На врезках показаны области диаграмм с относительно низкими содержаниями элементов, характерными для не редкометальных материнских пород. Пояснения в тексте.

кумулятивных пород с перемещением минералов (например, циркония) в менее дифференцированные части магматической камеры (например, с содержанием ниобия всего около 100 г/т на рис. 6б). Понятно, что такие значения канонических отношений не могут быть использованы для оценки источников редкометальных магм. Даже использование средних значений рассматриваемых редких элементов. На рисунках 7 и 8 эти отношения

характеризуют область прямой корреляции содержаний элементов канонических отношений. Именно их будем специально выделять для оценки источников редкометальных щелочногранитных магм.

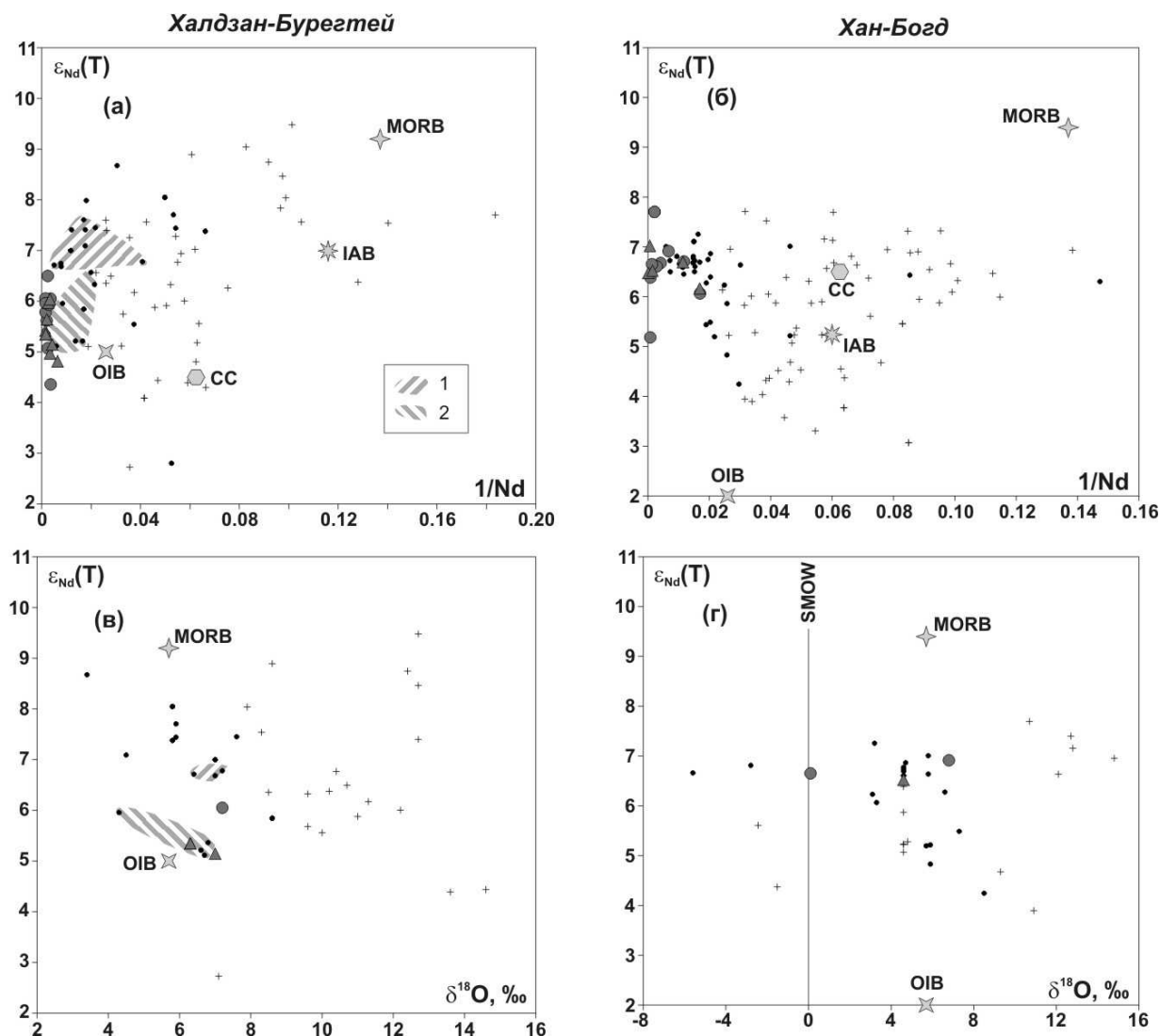


Рис. 9. Вариации изотопного состава Nd, O и величины $1/Nd$ в породах Халдзан-Бурегтейского редкометального месторождения (а, в) и Хан-Богдинского проявления (б, г)

1–2 – поля составов материнских пород Халдзан-Бурегтейского месторождения: 1 – экеритов 3-ей фазы, 2 – пантеллеритов-сиенитов. Остальные условные обозначения см. на фиг. 5, 6. Пояснения в тексте. Показаны модельные составы базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и океанических островов (OIB) – производных деплетированной и обогащенной мантии соответственно. IAB – средний состав надсубдукционных базальтов; для Озерной зоны каледонид Западной Монголии (Халдзан-Бурегтейское месторождение, а, в) и для герцинских островодужных и окраинно-континентальных комплексов (Хан-Богдинское проявление, б, г). CC – валовый состав континентальной коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Редкоэлементный состав MORB и OIB по (Sun, McDonough, 1989).

Изотопные составы пород и руд Халдзан-Бурегтейского месторождения и Хан-Богдинского проявления.

Полученные нами изотопные данные по редкометальным щелочным гранитоидам рассматриваемых массивов представлены в таблице 1. Частично эти данные, а также изотопные и геохимические данные для материнских магматических пород разных фаз Халдзан-Бурегтейского массива опубликованы в статьях [13, 32]. Для настоящей статьи нами получены новые данные по изотопному составу неодима в редкометальных гранитах этого месторождения, выполненные в ИГГД РАН. Все изотопные и геохимические данные редкометальных щелочных гранитов Хан-Богдинского массива публикуются впервые. Изотопный состав неодима определен также в ИГГД РАН, а изотопный состав кислорода – в ДВГИ ДВО РАН. Аналитические параметры для изотопных исследований неодима и кислорода приведены нами в статьях [16, 32].

Изотопный состав неодима, выраженный через величину $\epsilon_{Nd}(T)$ для 392 млн. лет, в породах Халдзан-Бурегтейского массива в целом варьирует в пределах +4,4 – +6,5, характерных для умеренно деплетированной мантии среднего палеозоя. На рис. 9а показано соотношение $\epsilon_{Nd}(T) - 1/Nd$ для всех пород и руд рассматриваемого объекта. Можно говорить о вариациях величины $\epsilon_{Nd}(T)$ для редкометальных гранитоидов (руд) между двумя крайними группами изотопных составов щелочных пород массива. Одна из них с наиболее низкими величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ соответствует пантеллеритам 4-ой фазы, сиенитам 6-ой фазы. Эту группу составов будем называть группой пантеллеритов–сиенитов. Ко второй группе составов редкометальных щелочных гранитоидов с максимальными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ близки изотопные составы экеритов 3-ей фазы. Эту группу пород будем называть группой экеритов. С учетом наиболее высокой степени дифференцированности редкометальных гранитов по сравнению с любыми другими магматическими породами данного месторождения можно говорить о том, что изотопные составы неодима для редкометальных щелочных гранитоидов оказываются близкими к перечисленным выше материнским пантеллеритам–сиенитам и экеритам и соответствующим им источникам. Среди последних по изотопному составу неодима могут предполагаться смеси источников внутриплитных базальтов ОІВ-типа, или с континентальной корой типа коры ранних каледонид, или с разнообразными составами вмещающих пород раннекаледонских офиолитов Озерной зоны западной Монголии. В связи с тем, что среди этих офиолитов имеются базиты, в свое время выплавленные из деплетированной (MORB) и метасоматизированной (IAB) мантии [14], эти источники формально также могут участвовать при образовании редкометальных гранитоидов данного месторождения, но опосредовано через составы пород офиолитов, т. е. через коровые компоненты источников. В то же время собственно островодужные

магмы не могли участвовать в образовании гранитов массива, поскольку магматизм такого рода в Озерной зоне завершился более чем за 100 млн. лет до формирования месторождения и массивов щелочных гранитоидов.

Таблица 1.

Изотопный состав Nd и O (г/г) в редкометалльных гранитоидах Халдзан-Бурегтейского и Хан-Богдинского массивов

Изотопы	1	2	3	4	5	6	7
	ХБУ-4320	ХБУ-4630/1	ХБУ-4630/4	ВЗ	Г1	Е-1	Е-6
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1543	0.1356	0.1697	0.1411	0.1643	0.1618	0.1468
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512839	0.512814	0.512792	0.512783	0.512851	0.512852	0.51282
$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	6.0	6.5	4.4	5.6	5.8	5.9	6.1
$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	7.2						

Изотопы	8	9	10	11	12	13	14
	Ж-6	З-4	И-1	И-3	И-4	ХБУ-4535/2	ХБУ-4535/3
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1405	0.1745	0.1516	0.1970	0.2425	0.1435	0.1618
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512799	0.51287	0.512828	0.512948	0.51301	0.512765	0.512795
$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	6.0	5.6	6.0	6.0	5.0	5.1	4.8
$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$						7.0	

Изотопы	15	16	17	18	19	20	21
	ХБУ-4630/9	ХБУ-4766/7	ХБ-1247	ХБ-1248	ХБ-1252	ХБ-1253	ХБ-1376
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1486	0.1542	0.2213	0.1612	0.1593	0.1343	0.1524
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512792	0.512803	0.5129958	0.5129121	0.512905	0.512873	0.512894
$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	5.4	5.4	6.1	6.7	6.6	6.9	6.7
$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$		6.3				6.8	0.1

Изотопы	22	23	24	25	26	27	28
	ХБ-1421	ХБ-1743	ХБ-1750	ХБ-1797	ХБ-1812	ХБ-1818	ХБ-1756
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.0942	0.0911	0.0976	0.1806	0.1414	0.0950	0.1872
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.5128367	0.5127727	0.5127141	0.5129341	0.5128759	0.5127707	0.5129356
$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	7.7	6.6	5.2	6.4	6.7	6.4	6.2

Изотопы	29	30	31	32	33	34	35
	ХБ-1249	ХБ-1433	ХБ-1747	ХБ-1748	ХБ-1793	ХБ-1794	ХБ-1805
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1566	0.1005	0.1903	0.1302	0.1493	0.0850	0.1520
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.5128932	0.5127865	0.5129415	0.512845	0.512907	0.5127584	0.5128953
$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	6.5	6.5	6.2	6.5	7.0	6.5	6.7
$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$				4.6			

Примечания: 1 – 8 редкометалльные щелочные граниты 5-ой фазы Халдзан-Бурегтейской группы массивов; 9 – 16 редкометалльные щелочные граниты 7-ой фазы Халдзан-Бурегтейской группы массивов; 17 – 27 редкометалльные экериты и пегматиты 2-ой фазы Хан-Богдинского массива; 28 – 35 редкометалльные щелочные граниты 3-ей фазы Хан-Богдинского массива.

Картина для редкометального проявления Хан-Богдинского массива (рис. 9б) заметно отличается. Редкометальные экериты и их пегматиты (2-ой фазы) имеют изотопный состав Nd, практически идентичный исходным для

Таблица 2.

Содержания микроэлементов (г/т) в редкометальных гранитоидах Халдзан-Бурегтейского и Хан-Богдинского массивов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	ХБУ-4320	ХБУ-4630/1	ВЗ	Г1	Е-1	Е-6	Ж-6	З-4	И-1	И-3	И-4	ХБУ-4535/2	ХБ-1247	ХБ-1248	ХБ-1252
Li	59	245	54	6.5	10	13	35	9.4	7.0	2.6	54	29	321	231	246
Be	21	18	126	22	12	13	8.6	23	190	124	25	39	9.5	8.9	15
Sc	5.2	1.1	1.0	2.9	0.97	1.7	3.2	7.4	2.5	3.0	3.5	13	4.5	9.3	2.4
Ti	2774	1520	2269	1349	439	3259	11452	1241	1387	3275	1583	1473	3075	6624	1942
V	11	10	0.02	0.74	4.7	0.02	0.02	4.6	0.06	0.02	0.02	10	14	32	2.4
Cr	16	16	0.71	1.7	3.3	1.2	1.2	2.7	1.5	1.1	0.98	17	5.3	0.1	3.8
Co	0.32	0.58	6.4	0.31	2.0	0.68	34.4	3.6	2.5	2.6	2.1	1.6	0.54	0.57	0.93
Ni	2.1	2.9	5.4	2.0	0.84	1.5	0.72	1.1	1.7	2.1	1.9	5.5	2.4	2.8	0.60
Cu	29	3.1	1.8	0.91	0.72	0.91	2.2	1.9	1.0	1.2	3.4	9.2	3.6	21	7.6
Zn	731	658	367	199	235	897	359	542	829	501	908	1458	444	687	349
Ga	44	41	45	48	56	35	3.8	45	44	57	35	26	44	19	33
Rb	438	314	429	442	466	593	516	285	316	373	598	546	38	304	456
Sr	388	72	26	15	85	102	237	696	111	68	463	1440	49	110	18
Y	855	614	691	949	577	1458	1119	685	901	918	365	888	898	695	390
Zr	15355	2312	2202	7565	1383	1944	8764	21839	6099	7954	10824	42797	22698	17134	5980
Nb	1530	382	1041	668	1796	2590	14987	670	1666	2139	1036	983	37	91	57
Cs	1.4	0.34	0.38	0.49	0.72	0.76	1.3	1.00	0.27	0.25	0.68	0.81	17	10	4.4
Ba	64	56	16	59	35	21	105	108	79	36	96	261	40	234	60
La	229	325	548	612	909	1352	2313	284	1199	335	225	199	33	126	101
Ce	673	806	1231	1770	1958	3376	5737	650	2741	903	588	550	106	296	247
Pr	73	96	136	200	198	354	512	68	290	83	59	62	15	42	35
Nd	265	419	382	690	666	1096	1425	255	904	309	203	230	75	187	159
Sm	69	97	92	184	165	251	194	59	177	97	45	58	25	51	40
Eu	4.4	5.4	5.2	11	11	16	12	6.5	11	6.2	2.6	4.0	1.0	1.6	1.6
Gd	78	101	96	176	148	238	205	69	146	105	41	66	41	58	45
Tb	19	17	18	31	27	49	41	15	25	23	9	17	11	15	8.9
Dy	138	96	98	185	122	263	256	103	160	152	62	133	89	112	57
Ho	36	20	21	40	24	54	53	28	35	36	15	39	26	31	14
Er	118	51	60	113	59	121	159	103	103	104	50	141	93	115	42
Tm	20	6.8	9.0	18	7.3	14	28	19	18	17	9.1	26	17	22	6.6
Yb	124	39	55	110	37	67	179	128	115	94	61	178	115	170	40
Lu	18	5.3	6.9	14	4.5	7.1	25	20	15	11	8.6	26	21	30	6.3
Hf	434	65	57	150	35	37	190	614	132	193	259	1267	416	490	110
Ta	96	26	55	43	103	184	1094	50	80	88	48	80	5.1	11	6.9
Pb	234	31	140	41	38	206	1358	345	301	50	110	176	33	161	24
Th	131	53	224	145	175	419	183	11	143	191	38	50	9.5	15	14
U	36	15	60	48	42	61	265	34	54	44	28	45	16	22	14

Примечания: 1 - 7 редкометальные щелочные граниты 5-ой фазы Халдзан-Бурегтейской группы массивов; 8 - 12 редкометальные щелочные граниты 7-ой фазы Халдзан-Бурегтейской группы массивов;

них материнским экеритам этой же фазы, щелочным гранитам ГИФ и комендитах вмещающей вулканической бимодальной ассоциации. Эти составы

близки к среднему составу континентальной коры герцинид Южной Монголии, представленному на графике породами зон субдукции (девонскими островодужными ассоциациями и породами каменноугольной активной континентальной окраины).

Таблица 2. Продолжение.

	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
	ХБ-1253	ХБ-1376	ХБ-1421	ХБ-1743	ХБ-1750	ХБ-1797	ХБ-1812	ХБ-1818	ХБ-1756	ХБ-1249	ХБ-1433	ХБ-1747	ХБ-1748	ХБ-1793	ХБ-1794	ХБ-1805
Li	230	9.0	41	67	6.8	326	146	16	46	314	861	116	328	13	383	22
Be	15	16	14	127	30	13	12	20	7.7	20	90	8.8	27	15	352	10
Sc	1.0	4.6	0.34	3.8	1.5	6.2	4.4	2.3	4.3	6.4	2.7	3.0	8.1	7.2	3.8	8.7
Ti	1770	2309	1263	1936	1891	7696	1330	1323	4342	2799	843	2436	3334	2297	1242	2819
V	0.02	75	1.6	23	15	20	2.4	6.0	3.6	125	17	38	145	141	12	2.8
Cr	0.1	1.8	22	0.79	0.1	0.79	1.9	2.9	0.82	7.8	2.9	0.56	7.2	0.1	0.78	3.1
Co	0.69	1.1	0.60	0.51	0.33	0.35	0.35	0.66	0.47	3.20	0.73	0.62	5.8	1.1	0.50	0.59
Ni	6.7	4.9	20	3.8	3.2	1.0	0.27	0.05	8.7	3.2	4.6	0.54	2.6	3.0	0.84	0.59
Cu	10	21	24	6.9	12	13	2.9	2.1	9.4	16	6.3	7.0	14	28	10.0	2.4
Zn	476	552	327	1217	910	275	341	324	414	466	679	207	836	613	3602	145
Ga	23	6	35	72	0.01	23	31	0.12	8.5	11	2.7	24	2.4	5.1	2.4	17
Rb	294	231	21	29	58	511	161	244	99	180	66	307	393	74	54	170
Sr	18	46	9.0	134	31	58	6.5	47	37	50	85	14	68	124	288	34
Y	188	1111	207	4103	571	1326	142	824	401	1813	2928	553	1232	1215	4786	765
Zr	2044	7601	1293	10625	1529	26845	1292	3535	6605	9926	8856	9735	5287	8522	10419	39931
Nb	55	209	104	519	391	138	38	284	112	325	443	58	260	260	497	91.3
Cs	1.8	2.6	0.74	3.5	0.75	4.5	2.6	3.2	6.6	1.0	3.5	1.5	1.7	4.5	4.9	1.9
Ba	33	229	16	960	359	197	25	189	73	205	628	70	216	453	1219	64
La	105	470	299	10279	1445	170	75	1762	47	596	5415	96	717	536	14626	93
Ce	239	1048	693	20751	2991	559	182	3441	155	1795	10323	402	1733	1378	28767	183
Pr	29	155	84	2204	285	65	23	381	15	216	1109	38	170	178	3081	24
Nd	120	638	342	7422	1134	293	99	1449	68	649	4038	184	697	787	10842	98
Sm	27	167	74	802	174	91	24	232	21	168	471	53	156	330	1486	23
Eu	0.9	6.5	2.2	24	4.7	3.2	0.7	7.1	0.9	6.4	14	2.0	5.2	11	28	0.9
Gd	25	175	60	718	140	110	23	202	30	181	410	64	139	309	1218	35
Tb	5.2	36	9.6	91	20	25	4.5	32	8.0	38	62	13	27	61	115	8.1
Dy	31	223	47	504	97	176	27	163	61	243	328	90	155	370	771	66
Ho	6.8	48	9.0	103	19	46	5.7	33	15	58	66	22	32	78	113	21
Er	21	140	24	262	52	159	17	90	45	176	184	64	98	245	293	89
Tm	3.5	20	3.5	38	7.5	26	2.4	12	8.4	28	26	10	15	38	42	22
Yb	24	113	21	225	47	196	17	75	58	168	163	65	93	237	251	187
Lu	3.8	16	2.9	34	7.1	34	2.7	10	10	26	23	11	12	36	38	36
Hf	60	213	27	164	35	521	24	95	135	180	133	190	89	318	113	725
Ta	3.8	20	6.8	14	4.4	19	2.4	14	8.2	22	9.1	10	10	31	4.5	4.0
Pb	40	152	53	1438	669	27	23	232	76	22	1379	11	23	270	1049	76
Th	20	192	55	236	71	21	14	191	17	64	127	21	125	323	540	11
U	11	48	6.5	103	39	26	4.2	41	13	19	90	16	13	53	152	40

13 – 23 редкометалльные экериты и пегматиты 2-ой фазы Хан-Богдинского массива; 24 – 31 редкометалльные щелочные граниты 3-ей фазы Хан-Богдинского массива.

На рис. 9б видно, что теоретически при оценке источников магм редкометалльных экеритов и пегматитов Хан-Богдинского проявления мы не можем исключать и смесь OIB и MORB, но последующий анализ (см. ниже) показывает, что влияние этих источников на образование редкометалльных

экеритов представляется второстепенным. В отличие от Халдзан-Бурегтейского месторождения магмы субдукционного типа могли принимать участие в образовании редкометальных экеритов Хан-Богдинского

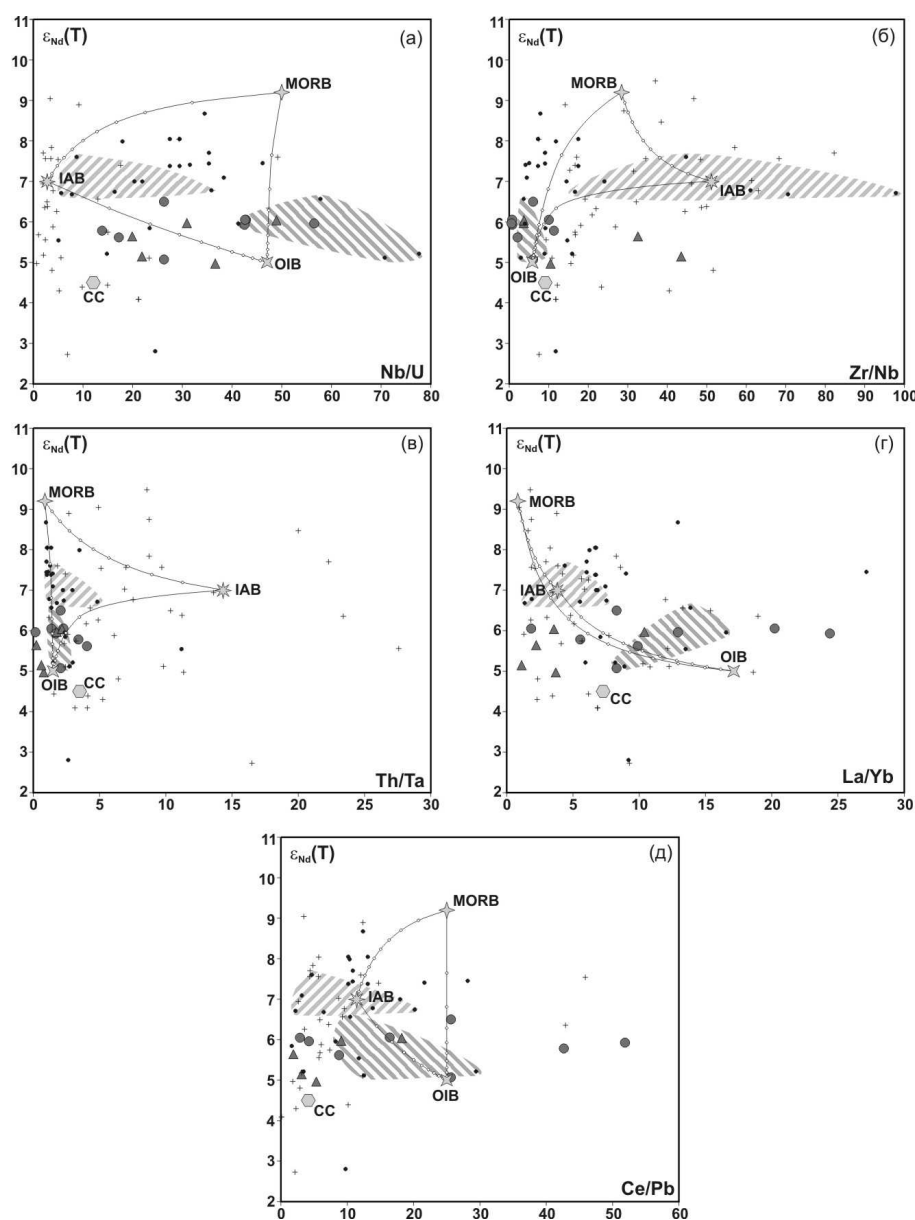


Рис. 10. Корреляционные диаграммы изотопного состава Nd и отношений несовместимых элементов Nb/U (а), Zr/Nb (б), Th/Ta (в), La/Yb (г), Ce/Pb (д) в редкометальных, ассоциирующих с ними и вмещающих породах Халдзан-Бурегтейского месторождения.

Показаны гиперболы смешения модельных расплавов MORB, OIB и IAB, проградуированные через 10%. Условные обозначения см. фиг. 5 и 9. Пояснения в тексте.

проявления, как и всего массива, поскольку установленные различие в возрасте пород активной окраины и бимодальных ассоциаций этого региона не превышают 30–40 млн. лет, что не исключает полностью существование

практически одновозрастных со щелочными гранитоидами проявлений надсубдукционного магматизма и, следовательно, его участия в формировании самого массива щелочных гранитоидов и их редкометальных разностей.

Изотопный состав кислорода, выраженный через параметр $\delta^{18}\text{O}$, в изученных породах Халдзан-Бурегтейского месторождения колеблется в интервале между +6 и +8 ‰ [13]. Составы редкометальных руд, как и для изотопного состава неодима, располагаются между составами пантеллеритов–сиенитов и экеритов 3-ей фазы (рис. 9в): для редкометальных щелочных гранитов 5-ой фазы $\delta^{18}\text{O} \approx +7.2$ ‰; для редкометальных щелочных гранитов 7-ой фазы $\delta^{18}\text{O}$ составляет +6.3 – +7.0 ‰. В целом по изотопному составу кислорода, в отличие от изотопного состава неодима, редкометальные руды и разнообразные магматические породы месторождения отличаются от составов вмещающих офиолитов более низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$. Напомним, что в мантийных источниках средняя величина $\delta^{18}\text{O}$ близка к +5.5 ‰ [22], хотя может понижаться до +4.0 ‰. Сравнение с этой величиной явно мантийных, близких к источнику ОІВ по изотопии неодима редкометальных гранитов и пантеллеритов, показывает более высокий уровень величины $\delta^{18}\text{O}$ в них. В связи со сказанным допускаем, что повышенные значения величины $\delta^{18}\text{O}$ в редкометальных гранитах и других породах месторождения связаны с участием в источниках их магм компонентов вмещающих офиолитов, значения $\delta^{18}\text{O}$ в которых заметно выше, чем в мантии и в рассматриваемых породах и рудах.

Для разнообразных пород Хан-Богдинского проявления величина $\delta^{18}\text{O}$ преимущественно близка к мантийной от +3.1 до +7.3 ‰ (рис. 9г). Это же справедливо и для пород дифференцированного комплекса активной континентальной окраины, где значения $\delta^{18}\text{O}$ составляют +4.6 – +4.8 ‰. Одна проба редкометальных экеритов 5-ой фазы отскакивает в область гидротермально измененных пород с низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ – +0.1 ‰. Изотопия кислорода, таким образом, не противоречит выводу о мантийном (субдукционном, деплетированном или обогащенном) источнике магм редкометальных щелочных гранитоидов Хан-Богдинского проявления.

Соотношение величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и отношений концентраций несовместимых элементов.

Данные по распределению элементов-примесей в редкометальных магматических породах Халдзан-Бурегтейской группы массивов и Хан-Богдинского проявления представлены в таблицах 1, 2. На рис. 10 представлены соотношения содержаний перечисленных выше несовместимых элементов и величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ для Халдзан-Бурегтейского месторождения. На диаграмме Nb/U – $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (рис. 10а) составы пород,

включая редкометалльные граниты, располагаются вдоль субгоризонтальной линии при относительном постоянстве величины $\epsilon_{Nd}(T)$ и вариациях отношения Nb/U в пределах 10–60. Как уже отмечалось, магмы щелочных гранитоидов данного месторождения в целом не насыщены минералами

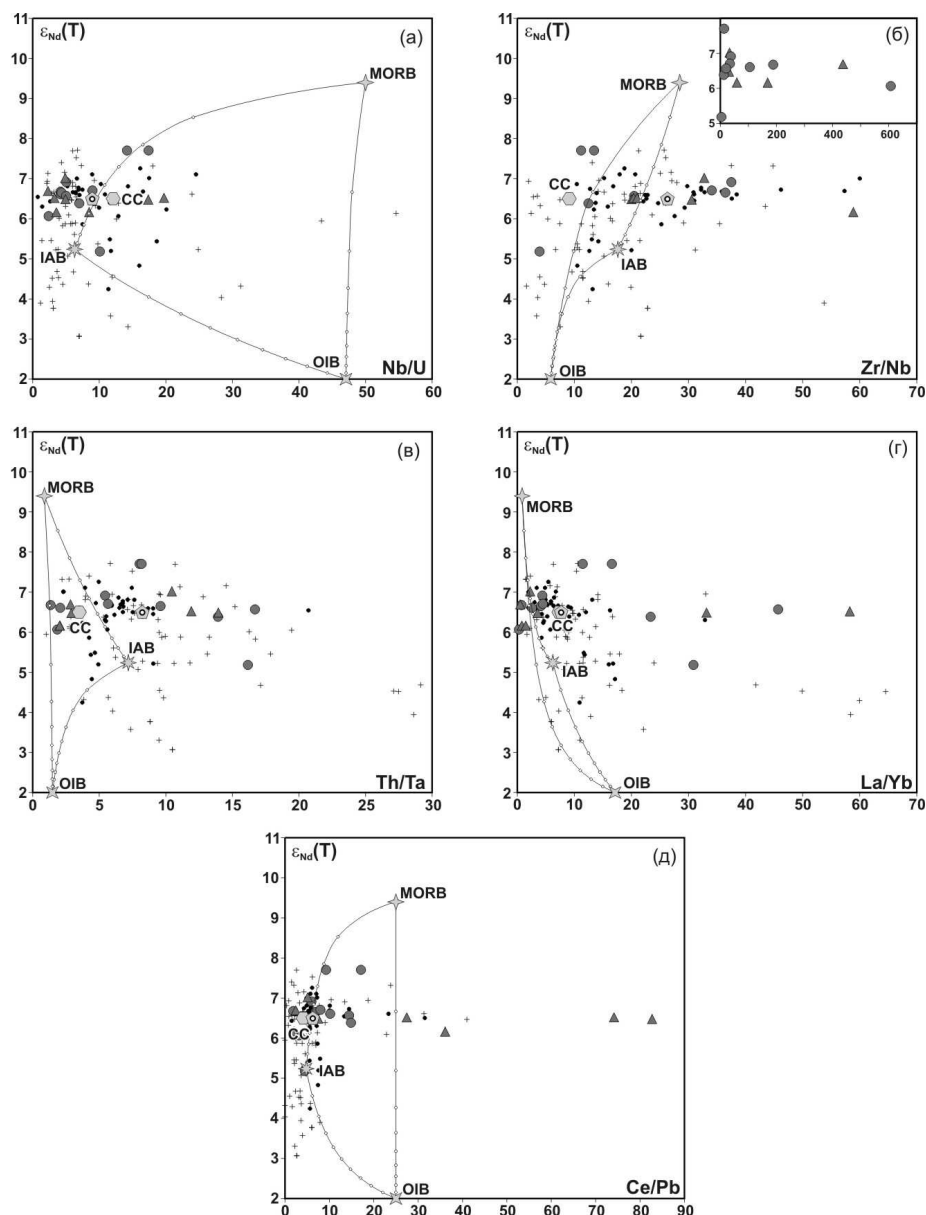


Рис. 11. Корреляционные диаграммы изотопного состава Nd и отношений несовместимых элементов Nb/U (а), Zr/Nb (б), Th/Ta (в), La/Yb (г), Ce/Pb (д) в редкометалльных, ассоциирующих с ними породах Хан-Богдинского проявления.

Показаны гиперболы смешения модельных расплавов MORB, OIB и IAB, проградуированные через 10%. Условные обозначения см. фиг. 6 и 9. Пояснения в тексте

урана и ниобия, поэтому, упомянутые вариации составов связаны, в первую очередь, с вариациями источников магм, а не с процессами кристаллизационной дифференциации. Учитывая данные изотопии неодима,

первый диагностируемый источник их магм является источник внутриплитных базальтов типа OIB, к которому тяготеют материнские сиенит-пантеллеритовые магмы. Наиболее вероятный второй источник рассматриваемых магм – это вмещающие островодужные комплексы (IAB) или рододональная для них метасоматизированная мантия мантийного клина, к которым тяготеют материнские экеритовые магмы. Не случайно средняя величина отношения Nb/U для редкометальных руд 5-ой и 7-ой фаз составляет около 30, что укладывается между составами источников пантеллеритов (Nb/U=57) и экеритов (Nb/U=14) или средними составами OIB и вмещающих офиолитов (Nb/U=2.8). Примерно такое же положение занимают составы магм редкометальных гранитоидов на диаграммах Zr/Nb – $\epsilon_{Nd}(T)$ (рис. 10б), Th/Ta – $\epsilon_{Nd}(T)$ (фиг. 10в), La/Yb – $\epsilon_{Nd}(T)$ (фиг. 10г) и Ce/Pb – $\epsilon_{Nd}(T)$ (рис. 10д). За интервалы средних составов упомянутых материнских магм пантеллеритов–сиенитов и экеритов составы редкометальных магм не выходят для отношений Zr/Nb, Th/Ta и практически для La/Yb, что свидетельствует о слабом влиянии процессов фракционирования даже с участием минералов-носителей рассматриваемых элементов при образовании редкометальных магм и руд месторождения. Возможно, такие процессы больше влияли на отношение Ce/Pb, поскольку концентрации церия и свинца достигают насыщения, а их соотношение выходит за рамки полей пантеллеритов–сиенитов и экеритов. Таким образом, рассмотренные диаграммы свидетельствуют об образовании редкометальных гранитоидов месторождения из остаточных магм пантеллеритов–сиенитов и экеритов, источниками которых были вмещающие островодужные комплексы (или их метасоматизированный мантийный источник) и обогащенная мантия, сходная с источником внутриплитных базальтов OIB типа.

Совсем другая картина представлена для Хан-Богдинского проявления на рис. 11. Для всех типов диаграмм видно, что многие из изученных составов редкометальных гранитов, представленных редкометальными разностями экеритов и щелочногранитных пегматитов, располагаются вблизи средних составов базитов, связанных с обстановками субдукции (островодужных и активной окраины), и герцинской континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса с небольшой примесью деплетированного материала. Это особенно характерно для отношения Nb/U (рис. 11а), поскольку содержания ниобия и урана в редкометальных гранитоидах этого проявления в целом не достигают концентраций насыщения (рис. 8), и соотношение этих элементов определяется составом источника, а не процессами фракционирования минералов ниобия и урана.

Среднее соотношение Nb/U в редкометальных экеритах и пегматитах (5.8) близко к таковому в щелочных гранитах ГИФ (8.9) и базитах (6.3), связанных с обстановками субдукции, что наряду с изотопными данными может свидетельствовать о генетической связи перечисленных пород. Как и в

случае Халдзан-Бурегтейского месторождения, многие составы редкометальных гранитоидов здесь вытягиваются вдоль оси, фиксирующей изменения отношений Zr/Nb (рис. 11б), Th/Ta (рис. 11в), La/Yb (рис. 11г) и Ce/Pb (рис. 11д), и пересекают линии смешения между мантийными

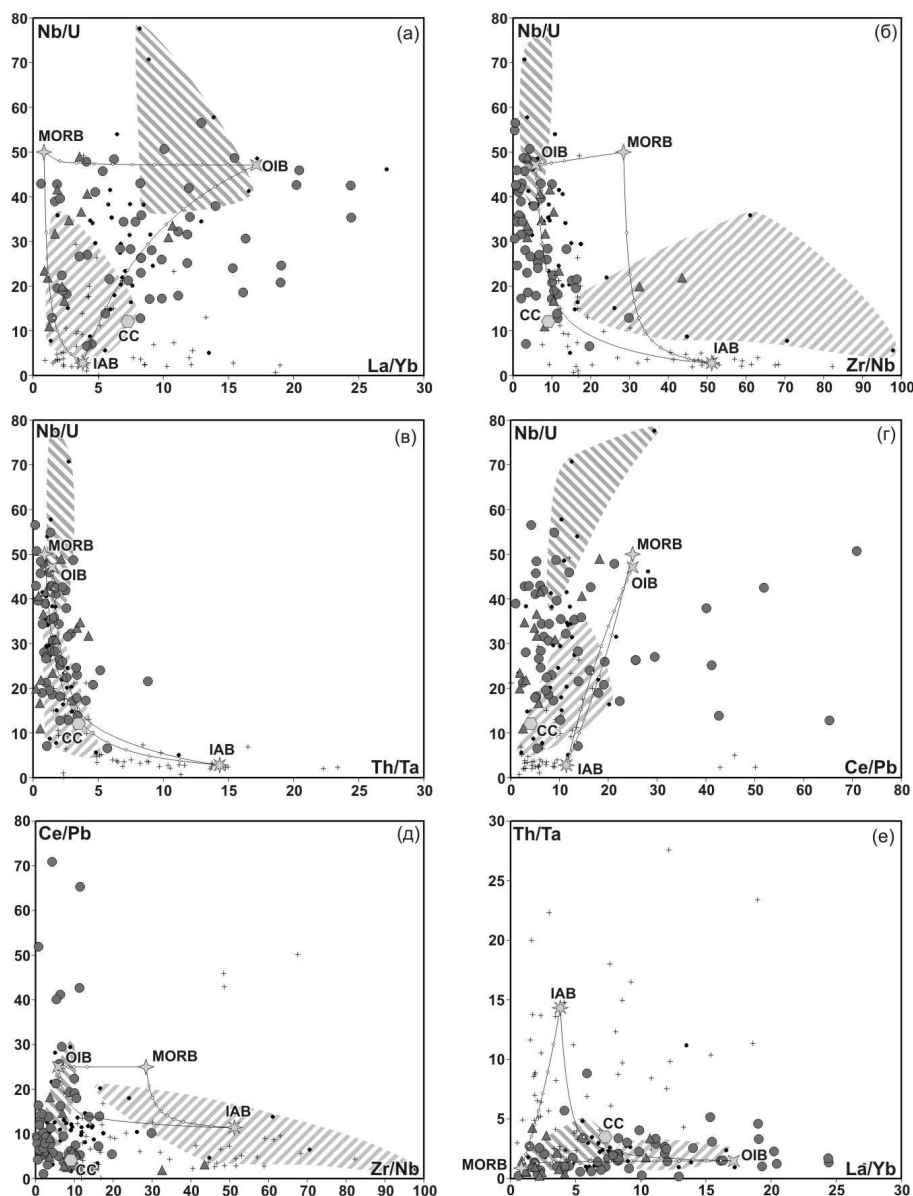


Рис. 12. Диаграммы зависимостей между отношениями несовместимых элементов Nb/U, Zr/Nb, Th/Ta, La/Yb, Ce/Pb для пород Халдзан-Бурегтейского редкометального месторождения.

Показаны гиперболы смешения модельных расплавов MORB, OIB и IAB, проградуированные через 10%. Условные обозначения см. фиг. 5 и 9. Пояснения в тексте.

выплавками MORB и IAB, MORB и OIB при относительном постоянстве величины $\epsilon_{Nd}(T)$. Такие широкие вариации для упомянутых отношений, скорее всего, обусловлены насыщением магм (рис. 8) и фракционированием

минералов перечисленных элементов, а не вариациями состава источников редкометальных магм. Состав источника редкометальных магм в этом случае приходится оценивать по составу материнских для редкометальных магм. Обоснование этому дано выше. По геологическим, геохимическим (Nb/U) и изотопным данным материнскими гранитами в этом проявлении служат щелочные граниты ГИФ. Соответствующие средние величины отношений Zr/Nb, Th/Ta, La/Yb и Ce/Pb для материнских щелочных гранитов ГИФ приведены на рис. 11б–11д. Все они, как и отношение Nb/U, близки к модельному компоненту IAB с небольшой примесью MORB. Таким образом, как и в случае с чисто изотопными данными, приходим к выводу о связи редкометальных гранитоидов Хан-Богдинского проявления со щелочными гранитами ГИФ и с источником типа IAB с небольшой примесью MORB.

Диаграммы различных отношений содержаний несовместимых элементов.

Эти диаграммы при большем количестве проанализированных проб редкометальных руд и материнских пород позволяют более детально судить о структуре источников рассматриваемых пород и руд.. На рис. 12 представлены данные отношений содержаний несовместимых элементов канонических пар в Халдзан-Бурегтейском месторождении в комбинации с отношением Nb/U и некоторые другие пары отношений. На диаграмме Nb/U – La/Yb (рис. 12а) видно, что составы редкометальных руд рассматриваемого месторождения, как и материнских для них магматических пород, варьируют между составами расплавов производных из обогащенного (OIB), деплетированного (MORB) и островодужного (метасоматизированного IAB) мантийных источников, а также вещества континентальной коры (CC). Напомним, что магмы редкометальных гранитоидов насыщены минералами LREE, что может приводить к снижению отношения La/Yb (в случае дифференциации насыщенных лантаном магм) и к повышению этого отношения (в случае кумуляции минералов LREE). Если такие процессы имели место хотя бы в небольшом масштабе в данном случае, то мы должны ориентироваться на промежуточные значения этого отношения, которые попадают в область смешанных источников OIB с примесью MORB, характерных для пантеллерит-сиенитовой группы составов материнских магм, и IAB (с примесью CC), характерных для экеритовой группы составов материнских магм, образованных с участием вмещающих офиолитов, магматические породы которых в свою очередь образовались из источников IAB, CC и, возможно, MORB.

На рис. 12б и 12в подавляющая часть составов редкометальных руд практически укладывается на соответствующие гиперболы смешения, вблизи которых расположены поля составов материнских магм пантеллеритов–сиенитов и экеритов, сформированных из источников OIB с примесью MORB и источников вмещающих офиолитов IAB с примесью CC. Редкие отклонения составов редкометальных руд в сторону повышенных значений

отношений Zr/Nb и Th/Ta , скорее всего, связаны с редкими случаями кумуляции минералов циркония и тория в магмах руд. В основном процессы фракционной кумуляции минералов циркония и тория играют подчиненную роль в образовании редкометальных щелочных гранитоидов данного

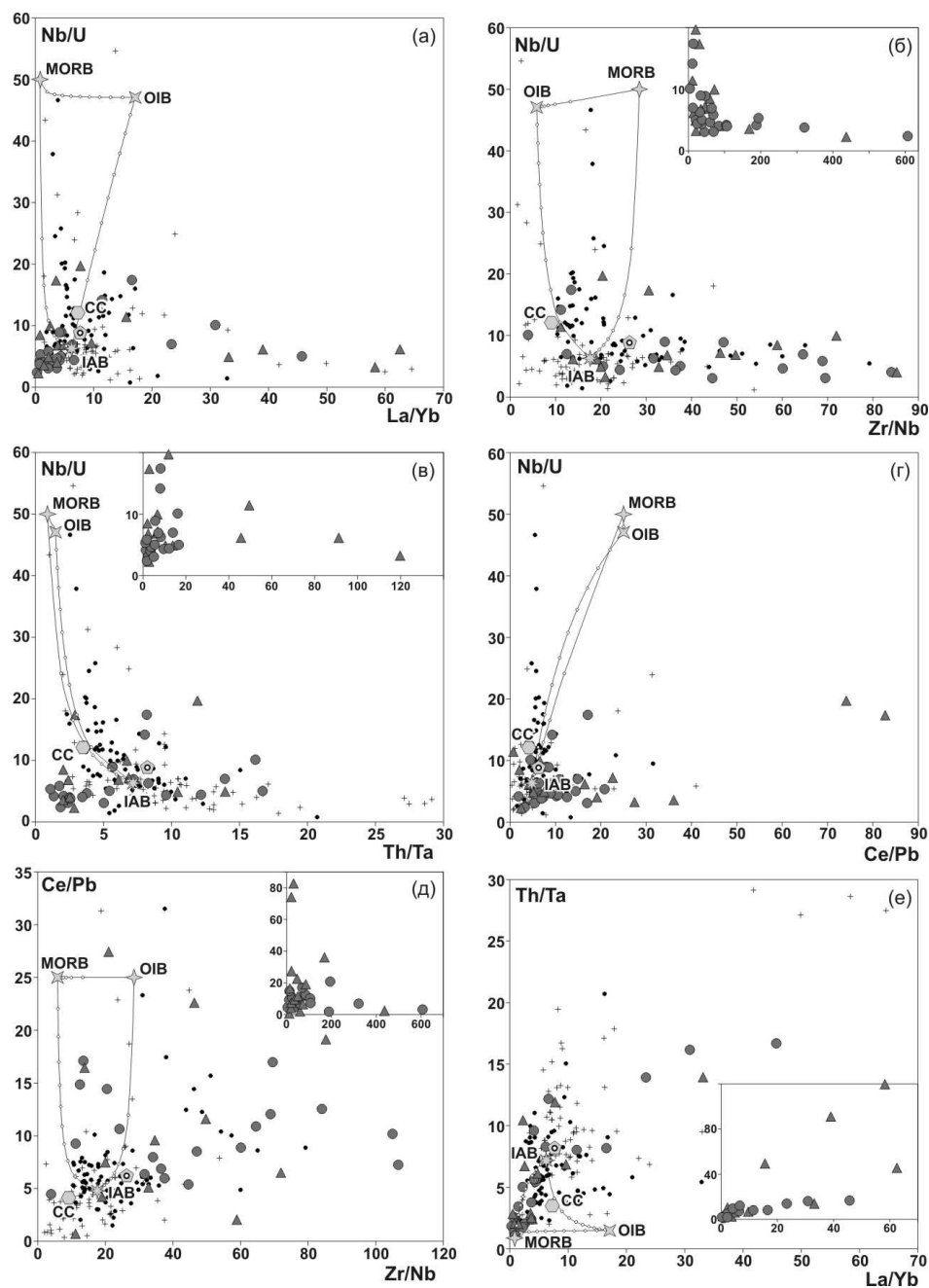


Рис. 13. Диаграммы зависимостей между отношениями несовместимых элементов Nb/U, Zr/Nb, Th/Ta, La/Yb, Ce/Pb для пород Хан-Богдинского массива.

Показаны гиперболы смешения модельных расплавов MORB, OIB и IAB, проградуированные через 10%. Условные обозначения см. фиг. 6 и 9. Пояснения в тексте.

месторождения, поскольку таких отклонений немного. При рассмотрении

рис. 10 эта особенность месторождения уже упоминалась. Примерно такая же картина наблюдается для других отношений канонических пар элементов на рис. 12. Отсюда заключаем, что редкометальные руды Халдзан-Бурегтейского месторождения образованы из источников типа OIB в сочетании с MORB и IAB и при примесном участии CC. Из материнских пород ближе всего к источнику OIB составы группы пантеллеритов-сиенитов, а к источнику IAB – составы группы экеритов. Вероятно, что редкометальные руды месторождения – это конечный итог дифференциации двух типов материнских магм, имевших смешанные источники. Внутриплитный источник типа OIB для щелочных гранитоидов не является неожиданным. Участие в образовании щелочных гранитоидов офиолитовых пород – новый важный факт. Не исключено, что такие компоненты офиолитов, как спилиты или глаукофановые сланцы, могли быть источниками щелочных гранитоидов, хотя подтверждающие экспериментальные данные для такого предположения авторам не известны.

Для Хан-Богдинского проявления распределение отношений содержаний тех же несовместимых элементов в редкометальных и материнских для них гранитах (рис. 13) отличается от рассмотренного для Халдзан-Бурегтейского месторождения. Здесь, в отличие от последнего, составы редкометальных гранитов, как и других магматических пород массива, концентрируются около состава надсубдукционных базальтов (IAB). Собственно составы редкометальных экеритов и связанных с ними щелочногранитных пегматоидов 2-ой фазы, концентрируясь около среднего состава IAB, в меньшей степени отклоняются в сторону обогащенного (OIB) и деплетированного (MORB) источников. На многих диаграммах рис. 13, как и на рис. 11, составы редкометальных гранитоидов сильно варьируют в первую очередь по соотношениям La/Yb , Th/Ta , Zr/Nb , величины которых далеко выходят за рамки любых известных модельных источников. Причины этого, по-видимому, те же, что и для редкометальных руд Халдзан-Бурегтейского месторождения. Так, магмы редкометальных гранитоидов Хан-Богдинского проявления насыщены иттербием (вообще HREE), но не насыщены LREE (рис. 8). В связи с этим рост отношения La/Yb в магмах связан с продолжающимся увеличением содержаний LREE в процессе фракционирования магм при постоянстве насыщенных концентраций HREE. Естественно, эти значения отношения La/Yb в редкометальных гранитоидах не могут быть использованы для оценки источников магм. Наиболее близкой к величине этого отношения в источнике является отношение в материнских щелочных гранитах ГИФ. Она близка к источнику IAB. Отклонения отношения Nb/U в составах редкометальных гранитоидов в сторону их повышенных величин не могут быть связаны с процессами фракционирования минералов урана и ниобия, так как содержания этих элементов не достигают насыщения в магмах, и скорее всего, связаны с примесью источника MORB или OIB (или совместно того и другого).

Концентрация составов редкометальных гранитоидов на диаграмме Nb/U – Zr/Nb (рис. 13б) в области низких значений отношения Zr/Nb (<30) может быть результатом смешения между источниками IAB и небольшой доли OIB и MORB. Вряд ли это смешение имело место при значениях отношения Zr/Nb выше, чем в IAB, так как при более высоких отношениях Zr/Nb концентрация циркония в магмах редкометальных гранитоидов достигала концентрации насыщения. Как уже отмечалось, отношения Zr/Nb выше 30 (достигает 600) при Nb/U < 10 обусловлены кумулятивным накоплением минералов циркония в относительно мало дифференцированных магмах. Следовательно, вывод для этой диаграммы тот же: источник редкометальных магм Хан-Богдинского проявления близок к IAB с примесью OIB и MORB, а фракционная дифференциация магмы редкометальных гранитоидов привела к значительным увеличением значения отношений Zr/Nb (до 600).

На рис. 13в картина распределения составов редкометальных гранитов примерно такая же, как и на рис. 13а, б – составы их сконцентрированы около среднего состава надсубдукционных базальтов IAB (с небольшой примесью OIB и MORB) и щелочных гранитоидов ГИФ. Вероятно, концентрация тория в магмах редкометальных гранитоидов была близка к концентрации насыщения (рис. 8), в связи с чем имеются признаки кумуляции минералов тория (отклонения величины отношения Th/Ta до 120 на врезке рис. 13в) и дифференциации насыщенной торием магм (отклонения значений отношения Th/Ta до величины около 2).

Остальные отношения, представленные на рис. 13, также объясняются участием в образовании редкометальных щелочных гранитоидов надсубдукционного источника (IAB) с небольшой примесью обогащенного (OIB) и деплетированного (MORB) и щелочных гранитоидов ГИФ при условии кумуляции в магматической камере минералов церия, тория и иттербия. К сожалению, поведение LREE (рис. 8) на примере лантана не дает однозначного доказательства кумулятивного характера отклонений в редкометальных гранитоидах отношения Ce/Pb, но другим выше приведенным выводам эти диаграммы не противоречат.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Один из важнейших процессов формирования редкометальных гранитов и их месторождений – это процесс кристаллизационной дифференциации первичных магм, к которым в первую очередь относится базитовая магма [6]. Яркий пример такого механизма формирования – классические пантеллериты острова Пантеллерия, связанные с дифференциацией гавайитовой магмы [29, 12], кислые агпайтовые магмы Афара [28] и многие другие. Конечно, для многих проявлений щелочных гранитоидов предложено немало и других, в том числе экзотических механизмов образования.

Например, пантеллериты острова Пантеллерия связывали с частичным плавлением материнских гавайитов [34]. Мы сейчас не будем останавливаться и на «апогранитной» гипотезе формирования редкометальных гранитов, которая не подтверждена более поздними и детальными исследованиями [6, 32]. Напомним только, что уже выявлены вулканические аналоги редкометальных гранитов, а в минералах последних выявлены первичные расплавные включения, состав которых по содержаниям редких элементов отвечает составу редкометальных месторождений [32]. Имеются и многие другие доказательства магматического происхождения редкометальных щелочных гранитоидов, на которых мы не можем останавливаться в данной статье.

В предлагаемой статье на примере упомянутых выше пар канонических несовместимых элементов показана возможная роль кристаллизационной дифференциации при формировании Халдзан-Бурегтейского месторождения и Хан-Богдинского проявления. Как установлено И.Д. Рябчиковым [23], при близости величины комбинированного коэффициента распределения для двух элементов между кристаллами и магмами их содержания в продуктах дифференциации образуют линейную зависимость. Такие зависимости четко проявлены в наших объектах, но, они могут быть использованы для оценки источников магм, если концентрации этих элементов ниже их концентраций насыщения. Учитывая, что редкометальные граниты богаты многими из рассмотренных редких элементов, достигая и упомянутых концентраций насыщения, наиболее надежной канонической парой элементов, концентрации которых не достигли насыщения ни в одном из рассмотренных объектов, является пара Nb-U. Другие пары канонических отношений также могут использоваться для оценки источников, но с теми ограничениями, которые показаны выше.

Главный вывод из изложенного материала – это вывод о полигенности в отношении источников магм редкометальных щелочных гранитоидов. Полигенность выражается, во-первых, в образовании редкометальных щелочных гранитоидов, включая их месторождения, из разных источников и, во-вторых, из разных типов магм, проявленных в разновременных фазах внедрения.

На примере двух рассмотренных объектов показано, что Халдзан-Бурегтейское редкометальное месторождение образовано из магм, имевших источниками в основном внутриплитную геодинамическую природу, близкую к источникам базальтов океанических островов (OIB) с примесью корового материала в виде разнообразных вмещающих пород офиолитовой ассоциации. В отличие от этого месторождения, Хан-Богдинское редкометальное проявление в основном образовано из источника, близкого к источнику надсубдукционного магматизма (возможно с участием небольшой доли внутриплитного компонента или деплетированной мантии) или близкого к среднему составу континентальной коры. Последний вариант, как

нам представляется, менее вероятен, чем первый, поскольку нам не известны механизм и условия выплавления щелочногранитных или других по составу материнских магм для редкометальных их разностей из континентальной коры. В свое время нами рассмотрены в качестве возможного корового источника щелочногранитных магм так называемые «приразломные метасоматиты», но появляется все больше данных об участии в их образовании уже «готовых» щелочногранитных магм. Поэтому этот механизм не может быть однозначно отвергнут, но и далеко не очевиден. Отметим также очень частую пространственную приуроченность щелочногранитных ассоциаций к офиолитовым поясам [5]. Если учесть, что среди офиолитов нередко отмечаются глаукофан-рибекитовые метаморфические породы, то возникает вопрос, не могут ли они быть источниками коровых щелочных гранитов? Этот вопрос пока не разрешим, так как нет экспериментальных данных о характере плавления этих пород, в связи с чем физическая вероятность и такого механизма не может быть доказана.

На примере Халдзан-Бурегтейского редкометального месторождения также показано, что редкометальные щелочные гранитоиды могут быть остаточными продуктами длительной эволюции разных типов магм: группы сиенитов–пантеллеритов и экеритов 3-ей фазы. Не исключено, что смешение остаточных магм, образованных из этих разных материнских расплавов, играло какую-то роль при формировании собственно редкометальных щелочных гранитов. Какую именно – предстоит еще изучить.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 05–05–64056, 07–05–00622, 06-05-64416) и Программы ОНЗ РАН 2, 4.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Апельцин Ф.Р., Скоробогатова Н.В., Якушин Л.Н.** Генетические черты редкометальных гранитоидов Полярного Урала. М.: Недра, 1967.
2. **Беус А.А., Северов В.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д.** Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 1962.
3. **Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Дорфман М.Д.** Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов (Монгольская Народная Республика). М.: Наука, 1981.
4. **Дуранте М.В., Зоненшайн Л.П., Горегляд А.В. и др.** Геологическое положение Хан-Богдинского массива щелочных пород в МНР // Бюл. МОИП, Отд. геол, 1976, № 4, с. 85–104.
5. Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. ГУГК СССР, 1989.
6. **Коваленко В.И.** Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977.

7. **Коваленко В.И., Пополитов Э.И.** Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. М.: Наука, 1970.
8. **Коваленко В.И., Горегляд А.В., Царева Г.М.** Халдзан-Бурегтейский массив – новое проявление редкометальных щелочных гранитоидов МНР // Докл. АН СССР, 1985, т. 280, № 4, с. 954–959.
9. **Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Павленко А.С., Перфильев А.С.** Южно-Гобийский пояс редкометальных щелочных пород МНР и его структурное положение // Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 4, с. 911–914.
10. **Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П. Павленко А.С. и др.** Редкометальные гранитоиды Монголии: петрология, распределение редких элементов и генезис. М.: Наука, 1971.
11. **Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В. и др.** Состав и вещественная структура океанических мантийных плюмов // Петрология, 2006₁, № 5, с. 482–507.
12. **Коваленко В.И., Наумов В.Б., Соловова И.П. и др.** Летучие компоненты, составы и условия кристаллизации магм базальт-пантеллеритовой ассоциации о-ва Пантеллерия (по расплавленным и флюидным включениям) // Петрология, 1994, т. 2, № 1, с. 24–42.
13. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др.** Вариации источников магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов (Западная Монголия) по изотопным (неодим, стронций и кислород) и геохимическим данным // Петрология, 2004₁, т. 12, № 6, с. 563–585.
14. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С. и др.** Магматические породы и источники магм офиолитов Озерной зоны, Монголия // Петрология, 1996, т. 4, № 5, с. 453–495.
15. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др.** Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектоно-магматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология, 2003₁, т. 11, № 2, с. 164–178.
16. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др.** Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектоно-магматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: петрология и геохимия // Петрология, 2003₂, т. 11, № 3, с. 227–254.
17. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др.** Халдзан-Бурегтейский массив щелочных и редкометальных магматических пород: строение, геохронология, и геодинамическое положение в каледонидах западной Монголии // Петрология, 2004₂, т. 12, № 5, с. 467–494.
18. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др.** Геология, геохронология и геодинамика Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов в южной Монголии // Геотектоника, 2006₂, № 6, с. 52–72.
19. **Костицин Ю.А., Алтухов Е.Н., Филина Н.П.** Rb-Sr изохронное датирование щелочных гранитов Северо-Восточной Тувы // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 7, с. 917–923.
20. Минералы Монголии (авторы **Владыкин Н.В., Агафонов Л.И., Максимюк И.** и др.). М.: ЭКОСТ, 2006.
21. **Павленко А.С., Сяо-Чжун-Ян, Морозов Л.Н.** Сравнительная геохимическая характеристика гранитоидов с акцессорными танталониобатами // Геохимия, 1960, № 2, с. 104–120.
22. **Покровский Б.Г.** Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000.
23. **Рябчиков И.Д.** Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975.

24. **Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988.
25. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991.
26. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др.** Изотопный состав, источники корового магматизма и строение коры каледонид Озерной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2002, т. 387, № 3, с. 387–392.
27. **Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И. и др.** Изотопный состав коры герцинид Южной Монголии: к обоснованию герцинского этапа ювенильного корообразования // Докл. РАН, 2007, (в печати).
28. **Barberi F., Ferrara G., Santacrose R., Treuil M., and Varet J. A.** Transitional basalt-pantellerite sequence of fractional cristallization, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // J. Petrology, 1975, v. 16, p. 22–56.
29. **Civetta L., D'Antonio M., Orsi G., and Tilton G.R.** The geochemistry of volcanic rocks from Pantelleria island, Sicily Channel: Petrogenesis and Characteristics of the mantle Source region // J. Petrology, 1998, v. 39, № 8, p. 1453–1491.
30. **Goodenough K.M., Upton B.G.J., Ellam R.M.** Geochemical evolution of the Ivigtut granite, South Greenland: a fluorine-rich “A-type” intrusion // Lithos, 2000, v. 51, № 6, p. 205–221.
31. **Khashgerel B.E., Rye R.O., Hedenquist J.W., Kavalieris I.** Geology and reconnaissance stable isotope study of the Oyu Tolgoi Porphyry Cu-Au system, South Gobi, Mongolia // Econ. Geol., 2006, v. 101, № 3, p. 503–522.
32. **Kovalenko V.I., Tsaryeva G.M., Goreglyad A.V., Yarmolyuk V.V., Troitsky V.A.** The peralkaline granite-related Khaldzan-Buregtey rare metal (Zr, Nb, REE) deposit, western Mongolia // Econ. Geol., 1995, v. 90, p. 530–547.
33. **Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P. et al.** Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // J. Asian Earth Sciences, 2004, v. 23, № 5, p. 605–627.
34. **Mahood G.A., Halliday A.N., and Hildreth W.** Isotopic evidence for the origin of pantellerites in a rift-related alkalic suite: Pantelleria, Italy // Abstract of IAVCEI, 1990.
35. **Sinclair W.D., Jambor J.L., Birkett T.C.** Rare earths and potential for rare earth deposits in Canada // Exploration Mining Geology, 1992, v. 1, p. 265–281.
36. **Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: Magmatism in the Ocean Basins // Geol. Soc. London: Spec. Publ, 1989, v. 42, p. 313–346.
37. **Workman R.K., Hart S.R.** Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // Earth Planet. Sci. Lett., 2005, v. 231, p. 53–72.

Термодинамический анализ магнетит + титанит + клинопироксеновых равновесий в апатитоносной интрузии Хибинского щелочного комплекса

Рябчиков И.Д.¹, Когарко Л.Н.²

¹Институт геологии рудных месторождений, РАН, Москва

²Институт геохимии им. Вернадского, РАН, Москва

В породах Хибинского массива магнетит, титанит и клинопироксен находятся в тесной пространственной ассоциации. Нередко в агрегатах всех трех минералов их зерна граничат по извилистым линиям, что указывает на их одновременное формирование в течение определенной магматической стадии (рис. 1). Магнетит присутствует в повышенных количествах в богатых титанитом кумулатах в верхней части апатитоносной интрузии. Все это указывает на принадлежность магнетита, титанита и клинопироксена к равновесной минеральной ассоциации, а составы этих сосуществующих фаз могут быть использованы для оценки параметров магматического процесса.

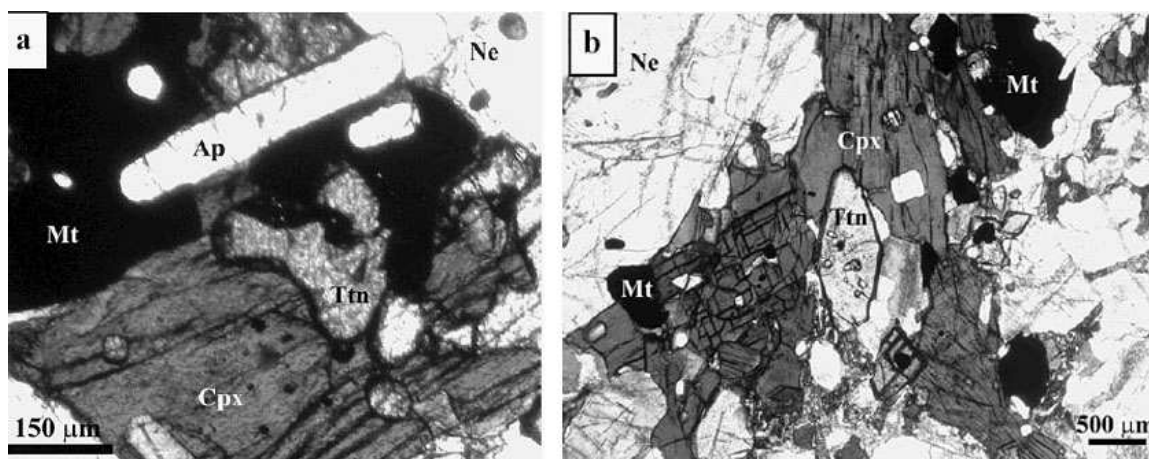


Рис. 1. Соотношения титанита (Ttn), клинопироксена (Cpx) и магнетита (Mt) в породах Хибинского массива.

С помощью электронного микрозонда определены составы 618 титаномagnetитов, 238 титанитов и 240 клинопироксенов в образцах скважины 1312, пройденной в породах апатитоносной интрузии Хибинского комплекса в районе месторождения Коашва. Представительные анализы этих минералов приведены в таблице 1. Большинство титаномagnetитов представлено высокотитанистыми разновидностями. Преобладающие

содержания ульвошпинели близки к 55 мольных %, в редких случаях они достигают 80 мольных %. Содержания MgO и Al₂O₃ невысоки, и они существенно ниже концентраций MnO, которые могут достигать 3% в богатых титаном разновидностях.

Таблица 1.

Представительные составы минералов из пород Хибинского массива

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
минерал	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Ilm
SiO ₂	0.42	0.28	0.36	0.33	0.33	0.38	0.67	0.33	0.24
TiO ₂	2.85	17.76	19.67	10.34	24.19	18.17	28.91	13.99	53.26
Al ₂ O ₃	0.09	0.10	0.01	0.08	0.05	0.11	0.03	0	0
Cr ₂ O ₃	0.07	0.05	0.08	0.04	0.05	0.05	0.04	0.07	0.03
V ₂ O ₃	0.40	0.33	0.65	0.26	0.33	0.31	0.22	0.39	0
Fe ₂ O ₃	61.99	33.35	28.83	48.12	20.82	32.83	10.55	40.12	na
FeO	33.93	44.70	46.84	39.72	50.28	45.8	56.13	42.55	43.18
MnO	0.29	2.02	2.43	1.17	2.92	2.12	2.10	1.48	3.99
MgO	0	0.55	0.01	0.15	0.26	0.28	0.08	0.08	0.21
CaO	-	-	-	-	-	-	0.01	0	0
SrO	-	-	-	-	-	-	na	na	na
NiO	-	-	-	-	-	-	0.02	0.01	0.01
ZnO	0.07	0.13	0.23	0.07	0.20	0.17	0.05	0.01	0.01
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	na	na	na
F	-	-	-	-	-	-	na	na	na
сумма	100.13	99.26	99.12	100.30	99.41	100.23	98.81	99.03	100.93

№ п/п	10	11	12	13	14	15	16	17	18
минерал	Ilm	Ttn	Ttn	Ttn	Ttn	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO ₂	0.24	30.00	29.74	29.88	31.57	52.33	52.09	51.58	51.18
TiO ₂	52.87	37.68	37.54	38.76	36.31	3.70	2.46	0.78	1.15
Al ₂ O ₃	0	0.37	0.21	0.22	0.79	0.54	0.45	0.44	1.07
Cr ₂ O ₃	0.05	0	0.02	0	0	0.01	0	0.04	0
V ₂ O ₃	0	na	na	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	na	na	na	na	na	21.9	25.47	14.37	6.70
FeO	41.25	1.42	1.14	0.91	1.28	4.85	2.90	7.82	7.21
MnO	6.08	0.07	0.07	0.08	0.06	0.78	0.45	0.52	0.57
MgO	0.13	0	0.02	0	0.01	0.75	1.09	4.67	9.29
CaO	0.02	26.94	26.38	26.83	25.19	3.33	2.76	13.23	20.24
SrO	na	0.35	0.59	0.47	0.44	na	na	na	na
NiO	0.01	na	na	na	na	0	0	0.02	0.01
ZnO	0.10	na	na	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	0.08	0.06	0.01	0	0	0
Na ₂ O	na	0.28	0.40	0.48	1.37	11.78	12.00	6.20	2.58
F	na	0.56	0.64	0.43	0.61	na	na	na	na
сумма	100.73	97.42	96.47	97.87	97.42	99.98	99.67	99.68	99.99

Большинство проанализированных титаномагнетитов гомогенны на микронном уровне. В редких случаях отмечены сростки магнетитов с ильменитами, имеющими структуры типа распада-окисления твердых растворов (рис. 2). Иногда встречаются сростки крупных отдельных зерен магнетита и ильменита (рис. 3).

Составы клинопироксенов в исследованных породах существенно варьируют от разновидностей, богатых диопсидом (80 мол. % диопсида), до богатых акмитом (80 мол. % акмита). Содержание геденбергита остается приблизительно постоянным на уровне 20 мол %, и только в богатых акмитом пироксенах оно заметно падает (рис. 2, 4).

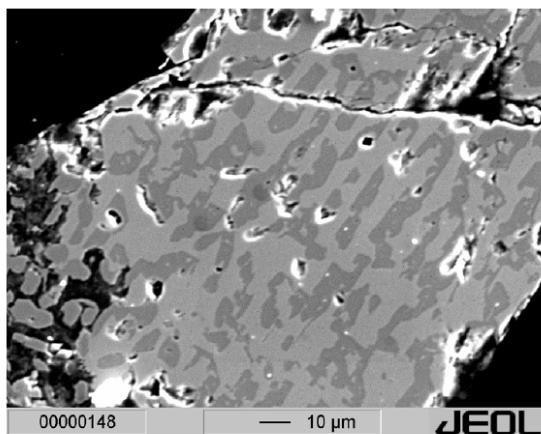


Рис. 2. Сrostки магнетитов с ильменитами, имеющими структуры типа распада-окисления твердых растворов.

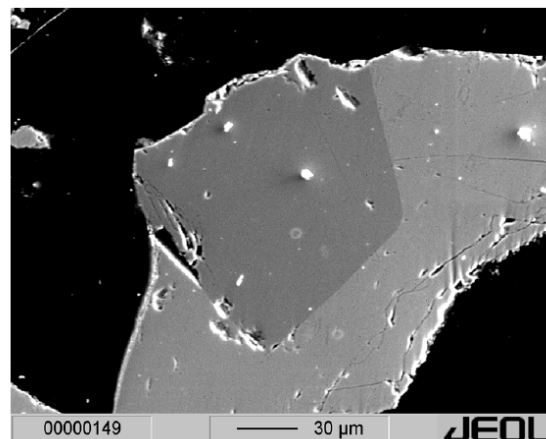
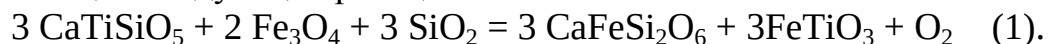


Рис. 3. Сrostки крупных отдельных зерен магнетита и ильменита.

Титаниты характеризуются относительно постоянным составом. Наряду с Ca, Ti и Si они содержат 0.3 – 0.8 % Na₂O (в среднем 0.48 %), 0.1 – 0.8 % Al₂O₃ (средн. 0.32%), 1 – 2 % FeO (средн. 1.25 %), 0.1 – 0.7 % SrO (средн. 0.41 %), и 0.4 – 1 % F (средн. 0.57 %). Они также могут содержать 0.5 – 1 % Nb₂O₅+Ta₂O₅, около 0.5 % PЗЭ, 0.2 – 0.4 % ZrO₂, и возможно воду.

Для оценки значений f_{O_2} в породах апатитоносной интрузии мы использовали экспериментальные и расчетные данные для фазовой ассоциации магнетит + ильменит + титанит + геденбергит + SiO₂ [26-28], отвечающие следующей реакции:



Эти опубликованные результаты были получены при $a_{\text{SiO}_2}=1$ и активности геденбергита, очень близкой к 1. Мы пересчитали равновесие (1) к условиям более низких активностей кремнезема и геденбергита, отвечающим ассоциации нефелин + калишпат и составам клинопироксенов, присутствующим в хибинских породах. Для этой цели мы рассчитали значения a_{SiO_2} из константы равновесия реакции:



Активности нефелина и альбита были оценены с учетом состава нефелиновых и калишпатовых твердых растворов из хибинских мельтейгитов [29]. Были использованы опубликованные данные по избыточным термодинамическим свойствам каркасных силикатов [30], и свободные энергии конечных членов твердых растворов [31-33].

Большинство хибинских клинопироксенов имеют мольную долю геденбергита, близкую к 0.2 [29, 34] (см. также рис. 2, 4). В твердых растворах клинопироксенов с замещением Ca^{2+} на Na^{1+} и Fe^{2+} или Mg^{2+} на Al^{3+} , коэффициенты активности при высоких температурах близки к единице [35, 36]. В первом приближении мы допустили, что параметры смешения в пироксенах $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{CaFeSi}_2\text{O}_6 - \text{NaFeSi}_2\text{O}_6$ также близки к идеальным, и для всех расчетов мы использовали $a_{\text{Hed}} = 0.2$.

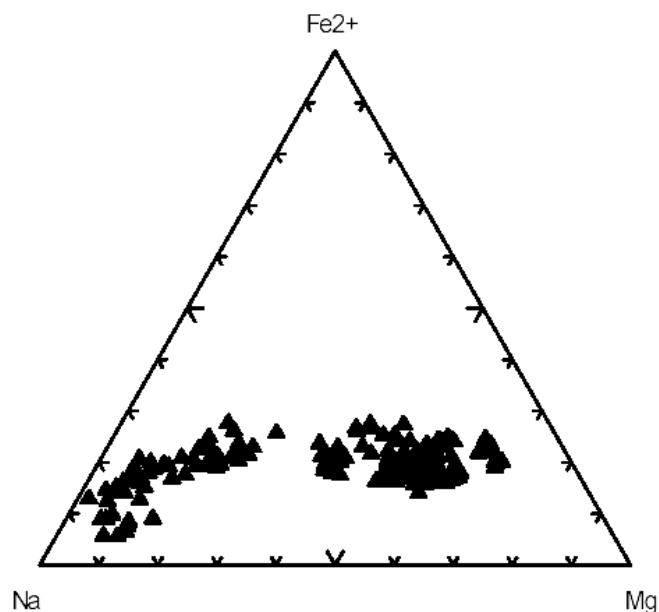


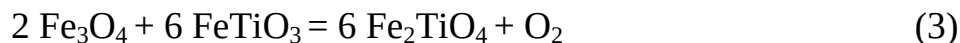
Рис. 4. Составы клинопироксенов из изученных пород Хибинского массива.

Составы титанитов в исследованных породах относительно постоянны, и в среднем они близки к формуле:



Допуская, что термодинамика этой фазы описывается моделью многопозиционного идеального твердого раствора, мы получаем активность $\text{CaTiSiO}_4\text{O}$, равную 0.85. Подстановка этого значения в константу равновесия реакции (1) дает понижение рассчитанной летучести кислорода всего на 0.2 логарифмических единицы по сравнению с чистым конечным членом титанита. В действительности, упорядочение распределения катионов и анионов в различных структурных позициях даст активность титанитового компонента в твердом растворе еще более близкую к 1.

Значения $\square\text{QFM}$ для различных температур ($\Delta\text{QFM} = \lg(f_{\text{O}_2}(\text{rock})/f_{\text{O}_2}(\text{QFM}))$, где QFM кварц-фаялит-магнетитовый кислородный буфер) были взяты из диаграммы для давления 1 бар из работы [27]. Отсюда концентрации и активности компонентов Fe_2TiO_4 и Fe_3O_4 были рассчитаны посредством решения системы уравнений, основанных на выражениях для констант равновесия следующих двух реакций:



где a_{usp} и a_{mt} были рассчитаны на основе опубликованных ранее функций смещения и термодинамических характеристик конечных членов твердых растворов [37 - 39]. Значения a_{usp} и a_{mt} , а величины $\square\text{QFM}$ из работы [27] были использованы для расчета для каждой данной температуры константы равновесия реакции:

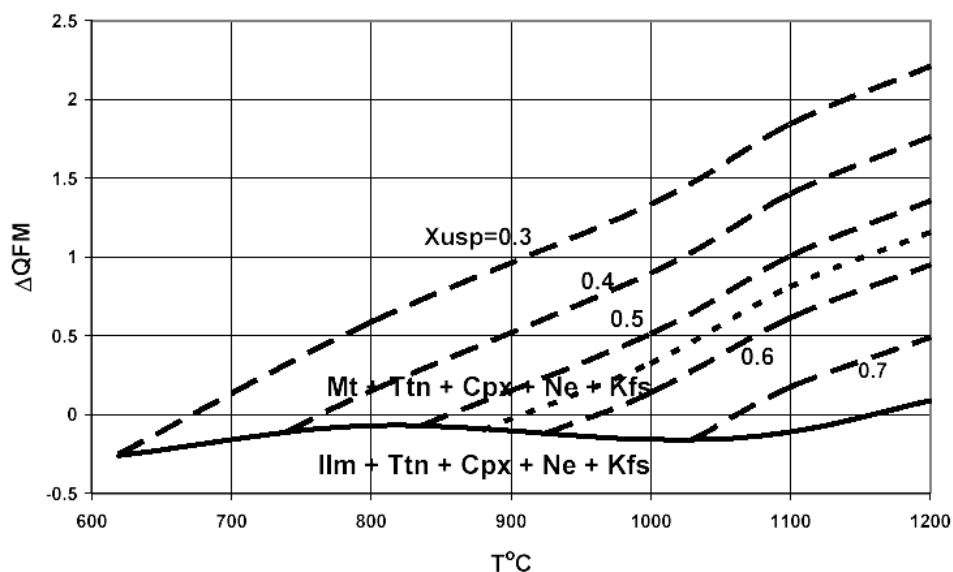


Рис. 5. Положение изоплет составов магнетита от $\square\text{QFM}$.

В дальнейшем эта константа равновесия использовалась для расчета $\square\text{QFM}$, а также состава и активностей компонентов в обоих железо-титановых оксидах при $a_{\text{Hed}} < 1$ и $a_{\text{SiO}_2} < 1$. Это в свою очередь позволяет найти соотношение между активностями ильменита и ульвошпинели для этих двух случаев $a_{\text{usp}}^2/a_{\text{ilm}}^3 = a_{\text{usp}(0)}^2/a_{\text{ilm}(0)}^3 \cdot (a_{\text{Hed}}/a_{\text{SiO}_2})$, где $a_{\text{usp}(0)}$ и $a_{\text{ilm}(0)}$ являются ранее найденными активностями ульвошпинели и ильменита при $a_{\text{Hed}} = 1$ и $a_{\text{SiO}_2} = 1$. Используя это новое значение $a_{\text{usp}}^2/a_{\text{ilm}}^3$, решаем систему уравнений, вытекающих из констант равновесия реакций (3) и (4) и получаем составы твердых растворов магнетита и ильменита, а также $\square\text{QFM}$ для фазовой ассоциации магнетит + ильменит + титанит + геденбергит + нефелин + калишпат при $a_{\text{Hed}} < 1$ and $a_{\text{SiO}_2} < 1$. Эти значения $\square\text{QFM}$ для парагенезиса магнетит + ильменит + титанит + геденбергит + нефелин + калишпат показаны в виде сплошной линии на рис. 2, 5. При более высоких летучестях кислорода в равновесии с титанит + геденбергит + нефелин + калишпат может присутствовать магнетит, но ильменит неустойчив, а при более низких летучестях кислорода имеется безмагнетитовое поле с ильменитом.

В поле, свободном от ильменита выше моновариантной линии на рис. 5, летучести кислорода фиксированы для каждой температуры и состава

магнетита. Для нахождения значений f_{O_2} для различных температур и значений величины $\square QFM$ для фазовой ассоциации магнетит + титанит + геденбергит + нефелин + калишпат были пересчитаны к новым составам магнетита на основе уравнения для константы равновесия следующей реакции:



с использованием формулы:

$$\square QFM = \square QFM(i) + 2 \cdot \lg(a_{usp}(i)/a_{mt}(i)/a_{usp} \cdot a_{mt})$$

где $\square QFM(i)$, $a_{usp}(i)$ и $a_{mt}(i)$ значения для фазовой ассоциации с магнетитом и ильменитом, а $\square QFM$, a_{usp} и a_{mt} относятся к безильменитовой ассоциации для данного состава магнетита. Рассчитанные изоплеты составов магнетита показаны на рис. 5 в виде пунктирных линий.

Для наиболее распространенных магнетитов с 55 мольн. % ульвошпинели Рис. 6 дает температуры кристаллизации выше 880°C и летучести кислорода, близкие к буферу QFM ($\square QFM = -0.1$ при 880°C и $\square QFM = +0.3$ при 1100°C).

Наблюдаемые вариации составов магнетита свидетельствуют об их кристаллизации в интервале температур и значений летучести кислорода. Согласно рис. 5 более титанистые магнетиты с 25 % TiO_2 (70 мольн.% ульвошпинели (табл. 1, анализ 5) должны были кристаллизоваться выше 1030°C и при $\square QFM$, близкой к -0.2 . Сrostки отдельных зерен магнетита (40 мол.% ульвошпинели) и ильменита (табл. 1, анализы 8 и 9) дают 740°C и $\square QFM = -0.1$. Зерна магнетита со структурами типа распада-окисления (табл. 1, анализы 1 и 10) формировались при еще более низких температурах.

Наиболее вероятный температурный интервал кристаллизации магнетита можно оценить с учетом того, что гравитационная сортировка в конвектирующей магме хибинского плутона приводила к накоплению магнетита вместе с апатитом и титанитом в верхней части интрузии. Отсюда вытекает, что магнетит кристаллизовался одновременно с апатитом. Изучение расплавных включений в нефелинах и апатитах из Хибинской интрузии дает магматические температуры $850\text{--}950^\circ\text{C}$ [40], что согласуется с полученной нами оценкой $>880^\circ\text{C}$ для наиболее распространенных составов магнетитов из буровой скважины 1312.

На основе наших расчетов летучести кислорода для этого температурного интервала оказываются близкими к буферу QFM. Такой же вывод был получен и для агпаитовых пород Ловозерского массива (соседнего с Хибинским массивом) на основе сравнения относительных устойчивостей эгирина, арфведсонита и энigmatита [40].

Наши расчеты показали, что при окислительно-восстановительных условиях, характерных для апатитоносной интрузии Хибинского комплекса заметные количества метана могут формироваться в равновесии с магмой только при охлаждении ниже 400°C (рис. 2.6). Однако и при более высоких магматических температурах и $\Delta QMF=0$ небольшие количества водорода

могут присутствовать в магматической газовой фазе. Этот водород может

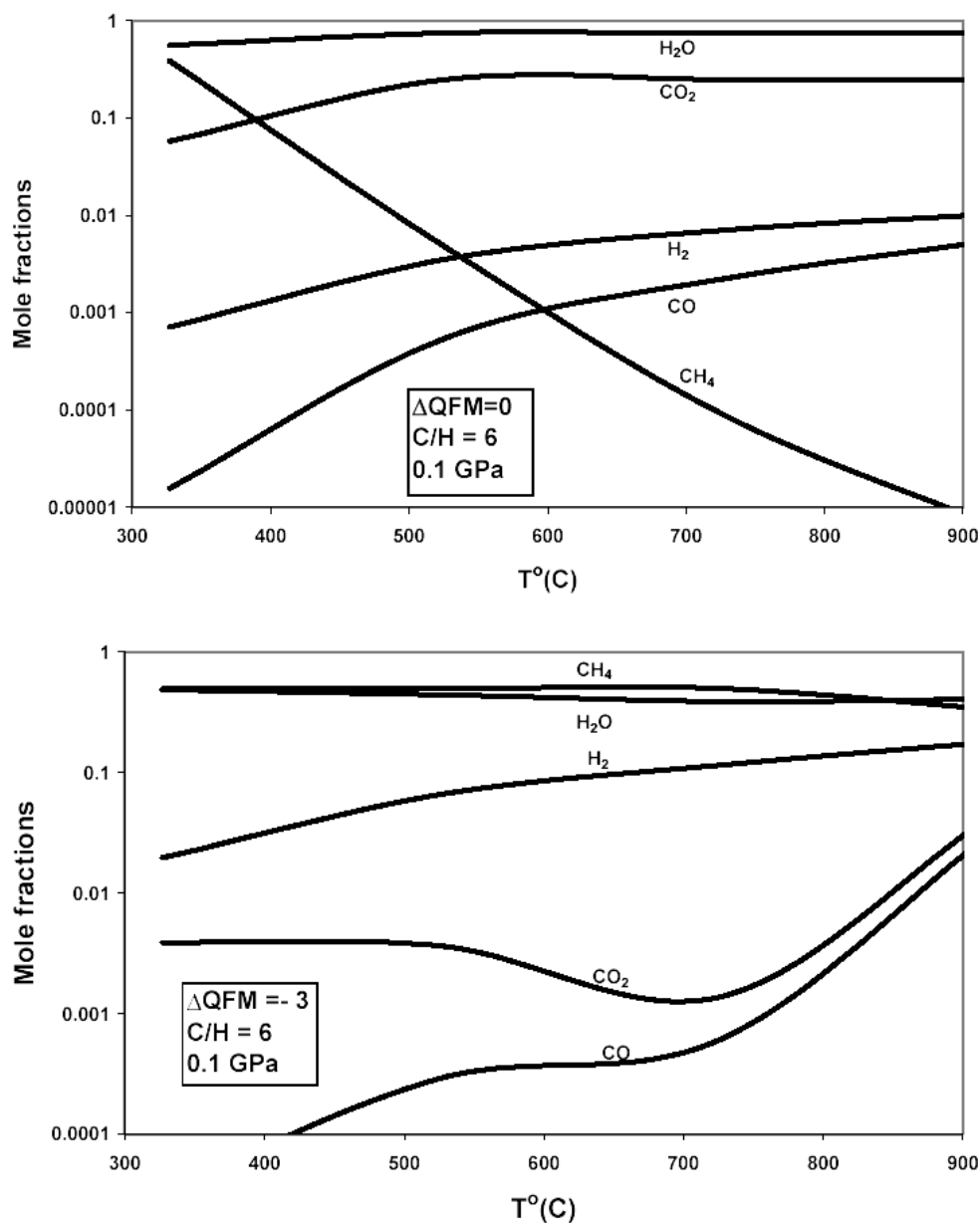


Рис. 6. Соотношение летучих в зависимости от температуры кристаллизации магнетитов при P=0.1 ГПа и H/C=6.

мигрировать в более холодные участки магматической камеры и инициировать там реакции типа Фишера - Тропша. Таким образом, мы предполагаем, что углеводороды могут формироваться как на магматической стадии в равновесии с расплавом, так и на постмагматической стадии в результате реакции типа Фишера - Тропша.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 05-05-64175, 05-05-64144)

ЛИТЕРАТУРА

1. **Ballhaus C.** Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1993, v. 114, p. 341-348.
2. **Ballhaus C., Berry R.F., Green, D.H.** Oxygen fugacity controls in the Earth's upper mantle // *Nature*, 1990, v. 348, p. 437-440.
3. **Beeskow B., Treloar P.J., Rankin A.H., Vennemann T.W., Spangenberg, J.** A reassessment of models for hydrocarbon generation in the Khibiny nepheline syenite complex, Kola Peninsula, Russia // *Lithos*, 2006, (This issue).
4. **Belonoshko A., Saxena S.K.** Equations of state of fluids at high temperature and pressure (water carbon dioxide, methane, oxygen, and hydrogen) // In: S.K. Saxena (Editor), *Thermodynamic Data: Systematics and Estimation (Adv Phys Geochem)*. Springer-Verlag, New York, 1992, v.10, p. 79-97.
5. Borutsky B.E., Rock-forming minerals of highly alkaline complexes (in Russian) // Nauka Publishers, Moscow, 1988, 215 p.
6. **Buddington A.F., Lindsley D.H.** Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents // *Journ. Petrology*, 1964, v. 5, p. 310-357.
7. **Canil D.** Vanadium partitioning and the oxidation state of Archean komatiite magmas // *Nature*, 1997, v. 389, p. 842-845.
8. **Canil D.** Vanadium partitioning between orthopyroxene spinel and silicate melt and the redox states of mantle source regions for primary magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1999, p. 557-572.
9. **Canil D.** Vanadium in peridotites, mantle redox and tectonic environments: Archean to present // *Earth Plan. Scien. Let.*, 2002, v. 195, p. 75-90.
10. **Frost B.R., Lindsley D.H.** Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks, in: *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance* // In: D.H. Lindsley (Editor), *Reviews in mineralogy*. Mineralogical Society of America, Washington D.C., 1991, p. 433-467.
11. **Frost B.R., Lindsley D.H., Andersen, D.J.** Fe-Ti oxide - silicate equilibria: assemblages with fayalitic olivine // *Am. Mineral.*, 1988, v. 73, p. 727-740.
12. **Ghiorso M.S., Sack R.O.** Thermochemistry of the oxide minerals // In: D.H. Lindsley (Editor), *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*. Reviews in Mineralogy. Miner. Soc. of Am., Washington D.C., 1991, p. 221-264.
13. **Green D.H., Falloon T.J., Taylor W.R.** Mantle-derived magmas - roles of variable source peridotite and variable C-O-H fluid compositions // In: B.O. Mysen (Editor), *Magmatic processes: physicochemical principles*. Geochem. Soc. Spec. Pub., 1987, p. 139-154.
14. **Halama R., Vennemann T., Siebel W., Markl G.** The Gronnedal-Ika Carbonatite-Syenite Complex, South Greenland: Carbonatite Formation by Liquid Immiscibility // *J. Petrology*, 2005, v. 46, № 1, p. 191-217.
15. **Ikorsky S.V., Shugurova N.A.** New data on the composition of gases in minerals of the alkaline rocks of the Khibina Massif (in Russian) // *Geokhimiya*, 1974, v. 6, p. 953-947.
16. **Kamenev E.A.** Structures of ore fields of the Khibina apatite-nepheline deposits (in Russian). Prospecting and geological-industrial evaluation of the Khibina type apatite deposits (methodical basis) // Nedra, Leningrad, 1987, p. 188.
17. **Kelley D.S.** Methane-rich fluids in the oceanic crust // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101 (B2), p. 2943– 2962.
18. **Kogarko L.N.** Problems of the genesis of agpaitic magmas (in Russian) // Nauka Publishers, Moscow, 1977, 294 p.
19. **Kogarko L.N., Khapaev V.V.** The modelling of the formation of apatite deposits of the Khibina massif (Kola Peninsula) // In: I. Parsons (Editor), *Origins of igneous layering*. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 1987, p. 589-611.

20. **Kogarko L.N., Kosztolanyi C., Ryabchikov I.D.** Geochemistry of the reduced fluid of alkaline magmas (in Russian) // *Geokhimiya*, 1986, p. 1688-1695.
21. **Kostyleva-Labuntsova E.E. et al.** Mineralogy of the Khibina massif (magmatism and postmagmatic formations) (in Russian) // Nauka Publishers, Moscow, 1978a, 1, 228 p.
22. **Kostyleva-Labuntsova E.E. et al.** Mineralogy of the Khibina massif (minerals) (in Russian) // Nauka Publishers, Moscow, 1978a, 2, 586 p.
23. **Markl G., Marks M., Schwinn G., Sommer H.** Phase equilibrium constraints on intensive crystallization parameters of the Ilimaussaq Complex, South Greenland // *Journal of Petrology*, 2001, v. 42, p. 2231-2258.
24. **Marks M., Markl G.** Fractionation and assimilation processes in the alkaline augite syenite unit of the Ilimaussaq Intrusion, South Greenland, as deduced from phase equilibria // *Journal of Petrology*, 2001, v. 42, p. 1947-1969.
25. **Marks M., Markl G.** Ilimaussaq 'en miniature': closed system fractionation in an agpaitic dyke rock from the Gardar Province, South Greenland (contribution to the mineralogy of Ilimaussaq no. 117) // *Mineral. Mag.*, 2003, v. 67, p. 893-920.
26. **Nivin V.A.** Gas concentrations in minerals with reference to the problem of the genesis of hydrocarbon gases in rocks of the Khibiny and Lovozero massifs // *Geochem. Int.*, 2002, v. 40, p. 883-898.
27. **Nivin V.A., Treloar P.J., Konopleva N.G., Ikorsky S.V.** A review of the occurrence, form and origin of C-bearing species in the Khibiny Alkaline Igneous Complex, Kola Peninsula, NW Russia // *Lithos*, 2005, v. 85, p. 93-112.
28. **O'Neill H.S.C., Wall V.J.** The olivine-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve and the oxygen fugacity of the upper mantle // *J. Petrol.*, 1987, v. 28, p. 1169-1192.
29. **Osborn E.F.** Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma // *Am. J. Sci.*, 1959, v. 257, p. 609-647.
30. **Perchuk A.L., Aranovich L.Y.** Thermodynamics of the jadeite diopside hedenbergite solid-solution model // *Geokhimiya*, 1991, № 4, p. 539-547.
31. **Perchuk L.L., Podlesskii K.K., Aranovich L.Y.** Thermodynamics of some framework silicates and their equilibria: application to geothermobarometry // In: L.L. Perchuk (Editor), *Progress in metamorphic and magmatic petrology*. Cambridge University Press, Cambridge, 1991, p. 131-164.
32. **Petersilie I.A.** Hydrocarbon gases and bitumens of the intrusive massifs of the central part of Kola Peninsula (in Russian) // *Doklady AN SSSR*, 1958, v. 122, № 6, p. 1086-1089.
33. **Petersilie I.A., Sørensen H.** Hydrocarbon gases and bituminous substances in rocks from the Ilimaussaq alkaline intrusion, South Greenland // *Lithos*, 1970, v. 3, p. 59-76.
34. **Potter J., Rankin A.H., Treloar P.J.** Abiogenic Fischer-Tropsch synthesis of hydrocarbons in alkaline igneous rocks; fluid inclusion, textural and isotopic evidence from the Lovozero complex, N.W. Russia // *Lithos*, 2004, v. 75, p. 311-330.
35. **Presnall D.C.** The join forsterite-diopside-iron oxide and its bearing on the crystallization of basaltic and ultramafic magmas // *Am. J. Sci.*, 1966, v. 264, p. 753-809.
36. **Ryabchikov I.D., Kogarko L.N.** Redox equilibria in alkaline lavas from Trindade Island, Brasil // *International Geol. Rev.*, 1994, v. 36, p. 173-183.
37. **Ryabchikov I.D. et al.** Thermodynamic Parameters of Generation of Meymechites and Alkaline Picrites in the Maimecha-Kotui Province: Evidence from Melt Inclusions // *Geoch. Inter.*, 2002, v. 40, № 11, p. 1031-1041.
38. **Ryabchikov I.D., Ukhanov A.V., Ishii T.** Redox equilibria in upper mantle ultrabasites in the Yakutia kimberlite province // *Geoch. Int.*, 1986, v. 23, p. 38-50.
39. **Sack R.O., Ghiorso M.S.** An internally consistent model for the thermodynamic properties of Fe-Mg-titanomagnetite-aluminate spinels // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1991, v. 106, p. 474-505.

40. **Salvi S., Williams-Jones A.** Alteration, HFSE mineralisation, and hydrocarbon formation in peralkaline igneous systems: Insights from the Strange Lake Pluton, Canada // *Lithos*, 2006, (this issue).
 41. **Shapkin A.I., Sidorov Y.I.** Thermodynamic models in cosmochemistry and planetology // *Geoch. Inter.*, 2003, v. 41, suppl. 1: S1-S144.
 42. **Sobolev A.V., Kamenetskaya V.S., Kononkova N.N.** New data on petrology of Siberian meimechites // *Geoch. Inter.*, 1991, v. 8, p. 1084-1095.
 43. **Vinograd V.L.** Thermodynamics of mixing and ordering in the diopside-jadeite system: I. A CVM model // *Mineral. Mag.*, 2002, v. 66, № 4, p. 513-536.
 44. **Wones D.R.** Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks // *Am. Miner.*, 1989, v. 74, p. 744-749.
 45. **Wood B.J., Bryndzia L.T., Johnson K.E.** Mantle oxidation state and its relationship to tectonic environment and fluid speciation // *Science*, 1990, v. 248, p. 337-345.
 46. **Xirouchakis D., Lindsley D.H.** Equilibria among titanite, hedenbergite, fayalite, quartz, ilmenite, and magnetite: Experiments and internally consistent thermodynamic data for titanite // *Am. Miner.*, 1998, v. 83, № 7-8, p. 712-725.
 47. **Xirouchakis D., Lindsley D.H., Andersen D.J.** Assemblages with titanite (CaTiOSiO₄), Ca-Mg-Fe olivine and pyroxenes, Fe-Mg-Ti oxides, and quartz: Part I. Theory // *Am. Miner.*, 2001a, v. 86, p. 247-253.
 48. **Xirouchakis D., Lindsley D.H., Frost B.R.** Assemblages with titanite (CaTiOSiO₄), Ca-Mg-Fe olivine and pyroxenes, Fe-Mg-Ti oxides, and quartz: Part II. Application // *Am. Miner.*, 2001b, v. 86, p. 254-264.
- Zak S.L. et al.** The Khibina alkaline massif (in Russian) // Nedra, Leningrad, 1972, 175 p.

Формационные типы лампроитовых комплексов – систематика и химизм

Владыкин Н.В.

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г.Иркутск,
E-mail:vlad@igc.irk.ru*

За последние 25 лет проведен большой комплекс исследований лампроитов мира и России. Большой накопленный материал из-за разнообразия химического и минерального состава лампроитов уже не вмещается в рамки одной группы пород. На основе анализа всего материала автором предлагается выделить 4 формационных типа лампроитовых комплексов. Дается критическая оценка систематики лампроитов и предлагается ее рациональный вариант. В работе описаны лампроиты двух крупных районов развития лампроитового магматизма Сибири - Алданский и Прианабарский, открытые автором при изучении щелочных пород этих регионов. Рассмотрены минеральный и химический состав лампроитов, их петрохимические и геохимические особенности, химический состав слагающих их минералов. Выделен интрузивный тип лампроитовых пород. На основе геохимии изотопов Nd и Sr дается анализ их мантийных источников. Рассматриваются вопросы алмазоносности лампроитов.

ВВЕДЕНИЕ

После открытия алмазоносности лампроитов Австралии, за последние 25 лет проведен большой комплекс исследований лампроитов мира, благодаря которому лампроитовая проблема углубилась и расширилась, но не как не разрешилась. Большой накопленный материал из-за разнообразия химического и минерального состава лампроитов уже не вмещается в рамки одной группы пород или формации. Особенно после находок лампроитов среди кимберлитов (Финляндия, Китай, Прианабарье и др.) становится ясно, что породы лампроитового состава могут иметь различное происхождение и связаны с разными формациями пород. В вышедших монографиях [1-3] дается детальное описание многих провинций лампроитового вулканизма (особенно австралийской), минералогических и геохимических особенностей и генезиса магм. Вопросы же критериев поисков лампроитов и предсказания потенциальной алмазоносности разработаны пока слабо. Нет четкости и ясности в номенклатуре и систематике лампроитов. Особенно большая путаница в российской литературе. Специалисты по кимберлитам, не работающие с лампроитами и ссылающиеся на литературные источники, «находят» в лампроитах пиропы как диагностический признак лампроитов, которые обычно в лампроитах не встречается [2]. Когда обсуждается алмазоносность лампроитов, то приводятся как пример только признаки австралийских лампроитов, при том наиболее характерные для лейцитовых (неалмазоносных) лампроитов. Это высокие концентрации титана, ниобия, циркония, которые накопились в результате резкой дифференциации высокощелочных агпаитовых лейцитовых лампроитов и намного менее

характерные для первичных алмазоносных слабо-дифференцированных оливиновых лампроитов.

ВОПРОСЫ НОМЕНКЛАТУРЫ И КЛАССИФИКАЦИИ ЛАМПРОИТОВ

Впервые лампроиты были описаны Гроссом в 1897 году в Лейцит-Хиллс (США), а в 1906 году - в Испании. Лампроиты Австралии изучались в 40-х годах А. Уэйдом и Р. Прайдером. Первую классификацию лампроитов предложил Ниггли в 1923 году. Так что классическими можно по праву считать лампроиты этих трех провинций, а не одни австралийские, как это делают многие исследователи. В каждой из этих провинций породы лампроитовой группы имеют свои местные названия (около 20), что очень неудобно для классификации. В различных районах мира за последние 20 лет круг пород, относимых к лампроитам, значительно расширился, и появилось несколько вариантов их классификаций [1-3]. Вопросы номенклатуры лампроитов усложняются из-за больших вариаций химического составов лампроитов, например: по MgO от 5-30%, SiO₂ от 40-65%, K₂O - 3-12% и т.д., что связано со спецификой минерального состава лампроитов. Для лампроитов характерны шесть порообразующих минералов. Контрастный химический состав минералов (таб. 1) и их меняющиеся количественные соотношения в породе приводят к резкому изменению химизма лампроитов.

Таблица 1.

Содержание химических элементов в минералах лампроитов (в вес. %)

Минералы	SiO ₂	MgO	CaO	K ₂ O	Al ₂ O ₃
оливин	41	50	-	-	-
диопсид	55	18	26	-	-
слюда	35-40	24	-	10	8-10
К-рихтерит	50	18	10	5	-
лейцит	58	-	-	20	22
полевой шпат	64	-	-	16	20

С этим же связана и уникальная резкая дифференциация лампроитов даже на стадии кристаллизации вулканитов - от оливиновых до лейцитовых разновидностей [11, 15]. Элементы систематики должны соответствовать общепринятым для всех других пород. Имеющаяся в настоящее время номенклатура и систематика горных пород (интрузивных и вулканических) включает в себя два главных элемента: 1) химический состав, 2) минеральный состав. Например: если по химическому и минеральному составу породы отвечают гранитам, то независимо от их генезиса, они называются гранитами. А дальше идет пояснение, что они магматические, метасоматические и др. Так же должно быть и с лампроитами. Если вулканическая или интрузивная порода по химическому и минеральному

составу отвечает лампроитам, то, независимо от ее генезиса, она относится к группе лампроитов [17]. Другой вопрос, может ли быть она алмазоносна? Вот тут ее надо сравнивать именно с алмазоносными лампроитами, т. е. с ранними оливиновыми, а не с лейцитовыми (неалмазоносными) лампроитами. Также идут споры, есть ли интрузивные аналоги вулканических лампроитов? Несомненно, они должны быть, т. к. если магма не излилась на поверхность, то она может дать и интрузивные аналоги. И такие есть в природе [10, 14, 15, 17], просто их трудно отличить от щелочных пород другого происхождения. Тут должен использоваться геохимический фактор. Так какие же породы можно отнести к лампроитам?

Лампроиты- это вулканические, субвулканические и интрузивные породы, состоящие из разных соотношений главных шести породообразующих минералов (которые имеют довольно устойчивый химсостав): оливина, клинопироксена, слюды, лейцита, К-щелочного амфибола и К-полевого шпата (санидина). Обязательным является присутствие минимум трех из этих минералов. В зависимости от соотношений минералов лампроитов, химсостав породы значительно варьирует: SiO_2 - 40-65%, Al_2O_3 - 5-12%, MgO -30-5%, K_2O - 3-12%, $\text{MgO} > \text{CaO}$, $\text{K}_2\text{O} \gg \text{Na}_2\text{O}$ [17].

Лампроиты, в отличии от других пород, это высококалиевые и высокомагнезиальные породы лейцитовой серии. При различных вариациях минеральных соотношений лампроиты могут быть близки к породам различных серий: кимберлитам, пикритам, щелочным меласиенитам (минеттам), щелочным базальтоидам, и необходимо найти границу между породами этих серий и лампроитами.

Первым, очень важным диагностическим минеральным признаком лампроитов, является **полное отсутствие (даже запрет) натриевых лейкофаз: плагиоклаза и нефелина**. Обычно в лампроитах не встречается и мелилит. Если в калиевых щелочных породах есть плагиоклаз, то это не лампроиты.

Вторым диагностическим признаком является состав породообразующих минералов: оливин - 86-94% форстеритового минала, клинопироксен - диопсид-салитового ряда, слюда - Fe-флогопит - Ti-флогопит - тетраферрифлогопит, амфибол - ряд К-рихтерит - К-арфведсонит, лейцит содержит обычно FeO - 1-4% и избыток SiO_2 , калишпат - санидин, чисто калиевый, и содержит 0,5-4% FeO. Из аксессуарных минералов характерными являются: хромит, Cr-магнетит, перовскит; титанаты - прайдерит, джеппеит, армалколит; Zr-Ti-силикаты - вадеит, К-батисит, даванит. Однако, большинство из них встречаются в дифференцированных агпайтовых лейцитовых лампроитах, а для алмазоносных оливиновых лампроитов характерны: хромит, Cr-магнетит, перовскит, может быть, сфен, апатит и, редко, циркон. По минеральной ассоциации ранние оливиновые лампроиты мало отличаются от массивных (небрекчевидных) магматических

кимберлитов. Наверное, главное их отличие от массивных кимберлитов - в потенциальных возможностях первичной магмы для дифференциации. Массивные раскристаллизованные кимберлиты - это крайний дифференциат кимберлитовой магмы, на этом магматический процесс заканчивается. С оливиновых лампроитов же только начинается дифференциация магмы (это самый ранний продукт), а далее возникают более поздние дифференциаты - лейцитовые и санидиновые разновидности лампроитов. Такие их отличия можно связать с различным первичным составом магмы, который определяется степенью частичного плавления мантийного субстрата. А отличить похожие кимберлиты и лампроиты возможно при изучении расплавных включений. В кимберлитах их обычно нет (что связано с разными причинами), а в лампроитах во включениях содержатся расплавы более поздних дифференциатов.

Для лампроитов не характерны высокобарические минералы, такие как пироп и пикроильменит, этим лампроиты отличаются от кимберлитов [2, 17]. **Ксенолиты мантийных пород - редкость в лампроитах.** Это не значит, что при образовании первичных лампроитовых магм ксенолитов и пироба с пикроильменитом не было. Так как первичная лампроитовая магма высокощелочная и обладает большой реакционной способностью, то глубинные ксенолиты и мегакристы просто растворяются в ней, с чем могут быть связаны высокие содержания титана в поздних дифференциатах лампроитов.

В геохимическом отношении диагностическим признаком являются: высокие концентрации Cr - 500-3000 г/т, Ni - 300-2000 г/т ($Cr > Ni$), повышенные содержания - Zr, Nb, Ti и цериевых TR. В зависимости от степени дифференцированности лампроитов (ранние - оливиновые, поздние - лейцитовые) в них будут варьировать и редкие элементы. В ранних лампроитах высокие содержания Cr и Ni, которые снижаются в более поздних образованиях, а содержания Zr, Nb, Ti, TR, напротив, резко возрастают в поздних лампроитах. При относительно высоких концентрациях Ba и Sr, в ранних лампроитах часто Ba больше, чем Sr, и в поздних лампроитах содержания Sr сильно возрастают, по отношению к ранним.

Высокий титан - это признак дифференцированности, а не алмазности. В фенокристах слюды центральные ее части содержат 2-3% TiO_2 и 0,5 Cr, а внешняя каемка, которая кристаллизовалась вместе с основной массой, соответственно содержит 5-8% TiO_2 и 0.001 Cr. Аналогичная зональность наблюдается не только в лампроитах, но и в щелочных базальтах и щелочных породах. Кстати, наиболее титановая слюда (12-13% TiO_2) встречена нами, как ксенокрист в щелочных базальтах, в Монголии [8].

Наиболее рациональной является классификация австралийских геологов [1], разделивших лампроиты на оливиновые и лейцитовые крайние члены с полным рядом промежуточных разновидностей. Необходимо

добавить санидиновые (калишпатовые) разности, которые образуются позже лейцитовых. В зависимости от преобладания во вкрапленниках лампроитов того или иного минерала, выделяются разновидности лампроитов, например: флогопит-пироксен-лейцитовые или флогопит-К-рихтерит-санидиновые.

Р.Митчелл [2] предложил более модифицированную схему систематики, с учетом слюды в основной массе. Порода, содержащая фенокристы флогопита, называется по [2] –флогопитовым лампроитом, а если флогопит в основной массе и в виде пойкилокристаллов, то это будет мадупитовый лампроит. В этом случае возникает проблема, как назвать породу, когда слюда присутствует во вкрапленниках и в основной массе? Следует отметить, что в ранних оливковых лампроитах, где оливина более 20%, не содержится лейцита. Он кристаллизуется позднее, из более дифференцированного и кремнекислого остатка магмы. Тут уже неустойчивым становится оливин, который реагирует и растворяется в более кремнекислой лейцитовой магме (рис. 1) Этот процесс «разъедания» оливина очень ярко проявлен в дайках Мурунских лампроитов [11, 14, 15]. Он характерен для интрузивных лампроитов. Подобные структуры мы встречали в лампроитах Центрального Алдана и Лейцит-Хиллс. В некоторых случаях, например в санидиновых лампроитах Испании, оливин не успевает раствориться и сохраняется в стекловатых разновидностях лампроитов. В лампроитах Прианабарья, Урала и Индии оливин и лейцит часто полностью замещаются карбонатом [13].

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ЛАМПРОИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Имеется несколько вариантов соотношений геологических тел лампроитов с другими породами.

1. Лампроиты образуют отдельные вулканы и диатремы, не связанные генетически с другими породами. Это лампроиты Австралии, Испании и США. Обычно они имеют молодой возраст (третичный и четвертичный) и не исключено, что другие породы еще не вскрыты эрозией.

2. Лампроиты образуют отдельные тела (силлы, дайки и диатремы) пространственно и часто генетически связанные с кимберлитами и пикритами. Это лампроиты Прианабарья [13, 16], Финляндии, Китая, Индии, Антарктиды и др. Возраст их такой же, как и кимберлитов.

3. Лампроиты образуют отдельные тела (силлы и дайки) и даже вулканические потоки среди других К-щелочных пород, с которыми они связаны пространственно и генетически и имеют одинаковый возраст. Это лампроиты различных массивов щелочных пород Алданского щита.

4. Лампроиты образуют различные тела (дайки) среди других даек более Na-щелочных пород в даечных поясах. Возраст их то же близок. Это лампроиты Алтая, Парагвая [4], Монтаны (США). Возможно сюда же можно отнести лампроиты Урала и Карелии.

Эти 4 генетических типа лампроитов можно объединить в следующие формационные комплексы: 1) лампроитов «чистой» линии, 2) пикрит (кимберлит)-альнеит-лампроитовую, 3) массивов К-щелочных пород, 4) дайковых поясов. В названии формаций могут присутствовать и другие важные породы ассоциации.

В зависимости от динамики внедрения и кристаллизации лампроиты бывают вулканические (потоки лавы и диатремы), субвулканические (силлы и дайки) и интрузивные (отдельные тела, дайки, штоки и фазы внедрения в массивах).

Внутри формации «чистой» линии существуют петрогенетические разновидности - оливинсодержащие и безоливиновые. К первым относятся лампроиты Австралии и Испании. А ко вторым - лампроиты Лейцит Хиллс (США). В лампроитах Австралии имеется ранняя фаза оливиновых (совсем без лейцита) лампроитов, и в лейцитовых дифференциатах в небольшом количестве может встречаться оливин. В лампроитах Испании нет чисто оливиновых разновидностей, и оливин присутствует почти во всех разновидностях лампроитов. Лампроиты Лейцит-Хиллс относятся, вероятно, к другой генетической группе. Они вообще не содержат оливина. Их ранние разновидности – мадупиты состоят из вкрапленников пироксена и слюды и стекловатой (раскристаллизованной) основной массы. По химическому составу эти породы отвечают слюдистым пироксенитам и являются их вулканическими аналогами. По всем параметрам они близки к биотитовым пироксенитам К-щелочных-лампроитовых комплексов Алданского щита [10, 14, 15]. Возможно, что эти две разновидности лампроитов образовались при частичном плавлении разных мантийных пород: магмы Лейцит Хиллс из пироксенитовой мантии, а остальные из оливинсодержащих ультраосновных пород мантии.

ЛАМПРОИТЫ СИБИРИ

В настоящее время в Сибири известно несколько проявлений лампроитового магматизма различной формационно-генетической принадлежности. Наиболее изученные из них: 1) лампроиты Алданского щита, связанные с комплексом К-щелочного магматизма [10, 11, 14, 15]; 2) лампроиты Вост Прианабарья и Томторского массива [12, 13, 16, 18], принадлежащие к кимберлит-пикрит-лампроит-карбонатитовой ассоциации (формации); 3) жильные и диатремовые лампроиты Таймыра, лампроиты Саян [5] и лампроиты Алтая, связанные с дайковым комплексом щелочных пород. В азиатском регионе России еще известны лампроиты на Камчатке - производные базальтового магматизма, лампроиты Урала, отдельные тела в Сэтэ-Даванском районе Приохотья и диатрема в районе Кокшаровского массива, Приморье [18].

ЛАМПРОИТЫ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Лампроиты Алданского щита относятся к формационному комплексу массивов К-щелочных пород. В настоящее время на Алданском щите известно 14 проявлений пород лампроитовой группы [10, 11]. Они слагают силлы, некки, эруптивные брекчии, а так же дайки, штоки и слои в массивах расчлененных К-щелочных комплексов. На Западном Алдане лампроиты известны в массивах Мурун, Хани, и дайка р. Молбо. На Центральном Алдане лампроиты изучены в массивах Якокут, Рябиновый, Инагли, Ыллымах, Томмот, М. Юхта, отдельных диатремах Хатастырского поля и трубке Кайла. На Восточном Алдане они есть в массивах Билибинский и Кондер. Лампроитовые дайки Хани имеют архейский возраст, определенный по циркону- 2600-2700 млн. лет. Это самые древние лампроиты мира. Остальные лампроиты Алдана мезозойские (J и K_g). Породы лампроитовой серии образуют эруптивные брекчии с раскристаллизованным цементом (Кайла и Хатастыр) и тела вулканического и интрузивного облика. По минеральному составу выделяются оливиновые, лейцитовые и санидиновые лампроиты и промежуточные между ними разновидности.

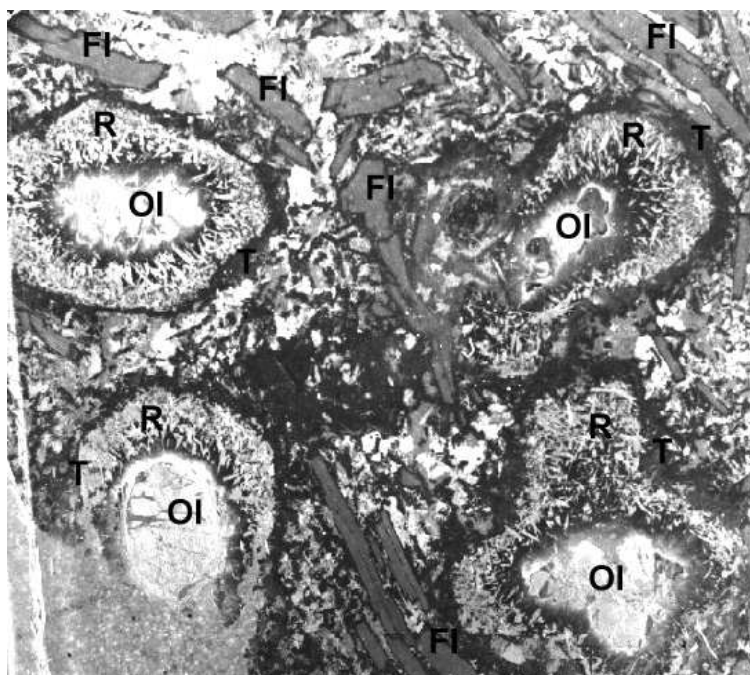


Рис. 1. Процесс магматического растворения (перетектическая реакция) оливина в лампроите.

Ol-оливин, R –К-рихтерит, Т-тетраферрифлогопит, Fl-вкрапленники флогопита.

Наиболее полно изучены лампроиты Мурунского массива. Здесь выделено пять разновидностей пород лампроитовой группы.

Первая разновидность лампроитов – [оливин (Ol) + пироксен (Py) + слюда (Bt) + санидин (KFsp)] образует силл, мощностью 20 м, в западном эндоконтакте Маломурунского массива. Он вскрыт скважиной 111 на глубине 180 м. Лампроит сложен вкрапленниками оливина (Fo 92) - 20%,

диопсида - 20%, Cr-флогопита (0,5% Cr) - 10% и основной массой, состоящей в настоящее время из пироксена, тетраферрифлогопита и санидина (10%). Санидин заместил лейцит, от которого остаются изометричные округлые формы. Первичный лейцит обнаружен в расплавных включениях [6, 7] в пироксене. Вкрапленники оливина кристаллизовались на более глубоких горизонтах, а при внедрении магмы и падении давления они стали неустойчивы и реагируют со своей же щелочной магмой. В шлифах (рис. 1) фиксируется такая зональность: оливин - К-рихтерит - тетраферрифлогопит. Часто от оливина остаются только формы кристаллов, заполненные тетраферрифлогопитовым агрегатом. Этот процесс очень характерен для лампроитов, особенно для субэффузивных и интрузивных. Акцессорные минералы: вадеит, апатит, хромит, Cr-магнетит.

Вторая разновидность лампроитов - оливин-флогопит-псевдолейцит - [Ol+ Py+Bt+ Lp+ KFsp)] слагает интрузивное тело, мощностью 100 м в расслоенном комплексе биотитовых пироксенитов в СВ части массива. Эти породы вскрыты скважиной 3 на глубине 50-150 м. Лампроиты среднезернистые, раскристаллизованные. Они состоят из кристаллов оливина 10%, диопсида 30%, слюды 10%, псевдолейцита 40%, которые сцементированы санидиновой массой. Акцессорные минералы: Cr-магнетит, вадеит, апатит, сульфиды.

Третья разновидность лампроитов - К-рихтерит-флогопит-диопсид-псевдолейцитовая - [K-Richt+Bt+Py+Lp] представлена дайками, мощностью от 10 см до 2 м, которые прорывают лампроиты-2. Эти дайки имеют зоны закалки и раскристаллизованную центральную часть. Они состоят из вкрапленников слюды - 5%, К-рихтерита - 10%, псевдолейцита - 5%, замещенного оливина - 5%, и м/з основной массы - 75%. Основная масса состоит из псевдолейцита, К-рихтерита, диопсида, слюды. Акцессорные минералы: апатит, К-батисит, прайдерит(?), сульфиды. Иногда в центральных частях этих даек встречаются пегматоидные участки, сложенные слюдой - 5%, К-рихтеритом-арфведсонитом -20%, эгирин-диопсидом- 10%, К-батиситом- 20%, санидином- 45%, которые аналогичны пегматоидам Волжиди Хиллс в Австралии.

Четвертая разновидность лампроитов - К-рихтерит-санидиновая [K-Richt+Bt+Py+KFsp (L)] слагает множество силлов в ЮВ части массива, среди пород чароитового комплекса. Мощность силлов от 20 см до 2 м. Лампроиты сложены вкрапленниками К-рихтерита - 10-20 %, слюды – 20 %, диопсида - 5-10 % и санидиновой основной массы с мелкими зернами слюды и пироксена. Основная масса состояла ранее из лейцита и была замещена санидином. В настоящее время лейцит обнаружен во включениях в пироксене. В незначительном количестве встречаются вкрапленники оливина, замещенные тетраферрифлогопитом. Эти силлы похожи на дайки оливиновых минетт из Хейвуд Монтана (США).

Пятая разновидность лампроитов - К-рихтерит-флогопит-лейцитовая: [K-rich+Bt+L]. Лампроиты слагают полосчатые лавовые потоки в поле эффузивов массива среди туфолав и лавобрекчий лейцитовых фонолитов. Лампроиты состоят из вкрапленников К-рихтерита, флогопита, апатита, лейцита (псевдолейцита) и мелкозернистой основной массы, сложенной теми же минералами. Из акцессорных минералов встречены Сг-магнетит, прайдерит, вадеит, апатит.

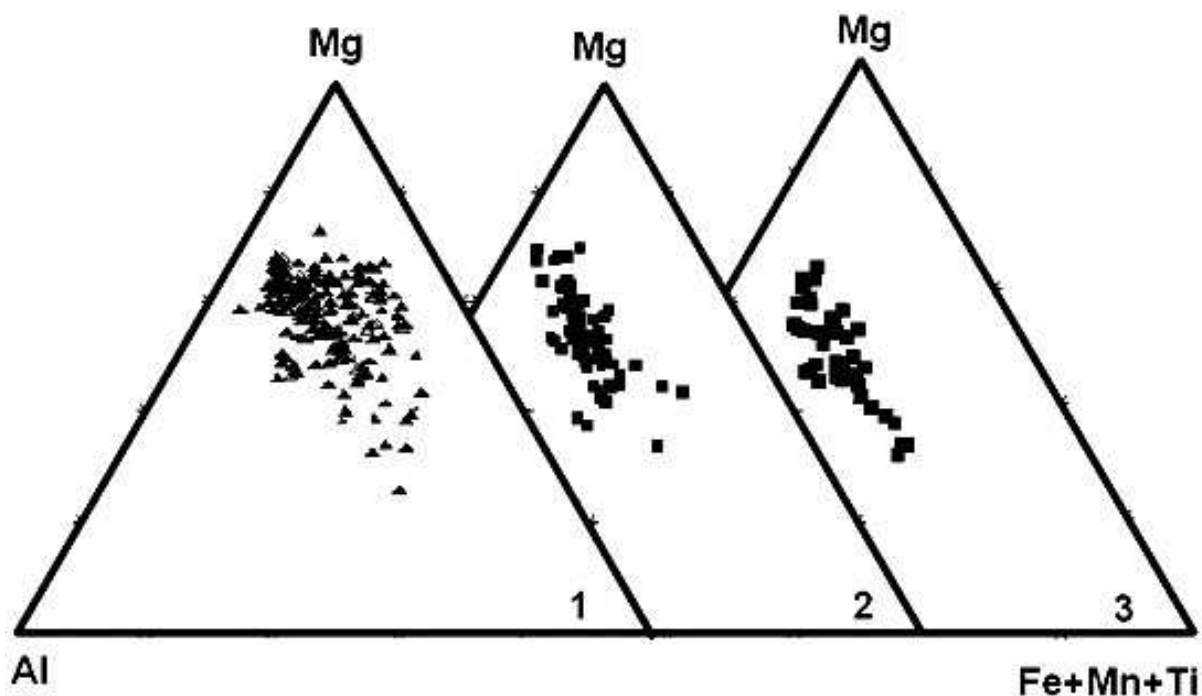


Рис. 2. Составы слюд из лампроитов мира (1), Алдана (2) и Прианабарья (3).

Лейцитовые лампроиты реки Молбо находятся в зоне Мурунского вулcano-плутонического комплекса. Они отличаются от лампроитов Муруна только более закаленной (мелкозернистой) основной массой.

Состав минералов лампроитов Мурунского массива не отличается от других лампроитов Мира. По химическому составу оливины отвечают форстеритам (Fo 86-94 = 40%), пироксены - диопсидам, амфиболы - К-рихтериту, слюды флогопит-аннитового ряда с низкими содержаниями Al, лейциты и санидины полностью калиевые с недостатком Al, который компенсируется Fe. На рис. 2 представлены составы слюд из лампроитов Алдана, Прианабарья и лампроитов Мира. Они относятся к одному изоморфному ряду и образуют довольно компактное поле на диаграмме. Из ранних оливиновых лампроитов слюды более магнезиальные, а в лейцитовых - более железистые.

На графиках тройных корреляций петрогенных элементов (рис. 8) наблюдается единый тренд составов лампроитов Алдана. Он совпадает с трендом этих элементов для лампроитов Прианабарья, кроме титана,

который в алданских лампроитах более низкий (их региональное отличие). Содержания редких элементов в лампроитах Алдана характеризуется традиционно высокими для лампроитов концентрациями K, Ba, Sr, Cr, Ni. Содержания Zr, Nb, TR в лампроитах Алдана низкие [12].

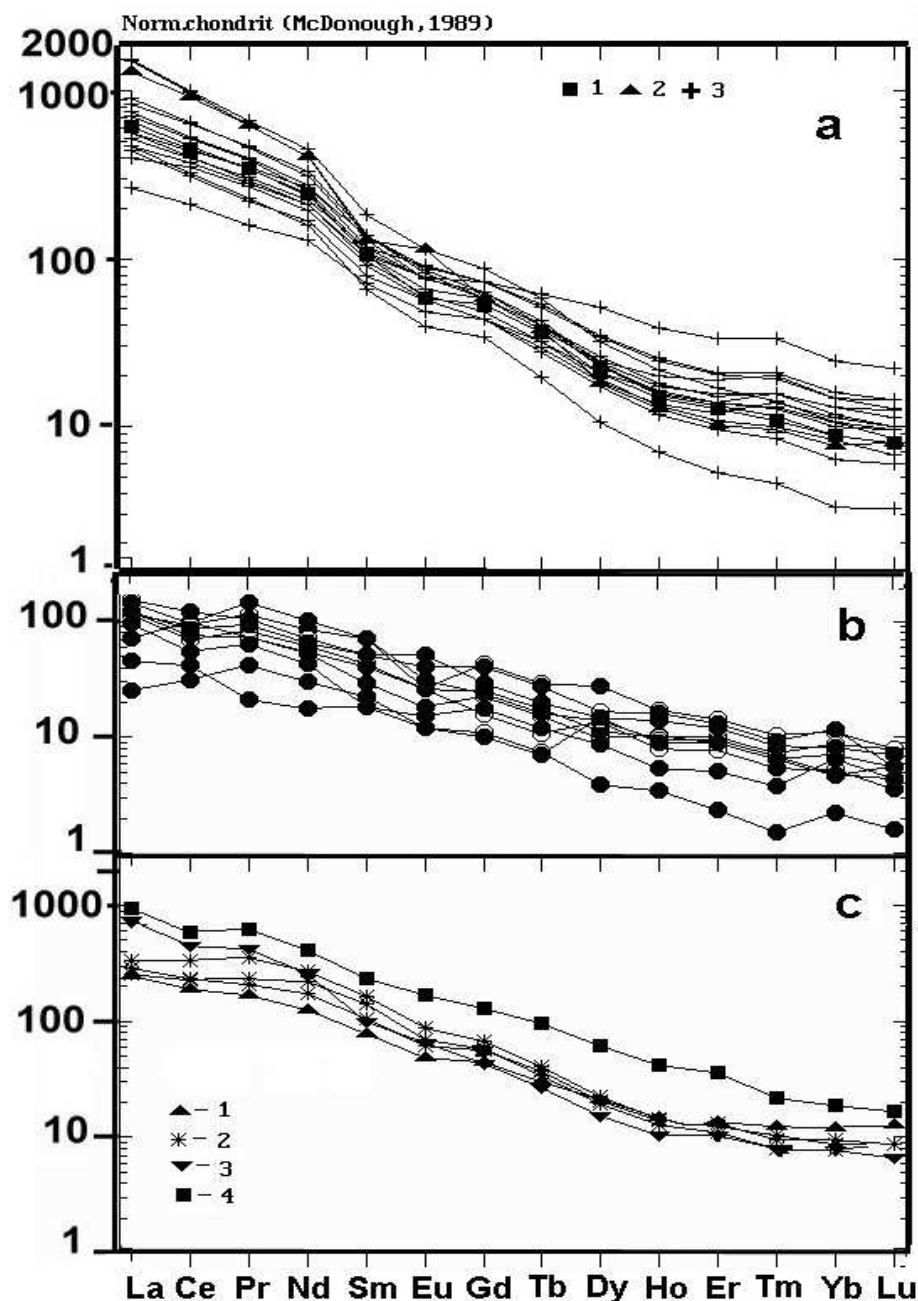


Рис. 3. Спектры редкоземельных элементов в лампроитах.

Прианабарье (а) и Австралии (а): 1-Аргайл, 2-Эллендейл11 - оливиновые лампроиты, 3-кресты – Прианабарье; б-Алдан, с-другие районы: 1.-Таймыр, 2-Алтай, 3-Урал, 4-Приморье.

Спектр TR в лампроитах характеризуется отсутствием фракционирования Eu и наклоном, аналогичным другим лампроитам Мира. В спектре TR преобладает цериевая группа (рис. 3). Для слюд из лампроитов

Алдана характерны высокие содержания BaO (0.5-1.5%), Cr и Ni (до 2000 ppm) и низкие содержания литофильных элементов. В слюдах уменьшается содержание Mg, Cr, Ni, Ba и возрастает концентрация Sr, Rb, F, V при переходе от ранних оливиновых лампроитов к более дифференцированным: лейцитовым и санидиновым. Все известные проявления лампроитов Алдана генетически связаны с массивами К-щелочных пород. Этот вывод

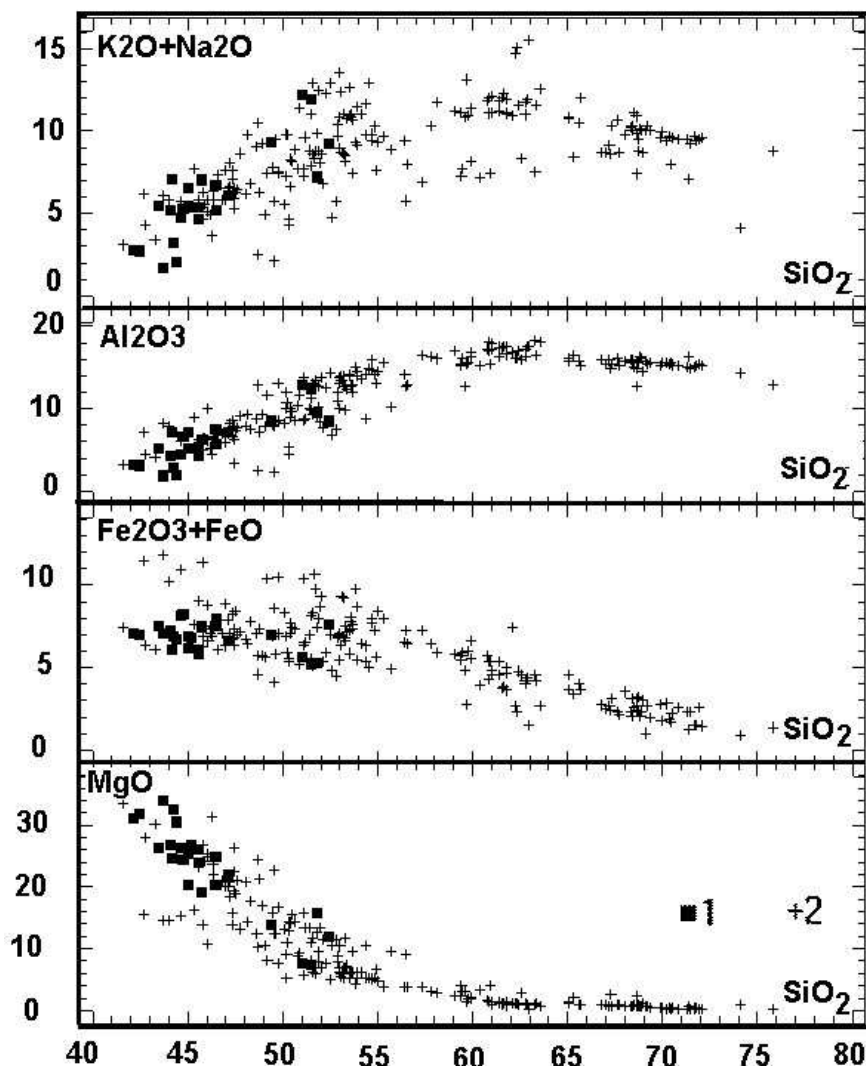


Рис. 4. Парные корреляции петрогенных элементов в породах Билибинского массива.

1 - Лампроиты, 2 - другие щелочные породы массива.

подтверждается пространственной совмещенностью лампроитов и интрузивных пород К-комплексов. Интрузивные лампроиты в Мурунском и Билибинском [11, 9] массивах образуют с породами массива единые расслоенные тела. На петрохимических диаграммах лампроиты и интрузивные породы образуют единые тренды составов (рис. 4 и 5). Данные абсолютного возраста и изотопы Nd, Sr, Pb в них одинаковые. Генетическая

приуроченность лампроитов к породам К-щелочных комплексов является особенностью лампроитов Алдана.

Описанные ранее лампроиты Мира [1, 2] являются вулканическими и дайковыми образованиями. У всех известных вулканических образований есть интрузивные аналоги. Часть изученных лампроитов Алдана - это интрузивные аналоги лампроитов. Интрузивная часть Мурунского массива

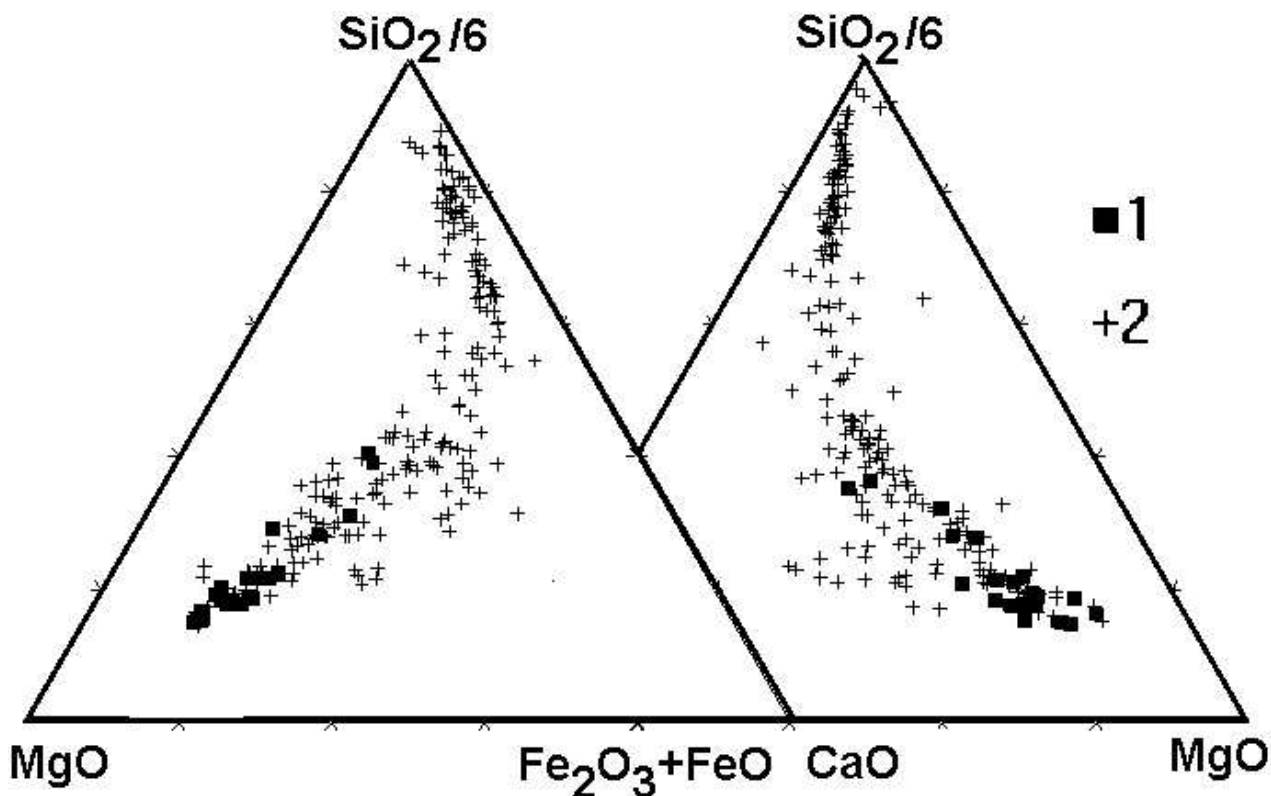


Рис. 5. Тройные корреляции петрогенных элементов в породах Билибинского массива.

1-лампроиты, 2-другие щелочные породы массива.

также является глубокодифференцированными раскристаллизованными аналогами лампроитов [14, 15]. Об этом свидетельствует химический состав пород Муруна, их геохимическая, минералогическая и редкометальная специфика, аналогичная самым дифференцированным лампроитам Walgidee Hills, Австралия. Эта специфика выражается в резком преобладании К над Na, отношением $K/Na = 10-20$, высокой концентрацией Ba и Sr и коэффициенте агпаитности более 1. В ранних породах Муруна отмечаются высокие содержания Mg и K. В породах Мурунского массива отсутствуют плагиоклаз и нефелин и кристаллизуются К-санидин, К-лейцит, кальсилит. В санидинах и лейцитах наблюдается недостаток Al и избыток Fe. В породах массива распространены акцессорные минералы: вадейт, К-рихтерит, К-батисит, даванит, прайдерит, которые характерны для лампроитов. При исследовании расплавленных включений в ранних монтichelлит-оливин-слюдистых породах были обнаружены расплавы лампроитового состава [15].

ЛАМПРОИТЫ ВОСТОЧНОГО ПРИАНАБАРЬЯ

Анабарская алмазоносная провинция приурочена к восточной и юго-восточной частям Анабарского щита и протягивается в виде дугообразной зоны шириной 50 км и длиной 300 км. В пределах провинции известны кимберлитовые и кимберлитоподобные породы (пикриты, альнеиты, меймечиты). В речках провинции обнаружено 300 россыпей алмазов, коренные проявления которых неизвестны, т. к. большинство кимберлитовых пород не содержат алмазов. Ревизионная проверка керн скважин, пробуренных на некоторых магнитных аномалиях Анабарской провинции и в пределах Томтора - крупного массива щелочных пород, привела к обнаружению нами в восточной части провинции пород лампроитовой серии [12, 13, 16]. Детальные аналитические, геохимические и минералогические работы подтвердили отнесение пород к группе лампроитов. Эти лампроиты относятся к кимберлит-пикрит-лампроит-карбонатитовому формационному комплексу пород.

Нами был обследован керн из всех имеющихся скважин в поселках Эбелях и Амакинский. Лампроитовые породы и их интрузивные аналоги обнаружены в керне скважин Томторского массива и аномалиях Вост. Прианабарья из полей развития пикрит-кимберлитового магматизма. В Томторском массиве кроме лампроитовых пород отмечены в значительных количествах измененные породы пикритовой серии. Они встречаются в керне большинства скважин, в верхней части разреза. Породы пикритовой группы слагают крупное горизонтальное тело (силл или вулканический поток), развитое на значительной площади массива и генетически связанное со щелочными породами Томторского массива, калиевые породы в котором занимают особое место. Поэтому не удивительно обнаружение значительного количества лампроитовых пород в Томторском массиве. Здесь они образуют силлы, дайки и, реже, трубки взрыва (скв.14, 71). Лампроиты прорывают ранние силикатные щелочные породы массива и сами секутся карбонатитовыми жилами. Взаимоотношение их с сиенитами не наблюдалось. Ранние лампроиты Томтора карбонатизированы более поздними карбонатитами. Известно, что минералы лампроитов не стабильны, и в их интрузивных разновидностях наблюдаются реакции замещения ранних вкрапленников оливина К-рихтеритом и тетраферрифлогопитом, а лейцита - санидином, иногда до полного исчезновения ранних минералов [19, 11]. В Томторских лампроитах, благодаря большой реакционной способности более поздней карбонатитовой магмы-флюида, оливин и лейцит полностью замещаются карбонатами и от них остаются только формы кристаллов. Если процесс растворения и замещения оливина и лейцита в алданских лампроитах - это внутренняя реакция, проходящая при кристаллизации и

дифференциации лампроитов, то замещение этих минералов в Томторском массиве носит наложенный характер, и поэтому кроме замещенного оливина встречаются и его незамещенные зерна [20]. Другой особенностью лампроитов этой провинции является значительно меньшее содержание в них пироксена, чем в других лампроитах Мира, вместо которого иногда образуется Са-гранат. Эта же особенность характерна и для кимберлитового магматизма Сибирской платформы. По минеральному составу в Томторском массиве выделяются оливиновые и лейцитовые разновидности лампроитов [20].

Оливиновые лампроиты - это мелкозернистые (до микрозернистых) породы зеленого цвета. Они состоят из округлых и часто ограненных кристаллов ранних вкрапленников оливина и слюды, размером 2-5 мм и трахитоидной мелкозернистой основной массы. Основная масса сложена удлиненными зернами слюды и, реже, пироксена (часто измененного), которые и создают трахитоидность, обусловленную структурами течения и обтекания ранних вкрапленников. Кроме слюды и пироксена в основной массе присутствуют измененный оливин, реже амфибол, иногда гранат - андрадит-шорломитового ряда, апатит и, в большом количестве, шпинелиды (титаномagnetит, перовскит) и сульфиды. Очень характерным признаком образцов лампроитовых пород является большое количество равномерно распределенной по всему объему породы слюды. При изменении породы оливины иногда серпентинизированы и, чаще, карбонатизированы до полного замещения карбонатитом. Пироксены разрушаются в глинистый агрегат, а слюды - хлоритизируются. Как показывают анализы растворенного в соляной кислоте карбоната, его состав чаще кальцитовый, но бывает анкеритовый и сидеритовый, что соответствует составу карбонатов более поздних даек карбонатитов.

Лейцитовые лампроиты встречены только в скв. 0865 и 0855. Они образуют горизонтальные тела (силлы) небольшой мощности до 10 м. По внешнему виду - это мелкозернистые (до микрозернистых) очень вязкие породы темно-серого цвета, на фоне которого выделяются мелкие (1-2 мм) белые выделения округлого (редко с кристаллографической огранкой) лейцита, полностью замещенного карбонатом. Основная масса состоит из мелкозернистых агрегатов слюды, амфибола, реже, измененного пироксена, апатита, кальцита и рудных минералов - магнетита, перовскита, сульфидов. Иногда в этих породах встречается измененный оливин.

Диатремовые брекчии лампроитов (скв. 71) сложены ранними ксенокристами оливина и слюды, размером до 2 см и сильно кальцитизированной основной массой. Из ксенолитов вмещающих пород преобладают карбонатные породы. Лампроитовые породы Вост. Прианабарья по внешнему виду, текстурам и структурам отличаются от лампроитов Томторского массива. По этим параметрам они близки к пикритам и альнеитам, с которыми, вероятно, образуют непрерывные ряды.

В последние годы, среди кимберлитов многих провинций (например в Финляндии, Китае, Прери-Крик в США и др.), родственные кимберлитам породы с большим количеством слюды (более 20%), относят к лампроитам. Довольно много докладов по кимберлитам, с упоминанием ассоциирующих лампроитов, было на 7 Международной кимберлитовой конференции в Кейп-Тауне. В Принабарских аномалиях встречены только оливинные лампроиты. Это серо-зеленые породы порфирированного облика, массивные, с афировой, реже стекловатой основной массой. Вкрапленники представлены округлыми выделениями раннего оливина (часто свежего или замещенного серпентином) и лейстами слюды. Слюды иногда образуют каркас из соединенных кристаллов, в интерстициях которых - афировая основная масса. Содержания вкрапленников оливина до 10%, а слюды 20-30% и более. Афировая основная масса сложена мелкой слюдой, измененным оливином, реже пироксеном и амфиболом, а также апатитом, карбонатом, иногда гранатом. В большом количестве присутствуют шпинелиды: титаномagnetит и, возможно, хромит, перовскит и сульфиды. В генетическом отношении эти лампроиты менее дифференцированы, в отличие от томторских лампроитов, в них не наложенный, а собственный карбонат, который еще не успел отделиться от силикатной магмы. Особой разновидностью лампроитов является дайка в аномалии 97/63. Эта мелкозернистая порода состоит из мелких вкрапленников оливина (20%), которые окружены агрегатом проросших зерен светло-зеленого амфибола и коричневого тетраферрифлогопита и рудного минерала.

Петрохимические особенности лампроитов Принабарья.

По химическому составу изученные породы отвечают лампроитам. Для них характерны высокие содержания MgO (8-28%), K_2O (2-8%), TiO_2 (3-7%) и низкие концентрации Al_2O_3 (3-10%), Na_2O (0.1-1%). В лампроитах повышенные содержания CaO (3-15%) и пониженные содержания SiO_2 (28-35%), которые связаны с процессом поздней карбонатизации (до 20% $CaCO_3$). Таким же образом, как присутствие ксеногенного кварца (до 95%) в песчаных алмазоносных лампроитовых туфах Австралии искажает их химический состав, в лампроитах Принабарья наложенный карбонат так же приводит к искажению состава пород. Особенно большое влияние присутствие карбонатов кальция, магния и железа оказывает на концентрации легкого элемента кремния, содержание которого из-за этого в породе резко занижено. Мы провели химический эксперимент для 20 проб. Лампроиты со значительными содержаниями карбонатов обрабатывались 10% HCl в течении 3-5 минут. Затем первичные и обработанные пробы анализировались. Анализ подвергался и солянокислый раствор. Как показали анализы, в раствор уходила карбонатная составляющая с Ba, Sr и, вероятно, апатитовая. В пробах с разрушенной слюдой в незначительных количествах выносятся и калий. В обработанных пробах резко повышались содержания SiO_2 и, в меньшей степени, Mg, Ti, K [20], рис. 6. Их составы

полностью отвечают составам лампроитов. Химический состав лампроитов Прианабарья приведен в таблице 2.

Таблица 2.

Химический состав лампроитов Сибири (в вес. %)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	48,83	47,61	47,68	48,24	42,87	38,13	31,94	34,92	45,98	38,14	48,71	49,11
TiO ₂	0,87	1,25	1,02	1,12	1,11	2,97	4,68	1,17	0,96	2,18	0,55	1,02
Al ₂ O ₃	10,30	8,80	8,90	9,70	8,40	9,30	8,40	2,17	8,42	12,49	9,50	10,58
Fe ₂ O ₃	2,46	2,83	2,94	4,23	3,04	3,76	11,27	2,08	5,70	2,40	4,21	8,17
FeO	5,45	3,31	4,92	3,58	4,02	7,51	7,96	6,80	3,50	10,96	4,13	4,04
MnO	0,15	0,11	0,13	0,14	0,13	0,16	0,30	0,11	0,15	0,25	0,14	0,21
MgO	6,80	11,60	15,40	11,70	11,60	11,80	12,70	27,95	13,51	18,20	13,27	4,99
CaO	8,40	4,30	4,80	6,10	6,10	8,80	9,80	6,72	7,43	0,42	6,47	3,96
BaO	0,50	0,30	0,50	0,90	0,20	0,40	0,20	0,12	0,26	0,26	0,46	0,37
SrO	0,18	0,14	0,09	0,10	0,03	0,12	0,13	0,10	0,30	0,13	0,16	0,17
K ₂ O	6,61	7,16	5,86	7,03	6,20	6,49	2,32	0,92	7,89	10,05	8,20	9,62
Na ₂ O	1,34	0,78	0,89	1,07	1,22	1,05	0,86	0,20	1,60	0,12	1,02	2,94
P ₂ O ₅	1,14	1,25	1,22	1,48	1,02	2,24	2,01	0,45	1,96	0,07	0,98	1,31
H ₂ O	2,26	3,52	3,49	4,01	3,41	1,41	3,84	13,36	1,29	2,79	1,33	1,71
CO ₂	4,03	6,36	1,54	0,46	10,04	5,36	3,02	3,00	0,79	0,50	0,10	1,00
F	0,19	0,55	0,32	0,38	0,38	0,45	0,20	0,1	0,90	1,00	0,12	0,80
S	0,43	0,03	0,04	0,10	0,05	0,02	0,06	0,20	0,20	0,30	0,30	0,20
Сумма	99,71	99,96	99,88	100,3	99,87	99,97	99,74	100,2	100,4	99,84	99,58	99,82

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	46,46	48,60	47,02	4,27	46,48	42,29	38,89	36,89	30,86	26,33	30,49	32,42
TiO ₂	0,33	0,66	0,62	0,81	1,23	0,69	2,04	3,61	7,04	2,63	3,66	4,74
Al ₂ O ₃	7,49	9,95	8,04	8,50	8,52	5,57	5,48	3,07	7,53	4,30	4,58	2,88
Fe ₂ O ₃	2,45	4,22	4,85	12,03	8,26	5,85	12,40	5,47	6,39	5,78	8,15	10,37
FeO	5,10	4,10	3,94	н/об.	3,00	4,30	6,11	7,27	8,35	4,76	3,68	3,68
MnO	0,14	0,15	0,12	0,17	0,11	0,15	0,33	0,13	0,23	0,25	0,21	0,20
MgO	20,43	12,11	15,65	10,86	7,86	27,66	12,91	16,17	8,65	20,58	22,08	24,01
CaO	8,01	8,44	7,13	12,23	4,55	6,16	15,06	11,19	11,12	11,32	10,69	7,13
BaO	0,08	0,30	0,20	0,24	1,25	0,32	0,30	0,14	0,22	0,27	0,21	0,23
SrO	0,13	0,17	0,17	0,08	0,58	0,03	0,40	0,06	0,13	0,10	0,09	0,05
K ₂ O	6,05	6,40	4,20	4,82	7,62	3,97	3,56	2,14	4,80	4,32	3,45	6,03
Na ₂ O	0,70	1,77	1,03	0,43	1,41	0,30	0,54	0,30	2,73	0,61	0,02	0,25
P ₂ O ₅	1,17	0,69	0,68	0,78	1,80	0,09	1,15	0,54	1,30	0,58	0,77	0,17
H ₂ O	0,90	2,36	4,40	1,23	5,70	1,82	0,40	2,92	1,63	3,60	6,64	4,36
CO ₂	0,05	0,06	1,50	0,50	1,00	0,30	0,10	8,33	7,75	13,50	4,92	3,20
F	0,30	0,15	0,05	0,29	0,05	0,30	0,50	0,28	0,46	0,85	0,41	0,36
S	0,15	0,20	0,10	0,30	0,15	0,10	0,05	1,87	0,31	0,80	н/о	0,11
Сумма	99,79	99,65	99,70	100,4	99,57	99,75	99,97	100,4	99,50	100,6	100,05	100,19

Примечание: 1 - Таймыр (обр. Романова А.П.), 2-5 - Алтай (обр. Оболенского А.А.), 6 - Урал (обр. Пушкарева Е.В.); 7 - Кокшаровка (обр. Щеки С.А.); 8 - Ингаши, Саяны, 9-12 - Мурун, 13 - Билибинский, 14 - Рябиновый, 15 - трубка Кайла, 16- Якокут, 17- дайка Молбо, 18 - Хани, 19 - Кондер, 20-22 - Томтор (20 - скв. 101, 21 - скв. 0865, 22 - скв. 14/81), Вост. Прианабарье: 23-аномалия - 36/63, 24 - аномалия 97/63. Данные химического и квантометрического анализа, аналитики - Матвеева Л.Н, Финкельштейн А.Л. Институт геохимии СО РАН 1995-2002 гг.

Для нормальных пикритов и кимберлитов концентрации K₂O = 0.5% являются предельными. До 3% K₂O могут содержать щелочные слюдистые

пикриты и кимберлиты. Отсутствие в этих породах мелилита сразу отвергает их отнесение к альнеитам. Частичная реконструкция первичных составов пород путем химического растворения карбонатной составляющей приводит

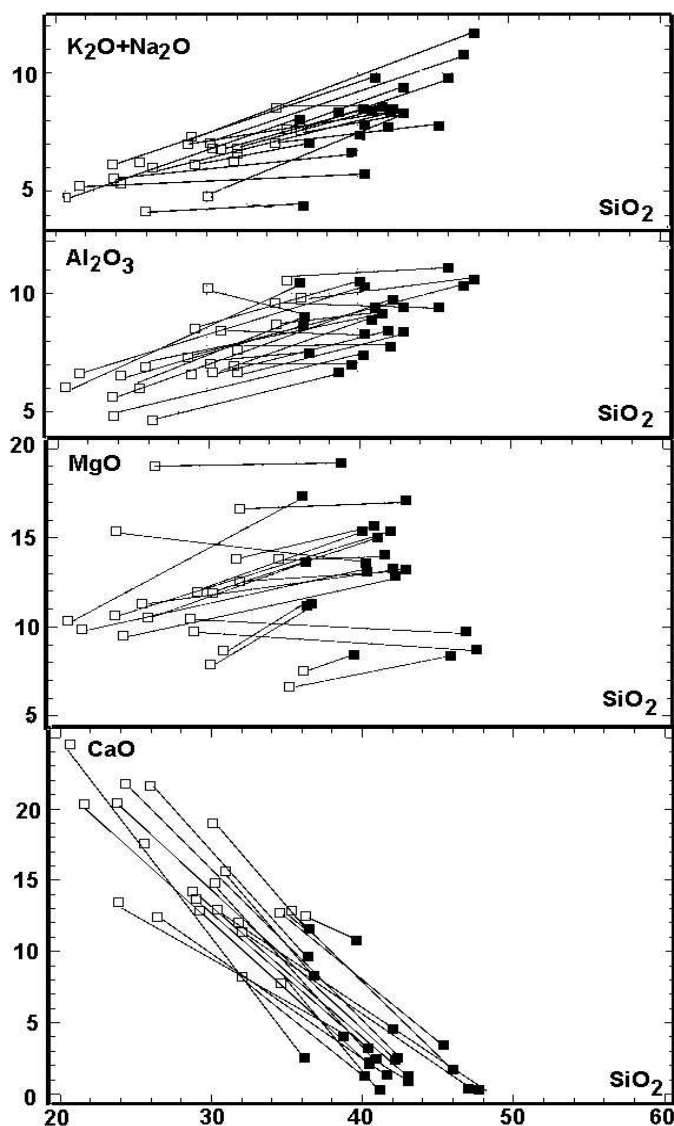


Рис. 6. Парные корреляции породообразующих элементов в лампроитах Томторского массива.

Квадраты пустые - первичные анализы. Квадраты залитые - после обработки проб соляной кислотой (HCl).

нас к составам, близким к лампроитам. Естественно, в каждом регионе для пород лампроитовой группы характерны свои особенности. Они имеются и у лампроитов Прианабарья. Кроме присутствия значительных количеств карбонатной составляющей (различного генезиса), низкие значения SiO_2 обусловлены также повышенными концентрациями тяжелых минералов –

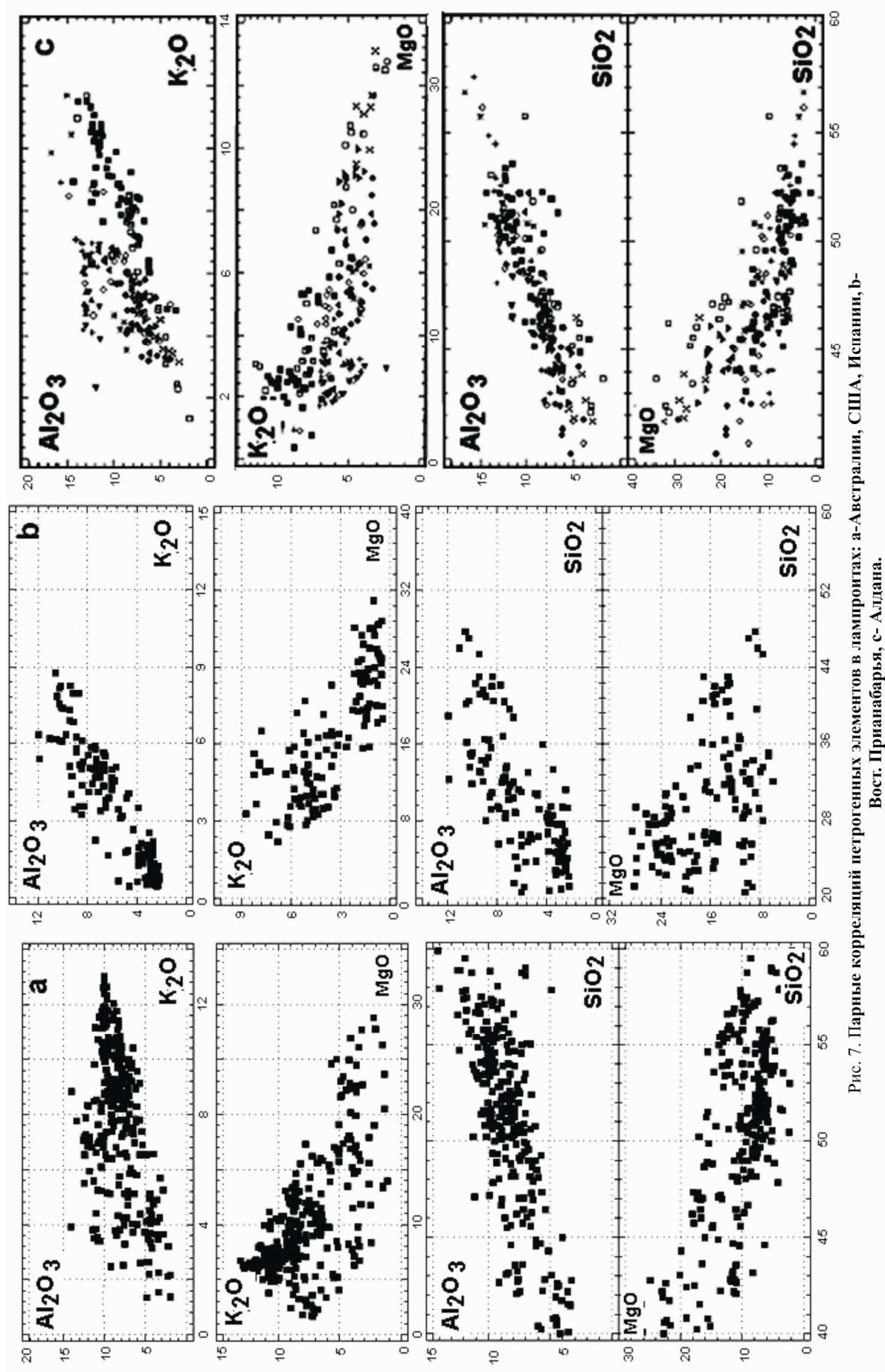


Рис. 7. Парные корреляции петрогенных элементов в лампронгах: а-Австралии, США, Испании, б-Вост. Приангарья, с- Алдана.

шпинелидов с магнетитом, перовскита и сульфидов (учитывая весовой метод определения количеств элементов). Иногда в них вместо пироксена кристаллизуется Са-гранат, который становится главным концентратом Са в лампроите. Не исключено, что гранат образовался при замещении пироксена. На рис. 7 нанесены парные корреляции породообразующих элементов в лампроитах Мира (а), Прианабарья (b) и Алдана (с).

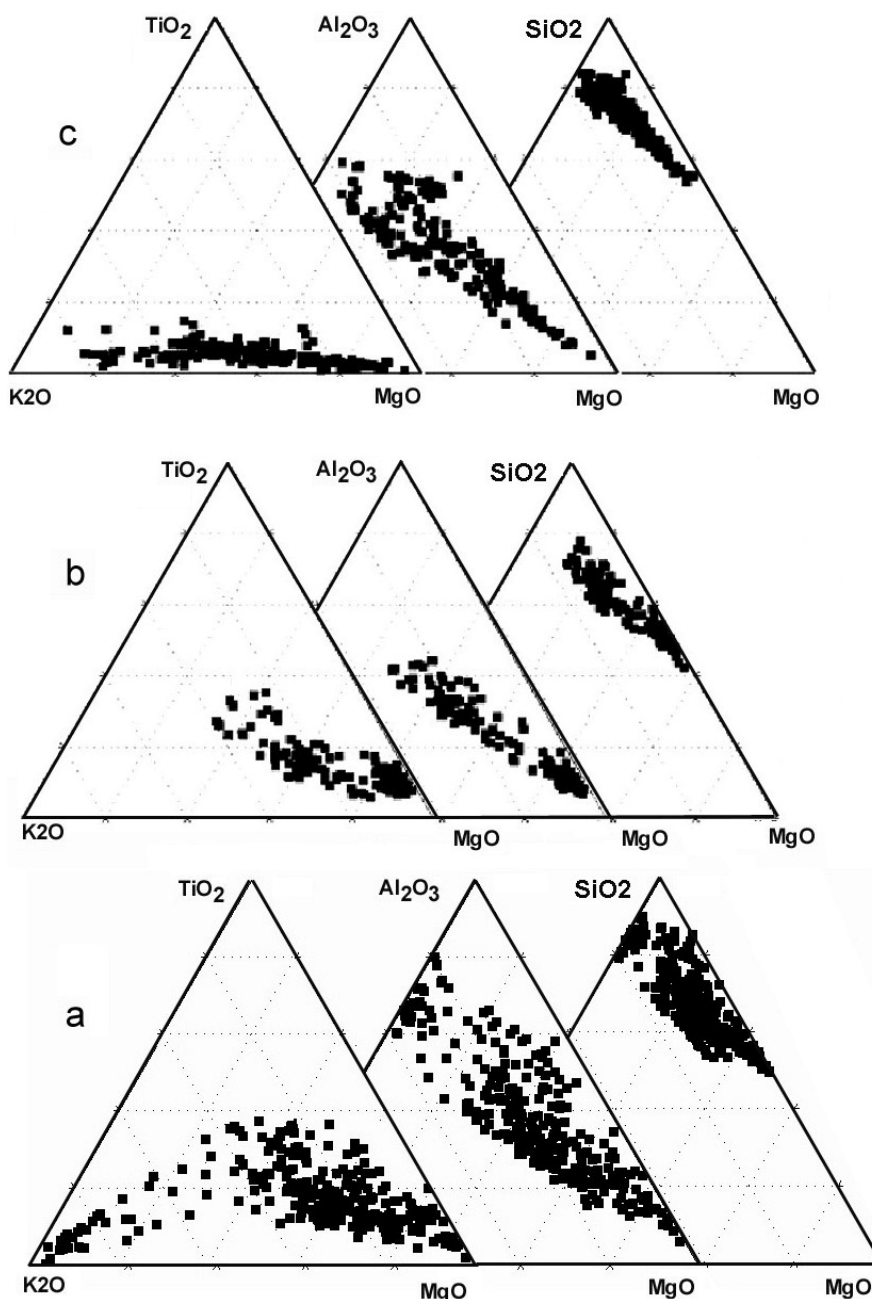


Рис. 8. Диаграмма тройных корреляций петрогенных элементов.

а - щелочные породы Томторского массива; б - лампроиты Вост. Прианабарья и Томторского массива; с - лампроиты Алданского щита

А на рис. 8 - тройные корреляции породообразующих элементов в лампроитах Алдана (с), в лампроитах (b) и силикатных породах Томторского

массива (а) и лампроитах других регионов (d). Как видно из диаграмм, тренды дифференциации составов пород на всех диаграммах аналогичны. Тренды составов лампроитов Томторского массива органично вписываются в тренды составов всех силикатных пород массива, что свидетельствует об их генетической близости. В процессе дифференциации от ранних пород к поздним возрастают содержания SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и падает концентрация MgO . Из анализа трендов дифференциации лампроитов можно сделать вывод, что анабарские лампроиты менее дифференцированные (соотношение Mg-Si у них смещено в Mg угол диаграммы), чем лампроиты Алдана. Это повышает потенциальную алмазоносность Прианабарских лампроитов. Кроме того Анабарские оливиновые лампроиты намного более титанистые, чем Алданские. По нашему мнению, повышенная титанистость свидетельствует о большей степени дифференцированности мантийного источника этих пород, однако, некоторые авторы считают титанистость признаком алмазоносности.

Минералогические особенности лампроитов Прианабарья.

Слюды. Слюды являются одним из типоморфных минералов лампроитов. В изученных породах они имеют магматическое происхождение и определяют структуру породы и ее трахитоидность. Выделяются ранние слюды-вкрапленники и слюды основной массы. Мы изучали, большей частью, слюды-вкрапленники из вулканических и диатремовых образований и средне- мелкозернистые слюды интрузивных лампроитов. По химическому составу (рис. 2) слюды лампроитов Прианабарья относятся к флогопит-аннитовому ряду, что характерно для лампроитов. Редко встречается слюда тетраферрифлогопитового состава в порфировом лампроите, где не наблюдалась карбонатизация оливина. Такие слюды характерны для дифференцированных лампроитов. Для слюд лампроитов Прианабарья характерны низкие концентрации Al_2O_3 , однако, его достаточно для полного заполнения тетраэдрических позиций. Содержание TiO_2 в слюдах лампроитов является показателем их дифференцированности, и резко возрастает от оливиновых лампроитов с 2-3% TiO_2 до лейцитовых лампроитов с концентрациями 5-8% TiO_2 . Наиболее высокие содержания TiO_2 в слюдах лампроитов Прианабарья (5-7%) отмечаются для аполейцитовых лампроитов, что подтверждает правомерность наших представлений об отнесении их к лейцитовым разновидностям, несмотря на полное замещение в этих породах лейцита карбонатитом. Для изученных лампроитовых слюд характерны низкие содержания фтора и литофильных элементов - Li , Rb , Cs , и высокие содержания Ba и сидерофильных элементов - Cr , Ni , Cu , Mo . При микрозондовых исследованиях слюд лейцитовых лампроитов (скв. 0865) обнаружена слюда (вероятно ксеногенная) с аномальными содержаниями $\text{TiO}_2 = 14\%$, чем она сопоставима с исследованными нами ранее ксенокристами мантийной слюды из щелочного базальтового вулкана Шаварын-Царам в Монголии [8]. Химический состав

слюдов и содержания в них редких элементов подтверждают правильность отнесения изученных пород Прианабарья к лампроитам.

Таблица 3.

Содержание редких элементов в лампроитах Сибири, (в г/т).

	1	2	3	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Cr	205	1370	1301	1164	890	890	1800	2000	170	420	178	1200
Ni	79	472	394	157	157	157	580	1000	76	370	100	820
Co	26	33	48	40	41	59	84	110	26	57	37	84
V	177	275	201	229	204	309	290	110	260	120	390	50
Sc	20,3	15,6	18,1	14,3	17,1	14,4	3,4	17,0	14,0	30,0	22,0	46,0
Cu	96	91	82	78	26	193	33	47	80	24	220	15
Pb	50,5	66,9	112,5	72,8	6,7	4,7	1,9	2,0	52,0	13,0	7,5	2,6
Sn	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	2,0	8,0	0,8	3	5,7	0,7
Zn	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	54	80	110	65	320	46
Zr	240	418	254	244	153	191	15	60	185	120	490	45
Nb	10,4	15,2	7,1	7,3	65,5	81,6	16,2	1,0	20,0	5,0	50,0	4,0
TR	287	502	359	373	649	936	150	60	95	148	222	181,0
Y	23,8	23,3	23,0	18,5	15,6	54,5	10	7,2	10,0	14,0	67,0	12,0
Li	21	34	115	39	224	71	20	92	37	30	90	5
Rb	218	334	295	265	97	63	150	120	210	150	280	280
Cs	15,8	24,3	47,5	27,7	4,2	20,1	2,0	1,0	1,0	2,0	2,0	5,0
B	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	1,12	40,0	2,0	2,2	11,0	12,0
Be	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	40,0	18,0	5,4	2,2	30,0	1,2

	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Cr	856	1200	580	94	320	69	1200	150	900	790	910
Ni	435	580	170	100	1300	94	2000	94	880	1100	1400
Co	86	48	56	24	160	55	250	100	46	65	60
V	219	160	220	320	100	670	400	440	200	230	170
Sc	33,0	32,0	45,0	18,0	8,0	44,0	15,0	16,0	8,9	15,0	11,0
Cu	122	83	84	380	18	320	76	52	15	120	23
Pb	30,0	14,0	6,0	140,0	1,0	2,0	6,7	8,0	15,0	2,2	20,0
Sn	1,6	2,8	2,0	10,0	1,0	3,6	3,4	4,5	2,6	3,4	2,6
Zn	60	73	130	140	97	180	150	96	97	82	100
Zr	150	140	125	230	87	120	109	568	248	360	859
Nb	5,0	6,0	3,0	1,0	1,0	5,0	30	40	100	50	1100
TR	131	126	126	184	52	171	857	517	842	552	1660
Y	15,0	12,0	15,0	18,0	2,0	25,0	20	2,9	10	15	28,0
Li	20	76	11	20	4	44	20	18	100	30	40
Rb	164	120	160	250	100	60	350	296	300	200	170
Cs	3,0	3,0	6,0	5,0	1,0	1,0	1,0	2,4	3,0	1,5	2,3
B	18,0	33,0	19,0	21,0	5,0	3,7	12,0	9,1	23,0	18,0	43,0
Be	5,5	5,5	1,8	9,0	1,0	1,4	1,8	8,9	2,7	2,8	15,0

Примечание: номера анализов по табл. 1. Данные ICP-MS, аналитик А.Ю. Митрофанова, и эмиссионного спектрального анализа, аналитик Е.В. Смирнова, А.И. Кузнецова. Институт геохимии СО РАН, 1995-2001г.

Оливины. По составу оливины отвечают Fe-содержащим форстеритам, что характерно для лампроитов. Однако, концентрации железа в анабарских лампроитах несколько завышены, по сравнению с классическими. Повышенные примесные содержания в оливинах CaO свидетельствует о высоких температурах их кристаллизации. Оливины в изученных лампроитах - типичные минералы ранних вкрапленников и редко встречаются, как минералы основной массы. В лампроитах, подвергнутых процессу карбонатизации, оливины полностью замещается карбонатом, и от них остается только форма кристаллов.

Пироксены. Пироксены в лампроитах Прианабарья нестабильны, поэтому встречаются редко. Иногда они замещаются гранатом. Неизмененные пироксены отвечают составам диопсидов с небольшими концентрациями железа, что характерно для лампроитов.

Шпинелиды. Характерными минералами изученных лампроитов являются магнетиты и титаномagnetиты. Иногда присутствует необычная шпинель, по составу отвечающая Ti-разновидности со значительными содержаниями всех главных компонентов - Cr, Fe, Mg, Al. Подобная шпинель описывалась Н.В. Соболевым в необычных кимберлитах.

В лампроитах, кроме перечисленных минералов, в значительных количествах встречается перовскит, апатит и сульфиды. По набору породообразующих и акцессорных минералов и их химическому составу изученные породы Прианабарья относятся к лампроитам. В них нет запрещенных для лампроитов плагиоклаза и нефелина, не встречаются минералы альнеитов и пикритов - мелилит, монтичеллит. В некоторых разновидностях присутствует гранат, что связываем с избыточным присутствием в магме Ca и CO₂. Подобный гранат в значительных количествах встречен в кимберлитах и лампроитах Архангельской провинции.

Геохимические особенности лампроитов Прианабарья.

Геохимия лампроитов изучена еще недостаточно, однако и первые геохимические данные подтверждают правильность диагностики пород. Редкие элементы лампроитов представлены в табл. 3, а спектры TR в табл. 4. Наложенная карбонатизация несколько нарушает тренды составов редких элементов, но не оказывает существенного влияния на основные закономерности их поведения в процессе кристаллизации. Содержания Ba, Sr, Cr, Ni в изученных лампроитах находятся в пределах типичных уровней их концентраций, характерных для лампроитов. Большие вариации концентраций редких элементов в лампроитах обусловлены широким спектром их составов, от оливиновых до лейцитовых разновидностей. Изменения соотношений Ba/Sr и Cr/Ni свидетельствует о значительном участии в их образовании процессов магматической дифференциации. Концентрации других редких элементов находятся в пределах вариаций их уровней содержаний в лампроитах. Особо остановимся на спектрах

редкоземельных элементов, которые являются чуткими индикаторами петрологических процессов дифференциации. Как видно из диаграммы (рис. 4), спектры TR лампроитов Прианабарья, нормированные по хондриту, идеально совпадают со спектрами алмазоносных оливиновых лампроитов Австралии, как по наклону спектра, так и по соотношению TR-элементов, что встречается в лампроитовой группе пород довольно редко. Отсутствие

Таблица 4.

Содержание редкоземельных элементов в лампроитах Сибири (в г/т).

	1	2	3	5	6	7	9	10	11	12	13
La	59	79	68	60	175	221	11	23	29	39	35
Ce	116	206	145	140	278	357	26	34	53	67	59
Pr	16	34	20	22	40	60	2	6	9	10	14
Nd	59	127	82	103	120	193	8,2	20	31	36	48
Sm	11,9	25,0	15,9	21,6	15,0	36,1	2,8	2,8	7,9	12,0	11,0
Eu	2,83	5,13	3,58	4,08	3,84	9,77	0,70	0,90	3,00	3,50	1,80
Gd	9,25	14,01	11,60	11,87	9,05	26,93	2,10	3,70	6,10	23,00	5,00
Tb	1,13	1,49	1,38	1,28	1,01	3,56	0,26	0,45	0,74	2,80	0,61
Dy	5,45	5,71	5,29	5,02	3,87	15,74	3,80	2,20	3,80	12,00	3,60
Ho	0,84	0,83	0,80	0,74	0,59	2,38	0,52	0,31	0,81	2,00	0,55
Er	2,26	2,21	2,10	1,82	1,71	5,95	1,50	0,86	2,00	5,10	1,60
Tm	0,32	0,25	0,27	0,21	0,21	0,57	0,17	0,10	0,22	0,57	0,18
Yb	2,07	1,64	1,49	1,34	1,33	3,19	0,80	1,10	1,40	8,00	0,82
Lu	0,32	0,22	0,22	0,22	0,17	0,42	0,14	0,11	0,18	0,80	0,11
Сумма	287	502	359	373	649	936	60	95	148	222	181

	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
La	17	29	27	37	6	27	215	113	200	135	410
Ce	60	47	43	74	19	57	400	230	390	250	800
Pr	7	7	8	10	4	11	44	27	45	28	70
Nd	26	25	29	34	14	40	145	100	155	100	270
Sm	6,3	4,5	6,7	7,9	3,5	11,0	20,0	16,0	21,0	15,0	50,0
Eu	1,50	1,05	1,50	2,40	0,70	1,50	4,40	4,50	5,00	3,50	11,00
Gd	5,30	4,70	3,30	8,50	2,30	8,90	13,00	12,00	13,00	10,00	27,00
Tb	0,65	0,57	0,40	1,04	0,28	1,09	1,50	1,50	1,60	1,20	3,30
Dy	2,90	2,50	3,50	4,30	1,00	7,00	6,30	6,60	6,00	4,90	12,00
Ho	0,58	0,60	0,45	0,92	0,20	1,00	1,14	1,03	0,89	0,75	1,40
Er	1,70	1,50	1,30	2,20	0,40	2,40	3,10	2,50	2,30	1,80	3,20
Tm	0,19	0,17	0,14	0,24	0,04	0,27	0,52	0,41	0,33	0,26	0,28
Yb	1,50	1,20	0,91	2,00	0,38	1,90	2,50	2,20	1,70	1,40	1,50
Lu	0,20	1,40	0,09	0,14	0,04	0,20	0,36	0,28	0,24	0,17	0,18
Сумма	131	126	126	184	52	171	857	517	842	552	1660

Примечание: номера анализов соответствуют номерам в табл. 1. данные анализа АСР-MS и количественного эмиссионного спектрального анализа, аналитик Е.В. Смирнова.

фракционирования Eu говорит о малой степени дифференцированности в период от зарождения расплава до его кристаллизации, что является положительным признаком алмазоносности. Кроме того, это свидетельствует о лампроитовом тренде составов пород, а не базальтоидном. В последних выделяющийся плагиоклаз избирательно концентрирует Eu, что приводит к его фракционированию и появляется Eu минимум.

В табл. 2, 3, 4 приведены так же единичные анализы химического состава и концентрации редких элементов в лампроитах других объектов Сибири и близких районов (Таймыра, Алтая, Саян, Урала, Приморья). По всем приводимым параметрам они не отличаются от лампроитов Алдана и Прианабарья. Точки их составов так же попадают в поля лампроитов Алдана и Прианабарья. Спектры TR этих лампроитов (рис. 3) аналогичны Алданским и Прианабарским. Все это не противоречит отнесению этих пород к семейству лампроитов.

ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ, ГЕНЕЗИС, И АЛМАЗОНОСНОСТЬ ЛАМПРОИТОВ

Изучена геохимия изотопов Sr, Nd, Pb в лампроитах Сибири [14, 19]. В оливиновых лампроитах Кондера, Муруна и Билибинского массива $Sr^{87}/Sr^{86}=0.7045$, а для других лампроитов Алдана Sr^{87}/Sr^{86} находится в пределах 0.706-0.709. По соотношению изотопов Pb, а так же Nd и Sr [11, 14], лампроиты Мурунского массива образуют поле между полями лампроитов Лейцит-Хиллс и Смоки Бьют, США. На диаграмме соотношения изотопов Sr и Nd (рис. 9) лампроиты Мурунского массива образуют поле рядом с полем лампроитов Сев. Америки. Источник их выплавления - обогащенная мантия EM-1. По геохимии редких элементов лампроиты Алдана так же близки к лампроитам Сев. Америки. Изотопные характеристики свидетельствуют о глубинном мантийном происхождении источников лампроитовых и К-щелочных магм Алдана [11]. Возраст первичного мантийного субстрата, из которого выплавилась магма Мурунского массива, по изотопам Pb оценивается в 3200 млн. лет.

В геодинамическом аспекте для лампроитов Алдана и Сев. Америки, расположенных на границе между щитом и платформой, характерен обогащенный мантийный источник EM-1. Лампроиты Австралии и Испании (рис. 10) располагаются по периферии кратона в зонах завершенной складчатости. Для них характерен обогащенный мантийный источник EM-2.

Алмазоносность лампроитов зависит от многих факторов. Большинство исследователей признается в основном ксеногенный характер большинства алмазов, как в кимберлитах, так и в лампроитах. Имеются два аспекта этой проблемы.

Первый - чтобы глубина зарождения магмы была в области устойчивости алмаза; и **второй** - сохранение алмазов при транспортировке и кристаллизации магмы. Исходя из изотопных и геохимических характеристик лампроитов, они относятся к глубинным мантийным породам, и первое условие, вероятно, соблюдается. Второе же условие - для сохранности алмазов необходима быстрая транспортировка магм, которая осуществляется в диатремовых структурах. Особенно быстрое остывание фиксируется в песчанистых туфах, где зерна кварца являются хорошим

охладителем, поэтому подобные лампроитовые туфы наиболее богаты алмазами. Подтверждающим этот тезис примером могут быть лампроиты

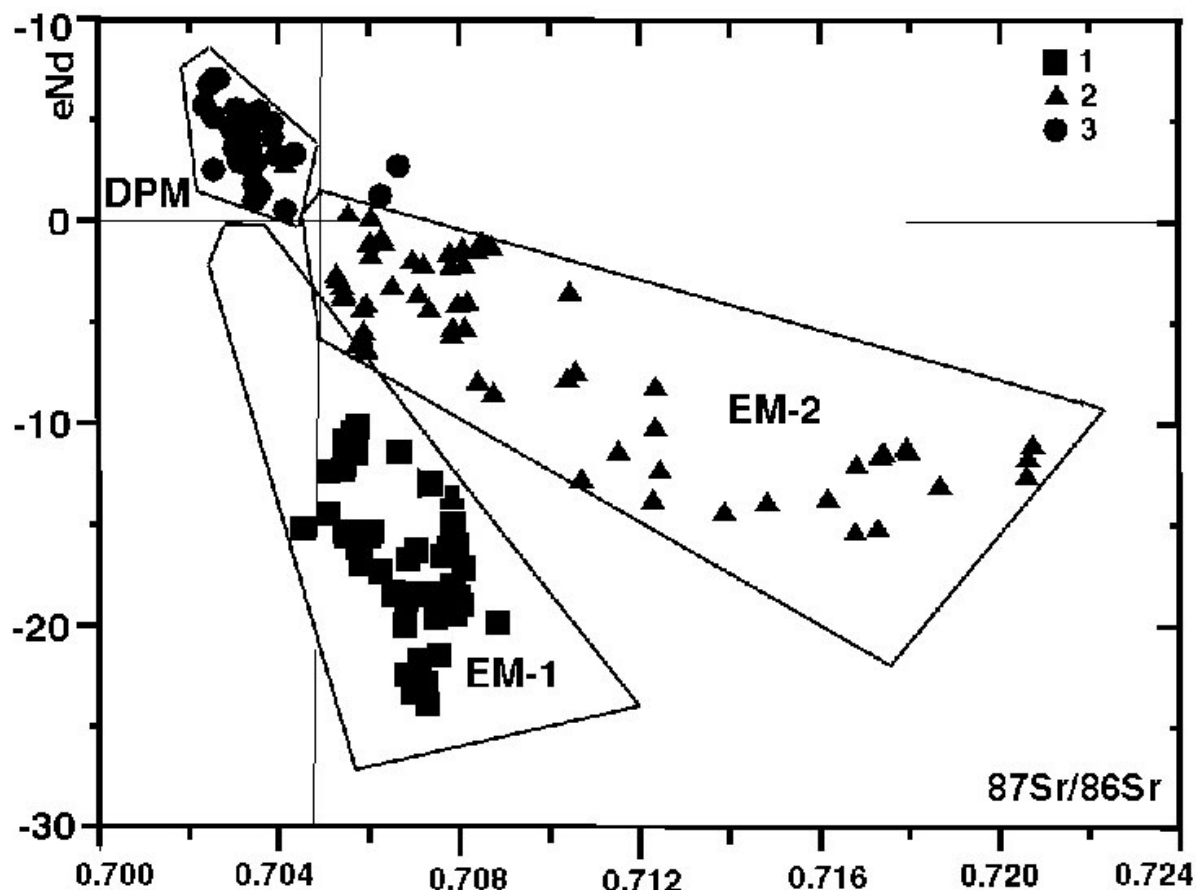


Рис. 10. Диаграмма соотношений изотопов эpsilon Nd и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в лампроитах и карбонатах.

Кружки- карбонаты обрамления Сибирской платформы, квадраты - лампроиты Алдана, Россия и США, треугольники- карбонаты и лампроиты складчатых областей.

Аргайла. В алмазоносных песчанистых туфах, состоящих на 95% из кварцевого песка и 5% лампроитового вещества, алмазов на порядок больше, чем в массивных лампроитах, состоящих на 100% из лампроитового вещества. В интрузивных лампроитах алмазы, вероятно, сгорают при относительно медленной кристаллизации магмы.

ВЫВОДЫ

1. Породы, которые по химическому и минеральному составу и геохимической специфике отвечают группе лампроитов - являются лампроитами.

2. У вулканических пород - лампроитов есть интрузивные аналоги, которые так же являются лампроитами.

3. Лампроиты могут иметь различное происхождение и быть генетически связанны с различными сериями щелочных пород и ассоциаций. Предлагается выделить 4 генетических типа лампроитов и объединить их в следующие формационные комплексы: 1) лампроитов «чистой» линии; 2) пикрит (кимберлит)-альнеит-лампроитовый; 3) массивов К-щелочных пород; 4) дайковых поясов.

4. Определяющие минералы лампроитов - оливин и лейцит - после изменения химических условий кристаллизации и благодаря наложенным процессам становятся неустойчивыми и замещаются другими минералами (слюдами, карбонатами, КПШ). Однако, химическая и геохимическая специфика пород часто сохраняется, хотя и не столь контрастно. Благодаря высокой калиевости и лейцитовому тренду кристаллизации, в породах не кристаллизуются плагиоклазы и нефелин (даже в случаях, когда Na больше, чем K [3]), которые в лампроитах являются запрещенной ассоциацией. Восстановить первичный химический состав бывает возможно при химическом растворении карбонатов или при изучении расплавных включений, где метастабильные оливин и лейцит законсервированы и сохранились.

5. На основе геохимии изотопов Nd и Sr показано, что лампроитовые комплексы, приуроченные к рифтовым зонам между щитом и платформой, имеют источник обогащенной мантии ЕМ-1, а лампроиты районов завершенной складчатости периферии платформ образовались из обогащенного мантийного источника ЕМ-2.

6. Главными параметрами потенциальной алмазоносности лампроитов являются глубинность источников их магм (глубже уровня устойчивости алмаза в мантии) и его сохранение (несгорание) до застывания магмы. Наиболее благоприятными в этом отношении являются ранние оливиновые лампроиты и их туфы (особенно содержащие в большом количестве кварцевый песок) из диатремовых структур.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 06-05-64416, 06-05-81016).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Jagues A.L., Lewis J.D., Smith C.B.** The kimberlites and lamproites of Western Australia // Geol. Surv. W. Australia. Bull., 1986, v. 132, p. 1-268.
2. Лампроиты (под ред. Богатикова О.А.). Наука, 1991, с. 1-302.
3. **Mitchell R.H., Bergman S.C.** Petrology of lamproites // New York, Plenum Publishing 'orporation, 1991, p. 1-447.
4. **Presser J.L.B., Vladykin N.V.** Consideraciones sobre los lamproitos del campo Ybytyruzú, Dpto. Del Guairá, Paraguay Oriental // Jornadas Científicas sobre la Geología del Paraguay UNA-FaCEN- DPTO. Geología/MOPC- Dir.Rec.Min. (24-6/11/1999). Ciudad Universitaria-Paraguay, 1999, № 6. p. 28-36.
5. **Секерин А.П., Меншагин Ю.В., Лашенов В.А.** Присянская провинция высококалиевых щелочных пород и лампроитов // ДАН, 1995, т. 342, № 1, с. 82-86.

6. Панина Л.И., Моторина И.В. Щелочные высококальциевые сульфатно-карбонатные расплавные включения в монтчеллит-оливиновых породах Маломурунского щелочного массива // Петрология, 1999, т. 7, № 6, с. 653-669.
7. Панина Л.И., Владыкин Н.В. Лампроиты Мурунского массива и их генезис // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 12, с. 100-113.
8. Владыкин Н.В., Коваленко В.И. Изоморфизм в мантийных слюдах // Кристаллохимия минералов. Тр. 13 съезда ММА, 1986, НРБ, София, с. 317-326.
9. Владыкин Н.В. Билибинский массив - раслоенный высокодифференцированный комплекс К-ультраосновных-щелочных пород // ДАН, 1996, т. 349, № 6, с.972-975.
10. Vladykin N.V. Geochemistry and genesis of lamproites of the Aldan shield // Geology and Geofisic. 6 Inter. Kimber. Conf., Russia, Novosibirsk, 1997, v. 38, № 1, p. 130-145.
11. Владыкин Н.В. Петрология и рудоносность К-щелочных пород Монголо-Охотского ареала магматизма. Диссертация в форме научного доклада, Иркутск, 1997, с. 1-80.
12. Vladykin N.V., Lelyukh M.I., Tolstov A.V. Lamproites of the Anabar region, Northern riming of the Siberian platform // 7 Kimber. Conf., Cape-Town, 1998, p. 946-948.
13. Vladykin N.V., Lelyukh M.I. Lamproite rocks of the eastern Anabar region // Deep-seated magmatism, magmatic sources and the problem of plumes. Vladivostok, Dalnauka, 2002, p.80-94.
14. Vladykin N. V. Malyi Murun Volcano-Plutonic Complex: An Example of Differentiated Mantle Magmas of Lamproitic Type // Geochemistry International, 2000, v. 38, suppl. 1, p. 573-583.
15. Vladykin N.V. The Aldan Province of K-alkaline rocks and carbonatites: problems of magmatism, genesis and deep sources // Alkaline magmatism and the problems of mantle sources, Irkutsk, 2001, p. 16 - 40.
16. Vladykin N.V., Lelyukh M.I., Tolstov A.V., Serov V.P. Petrology of kimberlite-lamproite-carbonatite rock association, East Priyanabar'e (Russia) // Extended Abstracts of the 8 Inter. Kimber. Conf., 2003, FLA_0357.
17. Владыкин Н.В., Лелюх М.И. Лампроиты Сибири - химизм и систематика // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века (тр. конф.), 2003, с. 365-370.
18. Владыкин Н.В. Лампроиты Сибирской платформы./Щелочные комплексы Центральной Сибири, Красноярск, 2003, с. 24-42.
19. Vladykin N.V., Morikiyo T., Miyazaki T. Sr and Nd isotopes geochemistry of alkaline and carbonatite complexes of Siberia and Mongolia and some geodynamic consequences // Problems of sources of deep magmatism and plumes. (Proceeding of the 5 Inter. Conf. Petropavlovsk- Kamchatsky), Irkutsk, 2005, v. 1, p. 19-37.
20. Владыкин Н.В., Торбеева Т.С. Лампроиты Томторского массива // Геология и геофизика, 2005, т. 46, № 10, с. 1038-1049.

Изотопно-геохимические особенности палеозойских щелочных магматических пород Беларуси (Припятский грабен, Северо-Припятская область)

Михайлов Н.Д.¹, Владыкин Н.В.², Лапцевич А.Г.¹

¹Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси, г. Минск, miailov@igig.org.by

²Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, vlad@igc.irk.ru

Рассматривается распределение редкоземельных и некоторых элементов, изотопный состав стронция и неодима в палеозойских магматических щелочных породах Припятского грабена и Северо-Припятской области магматизма. Концентрации РЗЭ и их распределение дают основание говорить о близости генезиса магматических пород Припятского грабена, Жлобинской седловины и, в определенной мере, Северо-Припятской зоны ступеней. Графики распределения редкоземельных элементов в породах этих районов имеют близкий наклон и сходные значения коэффициента фракционирования легких и тяжелых РЗЭ (La/Yb). Для пород Гомельской структурной перемычки характерной особенностью распределения редкоземельных элементов является присутствие Eu-минимума, особенно в туфах и туфобрекчиях. Анализ распределения соотношений Nb/Y—Zr/Y в различных типах щелочных магматических пород Беларуси может свидетельствовать, что, по крайней мере, два различных магматических источника могли быть вовлечены в их петрогенезис. Низкие отношения характерны практически для большинства щелочных магматических пород Припятского грабена, Жлобинской седловины и большей части пород зоны ступеней. Повышенные значения отношений этих элементов, которые фиксируются в породах Гомельской структурной перемычки, в щелочном оливиновом пикрите крайнего востока грабена и в оливиновом мелилитите юго-восточной части Жлобинской седловины, могут быть объяснены участием в процессе формирования этих пород мантийного источника подобного ЕМ1. Изотопные данные распределения Sr—Nd в исследуемых образцах палеозойских щелочных магматических пород Беларуси образуют поле, расположенное между изотопными характеристиками примитивной мантии (PREMA) и обогащенного мантийного источника ЕМ1. Заслуживает внимания близость изотопного состава лейцитов нефелинитов Гомельской структурной перемычки и оливиновых мелилититов Жлобинской седловины, что, с учетом распределения в этих породах Zr, Y, Nb, позволяет предполагать сходный мантийный источник образования этих пород.

ВВЕДЕНИЕ

Эпоха палеозойской (позднедевонской) магматической активизации Беларуси состоит из нескольких (не менее 4-х) этапов: трех позднефранских (раннеречицкого, поздневоронежского, евлановско-ливенского) и не менее одного раннефаменского (елецкого). При этом наиболее ранний из них проявился на начальной стадии рифтогенеза — сводообразования и

растяжения земной коры на удалении от образовавшегося позднее Припятского рифтового грабена — почти в центральной части Жлобинской седловины. По мере развития процесса рифтогенеза магматическая деятельность, принимая более интенсивный и разнообразный характер, последовательно смещалась ближе к области рифтогенеза (что отразилось в Северо-Припятской зоне ступеней и Гомельской структурной перемычке) и непосредственно в рифтовый грабен. В результате всей этой магматической деятельности на юго - востоке Беларуси все палеозойские магматические

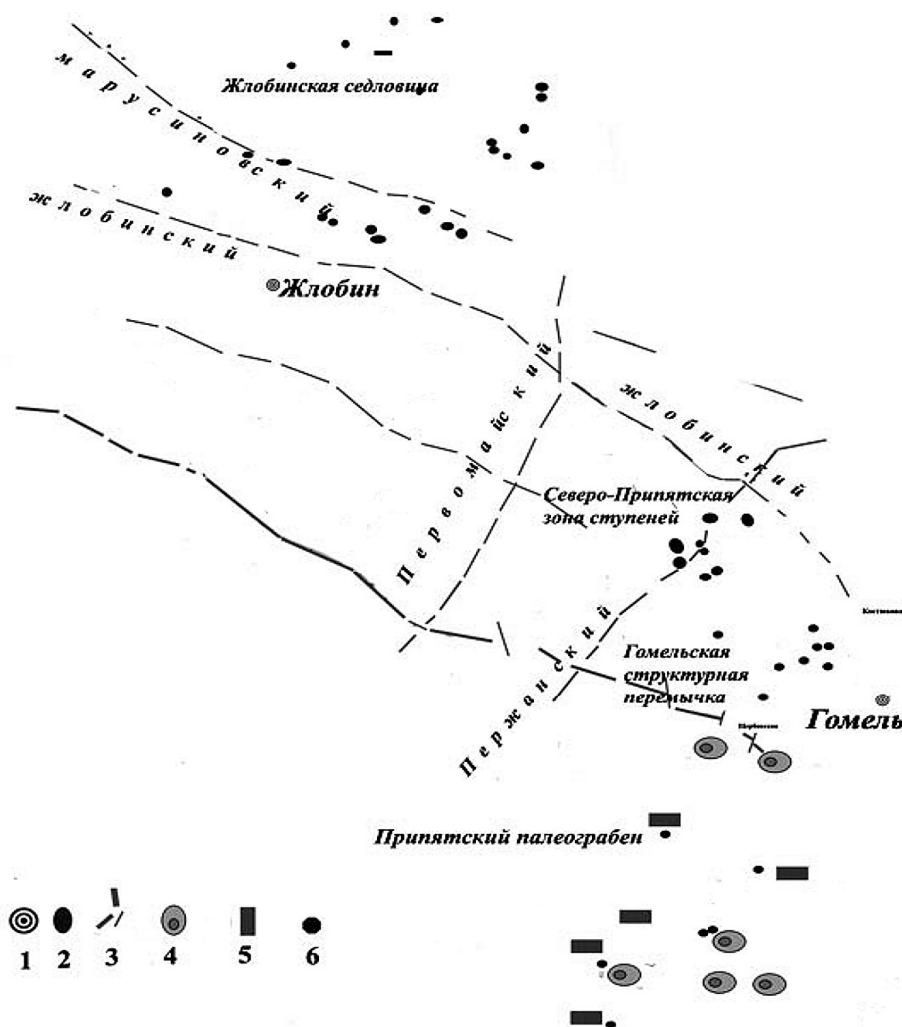


Рис. 1. Схема проявлений палеозойского щелочного магматизма на территории Беларуси

1- населенные пункты; 2-диафремы Северо-Припятской области магматизма; 3-разломы; 4- вулканы центрального типа; 5- трещинные вулканы и покровы эффузивных пород; 6- субвулканические и интрузивные тела щелочных магматических пород.

образования локализуются в пределах двух областей. В палеогеодинамическом аспекте они охватывают: Припятский рифтовый грабен, включая Брагинско-Лоевскую седловину, отделяющую Припятский грабен от Днепровско- Донецкого палеорифта, и Северо-Припятскую область магматизма. В последней выделяются (в современном структурно-

тектоническом плане) Северо- Припятская зона ступеней, Жлобинская седловина и Гомельская структурная перемычка (рис. 1).

Верхнедевонские магматические образования Беларуси изучались длительное время и им посвящено значительное количество опубликованных работ [1-4, 8]. Установленные в составе платформенного чехла на юго-востоке Беларуси магматические образования, при большом фациальном и

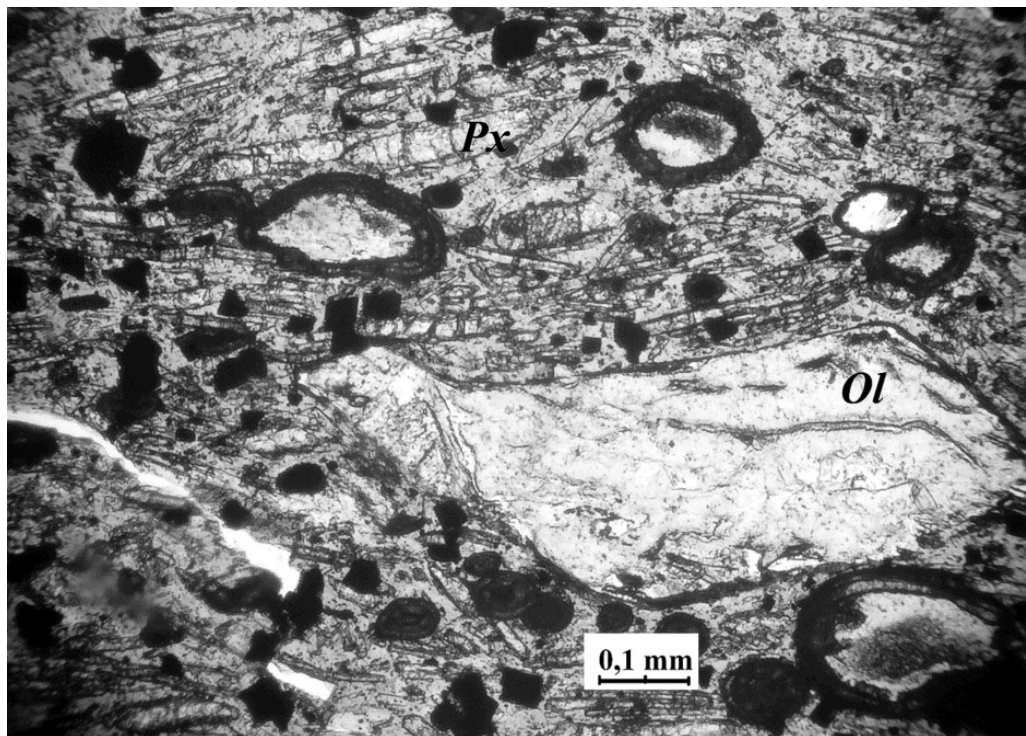


Рис. 2. Лимбургит. Скви. Красносельская 210, гл. 3357, шлиф, николи +

петрографическом многообразии, характеризуются рядом петрологических и других особенностей, свидетельствующих в пользу того, что все они принадлежат к одной, генетически единой магматической формации континентальной щелочной базит-ультрабазитовой формации области интракратонного рифтогенеза. Главными из этих особенностей являются: 1) принадлежность подавляющего большинства ее магматических пород и ювенильного литокластического материала туфов к породам щелочного ряда; 2) приуроченность магматических образований к Припятской области позднепалеозойского рифтогенеза; 3) короткий геохронологический интервал (около 5 млн. лет) – от начала позднего франа (раннеречицкое время) до конца раннего фамена (петриковское время), в течение которого образовалась эта формация. Весьма широкий для одной магматической формации петрографический спектр пород от щелочных ультрабазитов до субщелочных пород среднего состава и фациальное разнообразие ее образований обусловлены многофазностью магматизма, дифференциацией и

контоминацией первичных мантийных магм, а также различием пред- и синрифтовых тектонических и геодинамических обстановок.

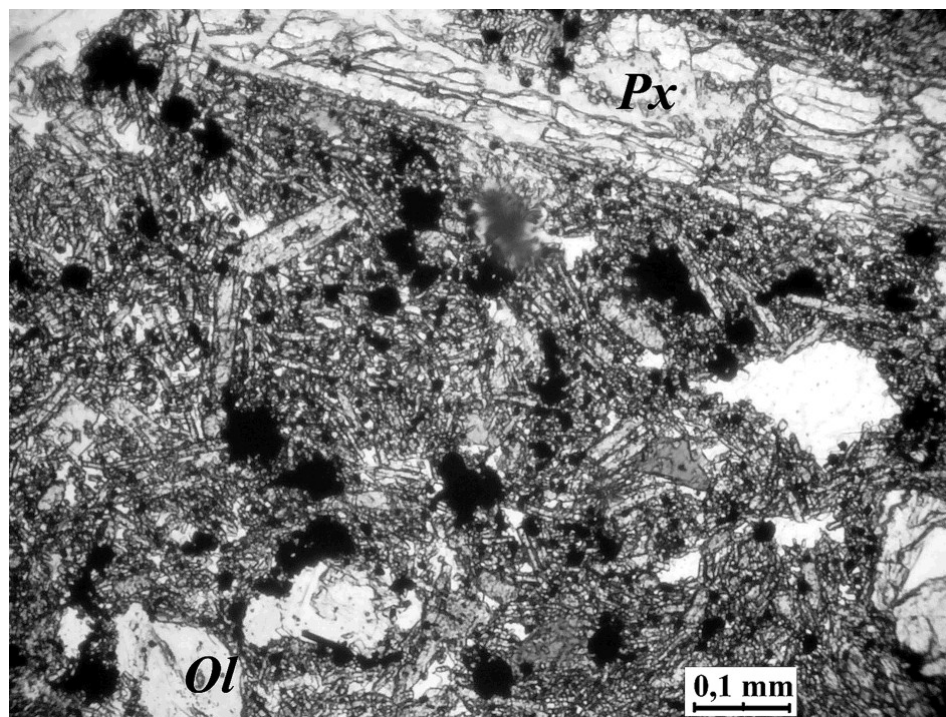


Рис. 3. Оливин пироксеновый щелочной пикрит. Скв. Межинская 2, гл1288м, шлиф, николи +

В изучаемой магматической формации установлены различные вулканические образования (эффузивные потоки, покровы, вулканические купола, сложные эффузивно-пирокластические постройки – погребенные палеовулканы центрального и трещинного типа, в том числе подводные), а также субвулканические (некки, подводные дайки) и интрузивно-гипабиссальные тела (силлы, дайки). Все они сложены щелочными ультраосновными и основными породами разных петрографических семейств и видов при подчиненном развитии щелочных и субщелочных пород среднего состава.

Одним из важных практических аспектов изучения палеозойского магматизма Беларуси является определение генезиса пород экструзивного и взрывного вулканизма, проявившегося в виде трубок взрыва в районах сочленения Припятского грабена с другими геологическими структурами, то есть Северо-Припятская область магматизма. С геологическими объектами этого типа связываются основные перспективы алмазоносности и рудоносности магматического палеозойского комплекса Беларуси. Как нам представляется, рассмотрение особенностей проявления магматизма Северо-Припятской области невозможно проводить без отрыва от основной области рифтового магматизма — Припятского грабена. Целью настоящей статьи

является геохимическая характеристика щелочно-ультраосновных — щелочно – базальтоидных пород двух, установленных на территории

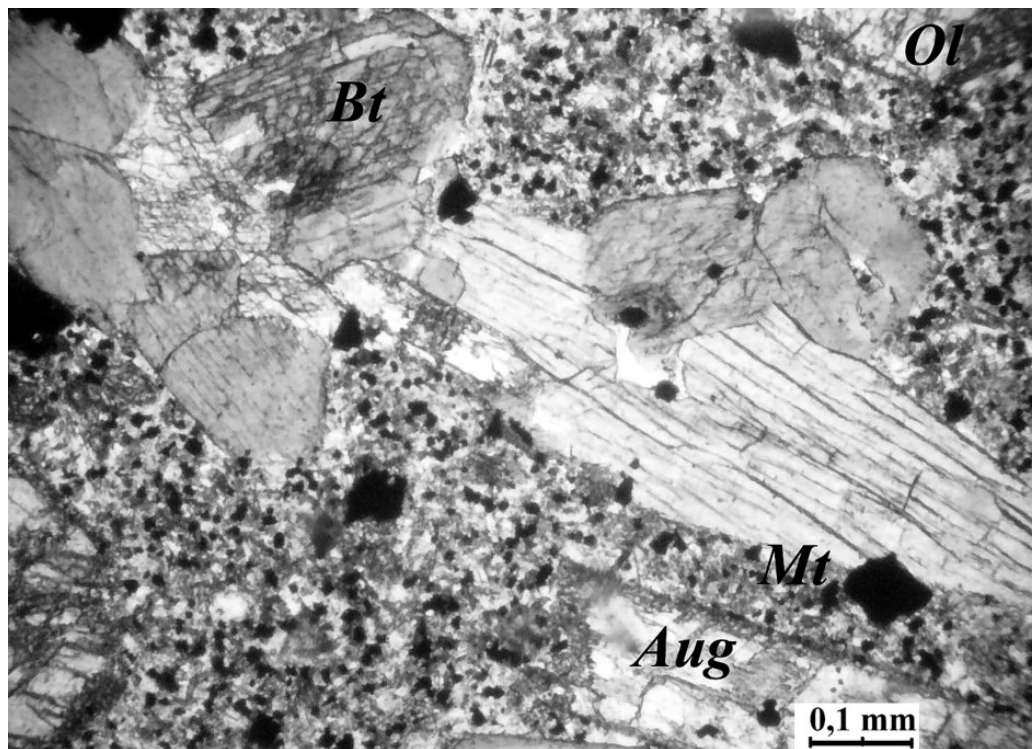


Рис. 4. Мончикит Скв. Артуковская 3-гл. 4514, шлиф, николи +

Беларуси, областей палеозойского магматизма с использованием достаточно надежных изотопных и геохимических данных.

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Магматические породы Припятского грабена представлены натрий-калиевыми щелочно-ультраосновными – щелочно-базальтоидными эффузивными, субвулканическими, интрузивными породами. Из всего петрографического разнообразия этих пород для исследования выбраны ультраосновные эффузивные и субвулканические породы – *лимбургиты*, *щелочные пикриты*, *мончикиты*. Лимбургит представляет собой витрофировую породу с порфировыми выделениями оливина и пироксена. Основная масса состоит из стекловатого базиса щелочного состава, реже с микролитами авгита (рис. 2). Наиболее распространенными среди ультраосновных пород этой области являются щелочные пикриты, которые представляют собой черные мелкопорфировые, иногда почти не измененные породы, внешне похожие на базальты. Они состоят из разномасштабной, существенно пироксеновой основной массы и густо размещенных в ней вкрапленников оливина (до 20% объема породы). Размеры вкрапленников колеблются от 0,2 до 1,6 мм, оливин хорошо сохранился. Основная масса сложена пироксеном (авгитом), рудным минералом и стекловатым базисом

(рис. 3). В качестве второстепенных минералов выделяются нефелин (до 5-7%), флогопит, цеолиты и стеклоподобное вещество. Расположение микрокристаллов пироксена в основной массе беспорядочное, они разнообразны по величине, наиболее крупные достигают 0,6-0,8 мм в длину, относясь уже к микровкрапленникам. Мончикиты представляют собой

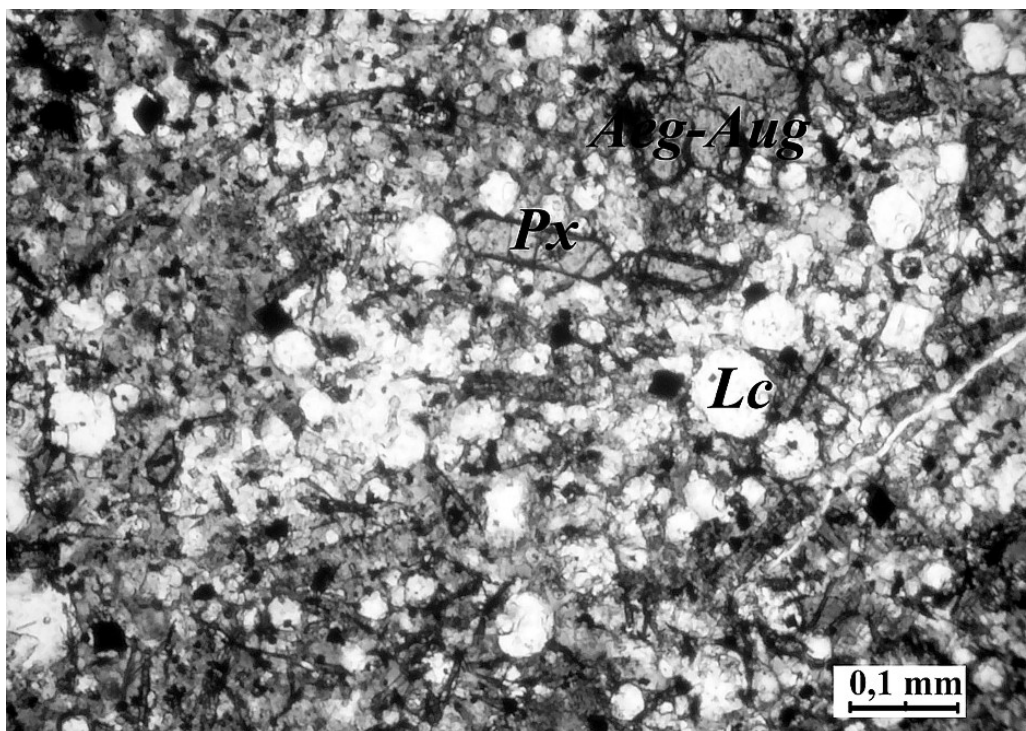


Рис. 5. Лейцитовый нефелинит. Скви. Центролит2, гл. 545 м, шлиф, николи //

темно-серые, частично измененные массивные породы сериально-мелкопорфировой структуры. Вкрапленники в них представлены оливином, замещенным вторичными минералами (кальцитом, серпентином и др.), биотитом, и реже авгитом, размеры которых не превышают 1 мм, но встречаются отдельные индивиды оливина величиной до 1,5 и даже 2 мм. Основная масса сложена бесцветным или буроватым землистым веществом, близким к изотропному, напоминающим частично раскристаллизованное вулканическое стекло, с обилием удлиненных, часто игловидных микролитов авгита и баркевикита, а также точечных микровыделений рудного магнетита (рис. 4).

Магматические породы Северо-Припятской области представлены калиевыми, натрий-калиевыми щелочно-ультраосновными, основными, реже средними породами. Для проводимых исследований из щелочных пород Гомельской структурной перемычки выбраны *нефелиниты, лейцитовые нефелиниты, их туфы и туфобрекчии*. Нефелиниты –зеленовато-темно-серые, иногда коричневые или почти черные породы, всегда существенно измененные, с порфировой, а иногда микропорфировой или афировой

структурой. Вкрапленники представлены нефелином, нацело замещенным глинистыми минералами, и пироксеном – обычно эгирином-авгитом или эгирином, а в ядрах зональных кристаллов изредка встречается и авгит. Размеры вкрапленников нефелина достигают 7-8 мм. Основная масса сложена микролитами нацело глинизированного нефелина, размещенными в стекловатом, также полностью глинизированном базисе. Иногда в основной массе наблюдаются игольчатые микролиты сфена, а иногда пироксена.

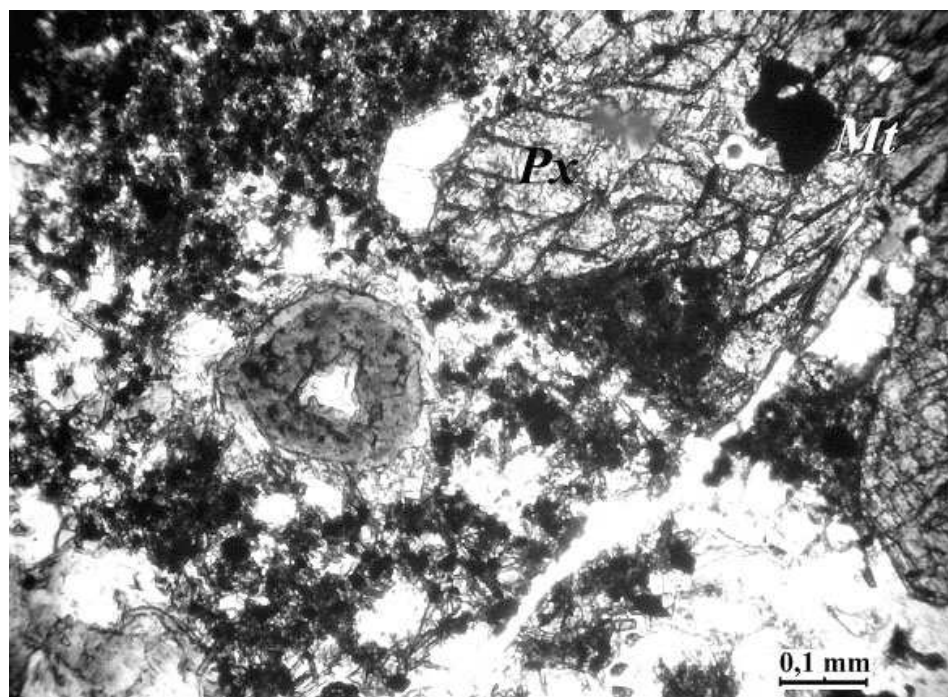


Рис. 6. Щелочной базальтоид. Скви. Уваровичи 149, гл. 355 м, шлиф, николи //

Довольно часто встречаются разности, содержащие в основной массе лейцит часто замещенный анальцитом – лейцитовые нефелиниты (рис. 5). В пределах Северо- Припятской зоны ступеней среди магматических пород преобладают в основном вулканокластические породы – туфы, ксенотуфы, туфо- и ксенотуфобрекции. Реже отмечаются породы эффузивной фации, представленные щелочными базальтоидами. Основная их масса представлена породами микролитово-витропорфировой структуры и характеризуется различным, чаще небольшим содержанием девитрифицированного базиса с обильными выделениями рудных минералов, в основном магнетита. Микролиты представлены пироксеном и КПШ, расположенными без заметной ориентировки, а вкрапленники псевдоморфозами по пироксену, реже по оливину и очень редко по полевоому шпату. Их размеры – 0,1-0,3 мм, реже до 0,7-1 мм. Они образованы хлоритом, глинистыми минералами, а псевдоморфозы по оливину –серпентином. Миндалины выполнены в основном халцедоном и карбонатами (рис. 6). Магматические породы Жлобинской седловины представлены вулканокластическими,

преимущественно взрывно-обломочными породами кратерной и жерловой фаций вулканизма. По данным минералого-петрографического и петрохимического изучения в диатремах установлены: меланефелиниты и их оливиновые и лейцит-оливиновые разновидности; мелалейцититы, в том числе нефелин-оливиновые, оливиновые и мелилит-оливиновые; мелилититы, представленные оливиновыми и лейцит-оливиновыми разновидностями; щелочные преимущественно фельдишпатоидные и мелилит-пироксеновые пикриты. [1].

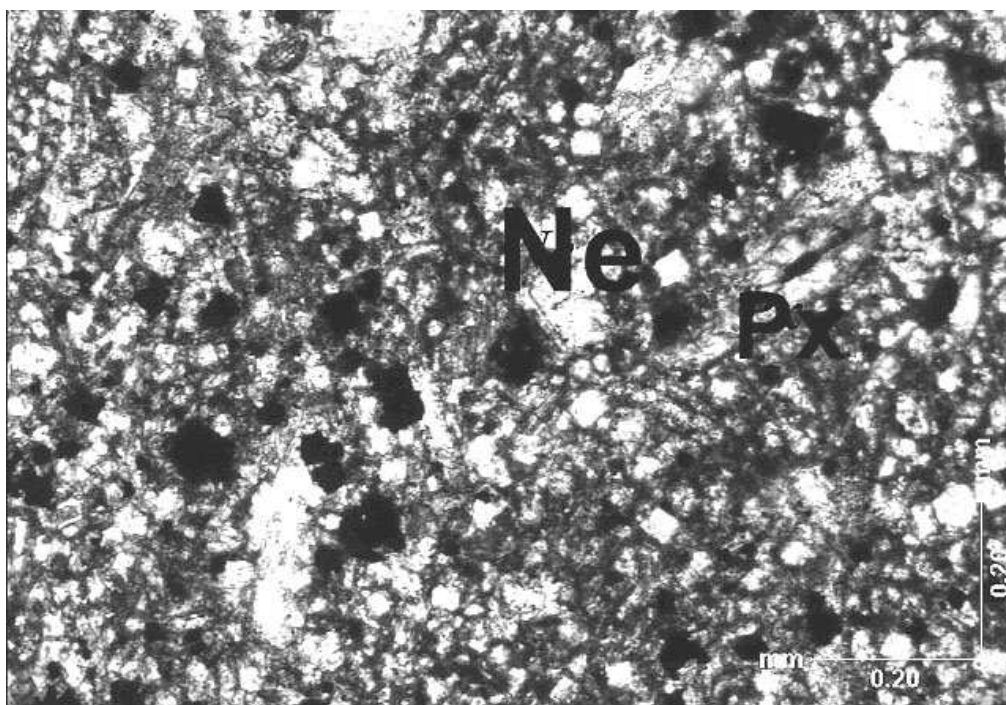


Рис. 7. Меланефелинит. Диатрема Мадорская 654, гл. 270 м, шлиф, николи //

Меланефелиниты слагают ювенильные литокласты и крупные обломки в туфах и туфобрекчиях. В основном это мелкопорфировые, реже миндалекаменные породы, основная масса которых сложена микролитами нефелина и пироксена, магнетитом (в меньшей мере) и измененным вулканическим стеклом. Во вкрапленниках присутствуют пироксен и оливин, а в микровкрапленниках – нефелин и иногда лейцит (рис. 7). Мелалейцититы и мелилититы содержатся в разном количестве в литокластическом материале туфов и туфобрекчий. Мелалейцититы это порфировые породы с микролитово - (пироксен+лейцит) стекловатой основной массой, с выделениями магнетита и вкрапленниками размерами до 3 мм пироксена, лейцита, реже оливина, иногда флогопита (в микровкрапленниках). Мелилититы сложены в основном девитрифицированным вулканическим стеклом с микролитами мелилита, пироксена, лейцита, реже нефелина. Вкрапленники представлены пироксеном, оливином, лейцитом, иногда мелилитом. Щелочные пикриты представлены несколькими разновидностями, в том числе переходящими в мелилититы. Литокласты

мелилит-пироксеновых пикритов наиболее распространены в породах диатрем Жлобинского поля. Основная масса пикритов сложена девитрифицированным вулканическим стеклом с беспорядочно размещенными в нем микролитами пироксена, мелилита и оливина, с примесью лейцита и нефелина (рис. 8). Во вкрапленниках пикритов

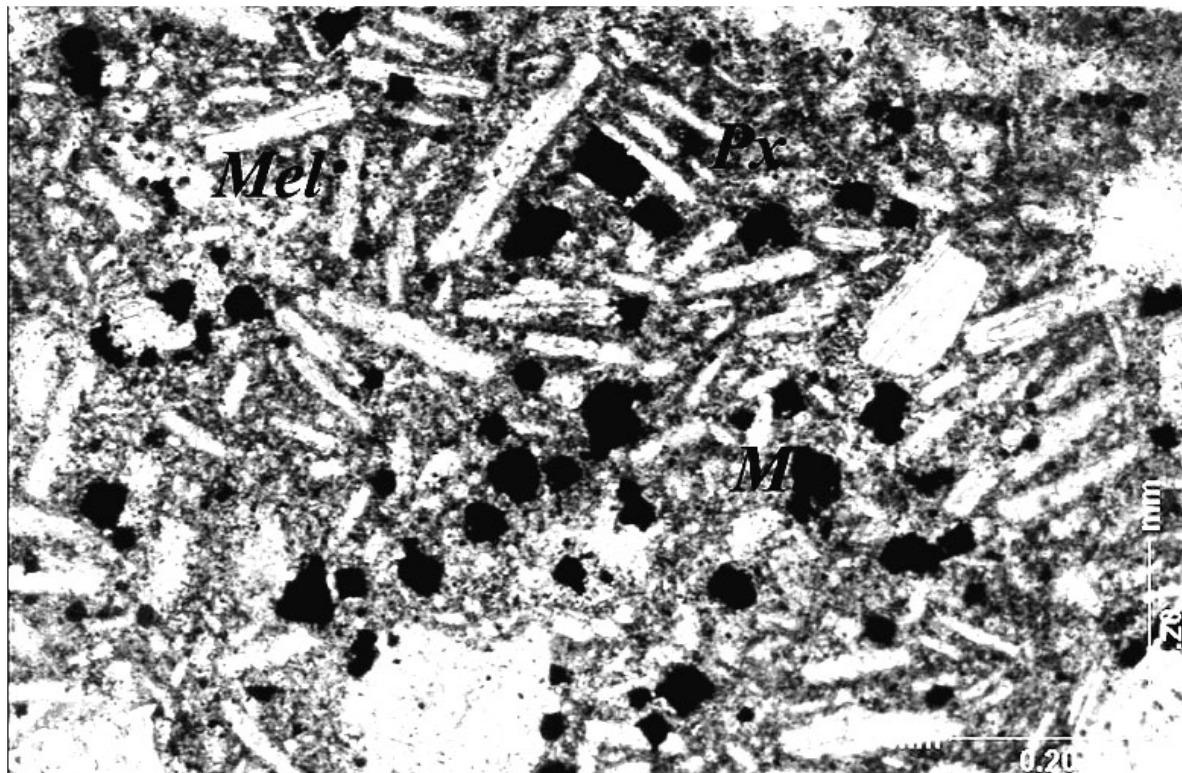


Рис. 8. Мелилит-пироксеновый пикрит, переходящий в оливиновый мелилитит. Диатрема. Лучин 637, гл. 253-255 м, шлиф, николи //

преобладает пироксен, в подчиненном количестве – оливин, фельдшпатоиды, темноцветные слюды и (или) мелилит (в микровкрапленниках).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение редких и редкоземельных элементов проведено методом ICPMS в Институте геохимии им. В.И. Виноградова СО РАН, нейтронно-активационным анализом в Институте ядерных исследований НАН Украины; на спектрометре в лаборатории департамента геологии Лондонского университета и ионным методом в лаборатории Павского университета (Италия). Определение изотопных отношений Sr и Nd проведено М. Wilson методами масс-спектрометрии и ионно-кондуктивной плазмы Н. Downes в Лондонском и Лидском университетах, а также в лаборатории изотопной геохронологии и геохимии ИГГД РАН [7, 10, 11].

СОДЕРЖАНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Магматические породы Припятского грабена, подобно щелочным ультраосновным и базальтоидным породам других регионов значительно обогащены РЗЭ относительно примитивной мантии (рис. 9). При этом концентрация РЗЭ в эффузивных породах близка к таковой в их

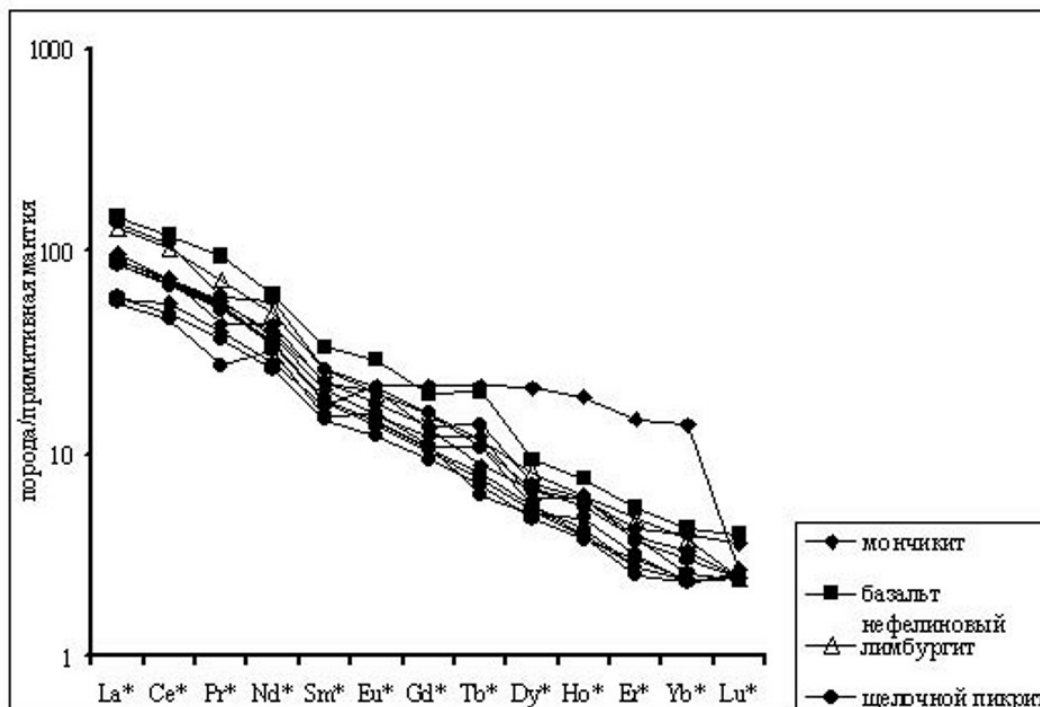


Рис. 9. Нормализованные по примитивной мантии содержания РЗЭ в магматических породах Припятского грабена.

субвулканических аналогах. Максимальными концентрациями РЗЭ характеризуются щелочные нефелиновые базальты скважины Борщевская 4 ($\Sigma TR=469,7$ ppm) и щелочные пироксеновые пикриты скважины Васильевская 1 ($\Sigma TR=416,8$ ppm), а относительно низкими концентрациями – нефелиниты скважины Вышемировская 11 ($\Sigma TR=182,4$ ppm) (табл.1). Для щелочных пород Припятского грабена свойственно значительное преобладание легких лантаноидов. Степень фракционирования тяжелых и легких (La/Yb) и легких и средних (La/Sm) РЗЭ изменяется от 16 до 51 и от 2 до 10 соответственно. Наибольшее обогащение легкими лантаноидами отмечено для первичных ультраосновных пород — щелочных пикритов ($La/Yb = 51-76$), тогда как для дифференцированных разностей — нефелинитов, оно меньше (около 15). Спектры распределения РЗЭ имеют одинаковый характер, то есть примерно субпараллельны, без выраженных минимумов и европиевой аномалии. И только мончикит скважины Артуковская 3 характеризуется повешенным содержанием тяжелых РЗЭ ($La/Yb = 6$).

С нефелин- лейцитовыми породами грабена по содержанию РЗЭ сопоставляются калиевые щелочные породы Гомельской структурной

перемычки Северо-Припятской области, представленные лейцититами, нефелинитами, лейцитовыми нефелинитами и их туфам и туфобрекчиями. Эти породы характеризуется наиболее низкими концентрациями редкоземельных элементов (в среднем $\Sigma TR = 160-170$ ppm) среди всех

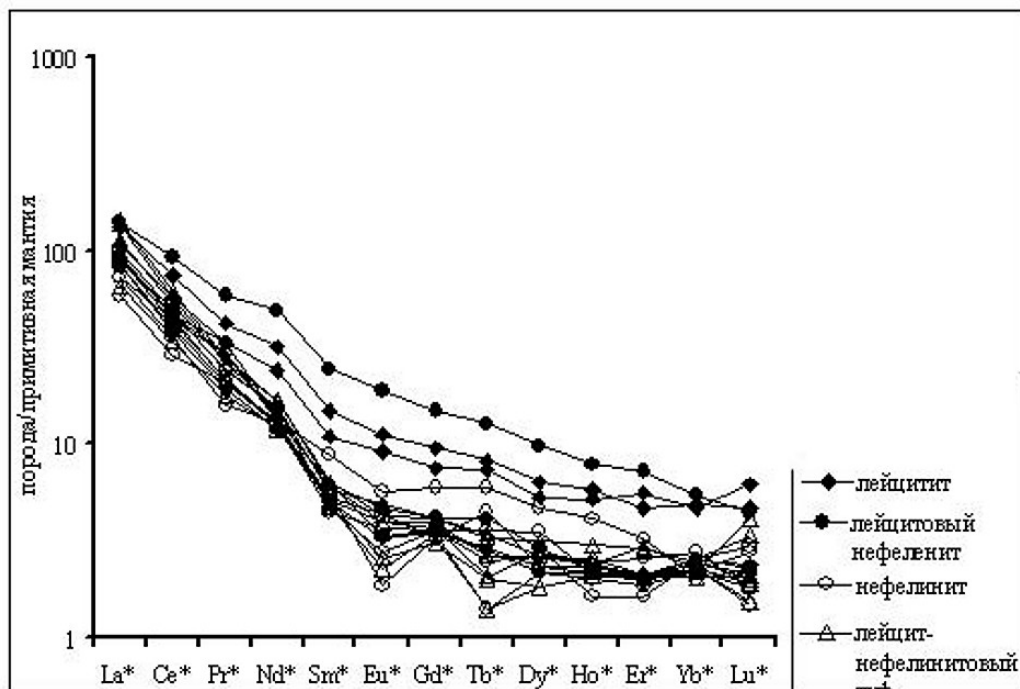


Рис. 10. Нормализованные по примитивной мантии содержания РЗЭ в магматических породах Гомельской структурной перемычки.

изученных нами пород и, соответственно, низким обогащением относительно примитивной мантии (рис. 10). В то же время для щелочных пород Гомельской структурной перемычки отмечается отличие характера спектра РЗЭ, как эффузивных, так и пирокластических пород, от пород Припятского грабена. Характерной особенностью распределения редкоземельных элементов в этих породах является присутствие европиевого минимума, особенно в туфах и туфобрекчиях. Разница в относительных концентрациях европия (Eu/Eu^*) служит в качестве генетического признака подразделения пород: в первичных мантийных сериях нормативное содержание Eu близко либо тождественно хондритовому (примитивной мантии). В нашем случае этим признаком обладают ультраосновные породы Припятского грабена. В породах, образовавшихся при фракционной кристаллизации должны существовать аномалии относительного содержания Eu. Кроме того, в более поздних магматических дифференциатах уменьшается содержание Eu, поэтому они имеют пониженное значение отношений Eu/Eu^* . Данную ситуацию мы можем предполагать в калиевых породах Гомельской структурной перемычки. При рассмотрении концентраций и характера распределения РЗЭ в породах Северо-Припятской зоны ступеней отмечается

Таблица 1
Содержание редкоземельных элементов в палеозойских щелочных магматических породах Беларуси
(в ppm)

Скважина	Глуб., м	Порода					Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	ΣTR	La/Yb
Припятский грабен																	
Вышемировская	1729	Лейцит. нефеленит	70,7	60,2	3,8	16,2	3,7	1,7	5,9	1,5	6,7	1,8	4,6	4,9	0,6	182,4	14
Красносельская 210*	360	лимбургит	89,2	182,0	19,8	66,5	11,7	3,4	9,3	1,3	5,9	1,0	2,3	1,9	0,2	394,4	48
Ветхинская 1*	4565	мончикит	66,2	131,4	11,9	58,4	9,8	3,4	8,0	0,9	4,9	1,0	2,1	2,0	0,3	300,2	33
Аркуовская 3*	4518	"	40,0	100,0	11,1	37,5	7,7	3,6	12,8	2,3	15,6	3,1	7,1	6,8	0,2	247,9	6
Днепровская 1*	3565	"	62,0	131,1	15,8	51,6	9,2	2,6	7,3	1,3	4,5	1,0	1,9	1,6	0,2	290,0	38
Борщевская 4*	2125	Ne-базальт	101,4	213,5	26,3	81,5	14,9	4,9	11,9	2,2	6,9	1,2	2,6	2,1	0,3	469,7	48
Аркуовская 3*	4515	щелочной пикрит	62,2	128,6	15,4	54,4	10,0	3,0	8,2	1,5	5,3	1,0	1,8	1,5	0,2	292,9	43
В. Борщевская 3*	2925	"	40,6	87,2	10,1	35,7	6,6	2,0	5,5	0,8	3,5	0,6	1,4	1,2	0,2	195,4	35
В. Борщевская 3*	2921	"	38,5	81,5	7,6	43,9	6,9	2,7	6,5	0,7	3,7	0,8	1,5	1,1	0,2	195,7	34
Васильевская 1*	1785	"	95,7	192,5	16,4	77,4	11,6	3,6	9,3	1,2	4,9	0,9	1,8	1,3	0,2	416,8	76
Межинская 2*	1274	"	57,9	119,1	14,3	46,3	7,9	2,3	6,1	0,8	3,9	0,6	1,1	1,1	0,2	261,8	51
Межинская 2*	1282	"	59,5	123,6	14,7	47,8	8,3	2,4	6,4	1,2	4,0	0,7	1,3	1,2	0,2	271,2	51
Гомельская структурная перемычка																	
Центролит 1*	420	лейцитит	91,3	131,5	11,7	43,4	6,6	1,9	5,7	0,9	4,7	0,9	2,2	2,4	0,3	303,7	37
Центролит 2 *	475	"	74,3	102,7	9,2	32,3	4,9	1,6	4,5	0,8	4,0	0,9	2,7	2,3	0,5	240,6	32
Центролит 2 *	650	"	57,4	67,4	5,4	16,2	2,2	0,6	2,1	0,3	1,6	0,4	0,9	1,2	0,2	155,8	47
Центролит 2 *	432	Лейцит. нефеленит	96,3	164,5	16,4	66,3	10,9	3,2	8,9	1,4	7,2	1,3	3,5	2,7	0,3	382,8	36
Центролит 2*	568	Лейцит. нефеленит	62,4	81,6	9,2	18,6	2,8	0,8	2,5	0,5	2,2	0,4	1,0	1,3	0,2	183,3	50
Центролит 2 *	545	нефелинит	50,2	62,7	4,4	17,3	2,4	0,7	1,9	0,5	1,7	0,4	1,0	1,1	0,1	144,4	47
Центролит 2 *	565	"	63,8	84,3	6,7	20,8	2,1	0,5	2,2	0,3	1,7	0,4	1,0	1,1	0,1	184,9	57
Центролит 2*	568	"	62,4	81,6	8,3	18,6	2,8	0,8	2,5	0,5	2,2	0,3	0,8	1,3	0,2	182,1	50
Центролит 2*	653	"	40,0	51,0	5,7	16,9	2,0	0,6	2,1	0,4	2,6	0,4	1,0	1,2	0,2	124,1	33
Центролит 2 *	750	"	56,8	70,8	5,8	17,9	2,8	0,6	2,2	0,3	2,0	0,4	1,3	1,4	0,1	162,2	42
Центролит 2 *	777	"	50,0	79,0	8,0	17,8	3,9	1,0	3,6	0,7	3,5	0,7	1,6	1,0	0,2	170,8	51
Центролит 2 *	596	"	98,0	108,1	7,7	23,2	2,9	0,7	2,5	0,4	2,0	0,4	1,0	1,1	0,1	248,1	87
Центролит 2 *	630	лейцит-Ne туф	77,0	94,3	7,2	20,0	2,6	0,8	2,5	0,4	2,4	0,5	1,4	1,2	0,1	210,5	64
Центролит 2 *	701	"	44,7	60,9	5,0	16,4	2,3	0,7	2,2	0,2	2,1	0,4	1,4	1,1	0,1	137,5	40
Центролит 2 *	827	"	62,5	76,2	6,0	17,2	2,2	0,4	1,9	0,2	1,4	0,3	1,0	1,0	0,2	170,6	62

Таблица 1. Продолжение.

Сквозина Глуб. м	Порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Σ TR	La/Yb
Центролит 2 *	"	65,8	80,2	6,0	17,3	2,1	0,4	2,1	0,2	1,4	0,3	1,0	1,1	0,3	178,1	59
Северо- Припятская зона ступеней																
Уваровичи 58/2*	базальт	160,7	333,0	31,2	154,8	23,5	7,7	19,8	3,0	11,4	1,9	3,8	3,0	0,4	753,9	54
Уваровичи 58/2*	"	155,4	332,0	35,9	153,4	22,8	6,5	17,1	2,2	10,0	1,7	4,4	2,8	0,3	744,5	56
Уваровичи 58/2*	"	76,0	161,2	17,7	81,4	13,9	4,3	11,0	1,7	7,6	1,5	3,4	2,7	0,4	383,0	28
Уваровичи 173*	базальтовый туф	32,2	71,5	7,8	36,8	6,1	1,8	4,8	0,8	3,3	0,6	1,8	1,4	0,2	169,2	23
Уваровичи 109*	"	47,0	94,5	10,0	41,3	7,9	1,2	7,0	1,2	6,4	1,3	4,1	3,2	0,3	225,6	15
Уваровичи 144*	"	11,1	25,0	3,1	15,9	3,4	1,1	3,4	0,5	2,5	0,5	1,5	1,2	0,2	69,4	10
Уваровичи 162*	"	51,0	105,1	9,6	47,5	7,7	2,9	6,7	1,1	4,2	0,9	2,0	1,9	0,3	240,9	26
Уваровичи 149*	щелочной базальт	132,4	268,7	23,5	112,2	17,4	5,6	12,3	1,8	7,8	1,4	2,9	2,5	0,3	588,9	52
Уваровичи 169*	"	47,5	102,7	9,8	49,6	8,6	3,0	7,2	1,0	4,4	0,9	2,0	1,3	0,2	238,2	36
Уваровичи 148*	"	82,0	152,7	15,3	62,1	9,0	2,6	6,6	1,0	5,4	1,1	3,0	2,5	0,3	343,5	32
Жлобинская седловина																
Красницкая 693**	лейцит-О1 мелилитит	48,9	96,8	10,9	37,8	5,9	1,7	4,8	0,8	3,7	0,7	1,7	1,5	0,2	215,3	33
Красницкая 693*	мелалейцитит	36,3	71,3	6,0	28,6	5,0	1,4	4,6	0,7	3,0	0,6	1,6	1,6	0,1	160,9	23
Кустовицкая 530*	"	91,8	161,7	12,6	56,8	8,7	2,9	7,3	0,9	4,8	1,0	2,3	2,0	0,2	353,0	46
Федоровская 716*	"	46,0	90,7	7,4	36,7	6,0	2,0	5,3	0,6	4,0	0,9	2,0	1,8	0,3	203,7	26
Близнецовская 665**	меланефелитит	67,3	133,6	14,7	49,9	7,7	2,2	6,2	1,1	5,1	1,0	2,5	2,3	0,4	293,8	29
Княжинская 712*	"	38,2	76,1	6,4	30,6	5,4	1,7	4,5	0,8	2,8	0,7	1,7	1,5	0,2	170,5	25
Мадорская 654*	"	78,0	144,9	11,5	51,7	7,8	2,7	6,6	1,1	4,5	1,0	2,2	2,2	0,2	314,4	35
Мадорская 654**	"	70,6	136,8	15,1	52,1	8,2	2,0	6,4	1,0	5,1	1,0	2,3	1,9	0,3	302,8	37
Мадорская 654**	"	71,2	150,4	15,6	57,5	8,3	2,6	7,4	1,1	5,2	1,0	2,2	1,9	0,3	324,8	37
Нижевская 667*	"	27,1	54,6	4,7	23,1	3,3	1,1	3,4	0,3	1,9	0,5	1,0	0,9	0,1	121,9	31
Случайная 750*	щелочной пикрит	35,9	74,2	6,3	29,0	5,0	1,5	4,3	0,5	2,9	0,6	1,3	1,4	0,1	163,2	26
Асоя 497**	"	29,0	61,8	7,3	27,2	4,5	1,3	3,8	0,7	2,8	0,5	1,2	0,9	0,1	141,0	31
Асоя 497**	"	27,3	57,7	6,9	25,8	4,4	1,3	3,6	0,7	2,8	0,5	1,2	1,0	0,1	133,3	28
Денисовичи 552***	"	35,0	64,0	7,7	18,0	4,7	1,8	6,2	1,1	5,0	1,1	2,8	2,4	0,3	150,0	14
Денисовичи 552***	"	40,0	95,0	11,4	36,4	5,5	1,7	6,7	1,2	5,7	1,1	2,8	2,4	0,3	210,2	16
Денисовичи 555****	"	39,3	81,8	9,4	29,4	5,2	1,6	4,4	0,8	3,2	0,6	1,3	1,2	0,2	178,3	33
Сеножатка 501****	"	41,5	85,7	10,1	30,1	5,2	1,5	4,4	0,6	3,0	0,6	1,4	1,3	0,2	185,6	31

Примечания. Анализы выполнены: * – в Институте геохимии СО РАН, г. Иркутск методом ICP-MS в 2007 г.; ** Royal Holloway, University of London, методом ICP-AES Phillips PV8060 в 2001 г.; *** – Институт ядерных исследований НАН Украины, Киев, нейтронно-активационным методом в 1995 г.; **** – Royal Holloway, University of London, методом ICP на RHUL в 1996 г.

в целом близкое содержание редкоземельных элементов в щелочных базальтоидах зоны ступени со сходными породами грабена (рис. 11). Исключением являются щелочные базальтоиды Азделинского и Иванковского палеовулканов (скв. Уваровичи 58/2, Уваровичи 149), где в породах отмечаются достаточно высокие концентрации РЗЭ ($\Sigma TR = 753,9$; $588,9$ ppm соответственно) по сравнению со всеми исследованными щелочными породами. Спектры распределения РЗЭ имеют одинаковый характер без выраженных минимумов и Eu-аномалии. И только в туфобрекчии скв. 109, которая расположена на самом востоке Северо-Припятской зоны ступеней на границе с Гомельской структурной перемычкой, отмечается Eu-минимум.

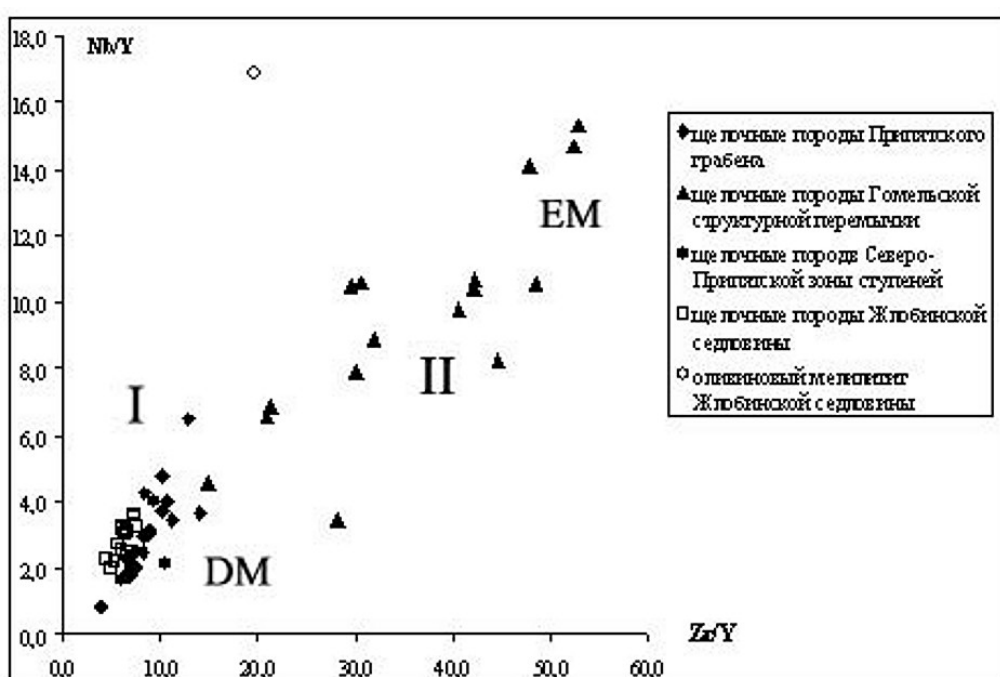


Рис. 11. Нормализованные по примитивной мантии содержания РЗЭ в магматических породах Северо-Припятской зоны ступеней.

Породы диатрем Жлобинского поля по сумме содержаний $\Sigma PZЭ$ незначительно отличаются между собой. Наиболее высокие их содержания характерны для ультраосновных фойдитов (до 325 г/т в меланефелинитах). В щелочных пикритах $\Sigma PZЭ$ в 1,5 – 2 раза меньше и составляет в среднем 150 г/т. Породам диатрем, как и щелочным породам Припятского грабена, свойственно преобладание лёгких лантаноидов при довольно устойчивом спектре РЗЭ и характере дифференциации лёгких и тяжёлых РЗЭ. При этом по содержанию легких РЗЭ ультраосновные фойдиты отличаются от щелочных пикритов. Так, в меланефелинитах содержание La в среднем составляет 68 г/т, Се – 123 г/т, в мелилититах La – 48 г/т, Се – 81 г/т, а в щелочных пикритах соответственно – 21 г/т и 75 г/т. Содержание легких РЗЭ (La, Се) в породах превышает хондритовый уровень в 140-280 раз, а тяжелых

РЗЭ (Yb, Lu) – в 6-11 раз. Графики распределения РЗЭ имеют сходный характер, без выраженных минимумов, что подчеркивает общность их происхождения (рис.12). Породы диатрем характеризуются относительно низкой степенью фракционирования тяжелых и легких РЗЭ (La/Yb), среднее значение которого составляет 35, и отсутствием Eu-экстремумов, что свидетельствует об их мантийной природе, а отклонение его реальных концентраций от нормативных незначительно ($Eu/Eu^+ \approx 0,9$).

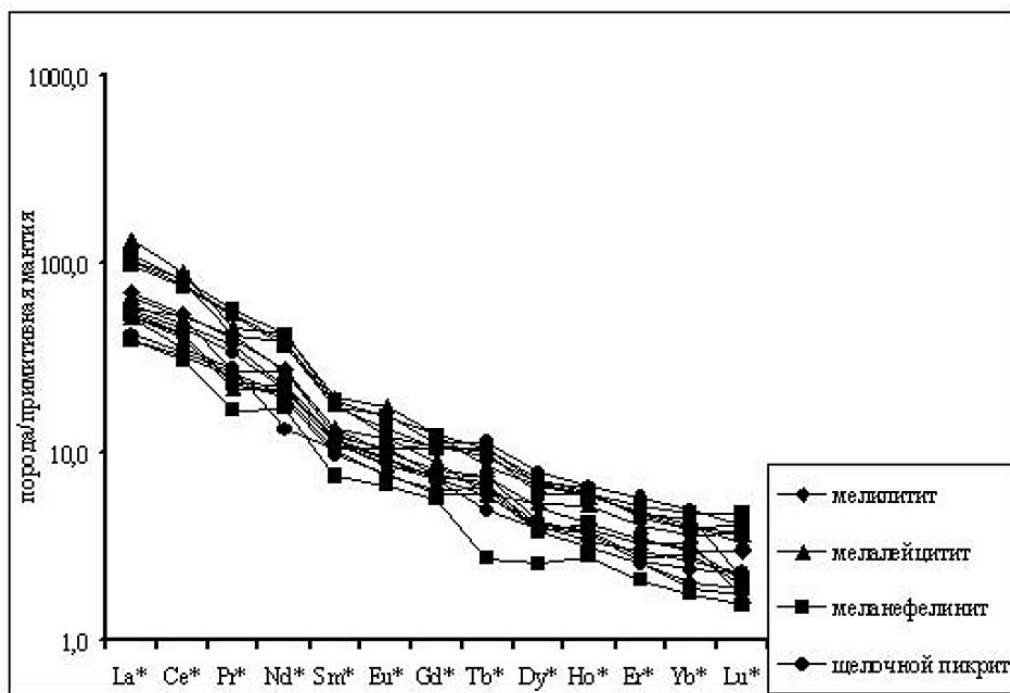


Рис. 12. Нормализованные по примитивной мантии содержания РЗЭ в магматических породах Жлобинской седловины.

Приведенные геохимические данные согласуются с известными тенденциями распределения РЗЭ в щелочных магматических сериях. Поэтому, существенно натриевым породам: щелочным базальтам и пикритам, а также их субвулканическим аналогам, развитым в Припятском грабене, свойственны более высокие концентрации редких земель, чем калиевым породам (лейцититам, лейцитовым нефелинитам) Гомельской структурной перемычки. Концентрации РЗЭ и их распределение (см. рис. 9-12) дают основание говорить о близости генезиса магматических пород Припятского грабена, Жлобинской седловины и, в определенной мере, Северо-Припятской зоны ступеней. Породы этих районов имеют близкий наклон графиков распределения редкоземельных кривых и сходные значения коэффициента фракционирования легких и тяжелых РЗЭ (La/Yb). Но для пород грабена и зоны ступеней кривые смещены в сторону более высоких концентраций по сравнению со спектрами ультраосновных пород диатрем Жлобинской седловины.

Важным вопросом для реконструкции условий проявления палеозойского магматизма является уточнение формационной принадлежности экструзивных и эксплозивных образований и постановка вопроса: являются ли породы Припятского грабена и Северо-Припятской области магматизма производными единой магмы? Одним из геохимических показателей при решении этого вопроса может служить соотношение $Nb/Y—Zr/Y$ в щелочных магматических породах. Это соотношение, выбрано исходя из того, что эти элементы являются относительно нечувствительными к процессам изменения пород, фракционной кристаллизации и степени парциального плавления [9].

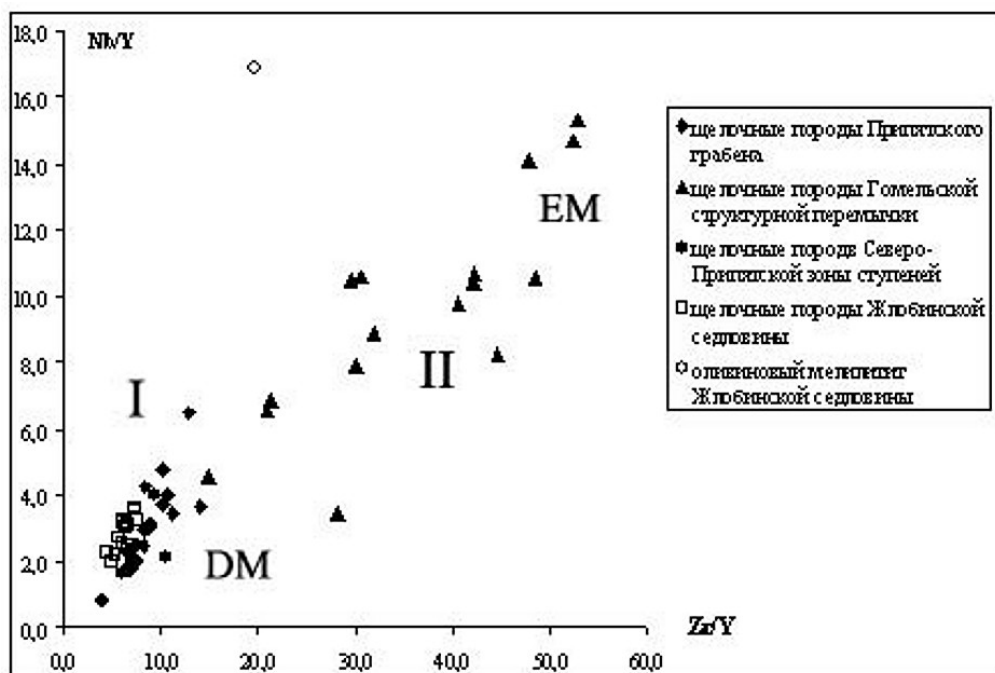


Рис. 13. Корреляционный график соотношений $Nb/Yb—Zr/Y$ в палеозойских щелочных магматических породах Беларуси.

На диаграмме $Nb/Y—Zr/Y$ показаны вариации этих коэффициентов в щелочных магматических породах Припятского грабена и породах всех районов Северо-Припятской области (рис. 13). Анализ распределения этих соотношений в различных типах щелочных магматических пород Беларуси может свидетельствовать, что, по крайней мере, два различных магматических источника могли быть вовлечены в их петрогенезис. Низкие отношения $Nb/Y—Zr/Y$ (область I) характерны практически для большинства щелочных магматических пород Припятского грабена, Жлобинской седловины и большей части зоны ступеней. Расположение фигуративных точек $Nb/Y—Zr/Y$ этих пород могут указывать на вовлечение в процессы

Таблица 2

Изотопный состав стронция и неодима в палеозойских щелочных магматических породах Беларуси

Скважина	Глуб. м	Порода	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 370 млн	ϵSr	Sm/Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 370 млн	ϵNd
Припятский грабен									
Межинская 2*	1274	щелочной пикрит	0,0333	0,70398	0,70348	0,171	0,51256	0,51231	2,8
Межинская 2*	1274	"	0,0139	0,70403	0,70382	0,172	0,52258	0,51232	3,1
Межинская 2*	1282	"	0,0135	0,70394	0,70373	0,173	0,51252	0,51226	1,9
Артуковская 3*	4515	мончикит	0,0520	0,70555	0,70476	0,184	0,51255	0,51228	2,3
Гомельская структурная перемычка									
Центролит 2*	570	Лейцит. нефелинит	0,1523	0,70560	0,70328	0,148	0,51263	0,51241	4,8
Жлобинская седловина									
Мадорская 654***	449	меланефеленит		0,70469	0,70420	1,61	0,512321	0,512097	-1,27
Княжинская 712**	440	"	0,033	0,70478	0,70427	0,2	0,51229	0,51204	-2,4
Случайная 747**	361-367	"	0,043	0,70471	0,70404	-3	0,51231	0,51207	-1,8
Лучин 518**	151,5	Ol- мелилитит	0,089	0,70489	0,70353	-10,3	0,51256	0,51238	4,20
Ассоя 497***	618	щелочной пикрит		0,70905	0,70657	35,66			
Близнецовская 665***	265	"		0,70559	0,70486	11,37			
Сеножатка 501*		"	0,0518	0,70551	0,70472	9,4	0,51237	0,51211	-1,0
Денисовичи 555*	373	"	0,1763	0,72016	0,71747	50	0,51254	0,51228	2,3
Цупер 486**	391	"	0,070	0,70681	0,70574	21	0,51228	0,51203	-2,6
Марусино 589**	490	"	0,086	0,70519	0,70389	-5,1	0,51253	0,51227	2,1
Олейниковская 550**		"	0,076	0,70646	0,70531	15	0,51223	0,51199	-3,3

Примечания. Определение изотопных отношений Sr и Nd проведено: * – Sr на масс-спектрометре VG 54E Isomass и Nd на масс-спектрометре VG MM30 в University of Leeds, в 1996 г., ** – на масс-спектрометре Finnigan MAT -261 в ИГД РАН г. Санкт - Петербург в 2004 г., *** – на масс-спектрометре VG 354 в Royal Holloway, University of London, в 2001 г.

магматизма источника схожего с деплитизированной верхней мантией. В свою очередь, повышенные значения отношений этих элементов (область II) фиксируются в калиевых породах Гомельской структурной переемычки, в щелочном оливиновом пикрите крайнего востока грабена (скв. В. Борщевская 3) и оливиновом мелилитите юго-восточной части Жлобинской седловины (скв. Лучин 518), которые могут продолжать тренд значений области I. Высокие соотношения Nb/Y—Zr/Y состава щелочных пород (область II), в которую попадают ультраосновные породы Гомельской структурной переемычки, могут быть объяснены участием в процессе формирования пород этой зоны источника подобного enriched mantle.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Изотопные данные распределения Sr — Nd (возраст 370 млн. лет) в породах палеозойской магматической формации Беларуси опубликованы в

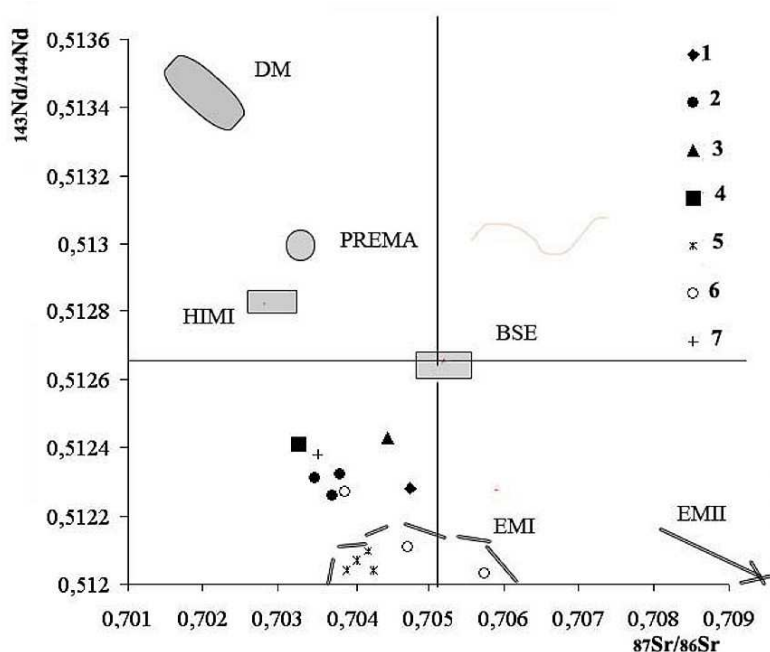


Рис. 14. Диаграмма зависимости $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для палеозойских щелочных магматических пород Беларуси (с использованием данных [7, 10, 11]).

Все данные скорректированы на возраст 370 млн. лет 1 - Припятский грабен, мончикит; 2 - Припятский грабен, оливин-пироксеновый пикрит; 3 - Днепровский грабен, щелочной базальт; 4 - Гомельская структурная переемычка, нефелинит; 5 - Жлобинская седловина, меланефелинит; 6 - Жлобинская седловина, мелилит-пироксеновый пикрит; 7 - Жлобинская седловина, оливиновый мелилитит.

работах [5, 6, 7, 10, 11] и представлены в таблице 2. Изотопные данные распределения Sr — Nd в исследуемых образцах палеозойских щелочных магматических пород Беларуси образуют в целом линейное поле,

расположенное между изотопными характеристиками примитивной мантии (PREMA) и обогащенного мантийного источника ЕМ 1, при этом часть фигуративных точек изотопного состава попадает в область ЕМ 1 (рис. 14). На диаграмме изотопного состава Sr – Nd и в таблице 2 можно видеть, что при относительно близких значениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (07030-07050), изучаемые породы образуют две области за счет распределения изотопного состава Nd. ϵNd изменяется в них в диапазоне значений от 50 до -14,5. При этом первую (положительную) область со значениями $\epsilon\text{Nd} = 1,9-42$ образуют породы Припятского грабена, Гомельской структурной перемычки и, частично, Жлобинской седловины. Положительные значения ϵNd , показывают, что породы произошли из остаточных твердых фаз резервуара после удаления из него магмы в некоторый ранний промежуток. Такие части резервуара обеднены литофильными элементами с большим ионным радиусом (LIL), которые в ходе частичного плавления переходят в жидкую фазу. Вторую область формируют щелочно-ультраосновные породы Жлобинской седловины, которые по своему изотопному составу близки к области ЕМ I и содержат незначительно повышенное количество радиогенного изотопа Sr, чем породы Припятского грабена и Гомельской структурной перемычки. Это может свидетельствовать о вторичном изменении, которым были подвержены эти породы. Однако отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вулканических породах, прошедших сквозь континентальную кору так же обычно выше, чем в вулканитах океанических бассейнов, что обусловлено взаимодействием этих магм с древними коровыми породами (или образовании магм за счет плавления коровых пород). Поэтому, с другой стороны, высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ могут отражать контаминацию щелочно-ультраосновных пород Жлобинской седловины фрагментами пород кристаллической коры. Сравнительно низкие значения ϵNd (-0,1-3,3) щелочных пород Северо-Припятской области магматизма, находящиеся в основной отрицательной области, также могут свидетельствовать о том, что они образовывались при переработке или ассимиляции коровых пород. Это более отчетливо наблюдается по изотопному составу пород трубки взрыва Денисковичи, где отмечено резко повышенное соотношение изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,72016$) (см. табл. 2). Также отрицательные значения ϵNd свидетельствуют, что породы произошли из источника, имеющего более низкие Sm/Nd отношения, чем хондритовый резервуар.

ВЫВОДЫ

Таким образом по характеру распределения некоторых наиболее информативных геохимических и изотопных параметров щелочные ультраосновные и базальтоидные породы двух областей палеозойского магматизма территории Беларуси образуют достаточно однородную группу, что, может, свидетельствуют в целом о комагматичности магматических

образований Припятского грабена и пород Северо-Припятской области магматизма, включающих Жлобинскую седловину, Северо-Припятскую зону ступеней, что позволяет говорить о едином источнике палеозойского рифтового магматизма Беларуси. Исключение составляют породы Гомельской структурной перемычки и некоторые разновидности щелочно-ультраосновных пород южной части Жлобинской седловины (Лучинский куст), которые по соотношению Nb/Y—Zr/Y и изотопному составу стронция и неодима отличаются от основной группы щелочных магматических пород. Все это позволяет высказать предположение о возможном вовлечении в процесс магматизма, приведшего к образованию этих типов пород, еще одного источника отличного по составу и подобного обогащенному мантийному (ЕМІ).

Работа выполнена при поддержке БРФФИ (грант № Х06Р -060, № Х07СО-009), РФФИ, (грант 06-05-81016).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Веретенников Н.В., Корзун В.П., Лапцевич А.Г., Михайлов Н.Д.** Петрология трубок взрыва Жлобинского поля (Беларусь) // Литосфера, 2001, № 1(14), с. 46-55.
2. **Веретенников Н.В., Корзун В.П., Махнач А.С., Лапцевич А.Г.** Верхнедевонские вулканогенные образования района Уваровичей // Докл. НАН Беларуси, 2001, т. 45, № 1, с. 100-102.
3. **Корзун В.П., Махнач А.С.** Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. Мн.: Наука и техника, 1977, 164 с.
4. **Корзун В.П., Махнач А.С.** Позднедевонский магматизм Припятского авлакогена // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М., 1994, с. 195-199.
5. **Михайлов Н.Д., Лапцевич А.Г.** К вопросу о генезисе девонского щелочного магматизма Беларуси (геохимический аспект) // “Геохимия магматических пород” : Труды научной школы “Щелочной магматизм Земли”, Москва, 2005, с. 105-108.
6. **Михайлов Н.Д., Лапцевич А.Г., Веретенников Н.В., Корзун В.П.** Nd-Sr изотопная характеристика позднедевонского магматизма Беларуси // XX семинар “Геохимия магматических пород”, М., 2002, с. 71.
7. **Первов В.А., Никитин Е.А., Левский Л.К.** Ультраосновные щелочные вулканы Жлобинского поля (Республика Беларусь): Источники и эволюция магм // Петрология, 2004, т. 12, № 4, с. 354-373.
8. **Хомич П.З., Никитин Е.А., Гришко А.И. и др.** Новая область развития кимберлитового магматизма на западе Восточно-Европейской платформы // ДАН Беларуси, 1993, т. 37, № 1, с. 83-86.
9. **Fitton G., Hardarson B.S., Saunders A.D., Norry M.J** The chemical distinction between depleted plume and N-MORB mantle sources // Abstract, 1996, p. 167.
10. **Markwick A.L.W., Downes M., Veretennikov M.** The lower crust of SE Belarus: petrological, geophysical and geochemical constraints from xenoliths // Tectonophysics, № 339, 2001, p. 215-237.
11. **Wilson M., Lyashkevich Z.M.** Magmatism and geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European Platform // Tectonophysics, 1996, v. 268, № 1-4, p. 65-81.

Геохимическая эволюция и изотопные составы карбонатитов и миаскитов Ильмено-Вишневогорского комплекса как показатель процессов силикатно-карбонатной несмесимости и флюидно-расплавного взаимодействия (Южный Урал)

Недосекова И.Л.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, пер. Почтовый 7, e-mail: nedosekova@igg.uran.ru

ВВЕДЕНИЕ

Карбонатиты в Ильмено-Вишневогорском щелочном комплексе открыты в 40х годах XX века в миаскитах Вишневогорского массива. Они охарактеризованы в работах Э.М. Бонштедт-Куплетской [4], Е.С. Ильменева [17], А.Г. Жабина [13, 14], Е.М. Еськовой и др. [11], Н.В. Свяжина [42], Б.М. Роненсона [38], Е.М. Еськовой [12], В.Я. Левина и др. [24, 26], В.Я. Левина [25], В.А. Кононовой и др. [19], У. Крамма и др. [57, 58], И.Л. Недосековой и др. [29-31], И.В. Чернышева и др. [46], В.С. Самойлова, Б.М. Роненсона [41], И.Л. Недосековой [27, 28], А.С. Таланцева, Г.А. Петровой [44], К.К. Золоева и др. [16], И.Т. Расс и др. [37], С.В. Прибавкина, И.Л. Недосековой [36].

В качестве карбонатитов карбонатные образования Ильмено-Вишневогорского комплекса были выделены А.Г. Жабиным по аналогии их минерального состава и геохимических особенностей с карбонатитами щелочно-ультраосновной формации (УЩК) [13]. Однако, некоторые особенности геологии и геохимии Ильмено-Вишневогорского комплекса, отличающие их от кольцевых комплексов УЩК, вызвали продолжительную дискуссию о правомерности отнесения эндогенных карбонатных пород Ильмено-Вишневогорского комплекса к карбонатитам [2, 8, 9, 10, 32, 43]. Наиболее дискуссионным вопросом в проблеме карбонатитообразования Ильмено-Вишневогорского комплекса является пространственная и генетическая связь карбонатных пород с нефелиновыми сиенитами и зонами фенитизации вне традиционных для УЩК серий щелочно-ультраосновных магматитов и, как следствие, вопрос родоначальных магм для Ильмено-Вишневогорского комплекса. Предметом дискуссии является также механизм формирования карбонатных жил Ильмено-Вишневогорского комплекса, отличающийся отсутствием отчетливо выраженных геологических признаков магматического происхождения, широким распространением карбонатитов в виде жильных тел, штокверков, метасоматических зон, зависимостью состава карбонатитов от состава

вмещающих пород. Особенностью Ильмено-Вишневогорского комплекса является несколько иной характер геохимической и температурной эволюции карбонатитообразующих расплавов-флюидов по сравнению с карбонатитами УЩК. Одним из ключевых вопросов генезиса карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса является роль процессов силикатно-карбонатной несмесимости и роль флюидов в карбонатитообразовании.

В результате продолжительной дискуссии и в связи с широким развитием во многих щелочных провинциях мира массивов нефелиновых сиенитов и карбонатитов вне щелочно-ультраосновных серий магматитов, Ильмено-Вишневогорский комплекс наряду с другими аналогичными образованиями был выделен в самостоятельную формацию «нефелиновых сиенитов и линейных зон щелочных метасоматитов» [5, 8, 24], позднее названный «формацией линейно-трещинных зон» [2]. К настоящему времени, аналогичные карбонатитовые комплексы, связанные с нефелиновыми сиенитами и фенитами, известны в Норвегии (Стъёрней, Сорроу), Финляндии (Сиилиньярве), Канаде (Блу Маунтин), Бразилии (Анджико Дос Диас), Австралии (Муд Танк).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КАРБОНАТИТОВ ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА

Ильмено-Вишневогорский комплекс находится на стыке Южного и Среднего Урала в ядре крупного Сысертско-Ильменогорского антиклинория, имеющего двухэтажное строение и длительную историю формирования. Ядро блока (нижний структурный этаж) сложено диафторированными гнейсо-гранулитами и мигматитами селянкинской толщи (U-Pb возраст цирконов которой 1820 ± 70 млн лет [21, 45]) и плагиогнейсами и амфиболитами вишневогорской толщи (PR1). Верхний структурный этаж представлен ильменогорской толщей на юге и шумихинской толщей на севере. Данные толщи сложены амфиболитами, плагиогнейсами, кристаллическими сланцами, гипербазитами и, в меньшей степени, кварцитами. Предполагается, что перечисленные толщи являются доуральскими (рифтогенными?) комплексами с возрастом метаморфизма 643 ± 46 млн лет (по данным U-Pb – метода для ильменогорской толщи) [22]. Вышележащие сланцевые и кварцитовые толщи обрамления (Rf) принадлежат осадочному и вулканогенному чехлу фундамента. Возраст кристаллизации щелочных пород и карбонатитов, залегающих в породах ядра Сысертско-Ильменогорского поднятия, по данным U-Pb и Rb-Sr геохронологии, 440 млн лет [19, 46, 57, 58]. Более поздние процессы метаморфизма и гранитообразования в Сысертско-Ильменогорском блоке связаны с герцинской орогенцией (360–320 млн лет) и последующим постколлизийным растяжением (260–240 млн лет) [18].

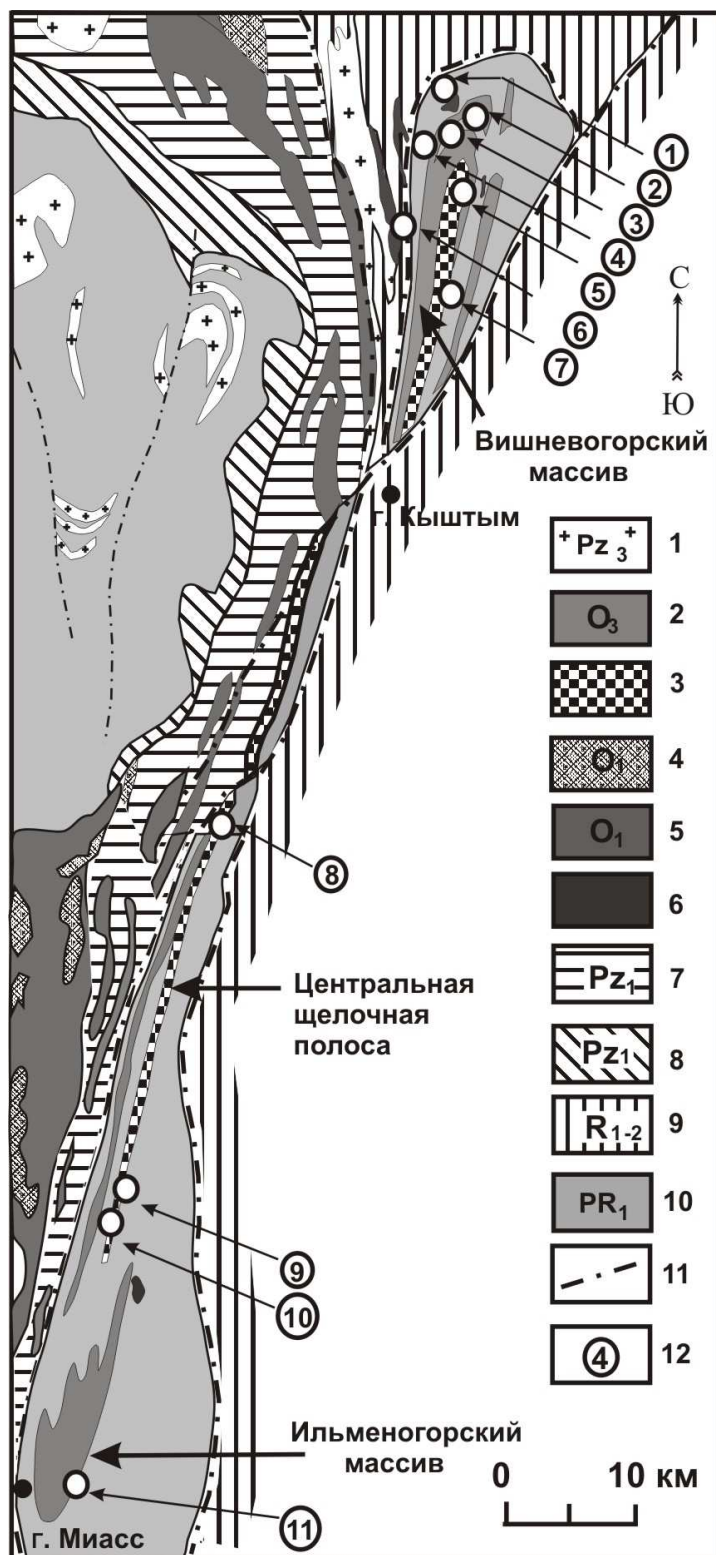


Рис.1. Схема геологического строения Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатного комплекса (составлена по [16, 26, 35]).

1 – граниты (Pz₃); 2–3 – Ильмено-Вишневогорский комплекс (O₃): 2 – миаскиты Вишневогорского и Ильменогорского массивов, 3 – метасоматиты Центральной щелочной полосы (фениты, полевошпатовые и силикатно-карбонатные метасоматиты, карбонаты, автохтонные миаскиты); 4 – габбро офиолитовой формации (O₁); 5 – гипербазиты офиолитовой формации (O₁); 6 – метаморфизованные ультрабазиты булдымского, каганского и няшевского комплексов (PR₁); 7 – вулканогенно-осадочные образования Тагило-Магнитогорского мегасинклинария (Pz₁); 8 – сланцы гранато-слюдяные и эклогиты восточной периферии Уфалейского срединного массива (Pz₁); 9 – плагиосланцы и кварциты обрамления Сысертско-Ильменогорского срединного массива (R₁₋₂); 10 – плагиогнейсы, гранитные мигматиты, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты Сысертско-Ильменогорского и Уфалейского срединных массивов (PR₁); 11 – тектонические разломы и несогласия; 12 – основные месторождения и рудопроявления Nb и REE, связанные с карбонатами: 1 – Булдымское ниобия и редких земель; 2–3 – Вишневогорское ниобия (2 – Зона 125; 3 – Зона 140, 147); 4 – Спирихинское редких земель; 5 – Светлинское ниобия; 6 – Каганское редких земель; 7 – Потанинское ниобия; 8 – Увильдинское ниобия, 9 – Байдашевское ниобия; 10 – Ишкульское ниобия; 11 – Копь 97 ниобия и редких земель.

Ильмено-Вишневогорский комплекс имеет протяженность с севера на юг более 150 км при максимальной ширине 4–6 км (рис. 1). Он состоит из двух относительно крупных (20–25 х 6 км) интрузивных массивов миаскитов – Вишневогорского и Ильменогорского, которые имеют подковообразную форму с замыканием в Вишневых горах на севере и в Ильменских горах – на юге. Массивы соединяются между собой Центральной щелочной полосой, протягивающейся на 150 км и сложенной разнообразными фенитами,

полевошпатовыми метасоматитами, мелкими телами миаскитов, меланократовыми карбонатно-силикатными породами, составляющими 30–40 % объема всех пород щелочной полосы, и карбонатитами.

Вишневогорский и Ильменогорский массивы сложены лепидомелановыми миаскитами главной фации и, в подчиненном объеме, амфиболовыми миаскитами и щелочными сиенитами (биотитовыми, амфиболовыми, корундовыми, и др.) фации эндоконтактов. На согласных экранирующих контактах миаскиты окружены экзоконтактовыми пироксеновыми фенитами, а на секущих и инъекционных контактах – биотитовыми и амфибол-биотитовыми фенитами.

Карбонатиты в Ильмено-Вишневогорском комплексе установлены в миаскитах Вишневогорского и Ильменогорского массивов, в экзоконтактовом ореоле этих массивов: в фенитах, плагиогнейсах, амфиболитах, ультрабазитах, а также в породах ЦЩП (см. рис. 1). Наиболее крупные рудопроявления карбонатитов, с которыми связаны месторождения ниобия и редких земель, находятся в северной части комплекса в зоне С-3 эндо- и экзоконтакта Вишневогорского миаскитового интрузива (Вишневогорское месторождение ниобия). Многочисленные месторождения и рудопроявления пироксолоксоносных карбонатитов известны в Центральной щелочной полосе (Потанинское месторождение, Светлоозерское, Увильдинское, Байдашевское и Ишкульское рудопроявления). Карбонатиты с редкометально-редкоземельной минерализацией установлены в ультрабазитах Булдымского, Спирихинского и Халдихинского массивов, залегающих вблизи западного контакта Вишневогорского интрузива, а также в ультрабазитовых массивах Каганского и Силачского комплексов (рис. 2) [26, 42]. В Ильменогорском массиве миаскитов известны лишь отдельные жилы карбонатитов, а в его обрамлении установлены рудопроявления карбонатитов с редкометально-редкоземельной минерализацией в ультрабазитах восточного (копь 97, Ильменский заповедник) и западного экзоконтактов (Талицкий массив) [34].

Карбонатиты в Вишневогорском массиве миаскитов максимально развиты в его С и С-3 эндоконтакте, образуя рудную зону 147 Вишневогорского месторождения ниобия (см. рис. 2). Зона имеет протяженность около 4 км и мощность до 30 м. Отдельные тела карбонатитов имеют пластообразную и жильную форму, мощность их достигает 10 м, протяженность – несколько сотен метров. Тела ранних карбонатитов залегают согласно полосчатости миаскитов и контактам миаскитовой интрузии. Карбонатиты содержат перемещенные обломки миаскитов и миаскит-пегматитов, в зоне контакта с фенитами – обломки фенитов. Ранние карбонатиты (сёвиты I) представляют собой массивные и брекчиевидные разновидности кальцитового состава, содержащие крупные кристаллы и обломки кристаллов нефелина, калиевого полевого шпата, биотита и акцессорные: гатчеттолит, красно-бурый пироксолоксо, циркон, ильменит,

апатит, магнетит, пирротин, пирит. Поздние карбонатиты (сёвиты II) – крупнозернистые, лейкократовые, образуют гнёзда и жилы в телах ранних карбонатитов и в миаскитах, иногда пересекающие брекчиевидные карбонатиты. Сёвиты II содержат преимущественно биотит, апатит, красный пироксид, циркон, ильменит, пирротин, пирит.

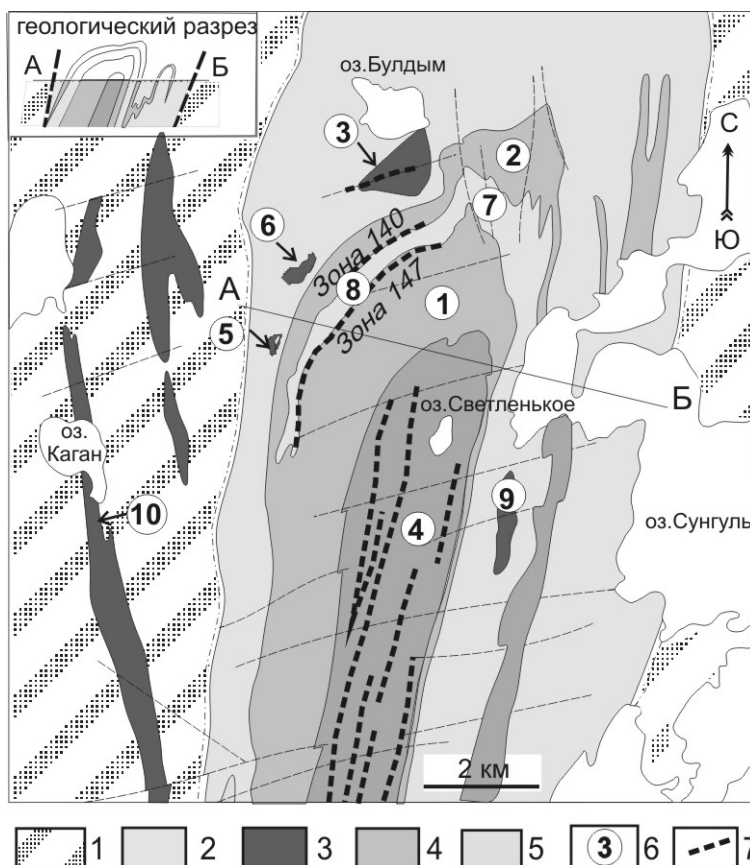


Рис. 2. Схема геологического строения северной части Вишневогорского массива (по материалам В. Я. Левина и др., [26]).

1 – метаморфические образования игошской, сайтовской, аргазинской, кыштымской толщ (R_{1-2}), 2 – плагиогнейсы, амфиболиты вишневогорской толщ (PR_1); 3 – метаморфизованные гипербазиты; 4 – метасоматиты Центральной щелочной полосы (фениты, нефелин-полевошпатовые мигматиты, миаскиты, карбонатиты); 5 – миаскиты Вишневогорского массива; 6 – массивы гипербазитов: 1 – Булдымский, 2 – Сунгульский, 3 – Халдихинский, 4 – Спирихинский, 5 – Каганский; 7 – линии тектонических нарушений.

Наиболее богатая рудная зона Вишневогорского месторождения (Зона 140), сложенная карбонатитами, альбититами и миаскитовыми пегматоидами, приурочена к контакту фенитов и «седловидной залежи» миаскитов, расположенной в 1 км севернее замыкания Вишневогорского массива (см. рис. 2). Карбонатиты слагают субширотную систему субпараллельных жил мощностью от первых десятков сантиметров до 7–10 м, имеющих С-З падение и кососекущее залегание по отношению к полосчатости миаскитов. Общая протяженность Зоны 140 по простиранию – 1700 м, по падению – 1300 м. Карбонатиты крупнозернистые, с редкими крупными (до 10–20 см) кристаллами биотита, апатита, полевых шпатов, крупными октаэдрическими кристаллами красного пироксидора, аксессуарным ильменитом, пирротинном, пиритом. Карбонатиты часто содержат включения альбитизированных миаскитов.

Рудные Зоны 125 и 135 Вишневогорского месторождения связаны с карбонатитами, залегающими в фенитах, в экзоконтакте Вишневогорского интрузива. Жилы и линзообразные тела карбонатитов мощностью до 2 м

сложены крупнозернистыми кальцитовыми разностями и содержат ксеновключения фенитов, а также пироксен, полевои шпат, флогопит и акцессорные минералы – красный пироклор, сфен, апатит, ильменит, чевкинит, ортит, циркон, магнетит, пирротин, пирит.

Булдымское месторождение редкометально-редкоземельных карбонатитов приурочено к одноименному массиву ультрабазитов, залегающему в породах Вишневогорской свиты (PR₁) в 100 м к северу от Вишневогорского массива миаскитов (см. рис. 2). Гипербазиты представлены вторичными (метаморфизованными) оливин-энстатитовыми и оливин-энстатит-антофиллитовыми породами, часто серпентинизированными и карбонатизированными. Петрохимические характеристики метаморфизованных гипербазитов (железистость, коэффициент основности, содержания титана, фосфора, щелочей, хрома, никеля), а также составы хромшпинелидов, соответствуют альпинотипным гарцбургитам и частично дунитам, испытавшим метаморфизм амфиболитовой фации [6, 7].

Карбонатиты в Булдымском массиве залегают в субширотной системе разломов С-В простирания, погружающихся в С-З направлении. Карбонатиты образуют линейные тела мощностью до 10 м и протяженностью в сотни метров и сопровождаются мощными зонами карбонат-флогопит-рихтеритовых метасоматитов. Суммарная мощность зон карбонатитов и сопровождающих их метасоматитов достигает 50 м. Ранние карбонатиты доломит-кальцитового состава (свиты III) – массивные, крупнозернистые, содержат тетраферрифлогопит, рихтерит и акцессорные пироклор, циркон, магнетит, ильменит, пирротин, пирит. Поздние доломитовые карбонатиты (бефорситы IV) образуют менее мощные жилы и содержат редкоземельную акцессорную минерализацию – монацит, эшинит, редкоземельный пироклор, ферсмит, а также флогопит (замещающийся хлоритом), винчит, апатит, магнетит, ильменит, циркон.

Наиболее крупное месторождение карбонатитов Центральной щелочной полосы (Потанинское месторождение ниобия) образует линейную штокверковидную зону в восточном контакте щелочной полосы на юге Вишневых гор протяженностью около 15 км и мощностью от нескольких м до 40 м (см. рис. 1). Штокверк приурочен к контакту пироксеновых фенитов и лейкократовых щелочных пород (биотит-полевошпатовых пород с маломощными пластовыми телами миаскитов). Карбонатитовый штокверк Потанинского месторождения находится преимущественно в фенитах. В эндоконтакте щелочной полосы и в её центральных частях находятся лишь отдельные маломощные (десятки сантиметров – несколько метров) жилы карбонатитов. Они представлены ранними мелкозернистыми меланократовыми разностями кальцитовых карбонатитов I стадии (свиты I), содержащими порфировидный биотит, альбит и акцессорные минералы – черный уран-танталовый пироклор, апатит, ильменит, циркон. Содержат округлые ксеновключения вмещающих пород размером до нескольких

метров. Поздние карбонатиты II стадии (сёвиты II), слагающие Главную рудную зону Потанинского месторождения, залегают в пироксеновых фенитах экзоконтакта Центральной щелочной полосы и содержат их ксеновключения. Мощность отдельных тел карбонатитов достигает 30 метров, протяженность по падению – 250–300 м, по простиранию – до 1,5 км. Карбонатиты II представлены крупнозернистыми кальцитовыми разностями и содержат эгирин-салит, полевой шпат, биотит, флогопит, магнезио-катафорит и акцессорные минералы – красный пироксен, сфен, апатит, ильменит, монацит, чевкинит, ортит, циркон, магнетит, пирротин, пирит. В южной части Потанинского месторождения, где Ильмено-Вишневогорский комплекс пересекается кыштымской широтной сдвиговой зоной, карбонатитовые тела милонитизированы – превращены в черные афанитовые разности, представляющие собой неоднородную смесь фенитового и карбонатитового материала.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КАРБОНАТИТОВ ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА

Химические составы карбонатитов из различных месторождений Ильмено-Вишневогорского комплекса приведены в таблице 1 и иллюстрируются на рис. 3. Вариации петрогенных элементов карбонатитов соответствуют составам кальцио- и магнезиокарбонатитов. Для карбонатитов I стадии отмечаются и составы феррокарбонатитов, что связано с участками локального обогащения этих пород железосодержащими фазами (ильменитом, пирротином, пиритом), но не с составом карбонатов. Карбонатиты Вишневогорского массива и Центральной щелочной полосы (Вишневогорское, Потанинское, Увильдинское месторождения) имеют составы кальциокарбонатитов (сёвитов), формируя на классификационной диаграмме единые поля, различающиеся для ранних и поздних карбонатитов (рис. 3 А). Сёвиты I отличаются от сёвитов II более высокими содержаниями MgO (0,5–4,2%), Al_2O_3 (2–4,6%), SiO_2 (5–12%). Для сёвитов II характерны повышенные содержания MnO (0,42–0,77%). Карбонатиты Булдымского массива и Байдашевского рудопроявления образуют на диаграмме отдельные поля составов, отличающиеся от карбонатитов Вишневогорского массива и Центральной щелочной полосы. Ранние доломит-кальцитовые карбонатиты имеют составы кальциокарбонатитов (сёвитов), а поздние доломитовые карбонатиты – магнезиокарбонатитов (бефорситов). Они отличаются от карбонатитов вышеупомянутых месторождений более высоким содержанием MnO (1,1–1,4%) и MgO (5,6–7,2% – в доломит-кальцитовых, 17,8–25,8% – в доломитовых карбонатитах).

Таблица 1.

**Химический состав (масс.%) и содержание редких элементов (г/т) в миаскитах и карбонатитах
Ильмено-Вишневогорского комплекса**

Порода	Миаскиты								Севиты I			
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Обр.	323	324	335	337	338	Сав-4	По-1	По-4	Л-По-1	354	329	Сав-2
SiO ₂	51,03	53,62	53,58	57,69	53,62	57,51	39,74	53,63	13,02	22,88	32,00	4,50
TiO ₂	0,57	0,58	0,60	0,40	0,67	1,24	2,77	0,43	2,10	0,38	0,24	0,01
Al ₂ O ₃	22,75	20,98	21,59	21,55	18,45	17,55	11,64	20,29	4,57	8,71	8,93	1,36
Fe ₂ O ₃	0,91	1,64	0,90	1,25	1,43	1,90	4,25	1,42	0,01	0,17	1,34	н.о.
FeO	2,25	1,95	2,10	1,05	2,10	3,2	7,5	1,4	7,00	2,00	3,5	1,10
MnO	0,12	0,16	0,12	0,05	0,09	0,21	0,20	0,07	0,31	0,25	0,72	0,36
MgO	0,88	0,96	0,60	0,55	1,03	1,57	5,57	0,72	2,93	1,54	1,38	0,22
CaO	2,22	2,21	2,51	1,02	3,95	2,80	9,83	3,11	41,26	33,36	24,00	54,40
Na ₂ O	8,00	6,60	6,50	6,20	6,00	5,8	2,6	9,7	0,90	2,50	2,10	0,70
K ₂ O	7,50	7,97	8,20	7,14	7,62	5,66	6,70	5,15	3,36	4,32	5,69	0,80
P ₂ O ₅	0,19	0,23	0,08	0,02	0,10	0,24	0,30	0,04	2,45	0,79	0,59	0,02
S	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
П.п.п.	2,7	2,5	2,3	2,0	3,5	1,8	7,1	2,7	19,80	19,40	17,75	37,00
Σ	99,10	99,45	99,06	98,91	98,61	99,48	98,20	98,67	97,71	96,30	98,24	100,46
Li	7	9	9	2	5	32	10	2,2	10	3	5	1
Rb	44	59	54	34	42	114	115	55	120	52	116	14
Be	0,3	0,2	0,4	0,6	1,8	3,0	0,8	0,9	0,8	0,4	0,2	0,1
Sr	1902	2317	3127	1661	2530	1405	1911	1647	3953	9247	11518	8349
Ba	1592	1816	3668	5667	9857	1589	2221	2406	3405	3054	710	706
Sc	1	2	1	1	1	3	8	1	4	3	2	3
V	159	179	149	194	100	78	242	69	239	61	15	2
Cr	162	93	70	84	70	8	25	4	53	25	25	8
Co	0,1	0,4	1	2	4	9	24	7	20	4	5	2
Ni	1	1	1	16	2	9	24	7	16	11	3	11
Cu	14	0,3	14	7	8	34	109	30	21	15	13	25
Zn	22	61	22	22	64	87	137	25	174	32	98	5
Y	8	10	7	2	11	20	20	6	61	98	106	117
Nb	69	57	86	45	51	188	119	54	123	57	877	36
Ta	3,9	2,4	4,0	2,1	3,6	20,4	12,2	4,3	10,9	1,7	4,6	0,3
Zr	335	94	102	109	144	77	5	40	21	109	21	1
Hf	4,9	1,5	1,3	0,8	0,9	1,3	0,2	0,7	0,8	1,2	0,4	0,1
Mo	13	4	28	6	2	1	1	16	0,1	0,3	16	0,1
Pb	2	3	4	1	1	12	1	2	4	5	21	25
Th	2	2	4	0,3	1	13	2	1	2	3	19	0,4
U	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3,2	0,3	2,4	0,4	1	24	0,1
Zr/Hf	68	62	79	141	151	58	24	56	25	92	50	7
Sr/Ba	1,2	1,3	0,9	0,3	0,3	0,9	0,9	0,7	1	3	16	12
Nb/Ta	18	24	22	21	14	9	10	12	11	34	191	106

1–3, 11, 14–15 – Вишневогорский массив (Зона 147, г. Долгая); 4–5, 10 – корневые части Вишневогорского массива; 6, 12 – Ильменогорский массив; 7 – 9, 13 – Центральная щелочная полоса, Потанинское месторождение; 16 – Зона 125; 18 – 21, 23 – 24 – Будымский массив; 22 – экзоконтакт Ильменогорского массива, Копь 97 (Ильменский заповедник).

Таблица 1. Продолжение.

Порода	Севиты II				Севиты III					Бефорсит IV	
№ п/п	13	14	15	16	18	19	20	21	22	23	24
Обр.	Л-По-2	331	328	348	43-915	1-53	Т-16	3311	К-97-8	1-54	10-21
SiO ₂	12,86	6,44	20,94	0,80	3,61	1,00	7,40	2,84	3,08	0,72	30,50
TiO ₂	0,16	0,51	0,36	0,02	0,02	0,01	0,07	0,04	0,03	0,18	0,11
Al ₂ O ₃	3,38	2,00	7,72	0,03	0,73	0,03	1,40	0,05	0,56	0,02	1,29
Fe ₂ O ₃	0,70	н.о.	0,05	н.о.	0,34	0,30	0,79	0,35	0,29	0,34	1,96
FeO	4,50	6,50	6,70	1,20	1,60	2,05	2,10	3	1,10	3,00	1,00
MnO	0,36	0,32	0,21	0,18	1,20	1,30	1,10	1,43	0,27	1,40	0,21
MgO	1,23	0,65	1,26	0,55	5,62	5,59	7,27	5,93	6,20	17,68	25,50
CaO	49,00	48,66	36,31	54,56	48,00	49,00	44,00	48,17	50,33	33,22	17,91
Na ₂ O	2,20	0,50	1,85	0,40	0,20	0,20	0,60	0,6	0,4	0,15	0,70
K ₂ O	1,69	1,48	4,34	0,04	0,68	0,02	1,09	0,08	0,54	0,01	0,01
P ₂ O ₅	1,21	2,37	0,50	1,12	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,18	1,35
S	1,31	1,24	3,07	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
П.п.п.	23,10	28,50	18,20	38,20	38,40	41,80	34,50	37,20	38,45	43,25	17,80
Σ	101,70	99,17	101,51	97,10	100,40	101,30	100,33	99,70	101,27	100,15	98,34
Li	8	9	4	2	12	0,45	18	0,4	16	0,1	3
Rb	64	29	38	2	44	0,3	52	0,2	42	0,4	0,1
Be	0,8	0,2	0,2	0,2	0,3	0,05	1,3	0,1	0,8	0,5	0,6
Sr	11527	21982	11668	16498	10279	12223	9547	12216	6336	6611	3796
Ba	793	282	554	542	224	540	484	536	198	233	302
Sc	5	3	3	1	2	3	6	3	1	1	2
V	108	134	45	12	15	3	67	3	1	8	51
Cr	14	5	12	11	107	14	138	14	23	23	35
Co	13	10	6	7	5	23	7	23	4	16	7
Ni	22	3	4	33	10	68	13	69	39	13	30
Cu	25	8	12	15	24	30	24	30	32	20	24
Zn	36	85	46	13	49	171	88	171	14	47	8
Y	88	73	47	139	69	87	62	88	523	93	74
Nb	1598	98	124	872	20	4	930	4	8	88	15
Ta	7,4	0,1	2	3,3	0,02	0,01	1,2	0,01	0,3	0,1	0,1
Zr	32	7	3	5	2	0,11	42,3	0,1	1	24	37
Hf	1,0	0,2	0,1	0,3	0,1	0,16	0,5	0,2	0,4	0,4	0,5
Mo	1	2	62	1	0,6	0,46	0,6	0,5	0,07	1,2	0,0
Pb	34	12	17	61	14	30,4	22,9	32	38	23	59
Th	19	14	8	3	3	1,0	22,3	1	0,4	681	1418
U	27	н.о.	н.о.	5	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,04	н.о.	н.о.
Zr/Hf	31	31	24	18	13	1	83	1	3	55	80
Sr/Ba	15	78	21	30	46	23	20	23	32	28	13
Nb/Ta	217	1310	67	268	1105	504	748	583	31	1136	104

Примечания. Рентгеноспектральный силикатный анализ выполнен в ИГТ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитики Татаринова Л.А., Горбунова Н.П.

Анализ редких элементов выполнен методом ICP MS, ИГТ УрО РАН, г. Екатеринбург, 2004-2007 г., аналитики Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Попова О.Ю. н.о. – элемент не анализировался.

Положение средних составов карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса на диаграмме CaO–MgO–FeO иллюстрирует сходный с другими карбонатитовыми комплексами тренд изменения составов карбонатитов от кальцио- к магнезикарбонатитам. Синхронно тренду изменения составов карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса изменяются составы карбонатов и слюд [28, 30]. При этом можно отметить, что тренд изменения составов карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса не достигает высокожелезистых разностей карбонатитовых серий, характерных для сильно дифференцированных комплексов, таких как Томтор, Чилва, Гудини, Муд Танк и др. [20] (см. рис. 3).

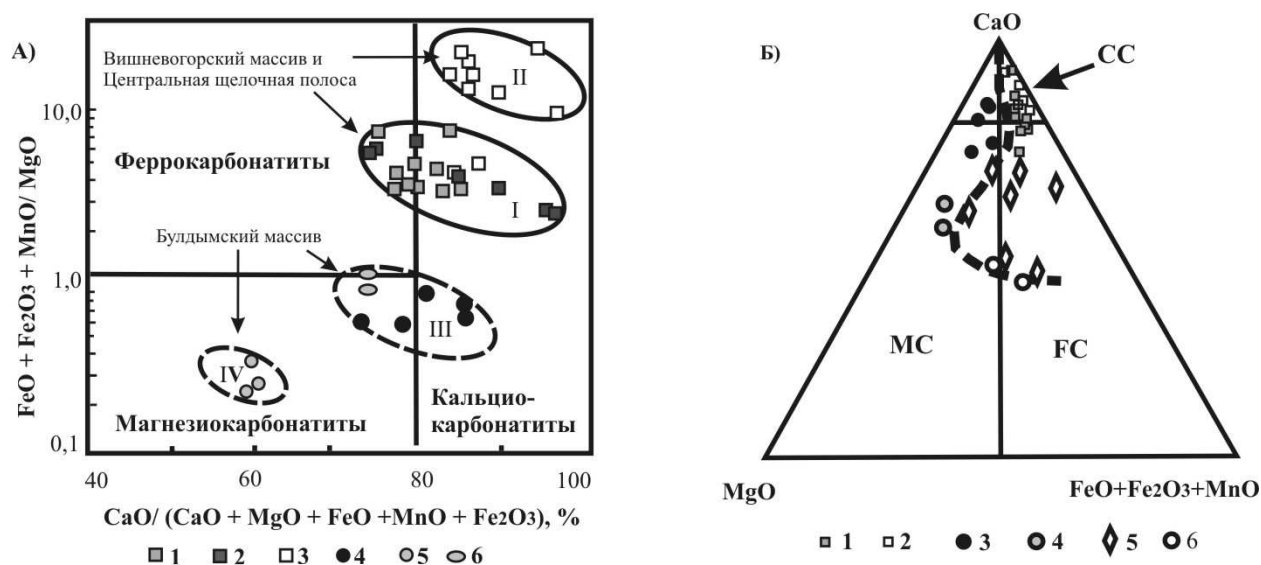


Рис. 3. Составы карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса (масс. %) на классификационных диаграммах.

Для построения диаграммы, кроме наших данных, использованы анализы карбонатитов, опубликованных в монографии [26] и содержащих не более 12% SiO₂. **А)** Диаграмма по [68]. 1 – сёвиты I (Потанинское и Увильдинское месторождения), 2 – сёвиты I (Вишневогорское месторождение, Зона 147, 140); 3 – сёвиты II (Потанинское месторождение); 4 – сёвиты III (Булдымский массив); 5 – бефорситы IV (Булдымский массив), 6 – сёвиты III (Байдашевское рудопоявление); **Б)** диаграмма по [52]. 1 – сёвиты I, 2 – сёвиты II, 3 – доломит-кальцитовые карбонатиты, 4 – доломитовые карбонатиты. Пунктирная линия – тренд изменения составов карбонатитов Томтор [20]. 5–6 – составы карбонатитов сильно дифференцированных комплексов: 5 – Томтор, 6 – Гудини. СС – кальцитовые карбонатиты (сёвиты), МС – магнезиокарбонатиты, FC – феррокарбонатиты.

Содержания редких элементов в карбонатитах Вишневогорского, Булдымского и Потанинского месторождений приведены в табл. 1, 2 и иллюстрируются на рис. 4. Все разновидности карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса имеют высокие значения Sr (11000–23000 г/т), Ba (300–3000 г/т), Σ REE (1500–3200 г/т) и значительные вариации Nb (до 1500 г/т), Zr (до 40 г/т), V (до 135 г/т), Th (до 1400 г/т), сходные со среднемировыми составами кальцио- и магнезиокарбонатитов [68].

Сёвиты I Вишневогорского и Потанинского месторождений характеризуются высокими содержаниями Sr и Ba, минимальными

Таблица 2.

Содержания РЗЭ в карбонатитах и миаскитах Ильмено-Вишневогорского комплекса, г/т

Порода	Миаскиты								Сёвит I			
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ обр.	323	324	335	337	338	Сав-4	По-1	По-4	Л-По-1	354	329	Сав-2
La	69,0	105,8	137,5	15,1	40,6	79,8	71,9	23,1	191,0	370,5	522,6	617,5
Ce	107,4	162,7	220,6	28,3	76,8	141,6	140,9	35,3	394,4	641,3	786,5	1069,4
Pr	10,1	14,7	18,2	1,3	8,0	17,3	18,7	4,5	56,0	70,0	73,4	93,8
Nd	29,6	41,9	49,7	4,4	27,5	57,3	66,2	15,4	211,1	221,3	203,0	289,7
Sm	3,8	4,8	5,6	0,7	3,9	7,6	9,2	2,2	30,9	30,8	26,5	45,9
Eu	1,0	1,3	1,5	0,3	1,9	2,0	2,9	0,9	9,6	9,0	7,6	12,3
Gd	2,5	3,2	3,4	0,5	3,0	6,1	7,5	1,7	28,9	25,5	24,3	47,7
Tb	0,3	0,4	0,4	0,1	0,4	0,7	0,8	0,2	2,7	3,0	2,9	4,8
Dy	1,7	1,9	1,4	0,4	2,0	4,2	4,6	1,3	14,4	15,4	15,7	28,0
Ho	0,3	0,4	0,3	0,1	0,4	0,8	0,8	0,2	2,5	3,1	3,4	3,7
Er	0,9	1,0	0,7	0,2	1,0	2,2	2,2	0,7	5,9	8,0	9,5	17,2
Tm	0,1	0,1	0,1	0,03	0,1	0,3	0,3	0,1	0,7	1,1	1,3	2,7
Yb	0,8	0,8	0,6	0,2	0,9	2,1	1,8	0,7	4,1	6,7	9,6	19,0
Lu	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,3	0,3	0,1	0,6	1,0	1,4	3,1
ΣTR+Y	235,8	348,4	446,8	53,5	177,7	342,4	348,3	92,6	1013,3	1504,2	1794,0	2371,5
LREE/HREE	15	19	31	14	8	8	8	7	7	8	9	9
La/Yb	88	133	225	85	48	37	41	33	46	56	54	32
Y/Ho	26,2	27,1	26,7	28,9	27,8	25	24	25	24	32	32	31
*Eu/Eu	0,96	0,95	0,96	1,29	1,65	0,87	1,02	1,32	0,96	0,95	0,90	0,80

Порода	Сёвит II				Сёвит III				Бефорсит IV		
№ п/п	13	14	15	16	18	19	20	21	22	23	24
№ обр.	Л-По-2	331	328	348	43-915	1-53	Т-16	3311	К-97-8	1-54	10-21
La	387,8	926,4	727,9	849,6	598,4	427,7	577,4	424,1	1003	2285,0	18958,7
Ce	731,2	1512,8	1062,1	1176,7	1055,8	1385,0	1022,2	1375,6	1822	4092,3	25500,3
Pr	70,9	121,3	74,8	141,4	59,4	58,2	58,1	59,4	168	179,7	913,4
Nd	238,9	385,1	197,5	433,9	202,1	221,6	180,1	221,6	550	542,6	2273,3
Sm	40,6	58,3	32,3	50,6	41,1	51,1	38,0	51,8	99,9	70,1	167,6
Eu	11,7	15,8	8,8	11,8	10,6	13,1	9,7	13,3	25,8	34,5	28,8
Gd	39,1	42,7	24,6	42,7	31,6	40,6	28,2	40,8	109,6	65,1	87,2
Tb	4,0	6,0	3,4	4,9	4,7	5,9	4,3	5,9	13,0	10,1	11,1
Dy	22,8	31,3	18,8	26,1	25,0	34,3	22,9	34,3	85,9	60,5	45,8
Ho	4,3	5,8	3,7	5,8	5,5	6,9	5,0	6,9	19,8	10,7	6,6
Er	11,9	15,8	10,6	16,3	16,1	21,1	14,5	20,2	64,7	22,9	12,3
Tm	1,7	2,1	1,6	2,3	2,4	3,3	2,2	3,4	10,5	3,0	1,3
Yb	10,9	13,7	10,8	15,0	17,0	24,6	15,4	23,5	71,0	16,5	6,2
Lu	1,63	2,2	1,8	2,4	2,6	4,1	2,4	4,1	9,91	2,0	0,8
ΣTR+Y	1665,6	3212,0	2225,3	2918,5	2595,7	2384,2	2042,6	2372,7	4576,4	7487,7	48087,3
LREE/HREE	8	16	17	10	11	9	12	9	4	25	195
La/Yb	35	67	67	57	35	17	37	18	14	139	3045
Y/Ho	20	12	13	24	12	13	12	13	26	9	11
*Eu/Eu	0,89	0,93	0,92	0,76	0,87	0,85	0,87	0,85	0,75	1,54	0,66

Примечания. 1–3, 11, 14–15 – Вишневогорский массив (Зона 147, г. Долгая); 4–5, 10 – корневые части Вишневогорского массива; 6, 12 – Ильменогорский массив; 7 – 9, 13 – Центральная щелочная полоса, Потанинское месторождение; 16 – фенитовый ореол Вишневогорского массива (Зона 125); 18 – 21, 23 – 24 – Булдымский массив; 22 – экзоконтакт Ильменогорского массива, Копь 97 (Ильменский заповедник).

Анализы редких земель выполнены методом ICP MS, ИГТ УрО РАН, г. Екатеринбург, 2004–2007 г.
Аналитики Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Попова О.Ю.

высокотемпературных и магматических разностей карбонатитов [3].
Значения *Eu/Eu = 0,96–0,90 в них максимальны и близки к миаскитовым,

что подтверждает принадлежность севитов I к ранним высокотемпературным дифференциатам миаскитовых магм. Сёвиты II имеют максимальные содержания Sr и REE при высоких индикаторных отношениях Nb/Ta, Sr/Ba и в них отмечается некоторое снижение $^{*}\text{Eu}/\text{Eu}$ (до 0,75), что характерно для более поздних высокотемпературных членов карбонатитовых серий [40].

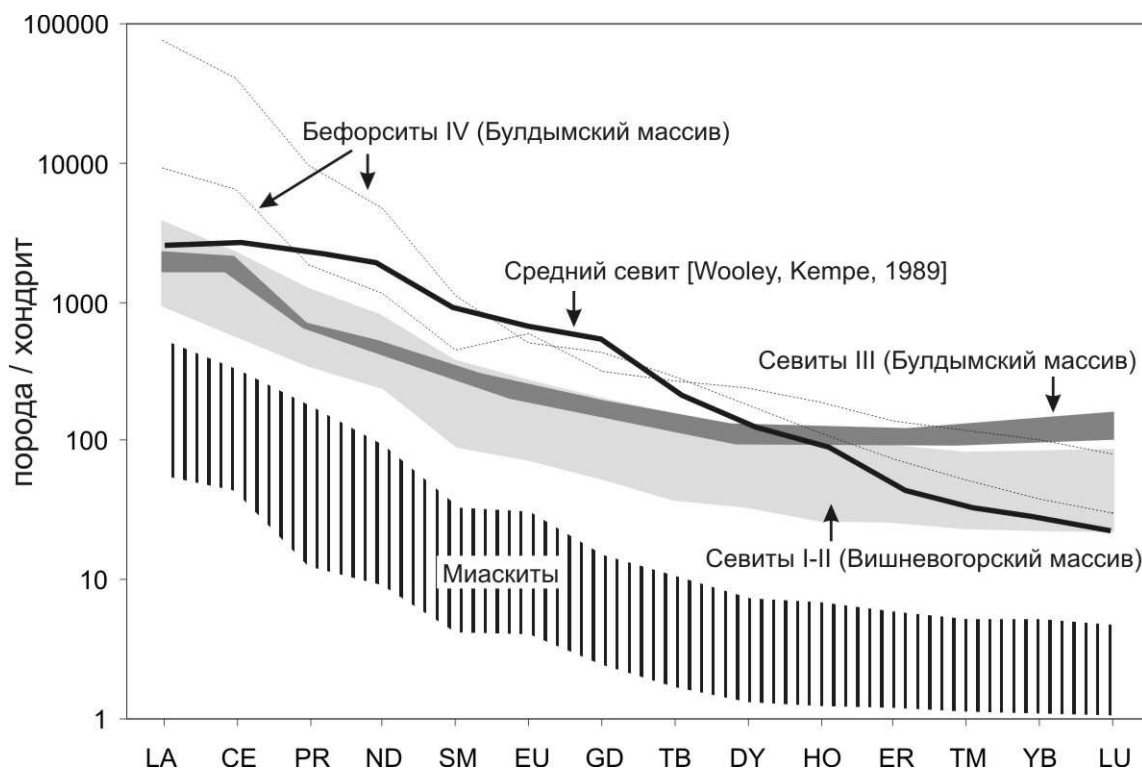


Рис. 4. Хондритнормализованное распределение редкоземельных элементов в карбонатах и миаскитах Ильмено-Вишневогорского комплекса. Концентрации РЗЭ нормализованы по хондриту [49].

Доломит-кальцитовые карбонатиты Булдымского массива (сёвиты III) характеризуются близкими содержаниям Sr и более высокими содержаниями Nb, REE и Mn относительно сёвитов I Вишневогорского массива. Они имеют несколько отличный от них спектр распределения редких земель на спайдер-диаграммах (см. рис. 4), отличаясь повышенным содержанием HREE и, соответственно, минимальным $\text{La}/\text{Yb} = 18\text{--}37$. Доломитовые карбонатиты Булдымского массива (бефорситы II) имеют максимальные содержания REE (до 48000 г/т) и Th (до 1400 г/т), концентрируя их в виде самостоятельных минеральных фаз – монацита и эшинита. Для них характерны более низкие содержания Sr, Ba и Nb при максимальных значениях и значительных вариациях Nb/Ta, Zr/Hf и Sr/Ba, LREE/HREE, что характерно для поздних низкотемпературных членов карбонатитовых серий. Значение $^{*}\text{Eu}/\text{Eu}$ в них минимально (0,65), что подтверждает их принадлежность к заключительным стадиям карбонатитообразования.

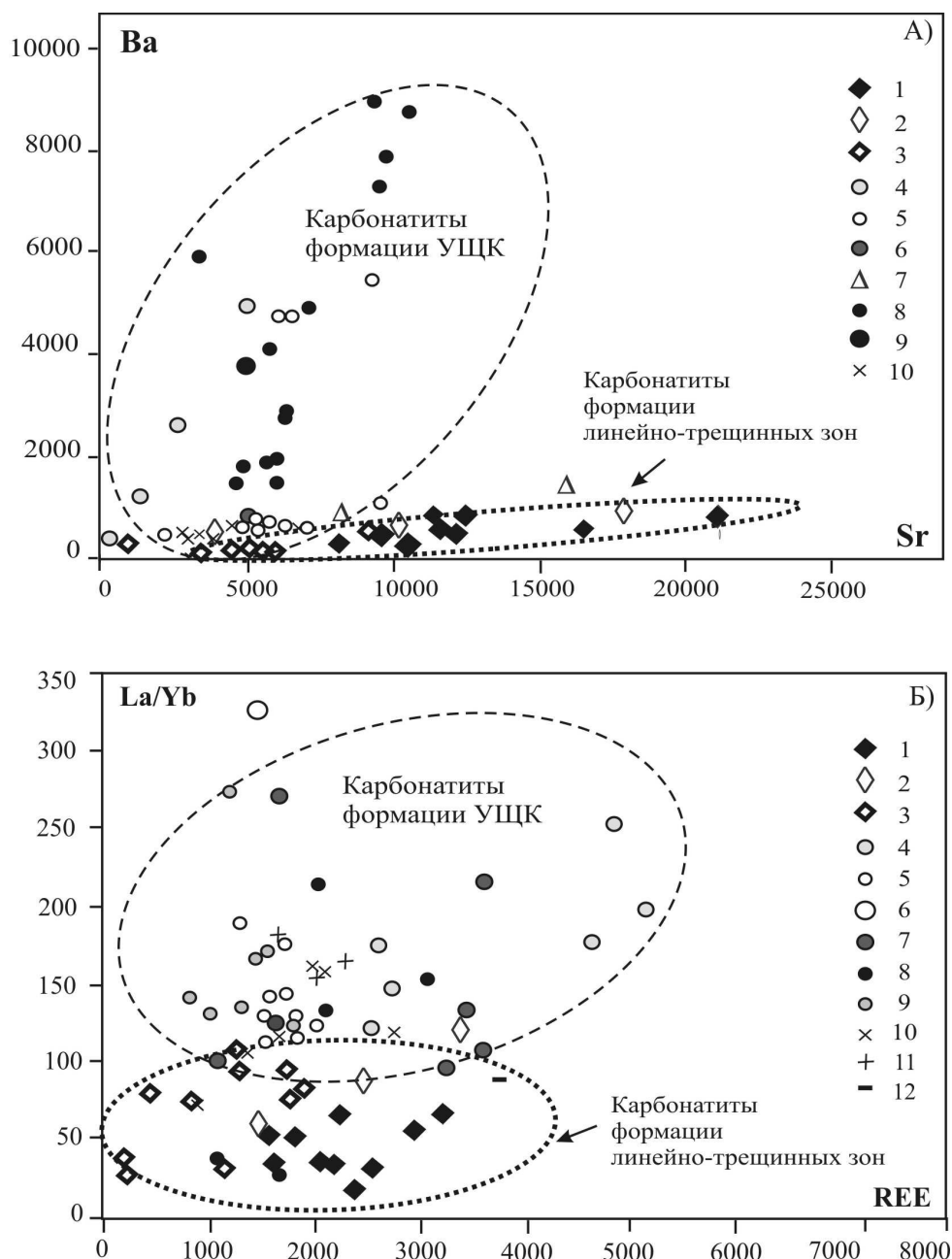


Рис. 5. Диаграммы Sr – Ba и La/Yb – REE (г/г) для карбонатов формации УЩК и нефелин-сиенитовой формации («линейно-трещинных зон»).

А) 1 – Ильмено-Вишневогорский комплекс; 2 – Черниговская зона, 3 – Печенгинский комплекс; и в карбонатах щелочно-ультраосновной формации: 4 – Томтор, 5 – Карело-Кольская провинция, 6 – комплекс Фен, 7 – Канадская провинция (комплекс Ока), 8 – Восточно-Африканская провинция, 9 – Западно-Африканская провинция, 10 – Восточно-Саянская провинция. Б) 1 – Ильмено-Вишневогорский комплекс; 2 – Черниговская зона, 3 – Печенгинский комплекс; и в карбонатах щелочно-ультраосновной формации: 4 – Томтор, 5 – Карело-Кольская провинция, 6 – Олдоиньо-Ленгаи, 7 – Кения, 8 – Восточно-Африканская провинция, 9 – Маймеча-Котуйская провинция (Гулинский массив и др.), 10 – Восточно-Сибирская провинция, 11 – Алданская провинция, 12 – Ю. Африка, 13 – Амба-Донган (Индия).

Относительно карбонатов щелочно-ультраосновной формации все сёвиты Ильмено-Вишневогорского комплекса содержат повышенные концентрации Sr (до 11518 г/т – сёвит I, до 21980 г/т – сёвит II) (рис. 5). В

ранних, наиболее обогащенных стронцием, высокотемпературных карбонатитах УЩК содержится в среднем лишь 5800 г/т Sr. Отношение Sr/Ba в сёвитах Ильмено-Вишневогорского комплекса также повышено (17–78), что характерно для высокотемпературных глубинных фаций карбонатитов в

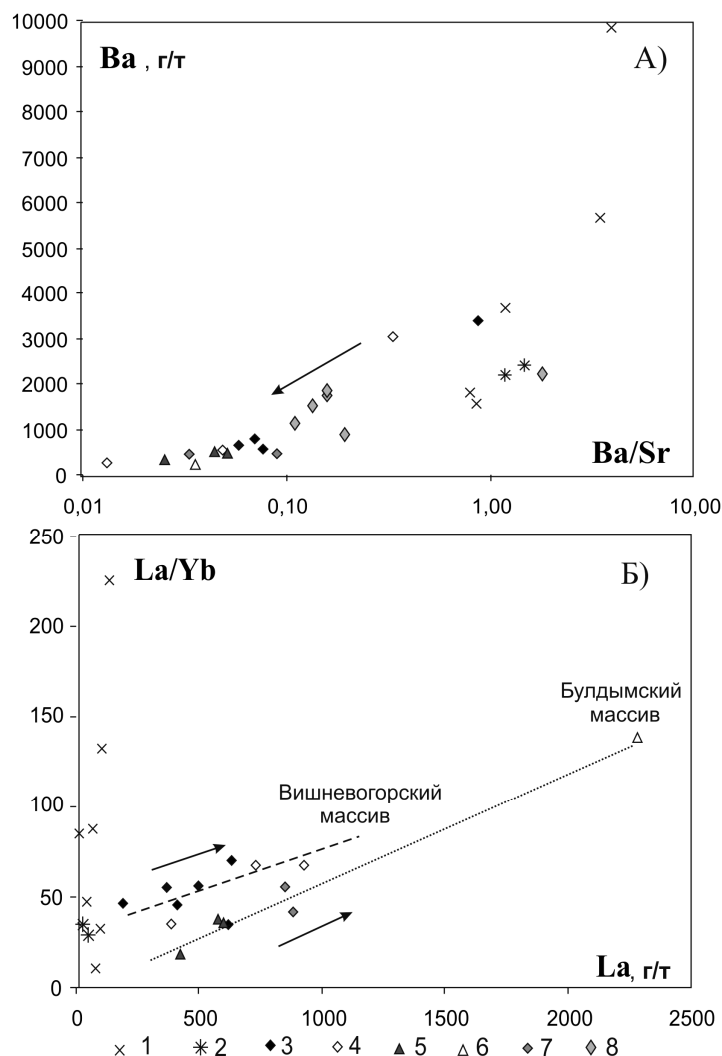


Рис. 6. Вариационные диаграммы Ba – Ba/Sr (а) и La – La/Yb (б) для карбонатитов и мааскитов Ильмено-Вишневогорского комплекса.

1 – мааскиты Вишневогорского массива, 2 – мааскиты Центральной щелочной полосы, 3 – сёвиты I, 4 – сёвиты II, 5 – сёвиты III, 6 – бефорситы IV, 7 – сёвиты II в фенитах, 8 – сёвиты Центральной щелочной полосы по данным [37].

отличие от вулканических карбонатитов, где Sr/Ba отношение равно 1,2–2,6 [39]. Бефорситы Ильмено-Вишневогорского комплекса (Булдымский массив) заметно беднее стронцием (3790–6610 г/т Sr) и барием (220–300 г/т Ba) относительно севитов. Вероятно, это связано с тем, что стронций накапливался в ранние стадии карбонатитообразования, в отличие от УЩК, где максимальные концентрации стронция и бария в виде самостоятельных фаз характерны для поздних карбонатитов. Эволюционный ряд карбонатитов

Ильмено-Вишневогорского комплекса от ранних (сёвитов I) к поздним (сёвитам II) характеризуется уменьшением Ba/Sr отношения при уменьшении концентраций бария (рис. 6).

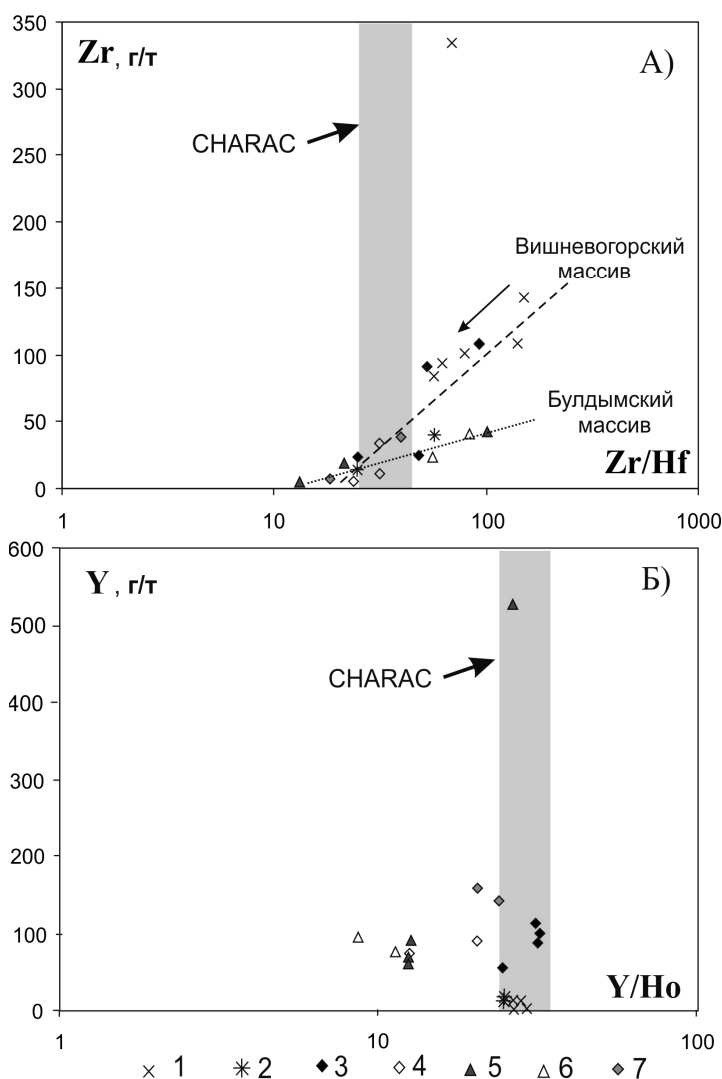


Рис. 7. Составы карбонатитов и миаскитов Ильмено-Вишневогорского комплекса на диаграммах Zr–Zr/Hf (а) и Y–Y/Ho (б) и их положение относительно поля CHARAC.

1 – миаскиты Вишневогорского массива, 2 – миаскиты Центральной щелочной полосы, 3 – сёвиты I, 4 – сёвиты II, 5 – сёвиты III, 6 – бефорситы IV, 7 – сёвиты II в фенитах.

По содержаниям Nb и Ta (3,5–930 г/т Nb и 0,01–3,64 г/т Ta) карбонатиты Ильмено-Вишневогорского комплекса беднее по сравнению с карбонатитами УЩК (в среднем от 800 г/т и до 4% Nb и в среднем от 47 г/т и до 0,2% Ta). При этом характерно высокое отношение Nb/Ta и значительные его вариации ($Nb/Ta = 66–1310$) с максимальными значениями в пироклорсодержащих разностях. В сёвитах I отношение $Nb/Ta = 9–98$ (в среднем равно 43 [26]), что близко отношению Nb/Ta в магматических карбонатитах [3]. В сёвитах II – Nb/Ta отношение значительно выше (217–1310). Увеличение Nb/Ta отношения от ранних к более поздним членам карбонатитовых серий

отмечено и в комплексах УЩК [23]. Высокие значения и значительные вариации Nb/Ta отношения характерны, как известно, для постмагматических флюидно-гидротермальных процессов.

Содержания Zr (0,1–110 г/т) и Hf (0,1–1,0 г/т) в карбонатитах Ильмено-Вишневогорского комплекса несколько ниже, чем в карбонатитах УЩК. Вариации Zr/Hf отношения (18–92) показывают как хондритовые, так и сверххондритовые значения (рис. 7), что типично для карбонатитов и щелочных пород [50], а также для других сильнодифференцированных и флюидонасыщенных магматических систем [47]. Немногочисленные субхондритовые Zr/Hf отношения, вероятно, связаны с аналитической ошибкой, так как устанавливаются в пробах, в которых содержания Zr или Hf находятся на пределе чувствительности метода определения. На диаграмме Zr–Zr/Hf карбонатиты Ильмено-Вишневогорского комплекса формируют два линейных тренда. Первый тренд составляют карбонатиты и миаскиты Вишневогорского массива и Центральной щелочной полосы, второй тренд образован карбонатитами Булдымского массива и фенитового ореола Вишневогорской интрузии. В карбонатитах и миаскитах Вишневогорского массива устанавливается близкая к линейной закономерность уменьшения содержания Zr и Zr/Hf отношения от ранних к поздним карбонатитам (см. рис. 7), что может свидетельствовать о роли кристаллизационной дифференциации при их формировании и соответствует трендам поведения Zr и Hf в плюмазовых силикатных магмах [15].

Как и в комплексах УЩК, для всех разностей сёвитов Ильмено-Вишневогорского комплекса характерно преобладание LREE относительно HREE ($LREE/HREE = 7–25$). При этом, необходимо отметить некоторую обогащенность карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса тяжёлыми редкими землями и пониженные La/Yb отношения ($La/Yb = 14–67$), значительно отличающие их от карбонатитов формации УЩК ($La/Yb = 75–256$). Лишь вулканические и субвулканические карбонатитовые комплексы Восточно-Африканского рифта имеют такие же низкие La/Yb отношения (28–41) [40]. Низкие La/Yb отношения характерны также для других карбонатитовых комплексов нефелин-сиенитовой формации.

Содержания REE для сёвитов I Ильмено-Вишневогорского комплекса (1540–2370 г/т) соответствуют содержаниям в высокотемпературных карбонатитах УЩК. В сёвитах II $\sum REE$ возрастает до 3210 г/т. Максимальные содержания $\sum REE$ (7480 г/т и 48000 г/т) устанавливаются в поздних доломитовых карбонатитах Булдымского массива, что связано с присутствием редкоземельных фаз – монацита, эшинита, ортита. Также устанавливается синхронное увеличение $\sum REE$ и доли лёгких лантаноидов от ранних карбонатитов к поздним. На диаграмме La/Yb–La карбонатиты Ильмено-Вишневогорского комплекса также формируют два различающихся между собой линейных тренда (см. рис. 6). Первый тренд образован карбонатитами Вишневогорского массива и Центральной щелочной полосы,

второй тренд образован сёвитами и бефорситами Булдымского массива и карбонатитами фенитового ореола Вишневогорской интрузии. Линейные тренды, характеризующиеся увеличением La/Yb отношения от ранних карбонатитов к поздним, свидетельствуют о процессах фракционирования внутри этих карбонатитовых серий.

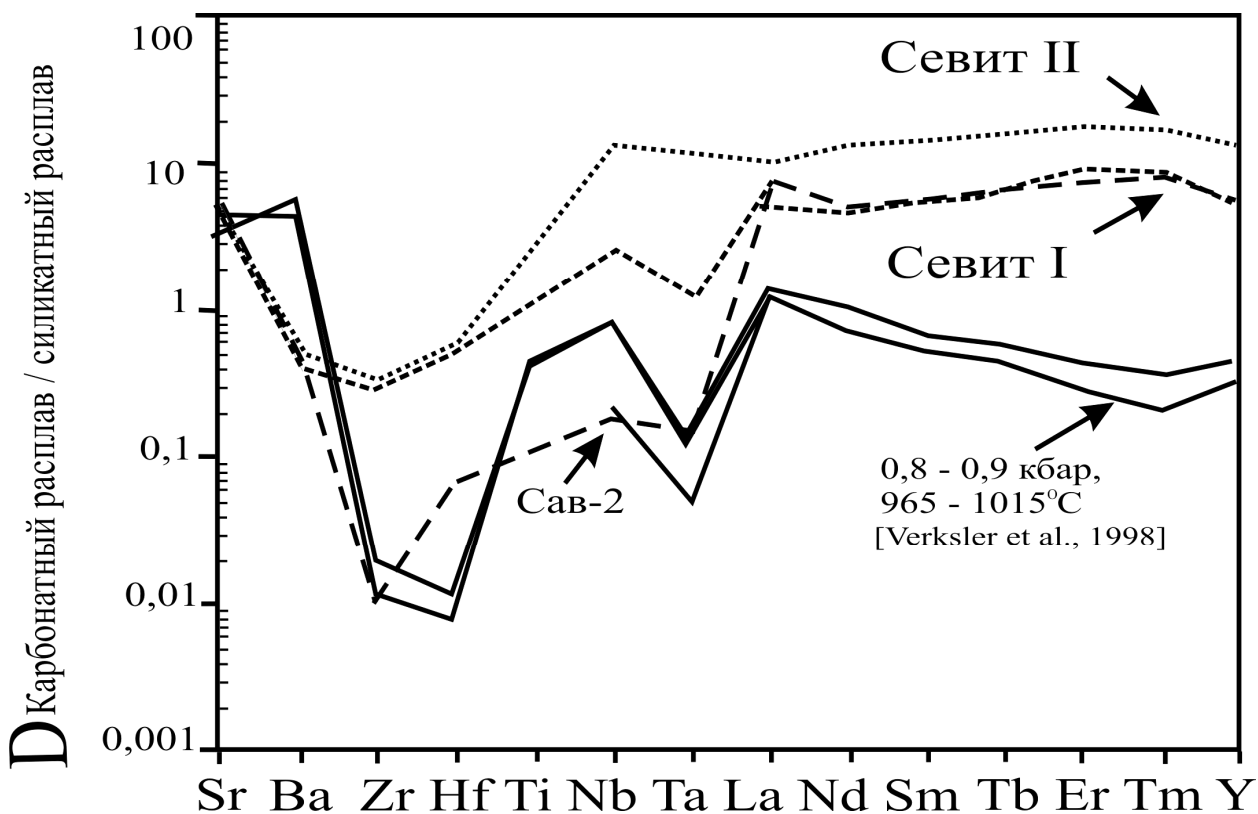


Рис. 8. Парциальные коэффициенты редких элементов между сосуществующими карбонатным и силикатным расплавом при $P = 1$ кбар [66] и парциальные коэффициенты между сёвитами I, II и миаскитами Ильмено-Вишневогорского комплекса.

Пунктирные линии – севиты I, точечная линия – севиты II.

Значение $^*Eu/Eu$ (которое часто связывают со степенью дифференцированности пород щелочных комплексов и которое является индикатором дифференциации карбонатитовых серий [40]) в ранних карбонатитах Ильмено-Вишневогорского комплекса близко к значениям в миаскитах (~ 1), что подтверждает возможность фракционирования (или ликвации) карбонатитовой жидкости из миаскитовых магм. В карбонатитах Ильмено-Вишневогорского комплекса $^*Eu/Eu$ закономерно уменьшается от ранних к поздним карбонатитам (от 0,95 до 0,6), что, вероятно, обусловлено накоплением Eu в ранних высокотемпературных карбонатитах, и обычно отмечается во всех дифференцированных карбонатитовых комплексах.

Y/No отношения в ранних карбонатитах (24–32), также как в миаскитах Ильмено-Вишневогорского комплекса, близки хондритовым (см. рис. 7), демонстрируя CHARAC-поведение Y и No при образовании карбонатитовых

расплавов. В поздних карбонатитах Y/No отношение находится за пределами области CHARAC, что характерно для флюидно-гидротермальных карбонатных систем [47].

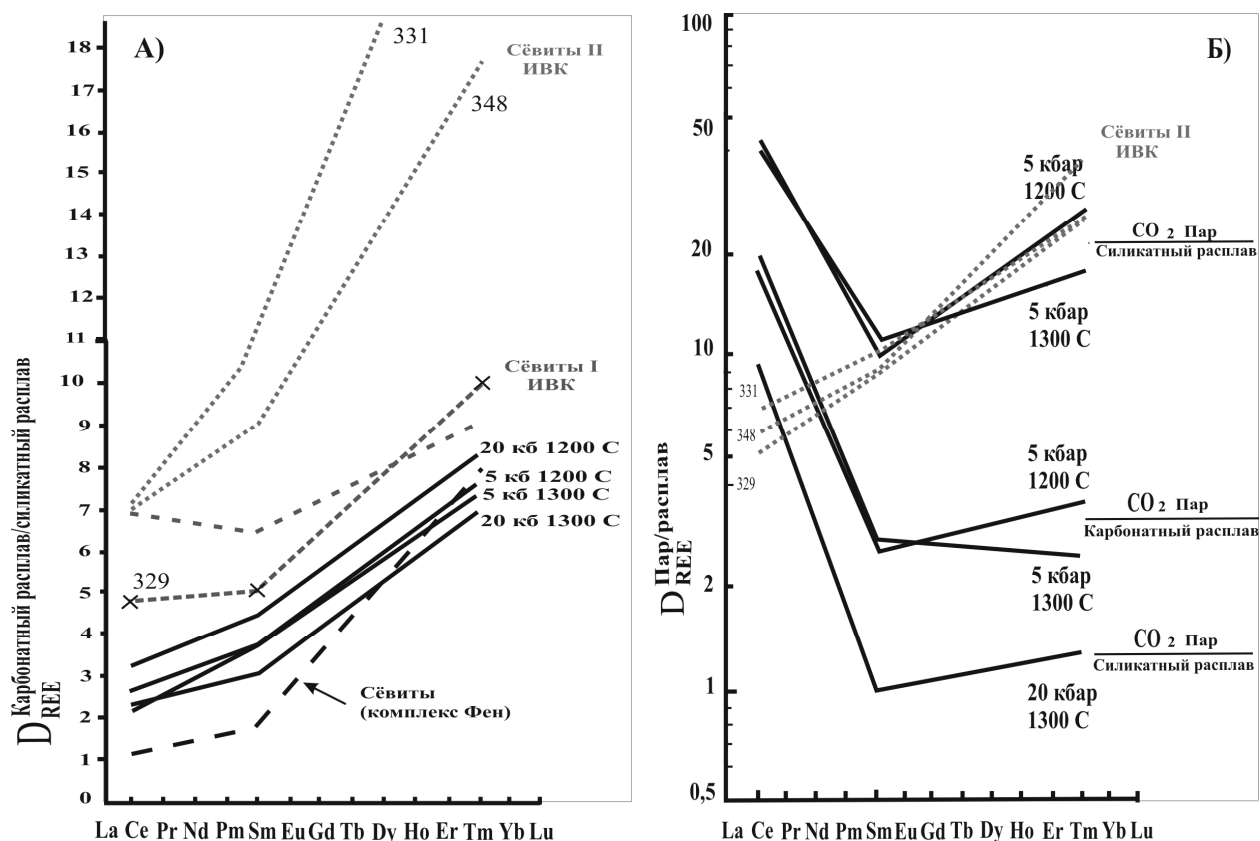


Рис. 9. Парциальные коэффициенты для REE (D_{REE}) между сёвитами I, II и миаскитами Ильмено-Вишневогорского комплекса.

А также между: а) сосуществующими карбонатным и силикатным расплавом при $P = 5-20$ кбар; б) между силикатным (и карбонатным) расплавом и CO_2 паром [67].

Таким образом, от ранних к поздним карбонатитам в Ильмено-Вишневогорском комплексе происходит накопление Sr, Nb, REE (причем, REE накапливаются с двумя максимумами концентрирования – при образовании сёвитов II и при образовании бефорситов Булдымского массива); увеличение относительных содержаний LREE относительно HREE; падение Ba и индикаторных Ba/Sr и Zr/Hf отношений, рост Nb/Ta отношения и уменьшение $^{*}Eu/Eu$. Установленные закономерности поведения редких элементов в процессах карбонатитообразования в Ильмено-Вишневогорском комплексе, в целом, соответствует трендам эволюции карбонатитовых магм, установленных в комплексах УЩК [39].

При этом, по сравнению с карбонатитами УЩК, карбонатиты Ильмено-Вишневогорского комплекса имеют более высокие содержания Sr в ранних разностях и, как следствие, отсутствие собственных минералов Sr в поздних низкотемпературных карбонатитах; пониженные содержания Ba, Nb, Ta, Ti,

Zr, Hf и некоторую обогащенность HREE (низкое La/Yb). Эти особенности отмечены и в других карбонатитовых комплексах формации нефелиновых сиенитов и линейно-трещинных зон (см. табл. 2, рис. 5) [1].

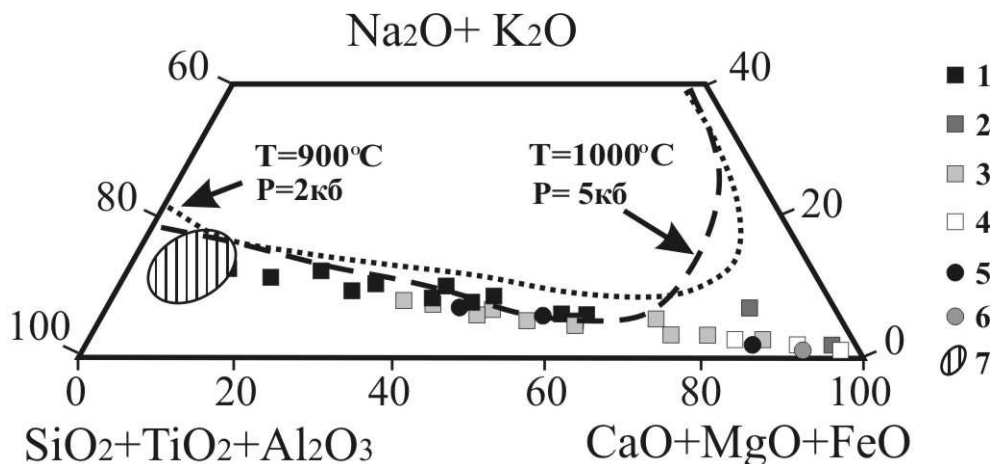


рис. 10. Составы пород Ильмено-Вишневогорского комплекса на диаграмме Фристон-Гамильтона $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2 - \text{CaO}+\text{MgO}+\text{FeO} - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$.

Для построения диаграммы, кроме наших данных, использованы анализы карбонатитов по [26].

1 – сэвит I, 2 – сэвит II (Вишневогорский массив, Зона 147); 3 – сэвит I, 4 – сэвит II (Потанинское месторождение); 5 – сэвит III, 6 – бефорсит IV (Булдымский массив); 7 – миаскиты Вишневогорского массива и Центральной щелочной полосы. Пунктирная линия - линия разрыва смесимости карбонатных и силикатных расплавов по экспериментальным данным при $T=1000^\circ\text{C}$ и $P=5$ кбар; точечная линия – линия несмесимости при $T=900^\circ\text{C}$ и $P=2$ кб [60].

Расчет парциальных коэффициентов распределения D между карбонатитами и миаскитами Ильмено-Вишневогорского комплекса, проведенный нами с использованием проб миаскитов с Y/No- и Zr/Hf-отношениями, близкими к полю CHARAC (т.е. проб, пригодных для моделирования магматических процессов [47]), показал значимые различия в коэффициентах для ранних и поздних карбонатитов. Коэффициенты распределения ($D_{\text{карбонатит/миаскит}}$) для REE, Sr, Zr, Hf, Nb, Ta между сэвитами I и миаскитами Вишневогорского массива соответствуют экспериментально определенным ($D_{\text{карбонатный расплав/силикатный расплав}}$) при силикатно-карбонатной жидкостной несмесимости для щелочных расплавов при 5 кбар [66, 67] (рис. 8, 9). Сэвиты II и карбонатиты в экзоконтактах миаскитового интрузива (сэвиты III) имеют более высокие D , которые близки коэффициентам разделения между карбонатным флюидом и силикатным расплавом (см. рис. 9), что свидетельствует о значительной роли щелочно-карбонатного флюида при формировании поздних карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса.

Возможность формирования карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса из миаскитовых магм в результате силикатно-карбонатной несмесимости подтверждается положением составов карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса на диаграмме Фристон-Гамильтона, которая

иллюстрирует положение и параметры области несмесимости силикатного и карбонатного расплавов [61]. Точки составов карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса находятся на линии несмесимости при $T = 1000^{\circ}\text{C}$ и $P = 5$ кбар (рис. 10).

SR – ND и C – O ИЗОТОПНЫЕ СОСТАВЫ КАРБОНАТИТОВ И МИАСКИТОВ ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА

Проведенные ранее изотопные исследования для пород Ильмено-Вишневогорского комплекса подтвердили глубинный (мантийный) источник миаскитовых и карбонатитовых магм. На основании Sr–C–O изотопных данных был сделан вывод о том, что карбонатные жилы Ильмено-Вишневогорского комплекса могут сопоставляться с карбонатитами [19].

Нами получены первые Sr–Nd изотопные данные для карбонатитов, миаскитов и фенитов Ильмено-Вишневогорского комплекса, а также новые данные по изотопии C и O для карбонатитов Вишневогорского, Булдымского, Потанинского месторождений, Ильменогорского массива, для рудопроявления карбонатитов в ультрабазитах Ильменских гор и для кальцифиров ильменогорской толщи (PR₁) (табл. 3).

Определение изотопного состава Sr и Nd в карбонатах карбонатитов выполнено в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, 2005-2006 г.). Измерения изотопного состава Nd и Sm в минералах и породах карбонатитов Булдымского массива выполнено также в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты, 2005г.). Измерения проводились на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме. Измеренные отношения были нормализованы с помощью отношения $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.241570$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте LaJolla= 0.511833 . За период измерений средние значения по стандартам LaJolla(N=11)= 0.511833 ± 6 (2 σ) и JNd1(N=44)= 0.512074 ± 8 (2 σ). Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и 0.06 нг по Sm. Изотопный состав C и O определен в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ РАН (г. Владивосток, 2006 г.).

Соотношения легкого и тяжелого изотопов C и O в карбонатитах Ильмено-Вишневогорского комплекса находятся в пределах мантийного квадрата и первично-магматогенных карбонатитов [69, 64] (рис. 11). Состав изотопов C и O для кальцитов из карбонатитов I, II Ильменогорского и Вишневогорского массивов идентичен, что подтверждает единый источник их вещества. Доломит-кальцитовые карбонатиты Булдымского массива, сёвиты Зоны 140 и Жил 135, 125 (Вишневогорского месторождение) образуют единое поле изотопных составов C и O, отличаясь от карбонатитов Вишневогорского массива более лёгким изотопным составом углерода. Доломитовые карбонатиты Булдымского массива имеют несколько

Таблица 3.

Изотопные Sm – Nd, Rb – Sr и C – O данные для карбонатов, миаскитов и фенитов Ильмено-Вишневогорского комплекса

п/п	№ обр.	Минерал, порода	Rb	Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _t	(εSr) _t	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _t	(εNd) _t	δ ¹³ C	δ18O
1	338	миаскит	79	2095	0,70341	-8,2	3,9	27	0,08635	0,512569	0,512320	4,9		
2	324	миаскит	122	1994	0,70342	-7,9	4,8	42	0,06878	0,512549	0,512351	5,5		
3	330	фенит	105	383	0,70338	-8,6	18,0	133	0,08211	0,512609	0,512372	5,9		
4	329K	кальцит		12340	0,70361	-5,3	8,0	46,7	0,10336	0,512533	0,512235	3,2	-7,1	7,9
5	331K	кальцит		21982	0,70359	-5,6	61,4	533	0,06959	0,512507	0,512306	4,7	-7,0	7,6
6	331A	апатит		9619	0,70352									
7	354K	кальцит		9247	0,70356	-6,0	50,8	368	0,08510	0,512460	0,512219	2,9	-6,3	7,7
8	140-1	кальцит	0,55	16718	0,70421	3,2	51,0	392	0,08001	0,512230	0,51200	-1,4	-7,7	8,1
9	3311	карбонатит	0,25	12216			42,0	314	0,08091	0,512168	0,511935	-2,7		
10	3311	кальцит		9723	0,70455	8,0	52,1	391	0,08048	0,512172	0,511940	-2,6	-7,8	8,0
11	3311	амфибол		222			0,46	2,95	0,09476	0,512187	0,511914	-3,1		5,8
12	3311	доломит		8373	0,70455	8,0	8,10	64,1	0,07611	0,512166	0,511947	-2,4	-7,4	9,0
13	915K	кальцит		10279	0,70440	5,9	39,3	292	0,08138	0,512164	0,511929	-2,8	-8,2	8,2
14	154Д	доломит		9097	0,70447	6,9	24,5	181	0,08150	0,512292	0,512057	-0,3	-7,4	9,2
15	1021	доломит		5334	0,70450	7,3	12,6	93,2	0,08190	0,512341	0,512105	0,7	-8,2	10,4
16	OT-3	кальцит		21218	0,70470	10,2	52,5	509	0,06186	0,512076	0,511896	-3,4	-8,5	7,5
17	По-26	кальцит											-5,6	8,0
18	По-3	кальцит		7772									-5,3	7,8
19	С-2K	кальцит		9166									-6,6	7,7
20	K97-7	доломит		6758									-7,6	10,7
21	Mo-1	кальцит	0,99	1201	0,70817	59,4	4,36	31,8	0,082906	0,511992	0,511175	-6,21	-5,9	18,3

Примечания. Изотопные отношения Nd, Sr нормализованы по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ и $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$. Погрешности значений (2σ) для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не превышают 0,01%, для $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0,002%. Первичное отношение изотопов неодима для карбонатов ИВК рассчитано на возраст 440 млн. лет [Kramm, Blaxland, 1983; Чернышев, Кононова, 1987]. Величины εNd и εSr рассчитаны относительно однородного хондритового резервуара CHUR.

Изотопный состав C и O определен в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ РАН, г. Владивосток, 2005, 2006 г.

1-2 – миаскиты (Вишневогорский массив); 3 – фенит (Зона 125); 4-7 – сёвиты I, II (Вишневогорский массив); 8 – сёвит Зоны 140; 9-13, 21 – сёвиты III (Булдымский массив и Копь 97); 14-15 – бефорситы IV (Булдымский массив); 16-17 – сёвиты в фенитах (Жила 125 и Жила 135), 18-19 – Центральная щелочная полоса, Потанинское месторождение; 20 – сёвит I, Ильменогорский массив; 22 – кальцифиты (Ильменогорская толща, Копь 15).

утяжеленный состав О, что соответствует тренду релеевского фракционирования при кристаллизации карбонатитового расплава с образованием относительно обедненных тяжелыми изотопами ^{13}C и ^{18}O твердых фаз и отделением флюидной фазы, обогащенной этими изотопами [64]. Карбонатиты из гипербазитов Ильменских гор (Копь 97) имеют наиболее тяжелый изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}$ (10,7 ‰) и близки доломитовым карбонатитам Булдымского массива.

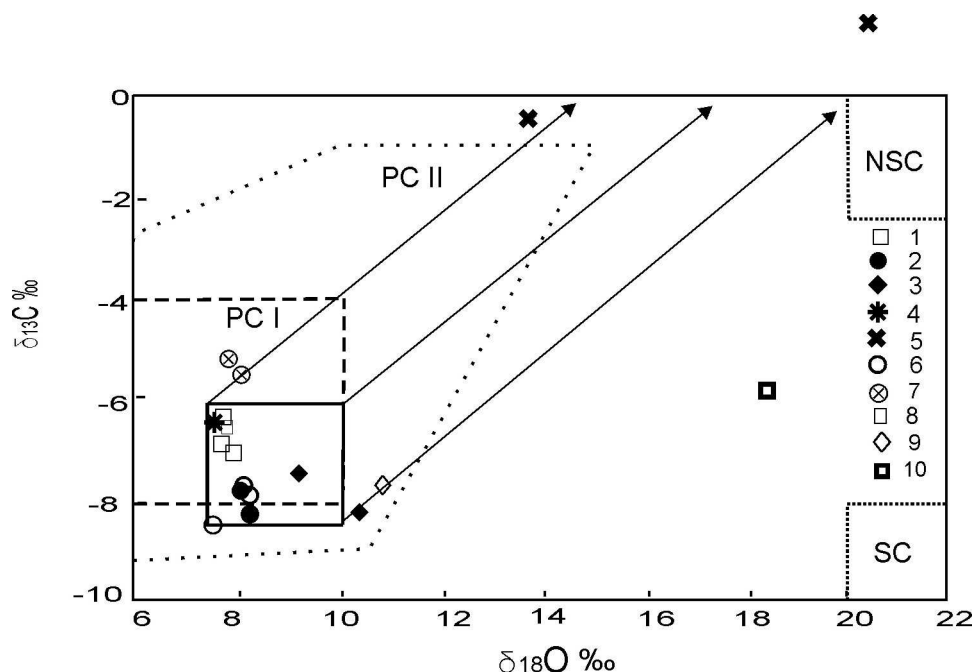


Рис. 11. Соотношение изотопов С и О в карбонатах из карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса.

Показаны поля составов: PC I – первичных карбонатитов [55], PC II – первичных карбонатитов [64], NSC – морских нормально-осадочных карбонатов, SC – почвенных карбонатов [65]. Сплошной жирной линией обозначен мантийный квадрат с линиями трендов дифференциации карбонатитовых магм по [69].

1 – карбонатиты Вишневогорского массива; 2–3 – карбонатиты Булдымского массива: 2 – сёвиты III, 3 – бефорситы IV; 4 – карбонатиты в фенитах (Ж. 125, 135); 5 – карбонатные жилы Каганского массива; 6 – карбонатиты Центральной щелочной полосы (Потанинское месторождение); 7 – карбонатиты Ильменогорского массива; 8 – карбонатиты в ультрабазитах Ильменских гор (Копь 97); 9 – кальцифиры Ильменогорской толщи (Копь 15).

Изотопные составы кальцитов из карбонатитов ЦЩП (Потанинское месторождение) характеризуются наиболее высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (-5.3...-5,6 ‰), отличаясь от ранних карбонатитов Вишневогорского (-6.3...-7,1 ‰) и Булдымского (-7,4...- 8.2 ‰) месторождений. При этом изотопный состав кислорода в них практически одинаков $\delta^{18}\text{O}$ (7,5–8,2 ‰). Учитывая, что карбонатиты Потанинского и Вишневогорского месторождения имеют близкие химические составы (см. выше) и различия в их составах и геохимии связано со стадийностью карбонатитообразования на обоих месторождениях,

увеличение изотопных значение $\delta^{13}\text{C}$ может быть результатом флюидной переработки пород Ильмено-Вишневогорского комплекса при формировании постколлизийных сдвиговых зон.

Состав изотопов Sr и Nd изучен нами для карбонатитов, миаскитов и фенитов Вишневогорского и Булдымского месторождений. Первичные отношения изотопов $^{43}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (то есть их содержания во время кристаллизации пород, которые соответствуют изотопным составам родоначальных магм и магнообразующего субстрата) рассчитаны на возраст 440 млн. лет, полученный при датировании карбонатитов и миаскитов Ильмено-Вишневогорского комплекса [19, 46, 57, 56]. Измеренные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изотопные отношения в кальцитах и доломитах могут рассматриваться как первичные, так как в них низкие Rb/Sr отношения.

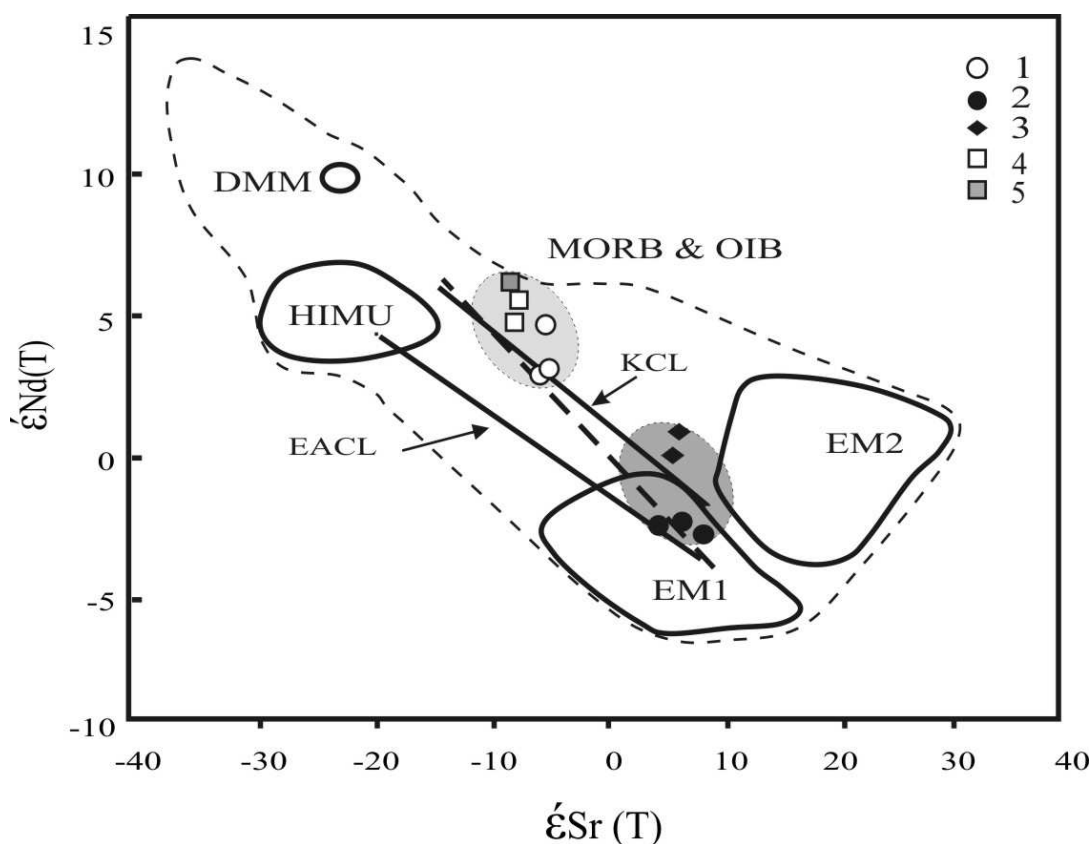


Рис. 12. Диаграмма $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ для карбонатитов, миаскитов и фенитов Ильмено-Вишневогорского комплекса.

Для сравнения на диаграмме показаны линия кольских карбонатитов (KCL) [56], линия Восточно-Африканских карбонатитов (EACL) [48] и мантийные резервуары DMM, PRIMA, HIMU, EM1, EM2, а также MORB&OIB [54, 71]. Прямая пунктирная линия – линия кольских карбонатитов, представлена без учёта массива Вуориярви.

1 – сёвиты Вишневогорского массива; 2 – сёвиты Булдымского массива и Жилы 125; 3 – бефорситы Булдымского массива; 4 – миаскиты Вишневогорского массива; 5 – фениты Жилы 125.

Состав изотопов Nd и Sr карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса иллюстрируется на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}} - \epsilon_{\text{Sr}}$ (рис. 12), которая представляет собой систематику мантийных резервуаров (DM, HIMU, EM1,

ЕМ2, MORB&OIB) [54, 71]. В целях сопоставления с Ильмено-Вишневогорским комплексом изотопные параметры этих мантийных резервуаров также рассчитаны на возраст 440 млн лет. Для сравнения на диаграмме показаны также линии развития изотопных систем для карбонатитов Кольской провинции (KCL) и Восточно-Африканских карбонатитов (EACL). Точки карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса на диаграмме $\epsilon\text{Nd} - \epsilon\text{Sr}$ находятся в пределах мантийного тренда, на линии, соединяющей деплетированную (DM) и обогащенную мантию типа ЕМ1. Аналогичную линию развития изотопных систем имеют карбонатитовые комплексы Кольского полуострова, показывая смещение двух мантийных резервуаров DM и ЕМ1, отличаясь от линии Восточно-Африканских карбонатитов, в формировании которых предполагается значительное участие HIMU- компонента [70].

Первичные отношения изотопов Nd и Sr карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса образуют на диаграмме $\epsilon\text{Nd} - \epsilon\text{Sr}$ дискретные поля. Карбонатиты Вишневогорского массива имеют низкие величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.70356-0.70361$ и максимальные значения $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$, $\epsilon\text{Nd} = +2.9-(+4.7)$, что соответствует параметром умеренно деплетированной мантии. Карбонатиты Булдымского массива и жилы 125 формируют группу с более высокими величинами $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.70440-0.70470$ и низкими $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ с отрицательными значениями $\epsilon\text{Nd} = -2.4...-4.5$, соответствующими более обогащенным мантийному источнику типа ЕМ1. При этом доломитовые карбонатиты Булдымского массива несколько отличаются по $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ от доломит-кальцитовых, имея одинаковое с ними $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение. Различия изотопных параметров карбонатитов Вишневогорского и Булдымского массивов могут быть связаны, как с последовательным развитием мантийных изотопных систем, так и с процессами контаминации континентальной коры.

Сопоставление первичных отношений изотопов Nd и Sr в карбонатитах, миаскитах и фенитах Вишневогорского массива («тест на несмесимость» [53]) показали близость их изотопных параметров, что указывает на единый источник их вещества и возможность фракционирования карбонатитов из миаскитовых магм (см. табл. 3, рис. 12). Близость изотопных параметров карбонатитов и миаскитов, также как и геохимические данные, подтверждает возможность формирования карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса в результате силикатно-карбонатной жидкостной несмесимости. Силикатно-карбонатная жидкостная несмесимость в настоящее время установлена в качестве одного из основных механизмов формирования щелочных пород и карбонатитов экспериментальными исследованиями [51, 59-61] и изучением расплавных включений в породах щелочно-карбонатитовых комплексов различной формационной принадлежности [33, 62, 63].

ВЫВОДЫ

1. Геохимическая эволюция Ильмено-Вишневогорского миаскит-карбонатитового комплекса иллюстрирует сходство общей картины поведения редких и редкоземельных элементов при процессах карбонатитообразования в Ильмено-Вишневогорском комплексе и в карбонатитовых комплексах УЩК формации, соответствующее трендам формирования и геохимической эволюции карбонатитовых магм. Это сходство проявляется в общих повышенных концентрациях Sr, Ba, Nb, Zr, TR; в волнообразном накоплении REE, Nb и Sr с двумя максимумами концентрирования – в условиях альбит-кальцитовой фации и в условиях хлорит-серицит-анкеритовой фации; в повышении отношения LREE/HREE с понижением температуры минералообразования; в закономерном изменении индикаторных отношений (Sr/Ba, Nb/Ta, Zr/Hf, La/Yb, *Eu/Eu) от ранних к поздним членам карбонатитовых серий, иллюстрирующем процесс кристаллизационного фракционирования и последующей эволюции карбонатитовых магм и их флюидных производных.

2. Парциальные коэффициенты распределения редких элементов между ранними карбонатитами и миаскитами в Ильмено-Вишневогорском комплексе соответствуют экспериментально определенным коэффициентам при силикатно-карбонатной жидкостной несмесимости для щелочных расплавов при $P = 5$ кбар и $T = 1000^{\circ}\text{C}$, что наряду с другими геохимическими данными подтверждает возможность формирования карбонатитов комплекса в результате процессов силикатно-карбонатной жидкостной несмесимости. Парциальные коэффициенты распределения между поздними карбонатитами и миаскитами близки экспериментальным коэффициентам разделения между карбонатным флюидом и силикатным расплавом, что свидетельствует о значительной роли щелочно-карбонатного флюида при формировании поздних карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса.

3. Данные Sr – Nd – C – O изотопии подтверждают мантийный источник вещества магм Ильмено-Вишневогорского комплекса и указывают на участие в магмогенерации вещества умеренно деплетированной мантии (DM) и, возможно, обогащенной мантии типа EM1. Значимые отличия изотопных параметров карбонатитов Вишневогорского и Булдымского массивов могут быть связаны, как с последовательным развитием мантийных изотопных систем, так и с процессами контаминации континентальной коры. Близость изотопных параметров карбонатитов и миаскитов Вишневогорского массива, наряду с петрохимическими и геохимическими данными, свидетельствуют о возможности фракционирования карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса из миаскитовых магм, в отличие от карбонатитов щелочно-ультраосновной формации, которые фракционируют на более ранних стадиях дифференциации преимущественно из щелочно-ультраосновных материнских расплавов.

БЛАГОДАРНОСТИ.

Автор выражает глубокую признательность Н.В. Владыкину, В.Я. Левину, В.Н. Сазонову, А.И. Русину за консультации и обсуждение материалов, а также Ю.Л. Ронкину, О.П. Лепихину, О.Ю. Попову за проведение изотопных и геохимических исследований.

Работа выполнена по целевой программе междисциплинарных проектов УрО РАН, СО РАН и ДВО РАН 2006 года.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Багдасаров Ю.А.** О главных петро- и геохимических особенностях карбонатитов линейного типа и условиях их образования // Геохимия, 1990, № 8, с. 1108–1119.
2. **Багдасаров Ю.А.** О полиформационности карбонатитов и объеме термина "карбонатит" // ЗВМО, 1992, N 2, с. 110–116.
3. **Багдасаров Ю.А.** Редкометальный рудный потенциал магматических и гидротермально-метасоматических карбонатитов // Геол. рудн. мест., 1994, Т. 36, № 4, с. 326–335.
4. **Бонштедт-Куплетская Э.М.** Минералогия щелочных пегматитов Вишневых гор. М.: АН СССР, 1951, 105 с.
5. **Бородин Л.С.** Карбонатитовые месторождения редких элементов // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966, т. III, с. 215–256.
6. **Варлаков А.С.** Петрография Булдымского гипербазитового массива Вишневогорского комплекса // Уральский минералогический сборник. Екатеринбург: УрО РАН, 1993, № 1, с. 37–45.
7. **Варлаков А.С., Кузнецов Г.П., Кораблев Г.Г., Муркин В.П.** Гипербазиты Вишневогорско-Ильменогорского метаморфического комплекса (Южный Урал). Миасс: Имин УрО РАН, 1998, 195с.
8. **Гинзбург А.И., Самойлов В.С.** К проблеме карбонатитов // ЗВМО, 1983, Вып. 2, ч. 112, с. 164–176.
9. **Егоров Л.С.** О генетической определенности понятия "карбонатит" // ЗВМО, 1990а, Вып. 1, ч. 119, с. 134–146.
10. **Егоров Л.С.** Проблема полиформационности карбонатитов и псевдокарбонатиты // ЗВМО, 1990б, Вып. 3, ч. 119, с. 99–111.
11. **Еськова Е.М., Жабин А.Г., Мухитдинов Г.Н.** Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М.: Наука, 1964, 301 с.
12. **Еськова Е.М.** Формационные черты нефелин-сиенитовых комплексов Урала и геохимия в них редких элементов // Проблемы петрологии, геохимии и минералогии щелочных пород. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974, с. 58-69.
13. **Жабин А.Г.** О новом типе карбонатитовых проявлений в связи со щелочным комплексом Ильменских-Вишневых гор на Урале // ДАН СССР, 1959, т. 128, № 5, с. 1020–1022.
14. **Жабин А.Г., Самсонова Н.А.** Карбонатные породы из щелочного комплекса Вишневых гор на Урале // Труды ИМГРЭ АН СССР, 1962, Вып. 9, с. 224–240.
15. **Зарайский Г.П.** Условия образования редкометальных месторождений, связанных с граниным магматизмом // Смирновский сб-ник-2004. М.: МГУ, Фонд акад. В.И. Смирнова, 2005, с. 105–192.

16. Золосев К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И. и др. Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: Министерство природных ресурсов РФ, ГУПР по Свердловской обл., 2004, 336 с.
17. Ильменев Е.С. Штокверковое редкометальное оруденение в нефелиновых сиенитах // Изв. Вузов. Сер. Геология и разведка, 1958, № 11, с. 51–58.
18. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974, 199 с.
19. Кононова В.А., Донцова Е.И., Кузнецова Л.Д. Изотопный состав кислорода и стронция ильмено-вишневогорского щелочного комплекса и вопросы генезиса миаскитов // Геохимия, 1979, № 12, с. 1784–1795.
20. Кравченко С.М., Заманский Д., Федоренко В.А. Геохимия карбонатитов массива Томтор (Полярная Сибирь) // Геохимия, 2003, № 6, с. 608–622.
21. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986, 147 с.
22. Краснобаев А.А., Давыдов В.А. Возраст и происхождение ильменогорской толщи по данным цирконологии (Ильменские горы, Южный Урал) // ДАН, 2000, т. 372, № 1, с. 89–94.
23. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Буллах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965, 772 с.
24. Левин В.Я., Роненсон Б.М., Левина И.А. Карбонатиты щелочной провинции Ильменских-Вишневых гор на Урале // ДАН СССР, 1978, т. 240, № 4, с. 930–933.
25. Левин В.Я. Проблемы интрузивного щелочного магматизма Урала // Вопросы геологической корреляции и металлогении Урала. М.: Наука, 1983, с. 100–110.
26. Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997, 274 с.
27. Недосекова И.Л. Породообразующие минералы щелочных метасоматитов и карбонатитов Булдымского массива (Вишневые горы) // Материалы к минералогии рудных районов Урала. Свердловск, 1988, с. 52–62.
28. Недосекова И.Л. Новые данные по карбонатитам Ильмено-Вишневогорского комплекса // Геол. руд. мест., 2007, т. 49, № 2, с. 146–164.
29. Недосекова И.Л., Поляков В.О., Баженова Л.Ф. Акцессорные редкометалльные минералы апогипербазитовых фенитов и карбонатитов в Ильменогорско-Вишневогорском щелочном комплексе // Новые и малоизученные минералы. Свердловск, 1986, с. 49–51.
30. Недосекова И.Л., Прибавкин С.В., Пушкарёв Е.В. Новые данные по геохимии Ильмено – Вишневогорского щелочного комплекса // Ежегодник – 2005, ИГГ УрО РАН, 2005, с. 198–206.
31. Недосекова И.Л., Прибавкин С.В., Серов П.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Sr–Nd–С–О изотопные данные для карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Урал) // Ежегодник – 2005, ИГГ УрО РАН, 2006, с. 235–245.
32. Онтюев Д.О. Что же такое карбонатиты? // ЗВМО, 1985, Вып. 4, ч. 114, с. 1465 - 1469.
33. Панина Л.И., Моторина И.В. Явления несмесимости в глубинных щелочных магмах по данным изучения расплавных включений в минералах // Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород, Миасс: ИМ УрО РАН, 2006, с. 181–186.
34. Поляков В.О., Недосекова И.Л. Минералогия апогипербазитовых фенитов и карбонатитов южной части Ильменских гор // Минералы месторождений и зон техногенеза рудных районов Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990, с. 24–35.
35. Попов В.А., Попова В.И. Минералогия пегматитов Ильменских гор // Минералогический альманах, 2006, т. 9, 152 с.

36. **Прибавкин С.В., Недосекова И.Л.** Источники вещества карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса по данным изотопии SR и Nd в карбонатах // ДАН, 2006, № 3, т. 408, с. 381–385.
37. **Расс И.Т., Абрамов С.С., Утенков У.В., Козловский В.М., Корпечков Д.И.** Роль флюидов в петрогенезисе карбонатитов и щелочных пород: геохимические индикаторы // Геохимия, 2006, № 7, с. 692–711.
38. **Роненсон Б.М.** Происхождение миаскитов и связь с ними редкометалльного оруденения // Геология месторождений редких элементов. М.: Недра, 1966, Вып. 28, 174 с.
39. **Самойлов В.С.** Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984, 190 с.
40. **Самойлов В.С., Смирнова Е.А.** Поведение редкоземельных элементов в процессе карбонатитообразования и некоторые аспекты генезиса карбонатитов // Геохимия, 1980, № 12, с. 1844–1858.
41. **Самойлов В.С., Роненсон Б.М.** Геохимические особенности щелочного палингенеза // Геохимия, 1987, № 11, с. 1537–1546.
42. **Свяжин Н.В.** Доломитовые карбонатиты Вишневогорского комплекса ультраосновных и щелочных пород // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1966, № 5, с. 65–72.
43. **Соколов С.В.** В продолжение дискуссии: что считать карбонатитом? // ЗВМО, 1991, № 5, с. 108–111.
44. **Таланцев А. С., Петрова Г. А.** Условия и механизм формирования карбонатитов Ильменогорско-Вишневогорского щелочного комплекса. Свердловск, 1991, 70 с.
45. **Тугаринов Л.И., Бибикова Е.В., Краснобаев А.А.** Геохронология Уральского докембрия // Геохимия, 1970, № 4, с. 501–505.
46. **Чернышев И.В., Кононова В.А., Крамм У. и др.** Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия, 1987, № 3, с. 323–338.
47. **Bau M.** Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect // Contrib. Mineral. Petrol., 1996, v. 123, p. 323–333.
48. **Bell K., Petersen T.** Nd and Sr isotope systematics of Shombole volcano, East Africa, and the links between nephelinite, phonolites, and carbonatites // Geology, 1991, № 19, p. 582–585.
49. **Evensen N.M., Hamilton P.I., O. Nious R.K.** Rare earth abundances in chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta, 1978, v. 42, p. 1199–1212.
50. **Fabio Ramos Dias De Andrade, P. Moller, P. Dulski.** Zr/Hf in carbonatites and alkaline rocks: new date and a re-evaluation // Revista Brasileira de Geociencias, 2002, № 32 (3), p. 361–370.
51. **Freestone J.C., Hamilton D.L.** The role of liquid immiscibility of the genesis of carbonatites – an experimental study // Contrib. Mineral. Petrol., 1980, v. 73, № 2, p. 105–117.
52. **Gittis I., Harmer R.E.** What is ferrocarbonatite? // Y. Afr. Earth Sci., 1997, v. 25, № 1, p. 159–168.
53. **Harmer R.E., Gittins J.** The Case for primary, Mantle-derived Carbonatite Magma // J. Petrol., 1998, v. 39, p. 1895–1903.
54. **Hofmann A.W.** Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature, 1997, v. 385, p. 219–229.
55. **Keller I., Hoefs I.** Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatite from Oldoinyo Lengai // Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites, 1995, Proc. Vulcanol., v. 4, p. 113–23.

56. **Kramm U.** Mantle components of carbonatite from the Kola Alkaline Province, Russia and Finland: a Nd – Sr study // *Eur J Mineral.*, 1993, № 5, p. 985–989.
57. **Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B.** Origin of the Ilmeno-Vishnevogorsk nefeline sienites, Ural, USSR, and the time of emplacement during the history the Ural fold belt: a Rb – Sr study // *J.Geol.*, 1983, v. 91, p. 427–435.
58. **Kramm U., Chernyshev I.V., Grauert S., Kononova V.A., Brocker W.** Zircon typology and U-Pb systematics: a Case Study of zircons from nefeline syenite of the Il'meny Mountains, Ural // *Petrology*, 1993, v. 1, № 5, p. 474–485.
59. **Kjarsgaard B.A.** Phase relations of carbonatited high-CaO nephelinite at 0.2 and 0.5 Gpa // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 2061–2075.
60. **Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L.** Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites // *Miner. Mag.*, 1988, v. 52, № 1, p. 43–55.
61. **Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L.** The genesis of carbonatites by liquid immiscibility // *Carbonatites: genesis and evolution*, ed. K. Bell. London: Union Hyman, 1989, p. 388–404.
62. **Le Bas M.J., Asden J. A.** The comparability of carbonatitic fluid inclusions in ijolites with natrocarbonatite lava // *Bull. Volcanol.*, 1981, v. 44–3, p. 429–438.
63. **Le Bas M.J.** Nephelenites and carbonatites // *Alcaline igneouse rocks. Geol. Soc. Special publ.*, 1987, № 30, p. 53–83.
64. **Ray I. S., Ramesh R.** Rayleigh fractionation of stable isotopes from a multicomponent source // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2000, № 64, p. 299–306.
65. **Salomons W.** Chemical and isotopic composition of carbonatites in recent sediments and soils from Western Europe // *J.Sediment. Petrol.*, 1975, v. 45, № 2, p. 440–449.
66. **Veksler V., Petibon C., Jenner G.A., Dorfman A.M., Dingwell D.B.** Trace element partitioning in immisibile silicate-carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave // *Jorn. Petrol.*, 1998, v. 39, № 11–12, p. 2095–2104.
67. **Wendlandt R.F., Harrison W.J.** Rare Earth Partioning Between Immiscible Carbonate and Silicate Liquids and CO₂ Vapor // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, v. 69, № 4, p. 409–419.
68. **Wooley A.R., Kempe D.R.C.** Carbonatite: nomenclature, average chemical compositions, and element distributions // In Bell K. (ed) *Carbonatites: genesis and evolution*, Unwin Hyman, London, 1989, p. 1–14.
69. **Yavoy M., Pineau F.** Carbon and nitrogen isotopes in the mantle // *Chem. Geol.*, 1986, v. 57, p. 41–62.
70. **Zaitsev A., Bell K.** Sr and Nd isotope date of apatite, calcite and dolomite as indicators of source, and the relationships of phoscorites and carbonatites from the Kovdor massiv, Kola peninsula, Russa // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1995, № 121, p. 324–335.
71. **Zindler A., Hart S.R.** Ann. Rev. Chemical geodynamics // *Earth Planet. Sci.*, 1986, v. 14, p. 493–571.

УДК 552.33

Некимберлитовые алмазоносные породы Узбекистана

Головко А.В., Диваев Ф.К.

ГП Центральная геолого-геофизическая экспедиция, Узбекистан, г. Ташкент

ВВЕДЕНИЕ

Изучение перспектив алмазоносности в Узбекистане началось сравнительно недавно, около 20 лет назад, после открытия месторождений алмазов лампроитового типа в Австралии и метаморфогенного типа – в Казахстане.

Первые находки алмазов были описаны в Кошмансайской диатреме (Чаткало-Кураминский регион), сложенной эксплозивной брекчией лампроитоподобных пород [17, 18], но проведенное позже крупнообъемное опробование не подтвердило алмазоносности этого объекта (анализ проводился в обогащательной лаборатории г. Симферополь, Украина) и дальнейшие работы на нем были прекращены.

Для выполнения всего этого комплекса работ в Узбекистане была создана специализированная Центральная полевая геолого-геофизическая экспедиция (ЦПГГЭ) и построена обогащательная фабрика, позволяющая обрабатывать до 1 тыс. тонн пород в год, применяя при этом методы гравитационного обогащения и термохимического разложения пород.

Результатом проведенных работ стало установление алмазоносности пикритов Северного Нуратау [4], лампроитов Южного Букантау [5] и камптомончикитов Северного Букантау [6].

В Южном Нуратау был открыт новый тип алмазоносных пород – меланократовые карбонатиты [7, 2]. И еще одна находка алмаза была сделана [19] в ультраосновных породах Бельтауского плутона (горы Кульджуктау) (см. рис. 1).

Геологическое строение, вещественная характеристика проявлений.

1. Алмазоносные лампроиты слагают диатрему «Карашохо», расположенную в центральной части гор Южный Букантау в 5 км севернее поселка и одноименного золоторудного месторождения Кокпатас [5]. Диатрема в плане имеет удлиненную гантелеобразную форму меридионального простирания размером 525 x 125 м. Контакты диатремы с вмещающими породами крутопадающие, интенсивно тектонизированные.

Вмещающие породы представлены переслаивающимися кремнями, слюдистыми сланцами, известняками и доломитами кокпатасской свиты (R₂₋₃). Контактные изменения вмещающих пород слабые, проявлены дроблением и слабым окварцеванием на мощность 0,5-1 м.

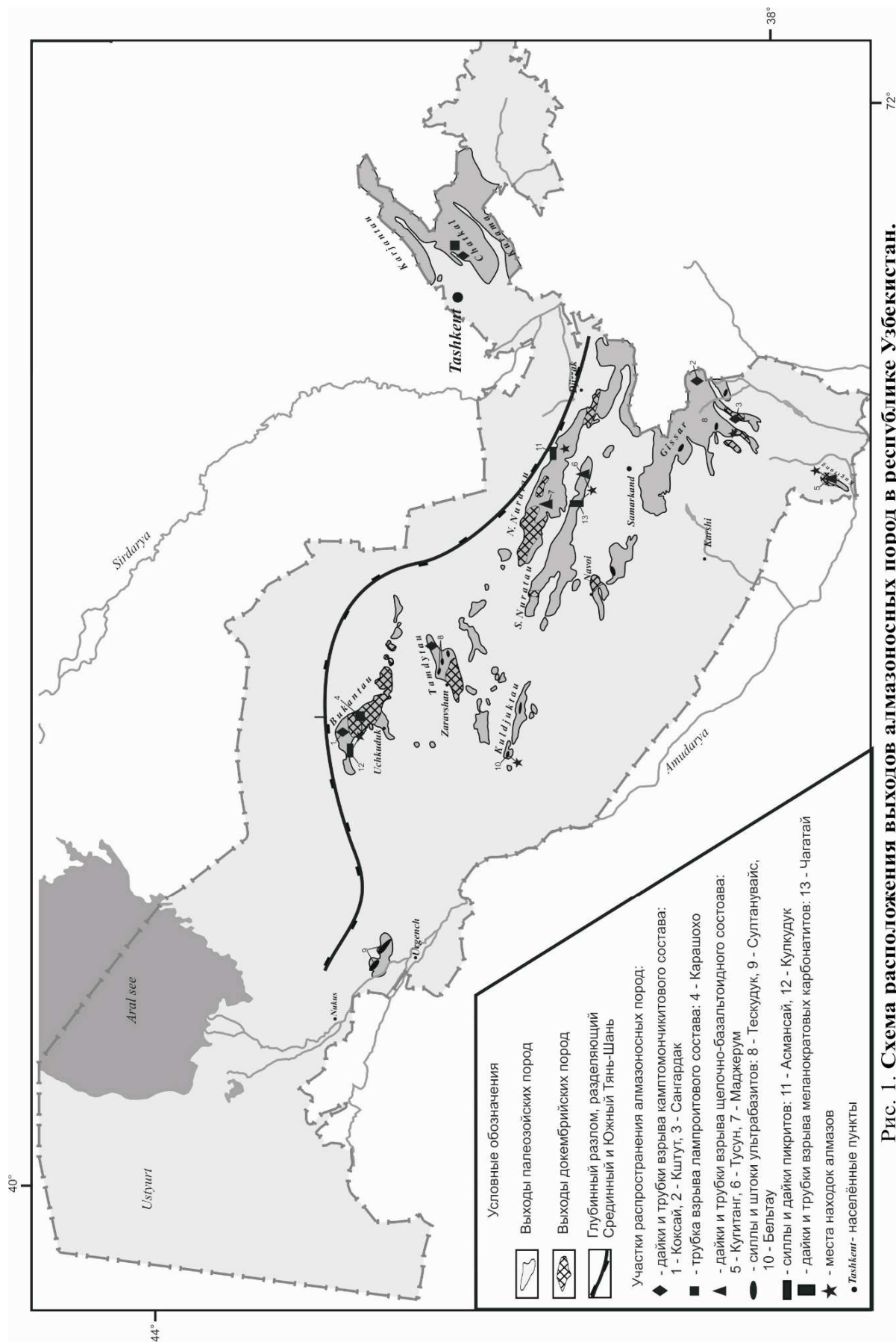


Рис. 1. Схема расположения выходов алмазоносных пород в республике Узбекистан.

Диатрема имеет сложное геологическое строение (рис. 2). Она сложена эруптивными брекчиями двух фаз внедрения и тремя фазами оливин-диопсид-флогопитовых лампроитов среднего (орендиты), основного и ультраосновного состава (хумилиты), в соответствии с классификацией пород лампроитовой серии по О.А. Богатинову [12].

Породы имеют порфировую структуру (от редко - до обильно-вкрапленниковых). Зернистость основной массы варьирует от мелко - до микрозернистой.

Главными породообразующими минералами карашохинских лампроитов являются пироксен, оливин, флогопит-биотит, калишпат. Состав и оптические свойства породообразующих минералов одинаковы во всех разновидностях этих пород, но количественные их соотношения варьируют.

Пироксен (19-38 %) представлен клино- и ортопироксеном (рис. 3). Ортопироксен (гиперстен) присутствует в незначительном количестве, не превышающем первых процентов. Он образует бесцветные удлинено-призматические кристаллы с прямым погасанием размером 0,5-2,00 мм по удлинению. Отмечается срастание гиперстена с диопсидом, а также замещение его тальком и карбонатом.

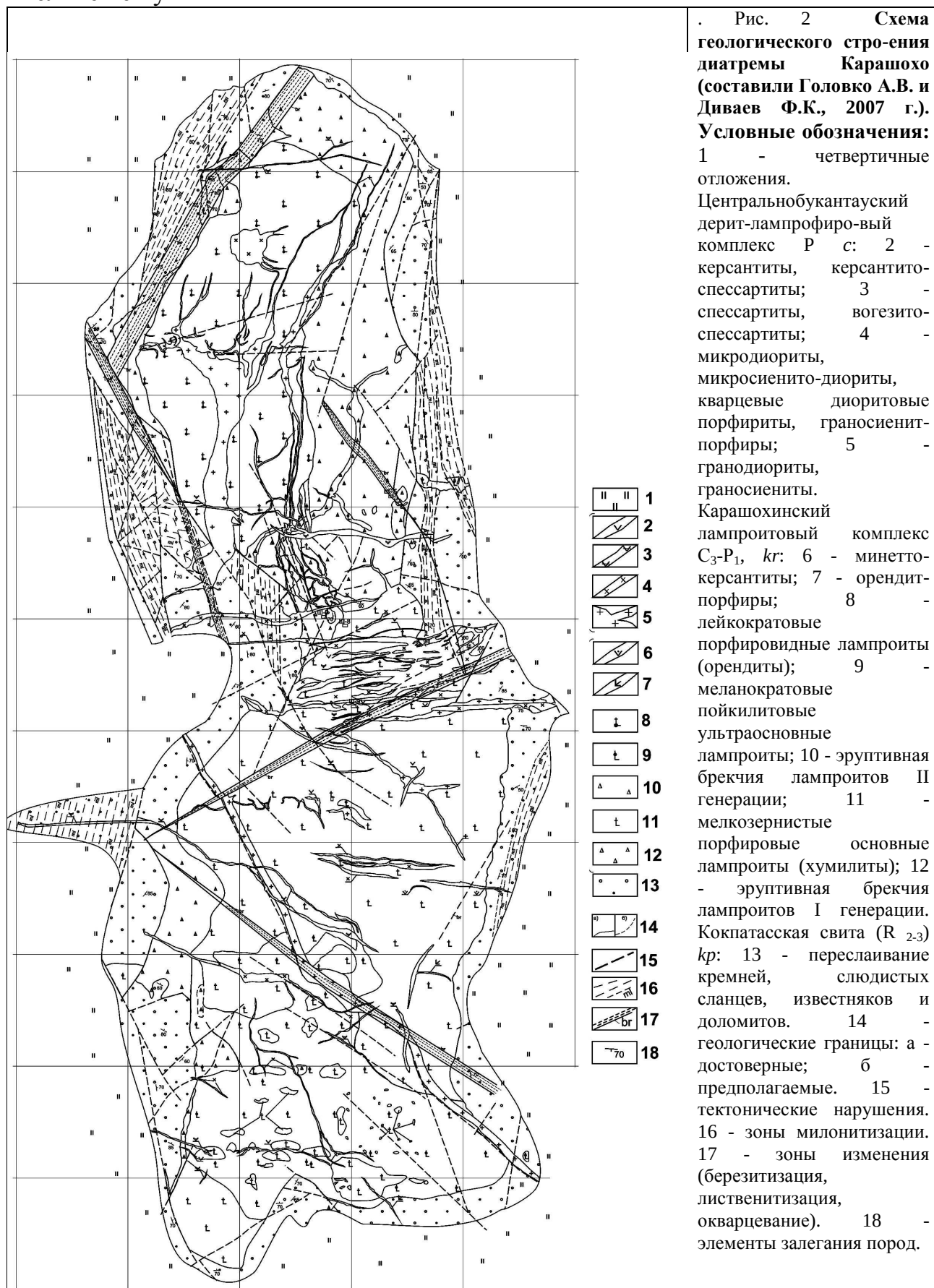
Клинопироксены представлены диопсидом и салитом. Они слагают как вкрапленники, так и микрозерна в основной массе. Вкрапленники по данным микрозондового анализа более магнезиальны и высокохромисты чем пироксен основной массы ($Mg = 16,6$ и $13,98$ %, $Cr_2O_3 = 1,21$ и $0,38$ %, соответственно). Содержание Al_2O_3 , TiO_2 и Na_2O , напротив, более высокие в пироксене основной массы, нежели во вкрапленниках ($Al_2O_3 = 0,45$ и $2,68$ %, $TiO_2 = 0,43$ и $1,13$ %, $Na_2O = 0,45$ и $0,96$ %, соответственно).

Оливин (10-40 %) также встречается в виде вкрапленников и в виде микрозерен основной массы породы. По химическому составу в оливинах преобладает форстеритовый компонент (80-92 %), с примесью хрома (0,05-0,3 % Cr_2O_3), никеля (до 0,4 % NiO) и кальция (0,09-0,22 % CaO). Вкрапленники оливина по данным микрозондового анализа являются значительно более магнезиальными, чем оливин основной массы ($MgO = 46,39$ и $30,09$ %, соответственно).

Биотит – флогопит (7-25 %) имеют варьирующий состав в зависимости от основности лампроитов – в лейкократовых пироксеновых орендитах коэффициент магнезиальности слюды (40-60 %) соответствует биотиту, при довольно высоком содержании титана ($TiO_2 = 5,21 - 6,57$ %).

В меланократовых оливиновых хумилитах коэффициент магнезиальности слюды (74-82 %) соответствует флогопиту, содержащему примесь $Cr_2O_3 = 0,24 - 1,06$ %. В промежуточных по составу оливин-пироксеновых лампроитах коэффициент магнезиальности слюды (61-73 %) имеет промежуточные значения между биотитом и флогопитом. Примесь

хрома в них невысокая (0,07-0,13 % Cr_2O_3). Флогопит и биотит образуют как мелкие чешуйки в



основной массе, так и крупные фенокристы (до 2,0-4,5 мм в поперечнике). Окраска флогопита более бледная (оранжево-коричневая по Ng) чем у биотита (темно-красновато-коричневый по Ng).

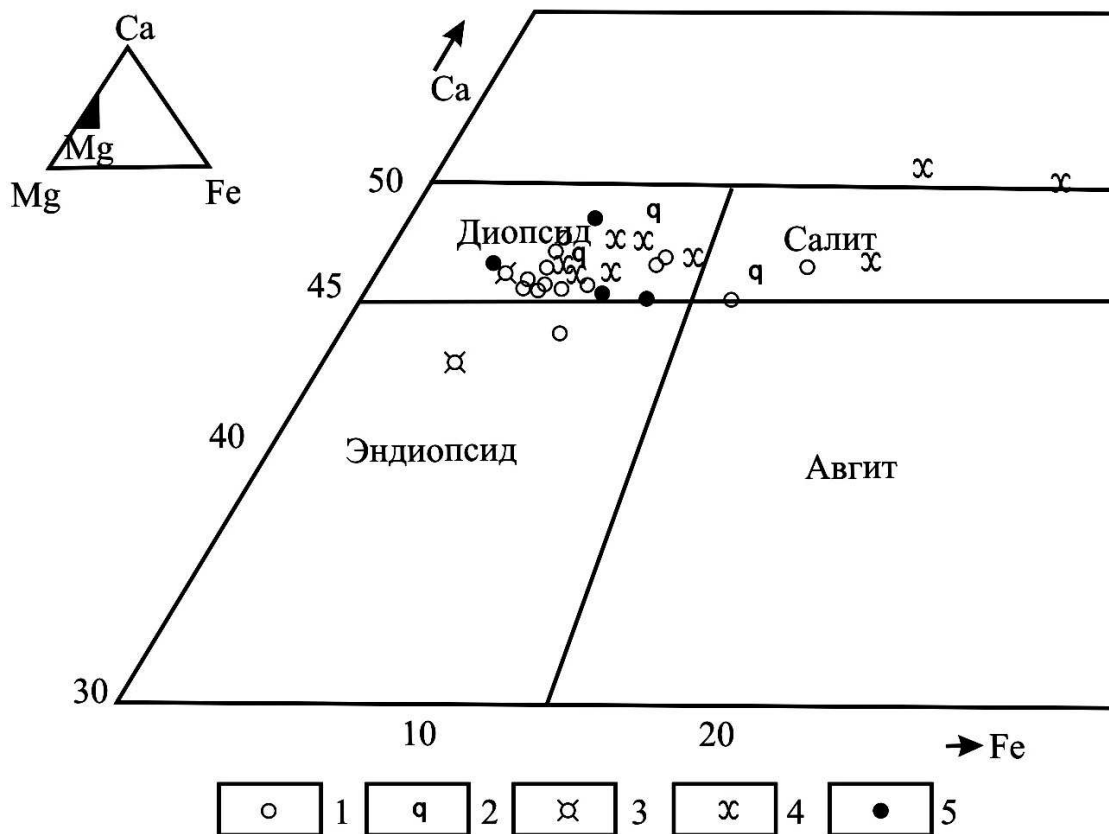


Рис. 3. Состав клинопироксенов из пород Карашохинского комплекса на диаграмме Полдерварта и Хесса.

Условные обозначения: 1 - 5 лампроиты Карашохинского комплекса: 1 - 3 микрозернистые: 1-пироксеновые, 2-оливин-пироксеновые, 3-оливиновые, 4-крупнозернистые пойкилитовые меланократовые; 5-порфирированные.

Каликатровый полевой шпат (9-63 %) (рис. 4). Наиболее высокие содержания характерны для лейкократовых орэндитов, а наиболее низкие для оливиновых хумилитов. Он образует прозрачные призматические зерна и лейсты размером 0,03-0,15 мм. В раскристаллизованных орэндитах размеры зерен увеличиваются до 1,5-2,0 мм по удлинению. Согласно данным рентгено-структурного анализа калишпаты принадлежат санидину и ортоклазу. В санидинах содержание альбитового минала варьирует от 28 до 38 %, примесь ВаО составляет 0,94-3,95 %, TiO_2 - 0,64 %. В ортоклазах

количество альбитового минала падает до 7%, примесь ВаО уменьшается до 0,1-1,53 %.

В породах присутствуют в незначительном количестве акцессорные и рудные минералы: циркон, апатит, гранат, барит, корунд, муассанит, магнетит, рутил, ильменит, хромшпинель, пирит, пирротин, галенит, сфалерит, серебро, золото, графит, алмаз.

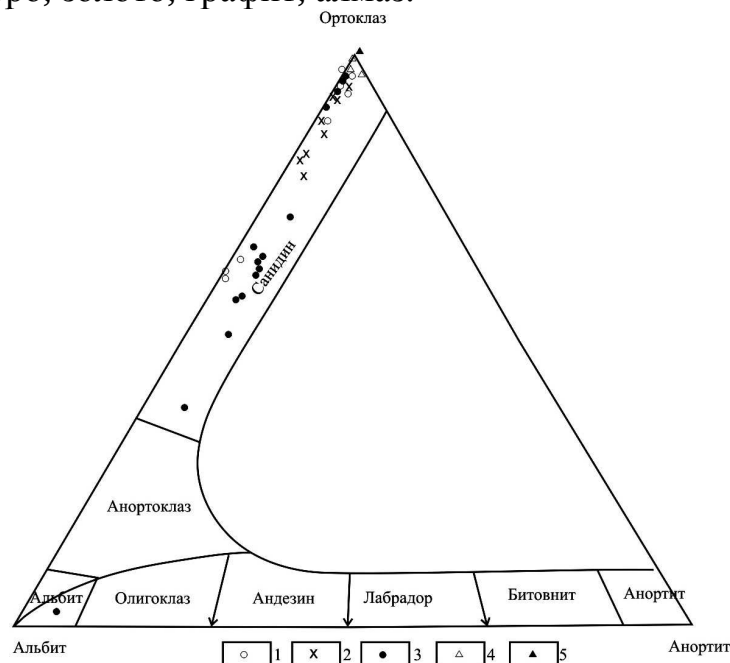


Рис. 4. Составы полевых шпатов из пород Карашохинского комплекса на сводной диаграмме Альбит-Ортоклаз-Анортит.

Условные обозначения: 1-3 - лампроиты Карашохинского комплекса: 1 - микрозернистые; 2 - пойкилитовые; 3 - порфировидные; 4-5 - брекчии: 4 - I генерации; 5 - II генерации.

Среди гранатов преобладают альмандины иgrossуляры, реже фиксируются андрадиты и пироп-альмандины (рис. 5). Альмандины, как правило, содержат примесь пиропового (20,4-35,0 %) и grossулярового (15,9-19,8 %) компонентов. В них отмечают также примеси TiO_2 0,58-0,66 %, Cr_2O_3 0,07-0,1 %, V_2O_5 0,08-0,09 %. Grossуляры в свою очередь содержат примесь андрадитового, шорломитового и уваровитового компонента. Пироп-альмандины представлены обломками зерен (до 0,5 мм) красновато-розового и густо-розового цвета. Пироповый компонент составляет в них 61,4-71,8 %. Grossуляр-уваровиты представлены изумрудно-зелеными кристаллами ромбододекаэдрической формы размером до 0,5 мм. Содержание уваровитовой кампоненты довольно высокое 11,7-22,2 %.

Хромшпинелиды представлены, в основном хромитами и гораздо реже алюмохромитами, различающимися соотношением Cr_2O_3 и Al_2O_3 (рис. 6). Хромиты содержат 53,4-63,4 % Cr_2O_3 , 0-12,0 % Al_2O_3 (в подавляющем большинстве случаев меньше 8 %), 0-1,99 % TiO_2 и, что особенно важно, 7-12

% MgO, так как высокомагнезиальные разности хромитов, согласно Дж. Доусону [10], характерны для алмазоносных и высокоалмазоносных пород.

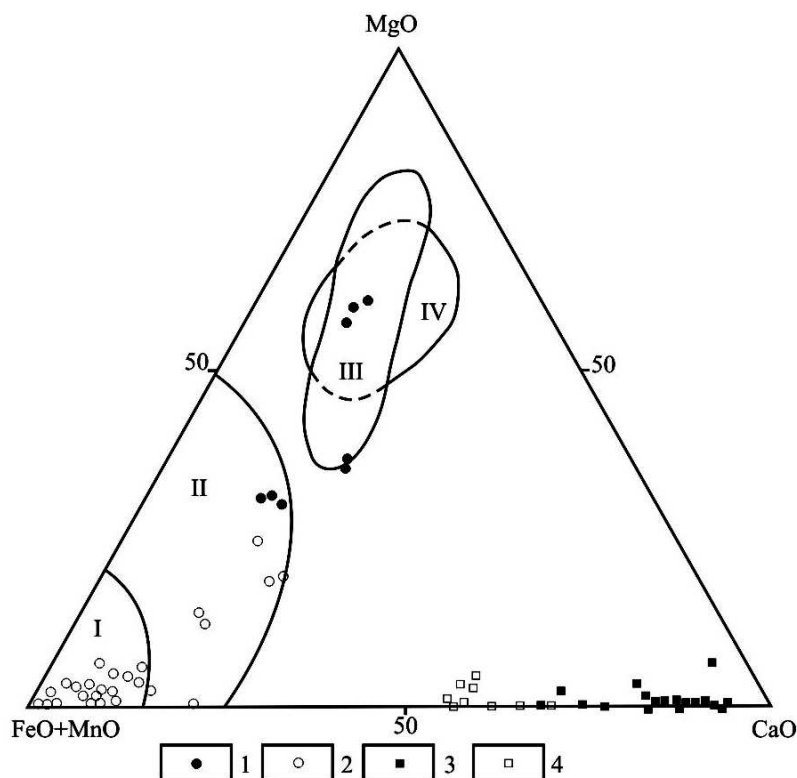


Рис. 5. Составы гранатов из пород Карашохинского комплекса на тройной диаграмме для гранатов различных высокобарических комплексов.

Условные обозначения: поля гранатов метаморфических фаций: I - амфиболитовой; II - гранулитовой; III - эклогитовой; IV - кимберлитовой.

1 - пиропы; 2 - альмандины; 3 - гроссуляры и уваровит-гроссуляры; 4 - андрадиты и шорломит-андрадиты.

Алмазы установлены во всех разновидностях пород карашохинского комплекса. Наиболее алмазоносными породами, по числу обнаруженных в них зерен алмаза, являются лампроиты микрозернистые пироксеновые. Величина кристаллов алмаза колеблется в пределах от 0,25 мм до 2,5 мм, обломков кристаллов – 0,05-0,35 мм.

Основной морфологический тип кристаллов – разнообразные октаэдры: остросреберные плоскогранные, иногда с полицентрически растущими гранями, иногда с занозистой штриховкой на месте ребер. Встречаются закономерные (двойники по шпинелевому закону и параллельные сростки) и не закономерные срастания октаэдров (рис. 7). Большинство кристаллов бесцветные и прозрачные, среди окрашенных преобладают серые и светло-желтые, реже встречаются молочно-белые, желтовато-серые, зеленоватые и черные.

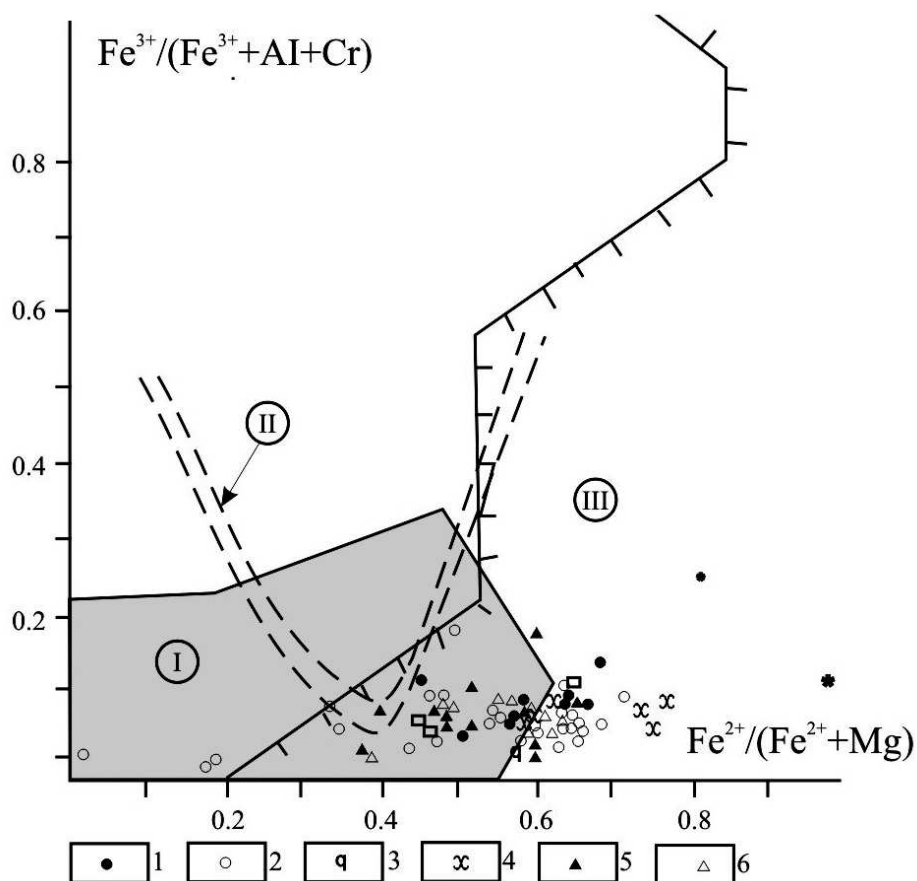


Рис. 6. Положение точек составов хромшпинелидов из пород Карашохинского комплекса на диаграмме Ваганова В.И. и др. [3].

Условные обозначения: I - поле алмазоносных кимберлитов и лампроитов; II - тренд неалмазоносных кимберлитов и лампроитов; III - поле неалмазоносных пород некимберлитовой природы.

1-4 лампроиты Карашохинского комплекса: 1 - порфировидные; 2-3 - микрозернистые: 2 - пироксеновые, 3 - оливин-пироксеновые; 4 - пойкилитовые меланократовые. 5-6 - брекчии: 5 - I генерации; 6 - II генерации.

В лампроитах помимо ксенолитов вмещающих осадочно-метаморфических пород встречаются ксенолиты глубинных пород, среди которых преобладают перидотиты, реже пироксениты. Форма глубинных ксенолитов преимущественно овальная, размеры – от 1 x 2 до 5 x 10 см. Перидотиты представлены, главным образом, верлитами и лерцолитами, реже слюдяными гранат-содержащими перидотитами. Пироксениты сложены преимущественно диопсидом.

Анализируя химический состав пород карашохинского комплекса (табл. 1), можно заметить некоторые характерные особенности. По содержанию ряда элементов, таких как Mg, Ca, Fe, Ti, Ni, Cr, а также отношениям K_2O/Na_2O , Ni/Co , K/Rb , Rb/Sr породы комплекса хорошо коррелируют с соответствующими типами эталонных лампроитов. В то же время, содержания таких элементов как Ba, Sr, Zr, Nb, легкие Р.З.Э. несколько не дотягивают до типичных лампроитов, что, очевидно, объясняется особенностями генезиса карашохинских пород.

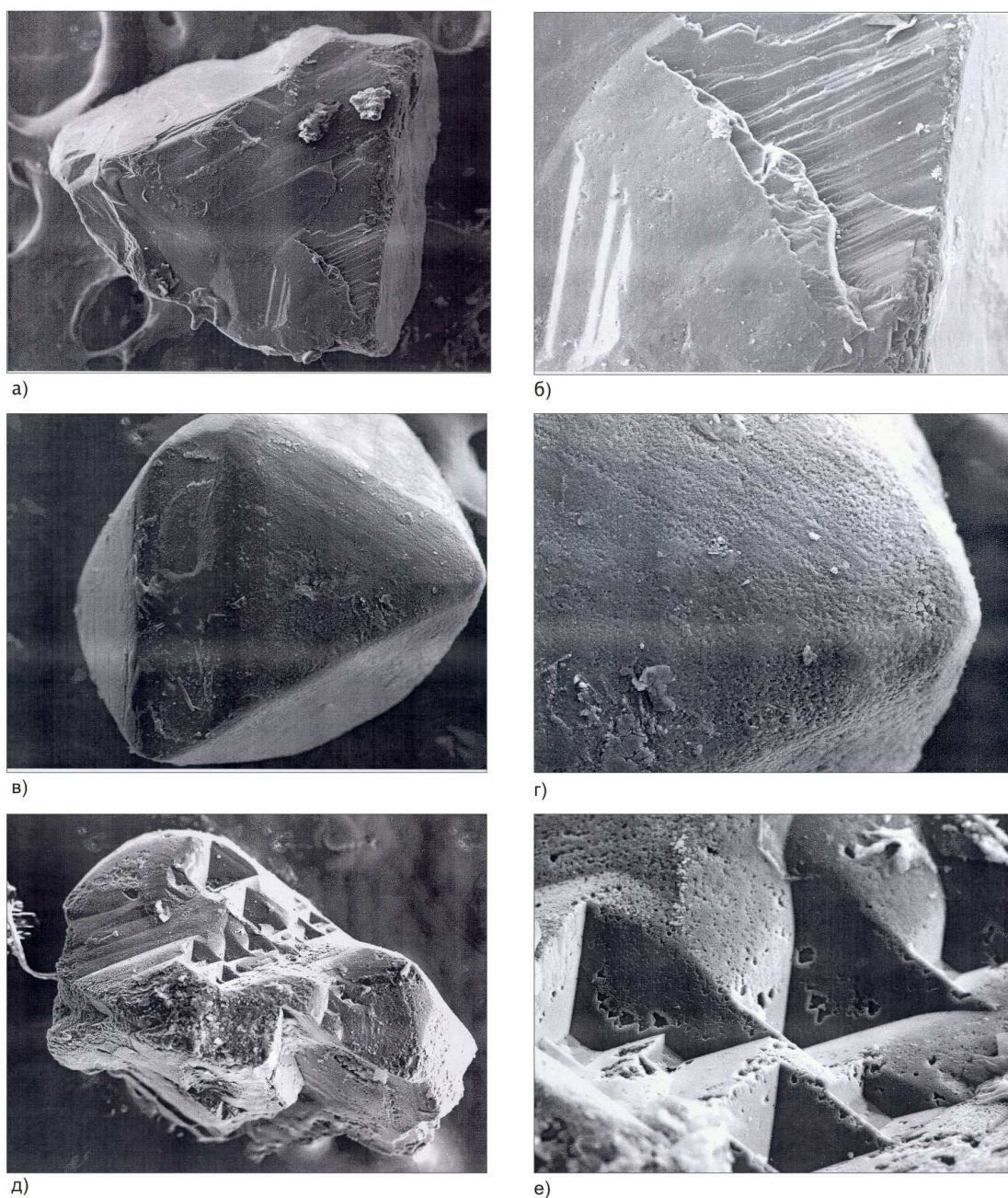


Рис. 7. Закономерные двойники, параллельные сростки и незакономерные срастания октаэдров.

Двойники прорастания (размер 1,5 x 1,0 x 0,75 мм): а) кристалл; б) скульптура поверхности: торцовые пластиты октаэдра.

Кривогранный октаэдр (размер 1,5 x 1,0 x 0,75 мм): в) кристалл; г) окисление поверхности.

Двойник срастания с отрицательным рельефом на поверхности граней (размер 1,65 x 1,25 x 1,25 мм): д) двойник; е) обратные треугольные ямки травления двух порядков: большие и коррозионные малые.

По содержанию кремнезема основная часть пород комплекса соответствует, как уже говорилось выше, основным оливин-диопсид-флогопитовым лампроитам ($\text{SiO} = 46-51\%$),

отклоняясь в лейкократовых и меланократовых дифференциатах к средним (53,6 %) и ультраосновным (43,2 %) лампроитам.

На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 8), предложенной Митчеллом и Бергманом, все точки составов изучаемых лампроитов заняли поле лампроитов испанского типа. Однако, выделилась группа пород, тяготеющих к пограничной зоне типичных лампроитов Западной Австралии. К ним относятся лампроиты микрозернистые пироксен-оливиновые, оливиновые и пойкилитовые меланократовые.

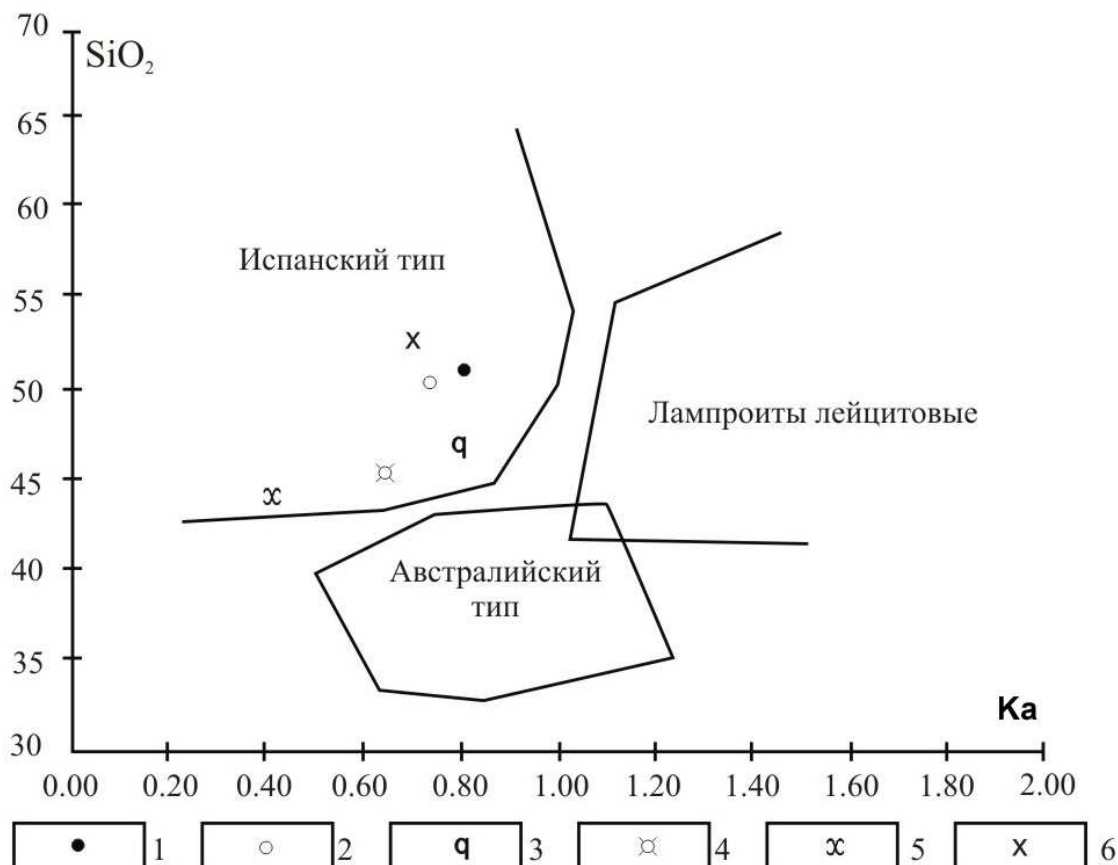


Рис. 8. Точки составов пород Карашохинского комплекса на диаграмме $\text{SiO}_2\text{-Ka}$.

Лампроиты Карашохинского комплекса: 1 - порфировидные; 2-4 - микрозернистые: 2 - пироксеновые, 3 - оливин-пироксеновые, 4 - оливиновые; 5-6 - мелкозернистые пойкилитовые: 5 - меланократовые, 6 - лейкократовые.

На диаграмме, учитывающей магнезиальность ($\text{Kmq}' = 100 \text{ Mg/Mg+Fe}$) и кремнекислотность, точки лампроитов трубки взрыва Карашохо находятся в области лампроитовой серии пород, в основном, среднего состава. В поле основного состава попали точки пироксен-оливиновых и оливиновых лампроитов, ультраосновного состава – мелкозернистых пойкилитовые меланократовые. По данному параметру микрозернистые пироксен-оливиновые, оливиновые и пойкилитовые меланократовые лампроиты соответствуют лампроитам Центрального Алдана; порфировидные, микрозернистые пироксеновые, пойкилитовые лейкократовые – лампроитам Югославии (рис. 9).

Содержание CaO и Al_2O_3 находится в числе ведущих признаков, используемых для расчленения высококалийных пород. На диаграмме $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 10) лейкократовые

лампроиты попадают в пространство между полями пород камафугитовой (высокие содержания CaO) и лейцитит-тефритовой (высокие содержания Al_2O_3) гелий. Все оливиновые разности лампроитов расположились в поле лампроитовой серии или в его пограничной зоне, в области составов лампроитов Алдана, кроме лампроитов пойкилитовых лейкократовых, которые заняли позицию составов минетт штата Навайо.



Рис. 9. Области составов пород Карашохинского комплекса на диаграмме $K' \text{ mg} - SiO_2$ для калиевых пород.

Условные обозначения - см. рис. 8.

1-3 - лампроитовые серии с первичными расплавами: 1 - ультраосновного состава, 2 - основного состава, 3 - среднего состава; 4 - умеренно-глиноземистые лейциты и мафические минетты; 5 - направление дифференциации лампроитовых серий; 6 - линия, разделяющая высокомагнезиальные и нормально магнезиальные калиевые породы; 7 - потенциально алмазоносные лампроиты.

Цифры на рисунке: 1 - Аргайл, 1a - Эллендейл, 2 - лампроиты Центрального Алдана, 3 - лампроиты Восточного Алдана, 4 - трубки взрыва Центрального Алдана нижнемелового возраста, 5 - Западный Алдан, Мурунский массив, Лейцит-Хиллс, Северная Америка, 7 - Испания, 8 - поле Навайо, Северная Америка, 9 - Югославия.

Коэффициент агпаитности $Ka = K + Na/Al$ пород трубки взрыва Карашохо всегда меньше 1, что традиционно считается не характерным для типичных лампроитов, для которых преимущественно 1. Однако есть и исключения: алмазоносные оливиновые лампроиты месторождения Аргайл неагпаитовые и попадают в класс миаскитовых лампроитов с $Ka_{\text{гп}} = 0,8 - 1,0$ (0,9).

На диаграмме В.И. Ваганова, построенной по щелочно-кальциевому параметру, в поле лампроитов испанского типа попадает только точка порфировидных лампроитов. Лампроиты крупнозернистые пойкилитовые меланократовые тяготеют к кимберлитам Гренландии. Остальные точки легли в общее поле лампроитов (рис.11).

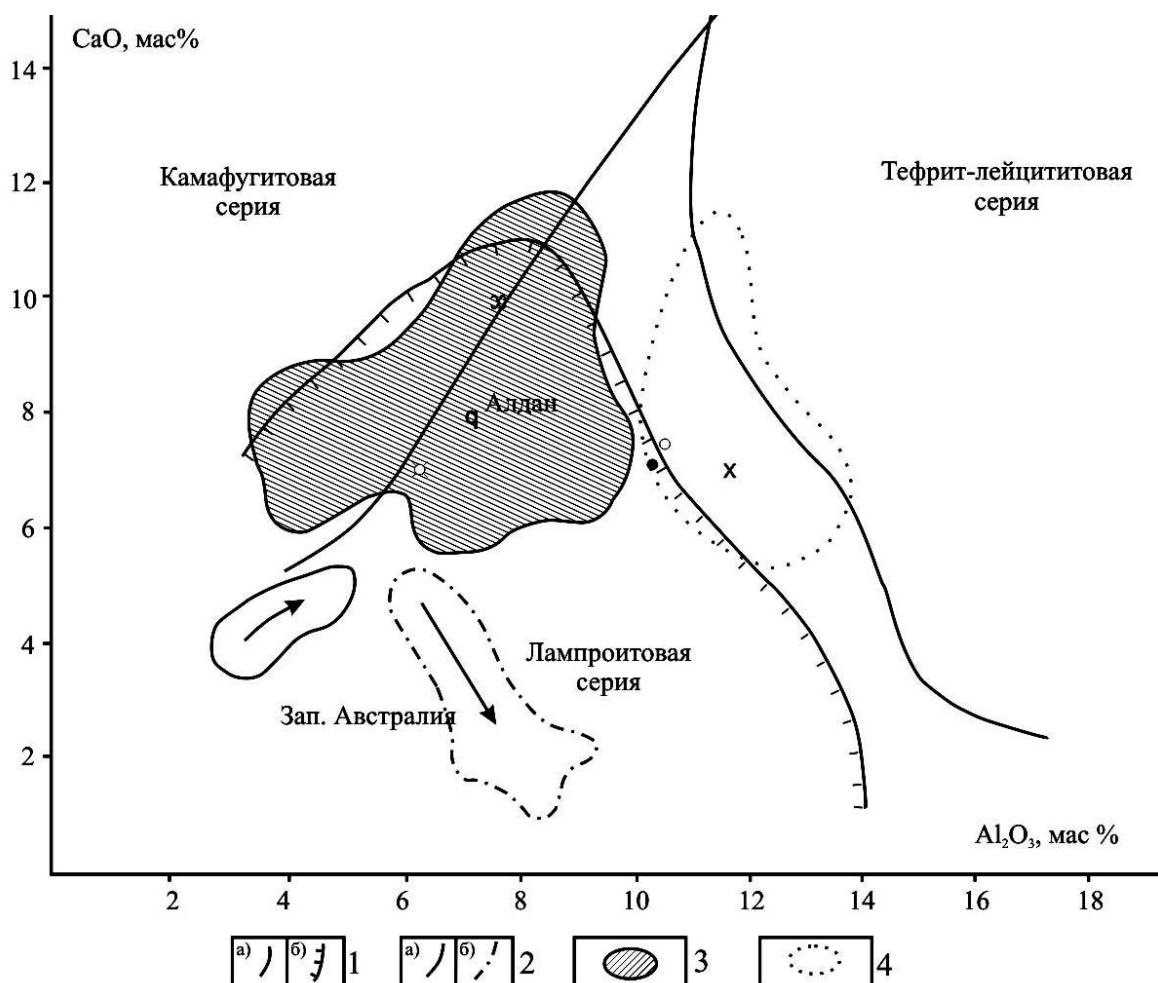


Рис. 10. Положение пород Карашохинского комплекса на диаграмме Al_2O_3 -CaO.

Условные обозначения: 1 - поля пород калиевых серий (а - камафугитовой и тефрит-лейцититовой, б - лампроитовой); 2 - поля составов лампроитов Западной Австралии (а - оливиновые, б - лейцититовые); 3 - общее поле составов лампроитов Алдана (силлы и трубки Центрального Алдана, Ломанский массив Восточного Алдана, Молбо и Мурун Западного Алдана); 4 - общее поле составов минетт шт. Навайо и умеренно-глиноземистых лейцититов Сьерра-Невады, США).

2. Алмазоносные камптомончикиты южно-тяньшаньского комплекса средне-верхнетриасового возраста развиты в горах Северный Букантау, где они образуют компактный рой даек (около 130 штук) размером 1 x 5 км субширотной ориентировки и куст из 8 трубок взрыва, приуроченный к центральной части роя. Размеры трубок варьируют от 4 x 10 до 30 x 118 м. Породы данного комплекса, относящиеся к формации щелочных базальтов активизированных областей [16], имеют региональное распространение в западной части Южного Тянь-Шаня и развиты не только на территории Узбекистана, но и на смежной к востоку территории Таджикистана [15, 16]. В состав комплекса входят эссекситы, тешениты, тефриты, щелочно-оливиновые базальты, лимбургиты, камптониты, мончикиты, камптомончикиты, камптовогезиты.

Алмазы установлены в трубках взрыва и в аллювиальных отложениях ручьев, размывающих эти трубки. Строение трубок бывает как простым, однофазным, так и сложным, многофазным. Наиболее сложное строение имеет диатрема Ерембет, образованная породами трех фаз внедрения. Контакты с вмещающей песчано-сланцевой толщей субвертикальные, без видимых экзоконтактовых изменений, осложненные тектонической милонитизацией и микропрожилковым окварцеванием.

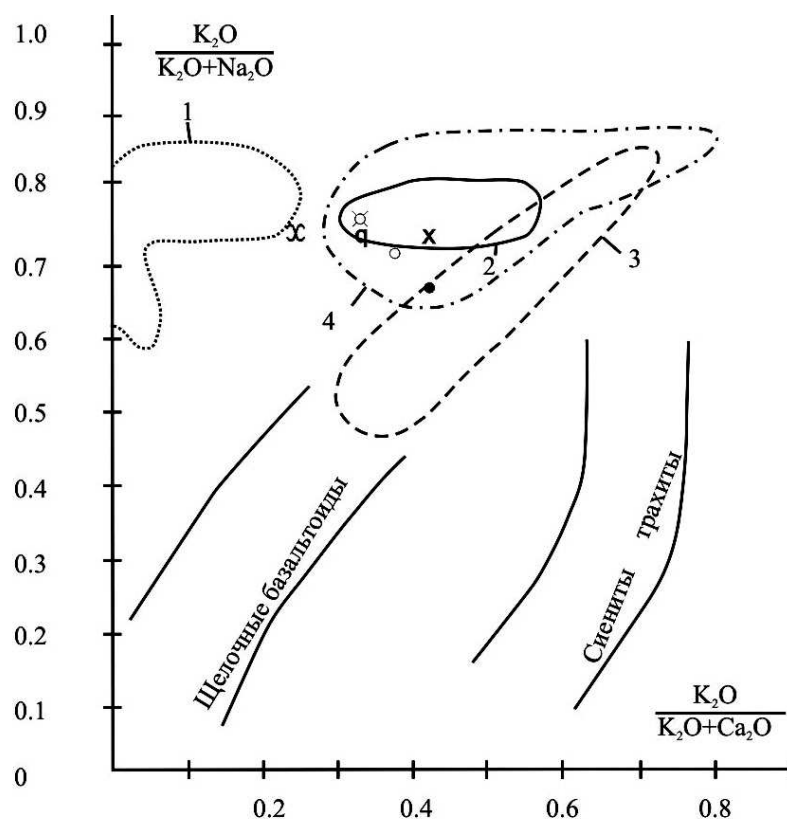


Рис. 11. Положение точек составов пород Карашохинского комплекса на диаграмме соотношений K_2O , Na_2O и CaO в лампроитах и других типах вулканитов.

1 - кимберлиты Гренландии; 2 - лампроиты Гренландии; 3 - лампроиты Испании; 4 - поле лампроитов в целом.

Условные обозначения - см. рис. 7.

Большую часть объема трубок выполняют эруптивные брекчии, сформированные в первую фазу внедрения. Брекчии состоят из многочисленных (30-70 % объема брекчии) остроугольных обломков, преимущественно вмещающих карбонатно-терригенных пород, реже, ксенолитов глубинных пород (пироксениты, перидотиты, оливиниты), для которых характерны округлые формы до 30 см в поперечнике. Обломки сцементированы стекловатыми микропорфировыми мончикитами, как правило, интенсивно измененными.

Микровкрапленники оливина и пироксена замещены агрегатом вторичных минералов: тальком, хлоритом, карбонатом, реже, кварцем.

Основная масса, состоящая из стекловатого базита с микролитами темноцветных минералов и плагиоклаза, также интенсивно замещается хлоритом, карбонатом и

Таблица 1.

Средний химический состав пород Карашохинского комплекса

Оксиды	Лейкократовые м/з порфировидные орентиры	Микрозернистые порфиновые основные лампроиты			Лампроиты пойкилитовые	
		пироксеновые	оливин-пироксеновые	оливиновые	Меланократовые полифировые ультраосновные	Лейкократовые олигофировые орентиры
SiO ₂	53,60	51,60	47,60	46,20	43,20	53,50
TiO ₂	0,97	0,92	0,74	1,00	0,70	1,10
Al ₂ O ₃	11,10	10,77	7,70	7,06	7,00	11,8
Fe ₂ O ₃	2,72	3,18	2,47	3,00	3,50	2,10
FeO	4,70	4,62	5,40	5,08	4,60	5,70
MnO	0,26	0,14	0,15	0,11	0,40	0,20
MgO	7,83	8,50	13,60	18,17	16,40	7,50
CaO	6,90	7,55	8,10	6,46	10,10	6,90
Na ₂ O	2,35	1,91	1,27	1,05	0,70	2,00
K ₂ O	4,80	5,07	3,91	2,80	2,20	5,30
P ₂ O ₅	0,45	0,40	0,33	0,17	0,40	0,40
п.п.п.	3,80	4,58	7,00	6,67	9,90	2,80
CO ₂	1,65	1,72	3,20	4,15	5,30	1,40
SO ₃	0,20	0,41	0,72	-	0,50	0,10
H ₂ O	0,40	0,63	0,75	0,31	0,70	0,20
K ₂ O/Na ₂ O	2,04	2,65	3,08	2,67	3,14	2,65
K ₂ O+Na ₂ O/ Al ₂ O ₃	0,83	0,79	0,84	0,68	0,43	0,74
K mg'	0,70	67	75,6	81	77	65
K ₂ O/K ₂ O+CaO	0,41	0,40	0,33	0,31	0,18	0,43
Ni	139	151	281	550	264	157
Co	33	29	43	53	32	30
Cr	590	490	644	1425	694	468
Ba	1516	1413	1006	800	902	1623
Sr	197	308	314	215	263	189
Rb	78	146	150	109	140	137
La*	122,1	165,9	213,9	36,7	92,6	143,4
Yb*	14,7	19,6	12,4	8,9	12,8	17,5
Ni/Co	4,2	5,2	6,5	10,4	8,3	5,2
K/Rb	512	288	213	211	129	321
Rb/Sr	0,40	0,47	0,48	0,51	0,53	0,72
La/Yb	8,3	8,6	15,0	4,8	7,0	9,0

гидролюдой. Иногда отмечается флюидальная, миндалекаменная и пузыристая

структуры цементирующей массы мончикитов. Из аксессуарных минералов установлены хромшпинель, циркон, рутил, гранат, муассанит, апатит, магнетит, пирит, алмаз.

Вторая, третья и четвертая фаза внедрения представлены соответственно анальцимовыми, биотит-амфиболовыми и биотитовыми камптомончикитами. Данные породы, весьма схожие между собой по минералогическому составу и структурно-текстурным признакам, отличающиеся лишь характером соотношения темноцветных минералов, слагают дайкообразные, реже, небольшие штокообразные тела в центральной части трубок. Общей для всех пород является ярко выраженная лампрофировая структура с обилием вкрапленников (25-40 %) оливина, диопсида, титан-авгита, керсутита, титанистого биотита, редко энстатита.

Таблица 2.

Средний химический состав камптомончикитов гор Букантау (среднее содержание по 8 пробам)

Окислы	Содержание(%)	Элементы	Содержание (г/т)
SiO ₂	44,75	Ni	160
TiO ₂	1,84	Co	50
Al ₂ O ₃	12,88	Cr	210
Fe ₂ O ₃	3,75	V	234
FeO	7,16	Zr	217
MnO	0,20	Rb	58
MgO	9,46	Sr	1020
CaO	9,70	La	52
Na ₂ O	3,27	Ce	114
K ₂ O	1,62	Sm	8.0
P ₂ O ₅	0,57	Eu	2.5
SO ₃	0,15	Tb	1.7
H ₂ O	0,28	Yb	3.6
CO ₂	1,71	Lu	0.5
п.п.п.	4,6		

Размеры фенокристов от 0,3 до 2,5 мм в поперечнике. Основная масса состоит из слабо девитрифицированного стекла и мелких идиоморфных зерен тех же темноцветных минералов, а также плагиоклаза и незначительного количества калиевого полевого шпата. Редкие оцелли линзовидно-округлой формы размером 0,3-0,8 мм выполнены анальцимом или продуктами его замещения – карбонатом и цеолитом.

В анальцимовых камптомончикитах количество анальцима достигает 25-30 %. Набор аксессуарных минералов практически тот же, что и в эруптивных брекчиях, но дополнительно установлены барит, арсенопирит и корунд.

Во всех вышеописанных породах установлены многочисленные глубинные ксенолиты и ксенокристы. Они представлены перидотитами, пироксенитами, эклогитами и мегакристаллами пироксена, биотита, оливина, титанистого амфибола, калишпата,

граната и шпинели размером от первых миллиметров до 7-10 см. Ксенолиты имеют овальную и изометричную форму с оплавленными округлыми краями, часто окружены бурой реакционной каемкой, мощностью около 2 мм.

По основным петрохимическим критериям камптомончикиты относятся к низкоглиноземистым, высокотитанистым щелочным базальтам с каликатровым уклоном, в нормативном составе которых присутствуют нефелин, оливин и гиперстен (табл. 2).

В химическом составе породообразующих и акцессорных минералов вышеописанных пород можно отметить ряд характерных особенностей. Так, в составе оливина (форстерит 76-90 %), присутствуют примеси CaO (0,15-0,34 %), Cr_2O_3 (0,02-0,55 %) и NiO (0,37-0,51 %). В составе хром-диоксидовых пироксенов содержания Cr_2O_3 варьируют от 0,85 до 3,17 %, в энстатитах – 0,2 – 0,83 %. В амфиболах - Na_2O = 1,28-3,10 %, K_2O = 1,64-8,03 %, TiO_2 = 4,57-7,27 %, Cr_2O_3 = 0,05-0,25 %. Для биотитов характерно повышенное содержание TiO_2 = 5,6-7,5 %. В хромшпинелидах преобладающие содержания Cr_2O_3 = 36-45 %, редко – 55-56 %, TiO_2 = 0,18-2,5 %, NiO = 0,19 %. Среди гранатов по химическому составу преобладают альмандины и пироп-альмандины с примесьюgrossуляровой и спессартиновой составляющих. В их составе также присутствуют примеси Cr_2O_3 = 0,02-0,11 %, NiO = 0,02 % и V_2O_5 = 0,04 %. В некоторых зернах обнаружена примесь K_2O = 0,01 %.

Алмазы установлены во всех типах пород (включая ксенолиты перидотитов), слагающих трубки, за исключением биотитовых камптомончикитов. Большая часть их представлена обломками октаэдров размером 0,1-0,8 мм. Немногочисленные целые кристаллы имеют размер 0,1-2,2 мм. Подавляющее большинство кристаллов бесцветны, редко имеют светло-желтую и серую окраску. В некоторых зернах наблюдается зональное строение – в них бесцветное прозрачное ядро окружено внешней зоной молочно-белого или серого цвета.

Термобарометрические характеристики формирования пород, рассчитанные по методике Мерсье, а также Перкинса, Холленда и Ньютона с дополнениями Ваганова [3] и Каминского [11], определяют температуру образования в интервале от 970 до 1380°C (преобладающие значения 1030-1150°C), а давление - в интервале от 18 до 45 кбар (преобладающие значения – 31-40 кбар). Приведенные данные свидетельствуют о мантийных условиях выплавления камптомончикитовых магм Букантау, которые в процессе своего продвижения в верхние горизонты земной коры захватывали с собой ксенолиты мантийных пород и заключенные в них алмазы.

3. Алмазоносные меланократовые карбонатиты были впервые установлены в Узбекистане в 1996 году в составе чагатайского трахит-карбонатитового комплекса триасового возраста, локализующегося в горах Южный Нуратау во вмещающих алевросланцах силурийского возраста [7-9].

Таблица 3.

Химический состав (мас.%) и содержания элементов-примесей (г/т) в карбонатитах и карбонатно-силикатных породах Чагатайского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	23*	25-5	84	88	22-1	87	89	69	21-3	60	22-2	22-1A	77-1
SiO ₂	22.19	20.12	21.79	27.86	15.84	13.35	11.62	11.85	28.20	31.8	19.4	4.22	539
TiO ₂	0.6	0.7	0.75	0.38	0.81	0.75	0.6	0.45	0.65	0.9	0.44	0.4	0.20
Al ₂ O ₃	5.36	6.25	6.43	9.64	3.93	3.2	3.67	2.86	6.43	8.85	5.71	0.54	19.99
Fe ₂ O ₃	14.97	9.4	12.18	11.04	12.46	16.6	11.23	18.27	10.02	12.59	6.67	4.29	4.08
FeO	2.87	4.31	3.92	3.52	5.17	4.38	2.87	0.43	2.87	3.16	5.88	0.65	0.58
MnO	0.25	0.26	0.22	0.28	0.49	0.32	0.85	0.45	0.24	0.23	0.3	0.37	0.14
MgO	2.8	6.66	4.43	3.58	2.77	1.5	3.5	2.82	4.69	1.41	2.82	1.82	2.22
CaO	26.64	29.74	27.48	30.14	32.18	30.71	31.8	31.97	28.74	26.64	29.51	45.57	3.51
Na ₂ O	1.62	0.86	1	0.32	0.34	0.66	1.15	0.2	0.18	1.4	0.2	0.24	5.28
K ₂ O	1.32	3.66	1.4	0.9	1.66	1.24	0.54	1.26	1.52	1.4	1	0.04	4.00
P ₂ O ₅	0.49	0.53	0.46	0.15	6.29	3.66	2.75	4.98	0.40	0.63	1.54	1.84	0.06
CO ₂	18.6	18.15	19	10.45	15.95	23.88	27.92	21.18	10.72	8.8	22.55	34.1	3.58
SO ₃ , S	0.01	0.03	0.04	0.12	0.1	0.05	0.03	0.05	0.05	0.09	0.05	0.52	0.02
H ₂ O	0.26	0.39	0.16	0.34	0.12	0.16	0.08	0.2	0.30	0.22	0.6	0.22	0.38
F	0.08	0.04	0.08	0.08	0.18	0.19	0.18	0.24	0.11	0.08	0.15	0.22	0.07
п.п.п.	0.89	-	0.8	1.94	0.65	0.31	0.62	0.78	4.02	0.74	2.53	5.28	3.92
Сумма	99.05	101.1	100.14	100.74	98.94	100.46	99.41	97.99	99.14	97.5	99.35	100.32	99.42
V	21	19	46	24	19	26	12	12	55	19	-	4.8	-
Cr	23	53	35	41	26	33	46	35	43	38	-	13	-
Co	37	40	39	41	29	24	28	23	37	35	10	10	21
Ni	26	126	37	78	6.1	30	71	50	62	69	12	0.085	13
Cu	38	37	76	43	24	30	17	11	56	42	40	27	5
Zn	205	186	101	202	288	247	328	311	217	150	-	326	-
Ag	-	0.56	-	-	1.40	-	-	3.0	1.20	2.0	1.60	5.20	2.2
Au	-	0.002	-	-	0.002	-	-	-	0.003	-	0.008	0.005	-
Rb	27	56	91	25	50	52	82	68	111	31	6	1.5	211
Sr	1023	951	830	772	1600	2091	2184	2040	1036	621	1510	3366	165
Y	32	20	60	39	73	63	70	64	43	39	41	76	-
Zr	84	57	101	116	71	67	72	71	95	238	59	49	-
Nb	27	17	40	30	37	30	48	45	37	22	43	57	-
Mo	2.8	2.8	1	1.5	14	20	20	2	0.7	2	-	139	-
Ba	2629	1151	1257	754	2546	2296	1147	5084	2058	1001	210	5582	-
Hf	0.12	-	1	0.68	0.52	0.37	0.29	0	0.67	1.8	3.3	0.32	-
Ta	1.9	0.83	3	2.4	1.52	1.18/	1.78	2	2.6	2.3	1.83	1.07	-
W	1.6	0.64	1	1.35	7.1	9.2	10.2	4	1.11	1.48	-	4	-
Pb	10.3	6	10	17	20	24	16	35	14	4.9	-	63	-
Th	8.4	3.7	23	9.4	23	23	2327	19	15	8.9	8	40	-
U	3.8	2.1	6	5.2	11	10	12	8	5.5	3.3	7	17	-
La	38	27	62	50	97	97	109	90	53	44	38	146	-
Ce	73	50	12	95	180	190	215	160	97	83	101	271	-
Nd	35	23	63	43	87	78	89	75	49	45	-	112	-
Sm	7.1	4.9	12.6	9.2	15.2	15.4	17.5	14	8.9	9.1	2.4	19.5	-
Eu	2.4	1.6	4	2.6	5.3	4.7	5	5.2	3.2	2.9	3.41	7.1	-
Tb	1.13	0.72	2.01	1.58	2.27	2.4	2.78	2.15	1.36	1.38	0.97	2.81	-
Yb	4.18	2.11	7.95	4.72	8.01	7.45	9.07	8.56	4.76	5.1	2.22	6.19	-
Lu	0.56	0.3	1.01	0.776	1.14	1.14	1.32	0.99	0.69	0.73	0.23	0.76	-

Примечание: меланократовые карбонатиты: 1 - 3 – биотит-пироксен-кальцитовые; 4 – биотит-гранат - кальцитовые; 5 - 8 – пироксен-гранат - кальцитовые; 9 - 10 - мелилит-пироксен - кальцитовые; 11 – биотит - кальцитовые карбонатиты; 12 – лейкократовые карбонатиты (севиты); 13 – трахиты. Прочерк – компонент не определялся.

* – номера проб.

Из магматических образований в данном регионе развиты граниты и адамеллиты верхнекаменноугольного возраста и редкие дайки и трубки

взрыва щелочных базальтов триасового возраста.

Чагатайский трахит-карбонатитовый комплекс представлен компактным роем сближенных субпараллельных даек и вулканическими трубками взрыва. В составе комплекса доминируют меланократовые карбонатиты, которые образуют дайки (мощность 0,5-6,0 м, протяженность – 20-1000 м, падение преимущественно отвесное, всего около 30 даек) и две трубки взрыва (размер 80 x 170 и 150 x 200 м). Трахиты представлены единичными дайками мощностью 0,5-1,5 м, протяженностью до 100 м, в пространственной ассоциации с карбонатитовыми дайками.

Характерно очень слабое контактное воздействие карбонатитовых тел на вмещающие алевросланцы, проявленное в зоне мощностью 0,1-0,3 м и выраженное слабым ороговикованием и развитием мелкочешуйчатого биотита. Метасоматические изменения выражены лишь слабой альбитизацией и лимонитизацией в интервале 0,1-0,5 м. В то же время, большая часть даек карбонатитов и, особенно, трубки взрыва подвергнуты в той или иной степени процессам автометасоматического изменения, в частности, альбитизации, хлоритизации и окварцеванию.

Карбонатиты сложены кальцитом, пироксеном, биотитом, мелилитом, гранатом, апатитом, магнетитом, а так же вторичными амфиболом, хлоритом, альбитом, калишпатом. В зависимости от преобладающих силикатных минералов по минеральному составу среди карбонатитов выделяются: биотит-пироксеновые, биотит-гранатовые, пироксен-гранатовые, мелилит-пироксеновые, биотитовые и анхимономинеральные кальцитовые. Помимо этих главных типов выделяются также альбитизированные и анкеритизированные карбонатиты, которые слагают цемент трубок взрыва, а также некоторые дайки. Преобладают меланократовые породы с высоким содержанием силикатных минералов; существенно кальцитовые породы сравнительно редки. Текстура пород, образующих дайки, чаще массивная, а слагающие трубки взрыва - брекчиевидная.

Из структур наиболее типичной являются пойкилитовая, для которой характерно наличие идиоморфных включений пироксена, мелилита, граната и магнетита в крупные таблитчатые зерна кальцита.

Из акцессорных минералов характерны апатит, гранат, хромшпинель, магнетит, титанит, пирит, циркон, рутил, барит, периклаз, муассанит, корунд, шеелит, золото, серебро, свинец, графит, алмаз.

По геохимическим особенностям описываемые породы достаточно специфичны и отличаются как от редкометальных карбонатитов, так и от кимберлитовых карбонатитов (табл. 3). От редкометальных карбонатитов они отличаются низкими концентрациями ниобия, циркония, скандия и редкоземельных элементов, и заметным преобладанием бария над стронцием. От кимберлитовых карбонатитов их отличают, прежде всего, низкие содержания хрома и никеля и преобладание кобальта над никелем.

Карбонатиты чагатайского комплекса весьма специфичны также и в

минералогическом отношении. Породы не содержат минералов, характерных для алмазоносных щелочных ультраосновных магматитов мантийного генезиса (кимберлитов, лампроитов), таких как пироп, хромдиопсид, пикроильменит. В то же время от классических карбонатитов они отличаются отсутствием таких типоморфных редкометальных минералов как пироксид, колумбит, бадделит, бастнезит и др., а также своеобразием состава главных породообразующих и второстепенных минералов.

Один из главных силикатных минералов чагатайского комплекса – гранат имеет существенно андрадитовый состав (64 – 98 %), количествоgrossularового компонента варьирует от 5 до 23 %, еще в меньших количествах присутствует шорломитовая (до 9,6 %), пироповая (до 3 %) и спессартиновая (до 1 %) молекулы.

Мелилит, образующий характерные таблитчатые кристаллы, представлен железистым окерманитом (75 %) с подчиненным количеством геленитового минала (25 %). В минерале отмечается примесь титана (до 1,8 % TiO_2).

Пироксен представлен двумя разновидностями: диопсид-геденбергитом с примерно равными соотношениями этих компонентов и примесью эгириновой молекулы (6,8 %) и эгирин (45 %) – диопсидом (13 %), содержащим примесь клиноэнстатитового компонента.

Хромшпинелиды представлены хромитами с довольно высокими содержаниями Cr_2O_3 (54,18-56,71 %), умеренными содержаниями MgO (8.95-14.68 %) и Al_2O_3 (6,01-8,78 %) и незначительной примесью TiO_2 (0,62-1,2 %).

Апатит, количество которого в гранат-пироксеновых карбонатитах достигает 15-20 %, относится к фторапатиту (1,58-3,49 % F) и характеризуется присутствием умеренных количеств стронция (до 0,20-0,27 % SrO), бария (до 0,19-0,38 % BaO) и редкоземельных элементов (до 0,08-0,16 % Ce_2O_3).

Карбонат составляет цементирующую матрицу пород, а в существенно карбонатных разностях образует характерный агрегат таблитчатых кристаллов, свойственных карбонатитам дайковой фации. Минерал близок к составу чистого кальцита, содержащего незначительные количества магния, железа и марганца. Установлено присутствие примеси (0,2 % SrO) и бария (0,06 % BaO).

Щелочной полевой шпат обычно присутствует в матрице пород совместно с карбонатом, часто по периферии карбонатных скоплений и гнездообразных выделений. Соотношения ортоклаза и альбита в щелочном полевоом шпате варьирует от $\text{Or}_{86}\text{Ab}_{16}$ до $\text{Or}_{47}\text{Ab}_{53}$ количество анортитовой молекулы обычно невелико, но иногда повышается до 10,8-12,9 %.

Во всех минеральных типах карбонатитов, кроме мелилит-пироксеновых и анхимономинеральных, присутствует алмаз, при этом наиболее высокие его содержания фиксируются в эксплозивных разностях с брекчиевой текстурой, характеризующихся наиболее меланократовым составом.

Зерна представлены кристаллами октаэдрической формы и их обломками. Часто отмечаются сростки из нескольких октаэдров. Грани кристаллов чаще всего гладкие, ребра острые. Окраска зерен желтовато-зеленоватая, реже с сероватым оттенком.

Диагностика алмаза подтверждена дебаеграммой.

В последнее время аналогичное проявление алмазов в карбонатитах было установлено в Испании на острове Фуэртевентура [20].

Чагатайские карбонатиты были использованы в экспериментах Ю.А. Литвина в качестве материнской среды для кристаллизации алмаза. Эти эксперименты подтвердили принципиальную возможность синтеза алмазов в системе, имеющей петрогеохимические характеристики исследуемых пород, и позволили определить РТ условия такого синтеза [13].

Более того, эти эксперименты показали также, что пересыщенные растворенным углеродом расплавы природных алмазоносных карбонатитов являются высокоэффективными алмазообразующими средами. При этом, синтез алмаза в таких средах осуществляется при давлениях 7 ГПа и температурах 1200-1570°C и выдержках 10-40 мин. Последние эксперименты показали возможность синтеза алмаза в таких средах уже при давлениях 5 ГПа [2].

4. Находка алмаза в лерцолите Бельтауского плутона (горы Кульджуктау) и его характеристика описаны в статье В.В. Слодкевича и Г.И. Шафрановского [19].

Из остатка термохимического разложения 552 граммовой пробы лерцолита ими было выделено 48 поликристаллических агрегатов графита размером от 0,05 до 0,7 мм, имеющих ромбододекаэдрический, октаэдрический, кубический габитусы, а также их комбинационные формы. Ядерная часть паракристаллов сложена графитовыми чешуйками, текстурированными по четырем направлениям [111].

Из ядра одного из графитовых полиэдров под биноклем извлечен реликт алмаза (0,056 x 0,056 x 0,070 мм) со слабо выраженным кубоктаэдрическим габитусом и матированной поверхностью.

Идентифицирован алмаз методом комбинационного рассеяния света (КР) и лазерной фотолюминесценции (ФЛ).

Структурные особенности алмаза из графитовой параморфозы показывают значимое его отличие от высокобарических природных синтезированных алмазов и соответствие алмазам, полученным методом вакуумной конденсации из метанводородной смеси при 50 мм. рт. ст. и 700-900° С [14]. Характеристики спектра КР (высокочастотный сдвиг рамановской линии, аномальное уширение безфоновых линий и высокая концентрация вакансий) рассматриваются как типоморфный признак анализируемого алмаза, подтверждая его природную генетическую обособленность и образование из водородно-метановой газофлюидной фазы при умеренных температурах, низких давлениях и высоких скоростях роста.

Обнаружение алмаза в поликристаллических графитовых агрегатах является уникальной спрогнозированной находкой и служит прямым доказательством их апоалмазной природы.

По мнению авторов статьи, приуроченность апоалмазного графита к сквозным зонам эпигенетической минерализации и их временная оторванность от вмещающей минеральной среды свидетельствуют об образовании алмазов в низкотермобарическом режиме газофлюидных инфильтрующихся потоков при становлении расслоенного плутона в магматической камере.

5. Алмазоносные пикриты установлены на северных склонах гор Северный Нуратау в составе асмансайского субвулканического диабаз-пикритового комплекса девон-каменноугольного возраста, пространственно связанного с базальтами шавазской свиты того же возраста. Пикритовые порфириды образуют линзовидные, трубкообразные и дайкообразные тела мощностью 9-90 м, протяженностью до 370 м. Всего выявлено около 40 тел пикритовых порфиритов. Их контакты с окружающими покровными базальтами повсеместно осложнены тектоническими подвижками, сопровождающимися катаклазом, милонитизацией и хлоритизацией пород.

Визуально пикритовые порфириды представляют собой темно-серые, почти черные порфиоровые породы с тонкозернистой основной массой, на фоне которой выделяются крупные (до 10 мм) вкрапленники оливина, реже, пироксена. Под микроскопом они характеризуются гипокристаллической призматически-зернистой, гиалиновой или спинифекс структурой. В большинстве случаев, вкрапленники составляют не менее 50-60 % от всей массы породы. Встречаются разности, в которых их содержание достигает 70-80 % или снижается до 30-35 %.

Оливин присутствует в виде идиоморфных кристаллов и неправильных зерен размером до 10 мм. В различной степени он замещен серпентинитом, значительно реже тальком, иддингситом, карбонатом с выделением мелких зернышек рудного минерала, в единичных случаях – слегка буровой шпинели. Интерстиции между вкрапленниками пироксена и оливина выполнены в различной степени раскристаллизованной основной массой, состоящей в полнокристаллических разностях из мелких призм розовато-бурого авгита, полностью серпентинизированного оливина, ксеноморфных зерен рудного минерала и серпентина. Иногда, в количестве не превышающем 1-3 %, присутствуют микролиты и лейсты хлоритизированного плагиоклаза. В редких случаях его содержание повышается до 4-5 %. Плохо раскристаллизованные разности пикритовых порфиритов характеризуются дендритовой и перистой формой выделения пироксена в хлоритизированном стекле, что соответствует структуре спинифекс, и, наряду с другими признаками, сближает их с вулканитами ультраосновного состава – меймечитами. В стекловатой массе почти всегда

присутствуют хлоритовые или серпентиновые, реже, карбонат-хлоритовые миндалины.

Из аксессуарных минералов в пикритах установлены: хромшпинелиды, гранат, магнетит, ильменит, рутил, циркон, апатит, графит, муассанит, корунд, алмаз.

Алмаз обнаружен при термохимическом разложении коллекционного образца пикритов весом 0,4 кг. Размер выделенного зерна алмаза 0,5 x 0,25 x 0,15 мм. Зерно представляет собой уплощенный обломок гладкогранного октаэдра. Микроскопически фиксируется полицентрический послойный рост грани октаэдра. Алмаз бесцветный, водяно-прозрачный без включений. Матировка и коррозия не наблюдаются. Остроугольные края, сильная трещиноватость говорят о техногенном происхождении обломка в процессе дробления породы.

Результаты химического анализа пикритов участка Асмансай (среднее из 23 анализов) следующие: SiO_2 - 42,33; TiO_2 - 0,86; Al_2O_3 - 5,15; Fe_2O_3 - 4,42; FeO - 8,27; MnO - 0,16; MgO - 30,6; CaO - 3,69; Na_2O - 0,25; K_2O - 0,14; P_2O_5 - 0,08; CO_2 - 0,51; SO_3 - 0,93; H_2O - 0,92; п.п.п. - 7,94 (содержание дано в вес %). В химическом составе асмансайских пикритов обращают на себя внимание высокие содержания MgO (30,60 %) и низкие TiO_2 (0,86 %) и P_2O_5 (0,08 %). Из микроэлементов повышенные значения имеют Cr (1500 г/т), Ni (1710 г/т), Co (138 г/т), V (111 г/т).

Помимо приведенных выше достоверно установленных находок алмазов в магматических породах некимберлитового типа, известны также единичные, не подтвержденные повторным опробованием, находки мелких алмазов в докембрийских метаморфических породах Байсунского срединного массива, которые нуждаются в дальнейшем изучении. Исходя из приведенного краткого обзора, можно сделать вывод о наличии в Узбекистане нескольких типов алмазоносных пород промышленная значимость каждого из которых требует дополнительного изучения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмедов Н.А. Перспективы алмазоносности Республики Узбекистан // Геология и минеральные ресурсы, 2006, № 1, с. 28-30.
2. Бобров А.В., Литвин Ю.А. и др. Фазовые отношения и синтез алмаза карбонатно-силикатных породах чагатайского комплекса, Западный Узбекистан: результаты экспериментов при $P = 4 - 7$ ГПа и $T = 1200 - 1700$ °C // Геохимия, 2004, № 1, с. 49-60.
3. Ваганов В.И., Соколов С.В. Термобарометрия ультраосновных парагенезисов. М.: Недра, 1988, 147 с.
4. Головко А.В. и др. Мелкие алмазы в щелочных базальтоидах и пикритах Южного Тянь-Шаня // Узбекский геологический журнал, 1991, № 2, с. 72-75.
5. Головко А.В. и др. Карашохинский комплекс лампроитов Южного Букантау (Центральные Кызылкумы). // Геология и минеральные ресурсы, 2005, № 2, с. 16-24.
6. Головко А.В. и др. Характеристика алмазов и трубок взрыва гор Букантау // Материалы научной конференции «Магматические, метасоматические формации и связанное с ними оруденение», Ташкент, 2005, с. 76-79.
7. Диваев Ф.К. Чагатайский комплекс карбонатитов – новый тип магматических пород Узбекистана // Узбекский геологический журнал, 1996, № 6, с. 32-40.

8. **Диваев Ф.К.** К проблеме алмазоносности карбонатитов Южного Нуратау (Западный Узбекистан) // Научно-практическая конференция: Основные проблемы геологии и развития минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан. Ташкент, 1997, с. 141-145.
9. **Djuraev A.D., Divaev F.K.** Melanocratic carbonatites – New tipe of diamond – bearing rocks. Uzbekistan // Mineral deposits: Processes to Processing, Rotterdam: Balkema, 1999, p. 639-642.
10. **Дж. Доусон.** Кимберлиты и ксенолиты в них. М. : Мир, 1983, 300 с.
11. **Каминский Ф.В.** Алмазоносность некимберлитовых изверженных пород. М.: Недра, 1984, 170 с.
12. **Лампроиты** / О.А. Богатилов, И.Д. Рябчиков и др. М.: Наука, 1991, 302 с.
13. **Литвин Ю.А., Жариков В.А.** Экспериментальное моделирование генезиса алмаза: кристаллизация алмаза в многокомпонентных карбонатно-силикатных расплавах при 5-7 ГПа и 1200-1570° С // Доклады АН РАН, 2000, т. 372, № 6, с. 808-811.
14. **Miamoto M., Takase T., Mitsuda Y.** // Mineral. Journ., 1993, v.16, p. 246-257.
15. **Мушкин И.В. и др.** О вулканических трубках Южного Гиссара // Доклады АН СССР, 1964, т. 158, №3.
16. **Мушкин И.В.** Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979, 136 с.
17. **Новгородова М.И., Юсупов Р.Г.** Кубический карбид кремния в сростании с графитом и алмазом // Доклады АН СССР, 1984, №5, т. 277, с. 1222-1227.
18. **Новгородова М.И. и др.** Лампроитоподобные породы западной части Срединного Тянь-Шаня // В сб. Лампроиты. О.А. Богатилов, И.Д. Рябчиков и др. М.: Наука, 1991, с. 114-160.
19. **Слодкевич В.В., Шафрановский Г.И.** Алмазосодержащая минеральная ассоциация газовой-флюидального генезиса в Бельтауском расслоенном плутоне (Узбекистан). Материалы межд. семинара (совместно с APFIS – II) «Минералообразующие флюиды и рудогенез», Ташкент, 1998, с.45-46.
20. **Шумилова Т.Г.** Находка алмазов и графитоподобного вещества в карбонатитах, о. Фуэртевентура, Испания // Вестник, 2005, №10, с. 17-18.

Вариации составов пикроильменитов из кимберлитов Якутии и проблема их образования

Ащепков И.В.¹, Владыкин Н.В.², Похиленко Н.П.¹, Логвинова А.М.¹,
Афанасьев В.П.¹, Алымова Н.В.², Палесский С.В.¹, Ротман А.Я.³
Стегницкий Ю.Б.³, Хмельникова О.С.¹

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия

²Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия,

³ЦНИГРИ, АЛРОСА, Мирный, Россия

Пикроильмениты кимберлитов Сибирской платформы образованы в результате полибарического фракционирования протокимберлитовых расплавов на стадии формирования подводящих каналов. Обычно они формируются на трех уровнях в мантийной колонне в интервале от 70 до 40 кбар согласно ильменитовой термобарометрии [4]. Они обнаруживают протяженные тренды AFC фракционирования. Вариационные тренды от высоко- до низко-титанистых разновидностей обнаруживают перегибы, которые отражают изменения при пульсирующем подъеме, обусловленном эволюцией магматических очагов и слоистостью мантии, и несколько уровней обогащения Cr_2O_3 , обусловленного контаминацией мантийных перидотитов и расщеплением трендов на конечной стадии при кристаллизации в жильных системах.

Спайдердиаграммы TRE для пикроильменитов разделяются на три типа: 1) на уровне 0.1-10 C1, уплощенные, S, W – типа REE графики высокотемпературных пироксенитов и метасоматитов CPMX, IFSE, MARID; 2) 100 C1 – почти линейные графики фракционирования La/Yb_n -10-25 с HFSE пиками; 3) с уровнем 1000 C1 без высоких пиков HFSE образованные за счет гибридизации с эволюционирующими протокимберлитовыми расплавами.

Только для Мирнинского поля предполагается в протяженных магматических каналах, достигающих уровня гранат-шпинелевого перехода, для других он ограничивается уровнем пироксенитовой линзы - 40 кбар.

Введение

Пикроильменит – один из наиболее широко распространенных минерал в кимберлитах [2, 14, 15, 20-25, 29, 34-36, 39-40, 42-43, 49, 52-53]. Чаще всего он встречается в виде желваков и их фрагментов. Обычно пикроильмениты принадлежат к бедной хромом мегакристовой ассоциации, хотя встречаются и обогащенные Cr_2O_3 составы [44, 46, 55]. Последние обычно относят к метасоматическим ассоциациям, они более мелкие по размерам и относятся к MARIDs [18, 22, 28] или метасоматизированным перидотитам [11], которые обогащены Cr_2O_3 до 6 %. Мелкие ильмениты из кимберлитов содержат меньше MgO , NiO , Cr_2O_3 и образованы при кристаллизации в малоглубинных условиях. Благодаря высокому удельному весу и неплохой сохранности пикроильмениты используют при шлиховых поисках. Литература,

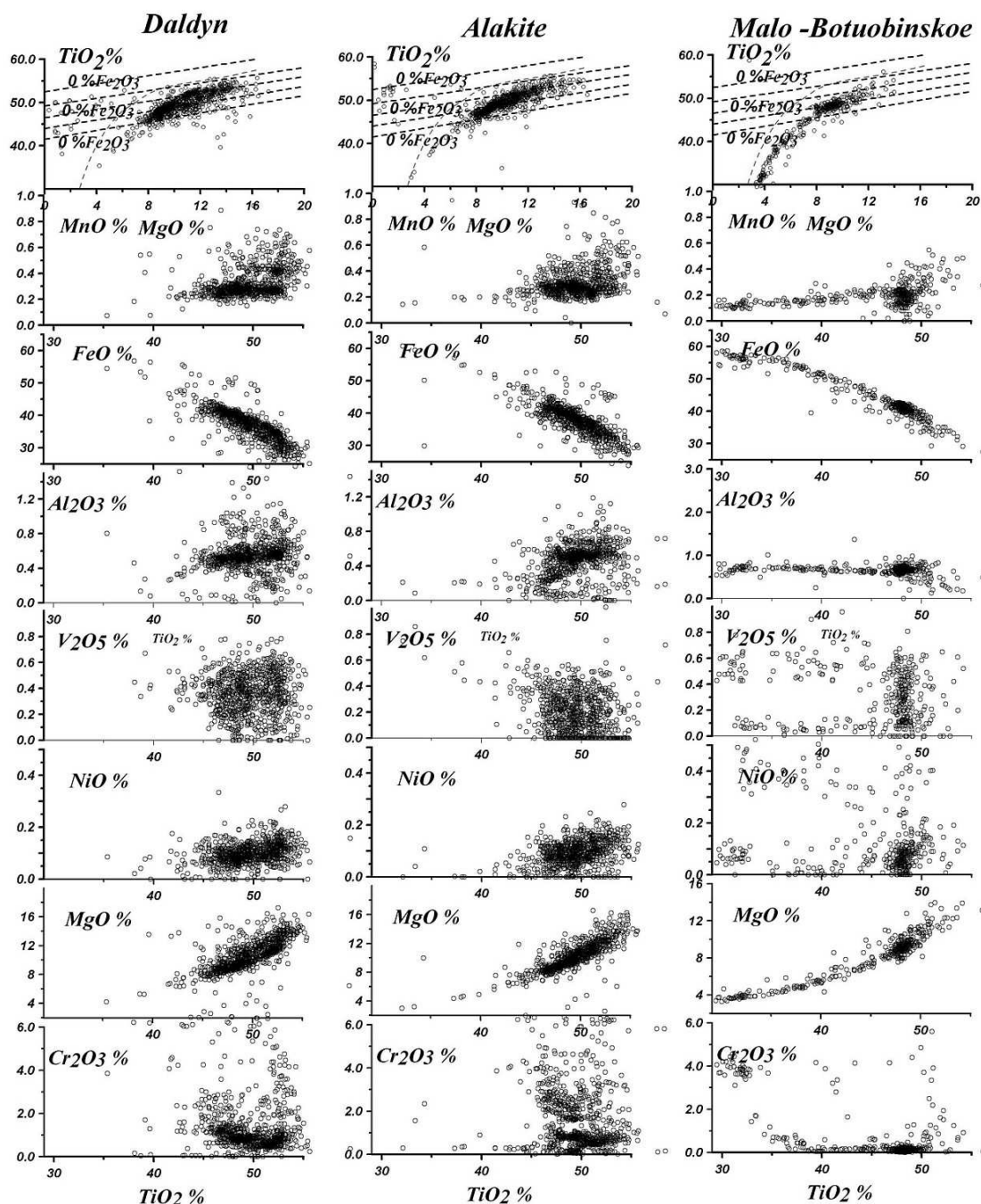


Рис. 1. Вариационные тренды суммарных составов ильменитов для разных провинций Якутии.

посвященная генезису кимберлитовых ильменитов и вариациям их состава, весьма обширна [34, 35, 39, 41, 45, 46]. Однако, некоторые генетические проблемы, с которыми также связана и алмазность кимберлитов, до сих пор дискуссионны. Считается, что наиболее магнезиальный пикроильменит образуется в глубинных частях кимберлитовых магматических систем и, таким образом, его составы непосредственно несут информацию о процессах кимберлитобразования и захвата магмой ксенокристов.

Ильменитовые желваки весьма близки по изотопии к кимберлитовой магме [39]. Однако, по содержанию редких элементов ильменитовые спектры отличаются от кимберлитовых расплавов и обнаруживают признаки фракционирования [23, 35]. Последние данные показывают, что образование ильменитовых желваков скорее отражает развитие жильной системы и магматических каналов на стадиях предшествующих кимберлитовому извержению.

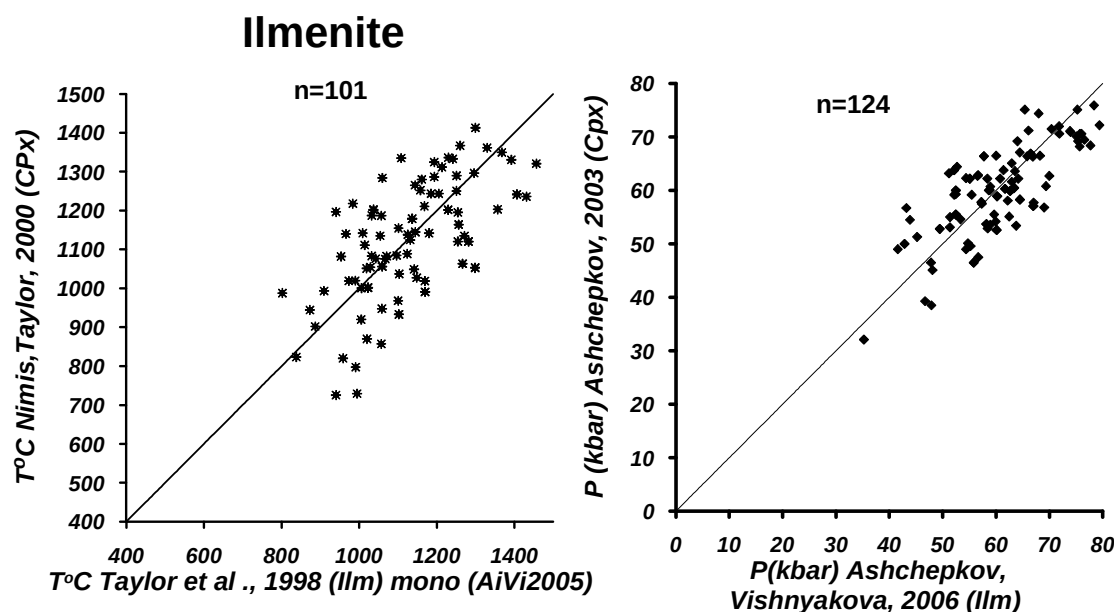


Рис.2. Корреляции температуры (T_{ilm} [50]– T_{Crx} [37]) и давления определенных по ильмениту [4] и клинопироксену [6].

В данной статье мы попытались отразить основные закономерности состава пикроильменитов из 5 районов кимберлитового магматизма Якутии [3-12] и объяснить причины вариаций.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ИЛЬМЕНИТОВ В КИМБЕРЛИТОВЫХ КСЕНОЛИТАХ

Пикроильмениты с низкими содержаниями Cr_2O_3 (<0.5%) [24, 45] образуют желваки размером до нескольких сантиметров. В некоторых megacrystalline образованиях в контакте с перидотитами они достигают 2%. Обогащение Cr внешних частей кимберлитовых желваков типично для Северо-Американских кимберлитов [46], а в ильменитах Прианабарья, наоборот, хромистые зерна присутствуют в центре желваков. Данные выделения иногда представлены несколькими фазами.

Редко встречаются гранат–ильменитовые пегматоидные срастания с размером зерен до нескольких сантиметров, причем гранат по составу близок

к типичным темно оранжевым или красно-коричневым малохромистым разностям, образующим желваки и мегакристаллы [43, 44].

Ильменитовые вкрапленники обнаружены в существенно гранатовых желваках с включениями Сг-диопсида, малохромистые гранаты зональны по СаО составу и, вероятно, представляют контактовые зоны между перидотитовыми породами и мегакристаллическими, пегматоидными жилами. Гигантозернистые флогопит–ильменитовые срастания встречаются в слюдяных кимберлитах, например в Прианабарских диатремах, где много мелкозернистых глиммеритовых ксенолитов. Мелкие включения ильменита постоянно присутствуют в округлых ксенокристаллах слюды наряду с рутилом.

Помимо пород мегакристовой серии и высокотемпературных пироксенитов, ильменит встречается в пироксенитах гибридного и анатектического типа, что обычно для трубки Обнаженная. Первые, обычно, возникают при взаимодействии плюмовых расплавов с перидотитами, а вторые - при плавлении метасоматитов [7].

Пикроильмениты - обычные минералы метасоматических жил [18, 21, 26]. Они встречаются в глиммеритах, которые, судя по контактовым ассоциациям, являются фрагментами существенно слюдистых жил. Они могут быть хромистыми за счет гибридности с магнезиальными перидотитами или чередования с магнезиальными и хромистыми в глиммеритовых породах, более железистых по составу. Жильные глиммериты широко распространены в истощенных перидотитовых породах гарцбургитах и дунитах. Породы типа MARID [18] сложены слюдой, амфиболами, рутилом, клинопироксеном, ильменитом, реже – шпинелидами. Кроме того, самостоятельную группу образуют породы, сложенные преимущественно рудными и слюдистыми минералами - IRPS (ильменит-рутил-флогопит-сульфиды).

Пикроильмениты - акцессорные минералы различных метасоматизированных перидотитов и контактовых зон пироксенитовых тел. Они встречаются также и в эклогитах [47], чаще в группах А, В [18].

ВАРИАЦИИ ТРЕНДОВ ИЛЬМЕНИТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Средние составы ильменитов и, в частности магнезиальность, часто используют при оценках потенциальной алмазоносности, так как гейкилитовый минал связан с давлением, однако, в подавляющем большинстве ильменитовые тренды отдельных трубок протяженны и дискретны. Нами рассмотрены тренды составов кимберлитовых ильменитовых желваков из пяти районов кимберлитового магматизма (рис.1) на примере нескольких трубок для каждого района.

Тренды составов ильменитов с понижением TiO_2 , MgO , NiO , и, часто Al_2O_3 , и ростом FeO , Fe_2O_3 , MnO , V_2O_5 , и HFSE – Nb, Ta, Hf, Y являются результатом, как ранее предполагалось, фракционирования кимберлитовых расплавов в основании литосферы [23, 35] в магматических очагах. Прямые контакты с перидотитами [34] и наши данные предполагают жильную природу фракционирования, а вариации Cr_2O_3 , Al_2O_3 , V_2O_5 предполагают AFC механизм по аналогии с мегакристаллами щелочных базальтов [36]. Редкие контакты с перидотитами разных глубин и мономинеральная термобарометрия предполагает полибарическую природу фракционирования. По аналогии с мегакристаллами щелочных базальтов, процесс фракционирования сопровождал формирование каналов и продвижение расплавов в верхние этажи, которое происходило пульсационно. Количество изгибов на тренде фракционирования совпадает со слоистостью для отдельных трубок Зарница [3], Юбилейная [13] и предполагает фракционирование расплавов, из которых кристаллизовались ильмениты.

МОНОМИНЕРАЛЬНАЯ ИЛЬМЕНИТОВАЯ

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ.

Мономинеральная термобарометрия предполагает, что параметры ячейки определяются ТР условиями и, в свою очередь, обусловлены химическим составом. Для ильменитов FeFe-MgTi - определяет давление. Для температур используется обмен FeTi-FeFe с поправками на другие компоненты. Многочисленные работы, где ильменит был продуктом экспериментов [1, 20, 31, 51] не обнаружили хороших корреляций состава с давлением и температурой, однако, зависимость от размеров ячеек намного лучше.

В качестве термометра использован оливин-ильменитовый термометр [50], а железистость оливина вычислена по эмпирическим зависимостям $\text{Fo}=1-0.12-0.00025 \cdot P$ для давления $< 30 \text{ kbar}$ и $\text{Fo}=1-0.11-0.00025 \cdot P$ для более высоких давлений. Оценки по ильменитовому термобарометру практически во всех случаях обнаружили хорошую сходимость с определениями по другим методам. Для давления использована эмпирическая формула:

$$P_0 = (\text{TiO}_2 - 23) \cdot 2.15 - (\text{T}^\circ\text{C} - 700) / 20 \cdot \text{MgO} \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3 - 1.5 \cdot \text{MnO} \cdot \text{T}^\circ\text{C} / 1273 \\ P_1 = 10 \cdot (60 - P_0) / 60 + P_0$$

Корреляции с оценками, полученными по клинопироксену в ассоциациях с ильменитом для 110 образцов, достаточно высоки (рис.2).

ВАРИАЦИИ ИЛЬМЕНИТОВ В МАНТИЙНЫХ РАЗРЕЗАХ.

На диаграмме (рис.3) показаны ТР диаграммы согласно пироксеновой и ильменитовой термобарометриям.

Ильмениты сравнительно редко присутствуют в алмазах. В большинстве своем это высокомагнезиальные разновидности с повышенным содержанием Cr_2O_3 (8-12%) [49], которые принадлежат к группе глубинных метасоматизированных ильменитовых перидотитов [43]. Данная разновидность пород описана в ряде трубок Южной Африки [15, 23, 33] и тр Удачная, Мир [20, 29]. Другие сравнительно бедны Cr_2O_3 (~1%), как в алмазах Dokolwayo, Swaziland и близки к ильменитам пород типа MARID [38]. Наиболее

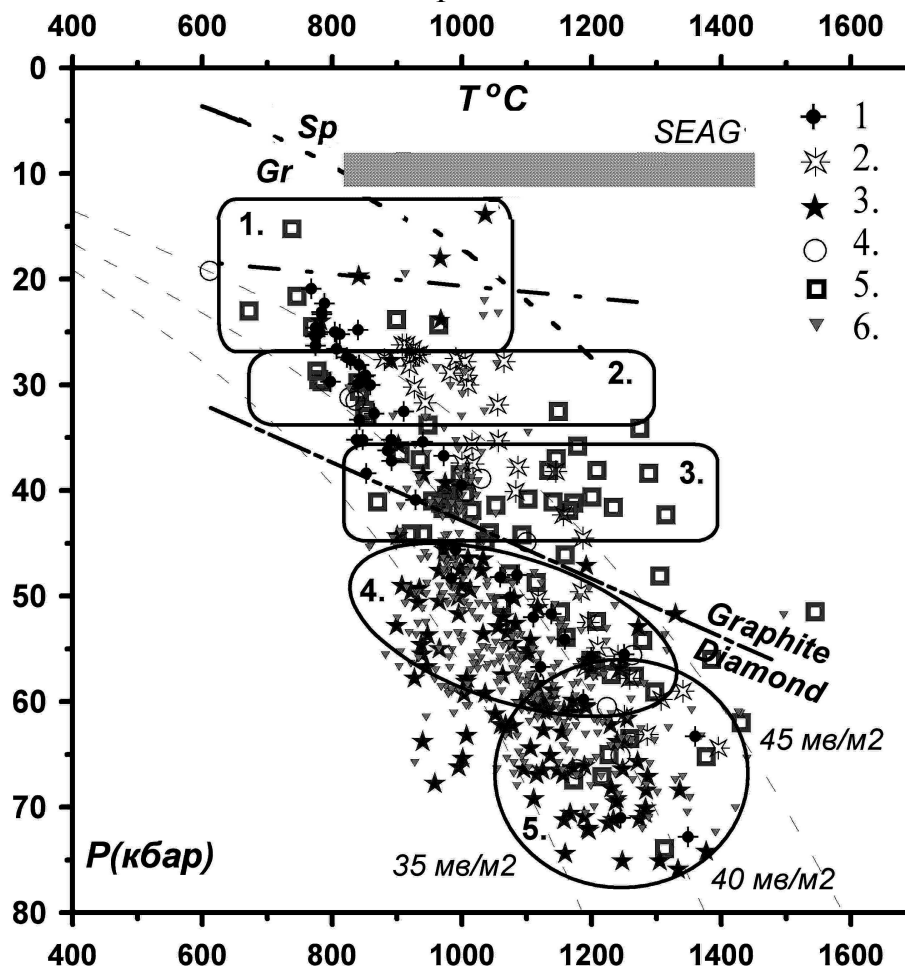


Рис.3. ТР диаграммы для ильменитов из кимберлитов

Условные обозначения: 1 - согласно гранатовой термобарометрии для перидотитов [5]; 2 - тоже для пироксенитов [5]; 3 - для клинопироксеновой термобарометрии [6]; 4 - клинопироксеновой термобарометрии [37]; 5 - ортопироксеновой термобарометрии [16]-[30]; 6 - ильменитовой термобарометрии [4]. Поля: 1-малоглубинные Gar-Sp метасоматиты; 2 - метасоматиты верхней части Gar -фазии; 3 - пироксенитовая линза; 4 - мариды и глиммериты; 5 - высокотемпературные пироксениты (СМРХ)

глубинные ассоциации на уровне 70 кбар представлены пироксенитами и эклогитами. Большое число высокотемпературных метасоматических и пироксенитовых ассоциаций попадают в интервал 55-60 кбар. Более низкотемпературные ассоциации из метасоматических жил с флогопитом и типа MARID относятся к интервалу 40-55 кбар. Большое число пироксенитовых ассоциаций с флогопитом попадают на уровень вблизи 40

кбар, который возник в мантии на уровне разложения амфиболов паргасит – роговообманкового типа и перидотитов [38]. В верхней части разреза мантийных колонн ильменит присутствует в рассеянных гнездах с флогопитом и микрожилых ассоциациях в интервале от 25 до 40 кбар. Сравнительно редко они присутствуют в ксенолитах шпинелевой фации.

ВАРИАЦИИ ИЛЬМЕНИТОВЫХ ТРЕНДОВ В РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНАХ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ.

Средние составы ильменитов и, в частности, магнезиальность часто используют при оценках потенциальной алмазности, так как гейкилитовый минал коррелируется с давлением, однако, в подавляющем большинстве ильменитовые тренды отдельных трубок протяженны и дискретны. Нами рассмотрены тренды составов кимберлитовых ильменитовых желваков из пяти районов кимберлитового магматизма на примере нескольких трубок для каждого района.

Средние составы ильменитов нескольких районов представлены на рис.3.

Для трубок Далдынского района куста тр. Удачная (рис.2) - характерны почти непрерывные по FeO–MgO и более дискретные по другим компонентам тренды от 55 до 44% TiO₂, которые в первом приближении близки к линиям фракционирования с небольшими вариациями. Для тр. Зарница тренды более дискретны [12, 13, 43, 44]. Повышение содержаний FeO осуществляется в основном за счет фракционирования силикатов (в данном случае оливина), поскольку глиноземистость почти постоянна. По ступенчатым вариациям хромистости и других компонентов можно предположить 4-х членное строение мантийного разреза (при более детальном делении 7 интервалов) [12]. Интервал 55-51% TiO₂ соответствует мантийным метасоматитам, причем хромистость и глинозем растут со снижением концентрации титана (и давления). Интервал составов 51-49% TiO₂, вероятнее всего, формировался в нижней части перидотитовой колонны до 40 кбар, средний интервал (49-47% TiO₂) отвечает пироксенитовой линзе, которая соответствует излому тренда для гранатов на диаграмме Cr₂O₃- CaO [48], а два последних, в которых содержания FeO плавно снижаются – гранатовым и гранат–шпинелевым перидотитам.

Плавное уменьшение глиноземистости в конце означает появление граната в кристаллизующейся ассоциации, а небольшие скачкообразные повышения содержаний Cr₂O₃, скорее всего, соответствуют снижению объемов расплава при ассимиляционно- фракционной кристаллизации (AFC), повышению потенциала летучих компонентов и степени взаимодействия с перидотитовым субстратом с растворением хромита. Содержание Fe₂O₃ в ильменитах из метасоматитов, определенное на диаграмме MgO-TiO₂ [52-53],

несколько выше, чем в типичных ильменитовых мегакристаллах, оно вновь повышается до 45% в конце кристаллизационного тренда. Для трубки Долгожданная ильменитовый тренд более прямой. Весь интервал составов, видимо, не определен, хотя часто выборки анализов, даже из небольших

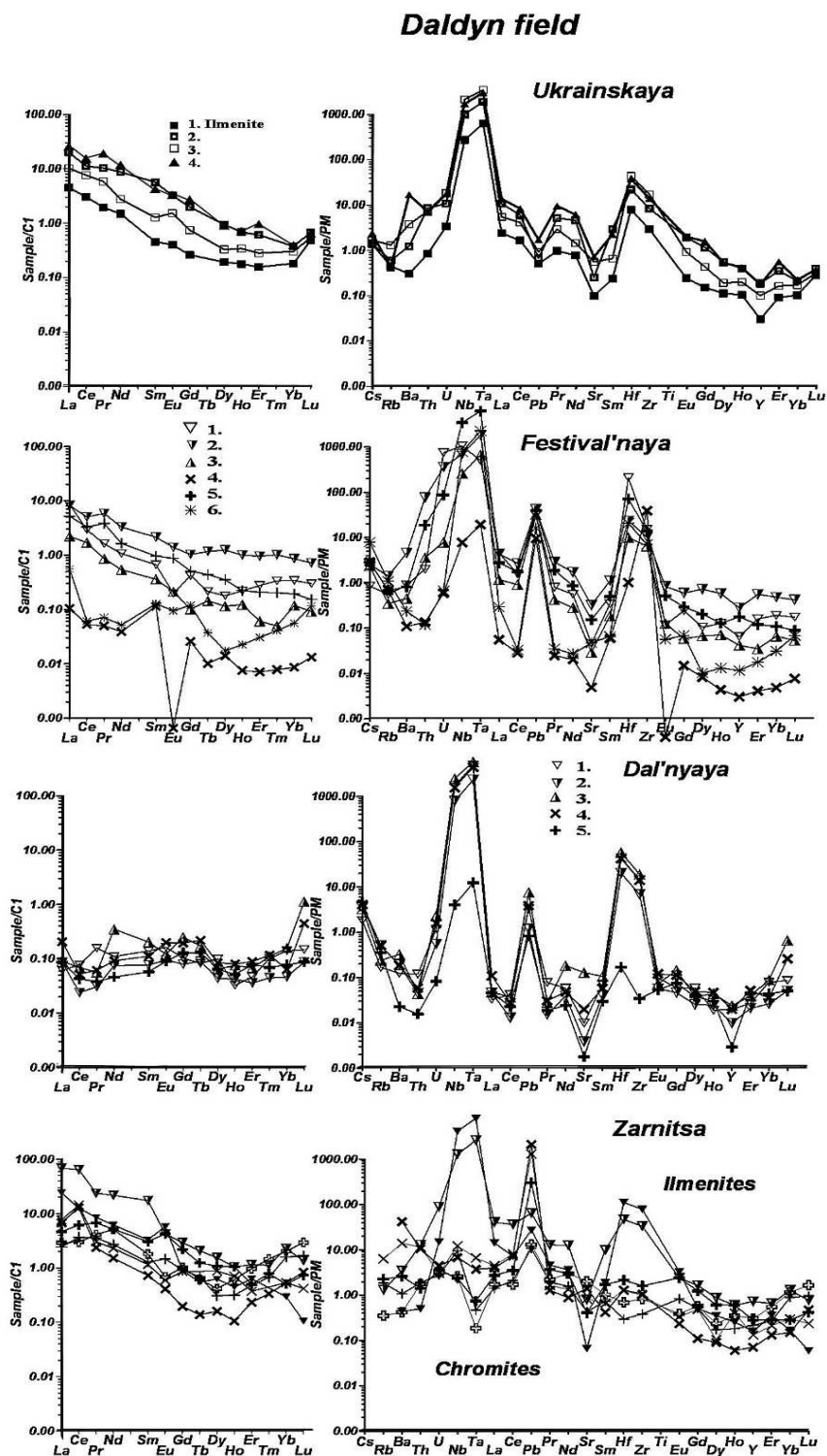


Рис. 4. REE и TRE с спайдердиаграммы для ильменитов из концентратов кимберлитов Далдынского района

порций кимберлитов, часто почти совпадают. Различаются две группы: мантийных метасоматитов 54-50% Cr_2O_3 и малохромистая ассоциация из глубинной части разреза (почти полное отсутствие малоглубинных пикроильменитов), которая соответствует интервалу давлений,

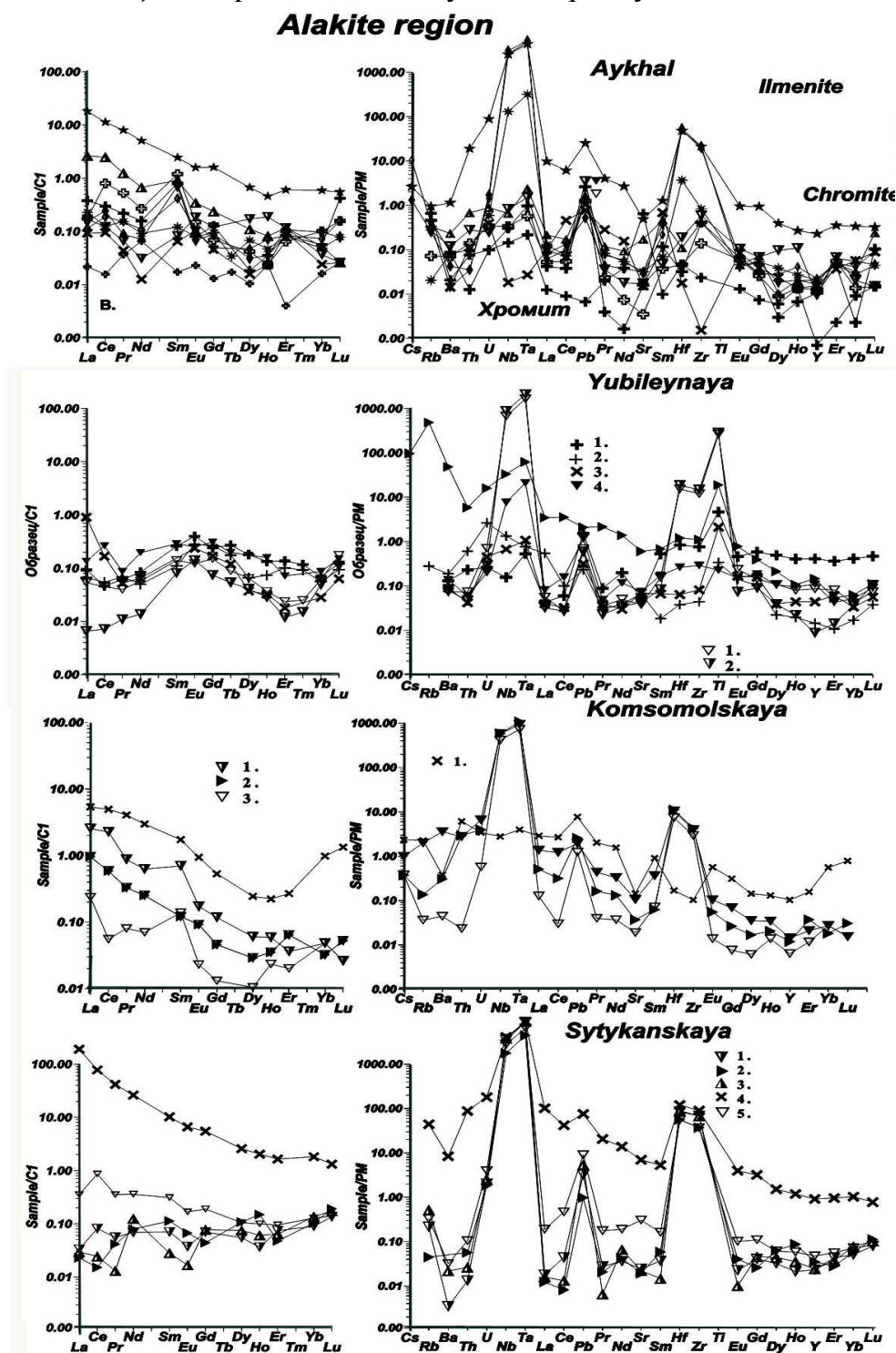


Рис. 5. REE и TRE с спайдердиаграммы для ильменитов из концентратов кимберлитов Алакитского района

определенных для клинопироксенов, и служит дополнительным свидетельством соответствия уровней захвата материала из перидотитовой колоны и жильной системы. Вариации ильменитов из трубки Аэромагнитная близки тр. Долгожданная. Для тр. Осенняя конфигурация тренда является промежуточным вариантом, по сравнению с трендами предыдущих трубок: с 2 ступенями по хромистости и большей протяженностью по титану.

В *Алакитском поле*, несмотря на некоторые общие черты, ильменитовые тренды (рис.1) для трубок из северной и южной частей различаются. Ближайшая к Далдынскому району Сытыканская трубка также обнаруживает непрерывный тренд ильменитов, за исключением Cr_2O_3 и NiO , который грубо можно поделить на 4 части. Интервал 51-54% - метасоматиты и типичные низкохромистые мегакристаллы. На уровне 50-51% происходит скачкообразное повышение Cr_2O_3 возможное при растворении хромита из окружающих перидотитов, а дальнейшее ступенчатое повышение хромистости коррелируется с уменьшением количества железистых ильменитов и, вероятно, объема кристаллизовавшегося расплава. Постепенно-ступенчатое снижение глиноземистости с несколькими субтрендами означает ассимиляцию и постоянную кристаллизацию граната, преимущественно при фракционировании в средней части тренда. Доля Fe_2O_3 почти постоянна (~ 40 %) и, видимо, буферирована перидотитами при пульсационном подъеме магмы в верхние уровни. Для трубки Юбилейная ильменитовый тренд напоминает линию кристаллизации ильменитов тр. Сытыканская. Количество групп соответствует слоистости разреза, однако хромистость растет гораздо быстрее и почти непрерывно, что означает высокую степень взаимодействия с перидотитовым субстратом. Это подтверждается широким развитием метасоматических ассоциаций. Глиноземистость скачком снижается до минимума в средней части, вероятно, при массовой кристаллизации граната. Степень окисления несколько повышается до 50% Fe_2O_3 в конце тренда. Для трубки Айхал ильменитовый тренд ограничен 48-53%, Можно выделить также 7-8 групп при детальном делении. Хорошо выражены лишь 3 группы – метасоматиты и средняя часть тренда, намечается группа с повышением хромистости в конце тренда. MgO , NiO снижаются очень быстро, Al_2O_3 незначительно. Данный тренд, вероятно, образован из значительного объема высокотемпературного расплава с преимущественной сопутствующей кристаллизацией оливина. Степень окисления почти не меняется: чуть < 40 % Fe_2O_3 . Ильменитовый тренд для трубки Комсомольская очень ограничен так же, как и для трубки Айхал, однако, заметно расщепление по хромистости на две ветви при ~ 50% TiO_2 . Al_2O_3 , MgO , NiO – плавно снижаются. Вероятна кристаллизация больших объемов расплавов при формировании подводных каналов.

Тренды снижения глинозема не характерны для трубок с большой долей эклогитов в разрезе. Для *трубок Мало-Ботуобинского* района тренды резко различаются. Для тр. Интернациональной характернее тренд с очень

быстрым снижением NiO и MgO и низкими концентрациями Cr_2O_3 , что соответствует существенно эклогитовому разрезу. Для тр. Мир -очень длинный тренд, как для многих Африканских трубок из Анголы: 31-50% TiO_2 . Близки к экспоненциальным или логарифмическим графики зависимостей TiO_2 - FeO, MgO, наряду с обычным делением на дискретные субгруппы и наиболее близко отвечают процессу фракционирования в

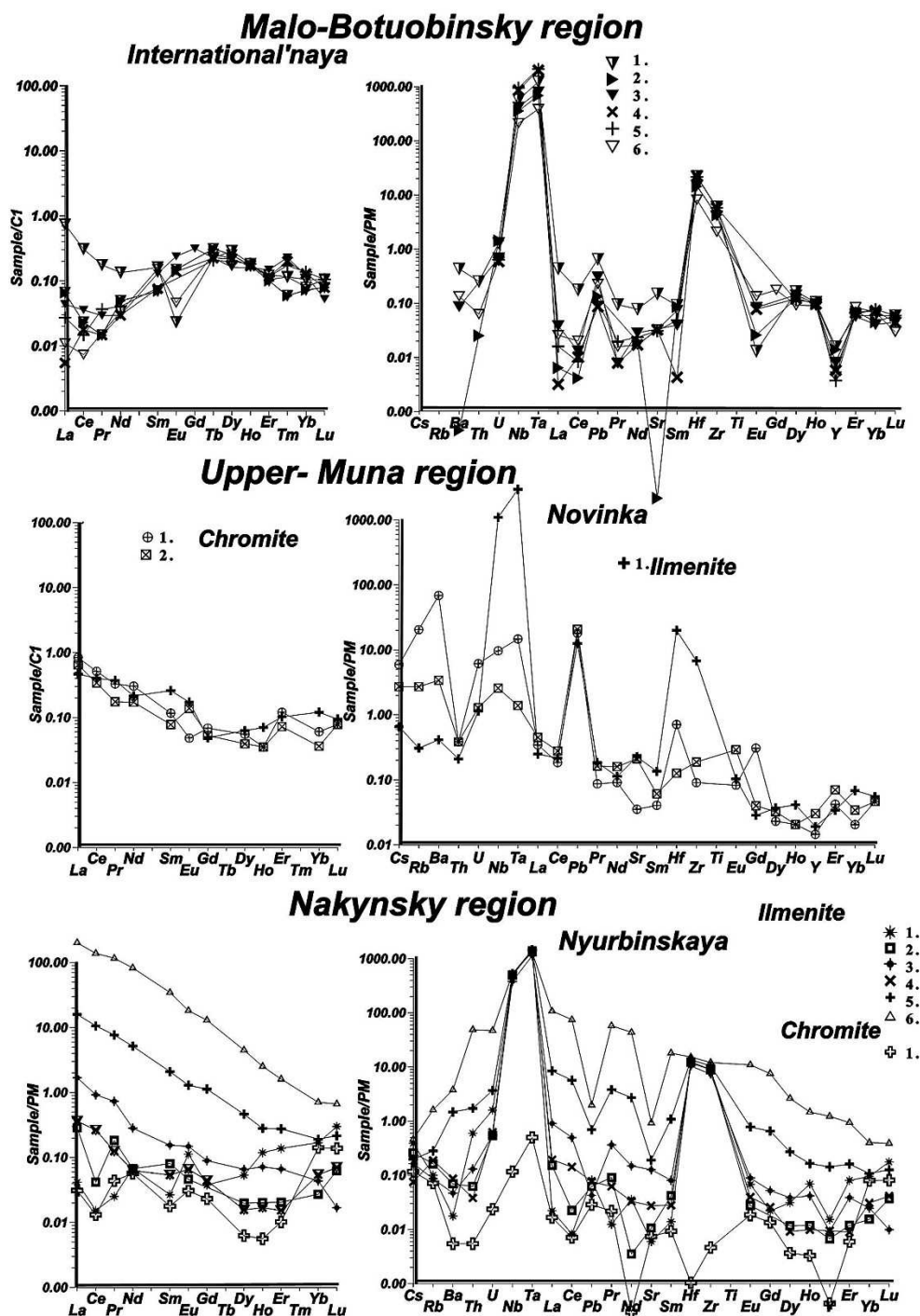


Рис. 6. REE и TRE с спайдердиаграммы для ильменитов из концентратов кимберлитов Накынского, Верхне – Мунского и Мало- Ботуобинского районов

относительно замкнутой жильной системе. Некоторое повышение Al_2O_3 подразумевает отсутствие кристаллизации оливина и незначительную долю граната, а очень низкие концентрации Cr_2O_3 предполагают слабый обмен с окружающими перидотитами. Трубка Дачная содержит очень близкие по составу ильмениты. Ильмениты из тр. Интернациональная обнаруживают 4 интервала составов: сравнительно хромистые ильмениты обнаружены в начале 54-50% Cr_2O_3 и в конце интервала $\sim 45\%$ Cr_2O_3 , тогда как средняя часть тренда имеет тенденции фракционирования в относительно замкнутой системе с преимущественным осаждением оливина. Близкие особенности состава ильменитов обнаружены в тр. Амакинская.

Кристаллизационный тренд ильменитов из тр. Деймос Верхне-Мунского поля напоминает Алакитские. Также характерно скачкообразное повышение хромистости в средней части интервала составов. Тренд гладкий с обычными зависимостями характерными для ильменитов кристаллизовавшихся в жильной системе, сформированной в существенно перидотитовой колонне, Заметно дробление тренда на отдельные группы, соответствующее 7-8 членному разрезу.

В Накынском поле кимберлитовые трубки не содержат обычно пикроильменитов. Лишь в одной пробе из трубки Нюрбинская обнаружены высокие концентрации пикроильменита. Небольшие округлые обломки ~ 1 мм светлым полимиктовым кимберлитом по виду туфогенного происхождения. Ильменитовый тренд ограничен $> 48\%$ Cr_2O_3 и состоит из трех групп. Наиболее магнезиальная и хромистая, скорее, отвечает метасоматитам. Для средней части характерно очень быстрое снижение NiO , MgO и увеличение FeO , V_2O_5 , вероятно, в основном за счет фракционирования оливина и сульфидов. В третьей группе наблюдается вновь резкое увеличение хромистости. Основная часть ильменитового тренда соответствует глубинной части разреза.

Ильмениты в кимберлитах Прианабарья преобладают над остальными минералами в концентратах. Обычно пределы вариаций ограничены 55-40% TiO_2 . Во многих трубках присутствуют и Fe-ильмениты малоглубинного типа. Для тр. Трудовая ступенчатое уменьшение хромистости от 4 до 1%.

ГЕОХИМИЯ ИЛЬМЕНитОВЫХ МЕГАКРИСТАЛЛОВ

На примере кимберлитов Южной Африки было показано, что в сериях составов ильменитовых мегакристаллов из одной трубки содержания несовместимых элементов растут, подчиняясь законам фракционной кристаллизации [23, 35].

Ильмениты из правой части ильменитового тренда, обогащенные TiO_2 , обнаруживают низкие концентрации TRE. На спайдер-диаграммах ильмениты имеют характерные спектры с высокими максимумами высокозарядных элементов, для которых характерно насыщение благодаря высоким

KD, тогда как степень обогащения – REE и другими компонентами достигает нескольких порядков.

Для ильменитов из Далдынских трубок характерны (рис.4) вариации в HREE части что говорит о присутствии граната в источнике плавления, по

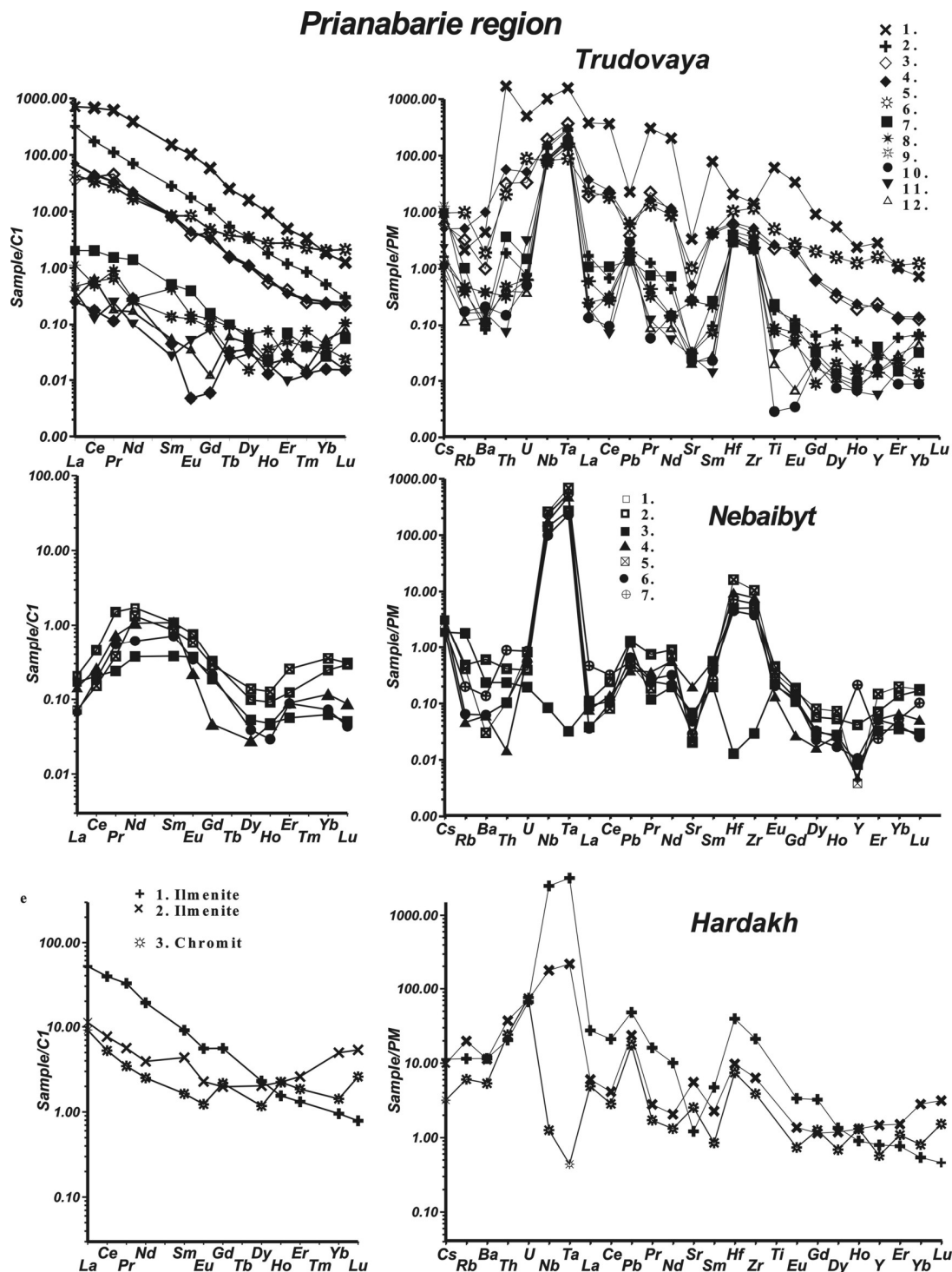


Рис. 7. REE и TRE с спайдердиаграммы для ильменитов из концентратов кимберлитов Прианабарья

пикам Pb для тр. Зарница можно предполагать, что они образованы из расплавов, образовавшихся при частичном плавлении. Для тр. Украинская минимум характерен для фракционирования, что заметно и по высоким La/Yb_n. Такие же спектры типичны и для ильменитов из тр. Фестивальная.

Для трубок Алакитского поля (рис.5), где очень широко проявлены процессы масштабного метасоматоза, характерны спектры с перегибами, возникающие при хромографическом просачивании или при смешении расплавов или флюидов пришедших из разных источников. Степень метасоматоза, которую в первом приближении можно оценить количеством амфибола и флогопита перидотитового типа в концентрате, коррелируется с кривизной REE спектров у ильменитов (и других минералов), вплоть до образования двойко вогнутых W-спектров, обычно, с перегибом на Nd. Для тр. Айхал обнаружены три типа распределения: уплощенные с низкими содержаниями для насада тренда, линейные наклонные и обогащенные, где высоко зарядные не демонстрируют высоких пиков благодаря кристаллизации ильменита и рутила.

Ильмениты тр. Юбилейная демонстрируют спектры, типичные также и для хромитов. Для трубки Озерная характерен более уплощенный тип спектров, степень обогащения и подразумевает AFC тип кристаллизации. Типичные мегакристаллы тр. Сытыканская малохромистого типа обнаруживает уплощенные спектры характерные для протокимберлитовых расплавов. Но ильмениты из метасоматитов и жил демонстрируют наклонные спектры немного U-образные в HMREE части, что является результатом хромотографического просачивания. Ильмениты из тр. Комсомольская демонстрируют W-образные спектры с изгибом на Gd.

В Малоботуобинском районе ильмениты тр. Интернациональная обнаруживают выпуклые MREE спектры, близкие к тем, которые типичны для гранатов пироксенитового типа. Они обнаруживают Y-минимум типичный для алмазов.

В Накынском районе ильмениты глубинных уровней обнаруживают W-образные или уплощенные спектры плавления, а средних глубин – наклонные, близкие к спектрам щелочных базальтов. Наиболее обогащенные составы не имеют пиков Hf- Zr (рис.6).

В Накынском районе ильмениты из трех трубок обнаруживают разные распределения. Ильмениты из тр. Небайбыт имеют S-образные спектры REE (рис.7). Для ильменитов из тр. Небайбыт характерны REE спектры S-типа, а спайдердиаграммы имеют пики как Nb-Ta, так и Zr-Hf, и варьирующие значения Y. Образцы из тр. Хардах 10 C1, имеют графики REE U-типа или наклонные линейные спектры, как у щелочных базальтоидов, и пики Zr с умеренным обогащением Ta-Nb и Zr-Hf. Составы с обогащением La, вблизи 100 C1, близки к спектрам расплавов, которые образованы при плавлении примитивного перидотита в гранатовой фации мантии. Для наиболее

обогащенных ильменитов степень обогащения достигает для La 1000 C1, а $\text{La/Yb}_n \sim 15$.

МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ

Основной моделью, ответственной за образования протяженного ильменитового тренда считается фракционная кристаллизация кимберлитовых или протокимберлитовых расплавов [23]. Ниши данные свидетельствуют о том, что наблюдается, как минимум, три типа популяций ильменитов с разным типом распределения TRE и REE.

Ильмениты с низкими концентрациями TRE демонстрируют разное обогащение Cr из-за примеси частичных расплавов, образованных в перидотитовых породах вмещающих жильные системы, и разновидности в которых больше хрома, которые демонстрируют более высокие La/Yb_n отношения. Многие ильмениты не обнаруживают присутствия гранатов в источнике, из которого образовались материнские расплавы, что говорит об очень примитивном источнике расплавов типа коматиитов, из которых они образовались, или о том, что расплавы дренировали истощенный безгранатовый субстрат.

Для средней части характерны процессы фракционирования, а степень обогащения и тип распределения близки к характеристикам кимберлитовых расплавов и других, образованных из примитивных мантийных источников. Однако, принимая во внимание очень низкие REE KD для ильменитов [54], нужно отметить, что степень обогащения должна быть на два порядка ниже, и это должны быть фракционированные протокимберлитовые или карбонатитовые расплавы. Расчетные составы по минимумам HFSE близки к карбонатитовым. Оценка кристаллизующихся ассоциаций показывает, что кристаллизующимися фазами должны быть оливин (90%) и ильменит (10%), а степень обогащения (на 2 порядка выше кимберлитовых) отвечает почти полной кристаллизации материнских расплавов.

Многие характеристики ильменитовых трендов (дискретность по содержанию Al_2O_3 , Cr_2O_3) указывают на то, что ильменит фракционировал в жильной системе совместно с силикатными минералами: оливином, гранатом, флогопитом [23, 39], вероятно, пироксенами и редкими минералами-концентраторами несовместимых элементов (апатитом, цирконом, перовскитом и другими), по крайней мере на конечных стадиях процесса. Этим может быть объяснено убывание концентраций REE в некоторых трендах с повышением железистости, изломы трендов Nb, Na, Zr, Y [23, 34] на поздних стадиях кристаллизации. Дискретные отрезки трендов и незакономерные, резкие изменения составов, возможно, отражают пульсационный характер развития мантийных жильных систем на стадии формирования подводных каналов, что типично для развития и базальтовых магматических систем.

Несомненно, что строение мантийного разреза в значительной степени определяет химизм кристаллизующихся ильменитов. К примеру, в существенно эклогитовом субстрате повышение хромистости не происходит. Количество Cr-шпинелидов в перидотитах - основных ассимилянтах, влияющих на состав кристаллизующихся ильменитов, по всей видимости, играет решающую роль.

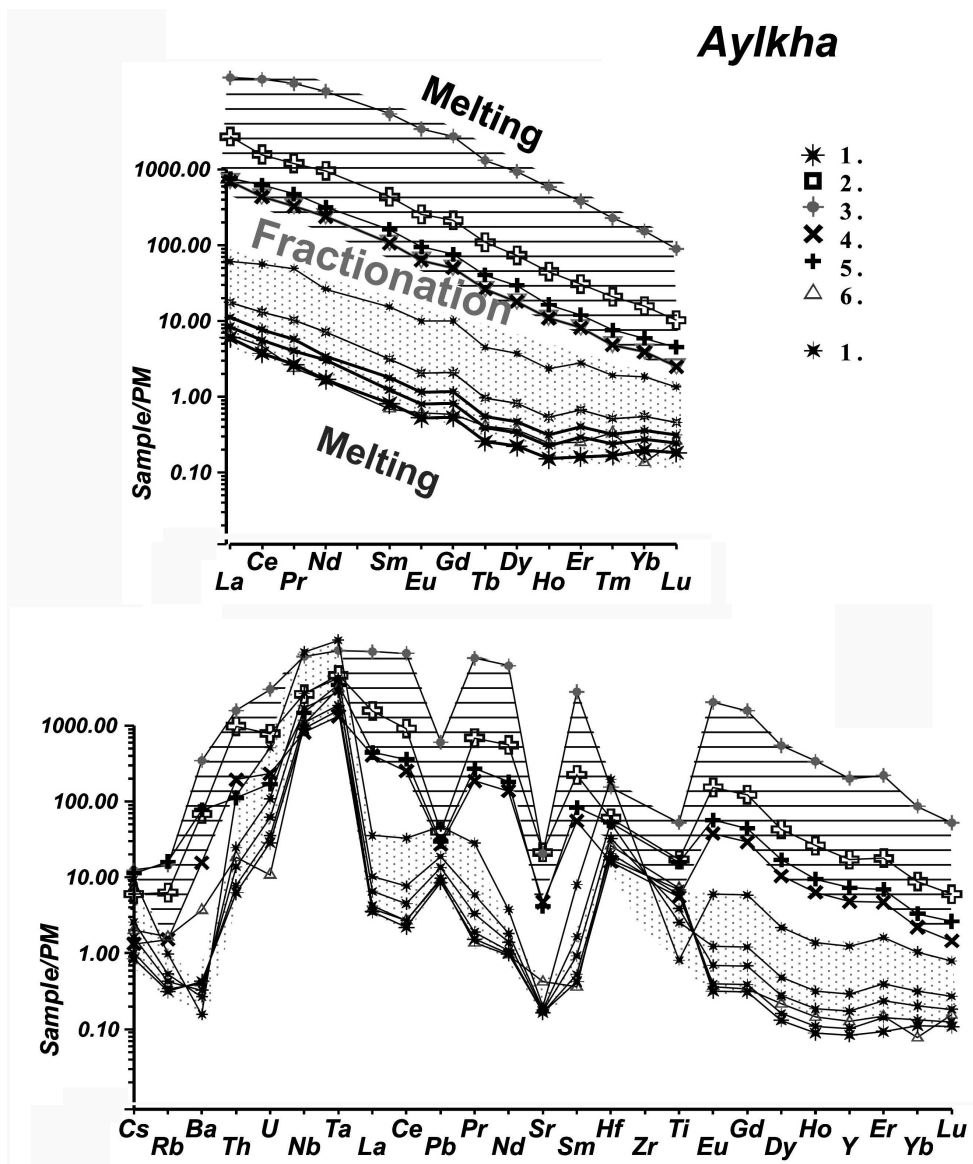


Рис. 8. Моделирование спектров TRE для ильменитов из кимберлитов тр. Айхал

Разделение трендов на отдельные отрезки и параллельные интервалы, видимо, связано либо с пульсирующим характером процесса кристаллизации и отдельными этапами миграции расплавов (что более вероятно), либо с разделением расплавов на разные каналы миграции и кристаллизации с образованием отдельных тел и фаций. К примеру, скачкообразные изменения содержаний Cr или Al трудно объяснить просто появлением новых фаз при

фракционировании, поскольку интервалов и ступеней до 7 и более. Наиболее разумный вариант – вертикальное скачкообразное перемещение расплава с одного уровня на другой с увеличением объема ассимилируемого материала. Несомненно, что ассимиляция играет решающую роль в большинстве случаев. Возможны варианты: 1) полибарическая камерная кристаллизация с обрушением и контаминацией кровельного материала; 2) взаимодействие с боковыми породами при движении расплавов; 3) магматическое замещение значительных объемов перидотитов на фронте кристаллизации, при миграции расплавов с почти полным растворением вмещающих пород. Третий вариант предпочтителен, поскольку объясняет синхронность изменения перидотитовых ассоциаций и составов мегакристаллов по вертикали, однако, осложнения с переходом к вариантам 1-2 могут быть также существенны.

Для мантийных колонн с преобладанием метасоматических ассоциаций и процессов, как в Алаakit–Мархинском поле, вариант 3 – наиболее приемлем. Для разрезов с большой долей эклогитов – полужакртая кристаллизация, как для трубок Мир и Дачная и для многих кимберлитовых трубок южной Африки [23, 34] Как правило, ильменитовые тренды из одного куста кимберлитовых трубок имеют близкие характеристики [2, 29, 47-49], что говорит об общности подводящих каналов и (или) строении литосферы (слоистости мантийных перидотитовых колонн).

Мантийные метасоматиты характерны для основания разреза и верхней части мантийной колонны. Глубинные метасоматиты, которые характеризуют процесс взаимодействия существенно карбонатитовых [22] расплавов, отщепившихся от внедрившихся в основание мантийной колонны протокимберлитовых расплавов, близки к уровню пироксенитовой линзы (40 кбар) и связаны, в общем, с уровнем концентрации воды, по-видимому, первично субдукционной природы. А верхний уровень, если проявлен, отвечает или завершению формирования каналов протокимберлитовой магмы, или переход к микрожильно-штокверковой схеме кристаллизации. Для разных трубок эти глубины индивидуальны. Самый верхний – отвечает минимуму на солидусе перидотита и области плавления и становления базальтовых систем.

Предполагается трехстадийная модель образования ильменитов в магматической колонне под кимберлитовыми трубками. На первой стадии пришедшие плюмовые расплавы фракционируют и кристаллизуются на глубине в основании мантийной колонны, и формируют высокотемпературные метасоматиты. Затем переплавление метасоматического фронта приводит к образованию насыщенных титаном протокимберлитовых и карбонатитовых, обогащенных летучими, расплавов, которые продвигались фракционируя и кристаллизовали оливин и ильменит на стенках каналов. На последней стадии, при достижении водонасыщенного уровня пироксенитовой линзы, происходит развитие: ветвление системы и

формирование жильных метасоматитов. В проницаемых мантийных разрезах, как например, в Мало- Ботуобинском районе, протокимберлитовые расплавы достигают верхних этажей мантии.

ВЫВОДЫ

1. Кристаллизационные тренды ильменитов отражают полибарическое фракционирование протокимберлитовых расплавов в мантии на стадии формирования подводящих каналов.

2. TiO_2 и MgO являются в пикроильменитах барофильными компонентами, тогда как вхождение MnO и FeO отражают снижение температуры.

3. Наблюдается синхронное изменение перидотитовых и пироксенитовых минералов в мегакристовой ассоциации, т.е. строение мантийной колонны в значительной степени определяет состав и парагенезис фаз кристаллизующихся в пегматоидных телах и слагающих каналы подъема протокимберлитовых магм.

4. Слоистое строение определяет уровни метасоматоза: в основании колонны на уровне пироксенитовой линзы 40 кбар и в верхней части гранатовой фации мантии 30-20 кбар.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 06-05-64416, 06-05-81016, 05-05-64718).

ЛИТЕРАТУРА

1. Agee J.J., Garrison J.R. and Taylor L.A. Petrogenesis of oxide minerals in kimberlite, Elliott County, Kentucky, American Mineralogist, 1982, v. 67, p. 2842.
2. Alymova N.A., Kostrovitsky S.I., Ivanov A.S. & Serov V.P. Picroilmenites from kimberlites of Daldyn field, Yakutia // Transactions of the Russian Academy of Sciences, Earth Science Sections, 2004, v 395a, p. 444-447.
3. Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Nikolaeva I.V., Palessky S.V., Logvinova A.M., Saprykin A.I., Khmel'nikova O.S., Anoshin G.N. Mineralogy and Geochemistry of Mantle Inclusions and Mantle Column Structure of the Yubileynaya Kimberlite Pipe, Alakit Field, Yakutia // Transactions of the Russian Academy of Sciences Earth, Science Sections, 2004a, v 395 (4), p. 517-523.
4. Ashchepkov I.V. & Vishnyakova E.V. Monomineral ilmenite thermo- and oxybarometry and its application to reconstruction of magmatic systems and metasomatism within mantle columns of Siberian Platform // Geophysical Research Abstracts, 2006, v. 8, p 00921.
5. Ashchepkov I.V. Empirical garnet thermobarometry for mantle peridotite // Russian Geology and Geophysics, 2006, v 47 (10), p. 1071-1085.
6. Ashchepkov I.V. More precise equation of the Jd-Di barometer. // Herald of Earth Sciences department Russian Academy of Sciences, 2003, № 1 (21).
7. Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Pokhilenko N.P., Rotman A.Ya., Afanasiev V.P., Logvinova A.M., Kuligin S.S., Saprykin A.I., Kuchkin A.M. & Khmelnikova O.S. Ilmenite trends from kimberlites of Siberia: Do they represent the mantle feeding vein system? // Geophysical Research Abstracts, 2005a, v. 7, p. 00593.
8. Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Pokhilenko N.P., Rotman A.Y., Afanasiev V.P. & Logvinova A.M. Using of the Monomineral Thermobarometry for the reconstruction of the mantle sections // Problems of sources of deep seated magmatism and plumes,

- Petropavlovsk-Kamchatsky - Irkutsk, Publishing house of the Institute of Geography SB RAS, 2005b, p. 210-228.
9. **Ashchepkov I.V., Vladyskin N.V., Rotman A.Y., Logvinova A.M., Afanasiev V.P., Palessky V.S., Saprykin A.I., Anoshin G.N., Kuchkin A.M. & Khmel'nikova O.S.** Mir and International'naya kimberlite pipes – trace element geochemistry and thermobarometry of mantle minerals // Deep seated magmatism, it's sources and their relation to plum processes, Irkutsk – Ulan-Ude, Publishing house of the Institute of Geography SB RAS, 2004c, p. 194-208.
 10. **Ashchepkov I.V., Vladyskin N.V., Rotman A.Y., Afanasiev V.P., Logvinova A.M., Kuchkin A., Palessky V.S., Nikolaeva I.A., Saprykin A.I., Anoshin G.N. & Khmel'nikova O.S.** Variations of the mantle mineralogy and structure beneath Upper - Muna kimberlite field // Problems of sources of deep seated magmatism and plumes, Petropavlovsk-Kamchatsky – Irkutsk, Publishing house of the Institute of Geography SB RAS, 2005, p. 170-188.
 11. **Ashchepkov I.V., Vladyskin N.V., Rotman A.Y., Logvinova A.M., Nikolaeva I.A., Palessky V.S., Saprykin A.I., Anoshin G.N., Kuchkin A. & Khmel'nikova O.S.** Reconstructions of the mantle layering beneath the Alakite kimberlite field: comparative characteristics of the mineral geochemistry and TP sequences // Deep seated magmatism. It's sources and their relation to plum processes, Irkutsk – Ulan-Ude, Publishing house of the Institute of Geography SB RAS, 2004d, p. 160-178.
 12. **Ashchepkov I., Vladyskin N., Pokhilenko N., Sobolev N., Malygina E., Kuligin S., Ovchinnikov Y., Afanasiev N., Mkrtychan G., Rotman A., Kostrovitsky S., Tolstov A., Khmel'nikova J., Pokhilenko L. & Logvinova A.** Clinopyroxene geotherms for the mantle columns beneath kimberlite pipes from Siberian craton // 8-th International Kimberlite Conference Long Abstract, 2003a, FLA_0355.
 13. **Ashchepkov I.V., Vladyskin N.V., Amshinsky A.N., Pokhilenko N.P., Rotman A.Y., Nikolaeva I.A., Palessky V.S., Saprykin A.I., Anoshin G.N. & Khmel'nikova, O. S.** Minerals from Zarnitsa pipe kimberlite: the key to enigma of the mantle composition and constuction // Plume and problems of deep sources of alkaline magmatism. Proceedings of Intrenational workshop, Khabarovsk - Irkutsk State University, 2003b, p. 20-38.
 14. **Boyd F.R. and Nixon P.H.** Origin of the ilmenite-silicate nodules in kimberlites from Lesotho and South Africa // Lesotho Kimberlites, Lesotho National Development Corporation, Maseru, Lesotho, 1973, p. 254-268.
 15. **Boyd F.R. and Nixon P.H.** Origins of the ultramafic nodules from some kimberlites of northern Lesotho and the Monastery Mine, South Africa // Physics and Chemistry of the Earth, 1975, v. 9, p. 431-454.
 16. **Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W.** Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths. // Contrib. Mineral. and Petrol., 1997, v. 128, N 2-3, p. 228-246.
 17. **Brey G.P., Kohler T.** Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol., 1990, v. 31, p. 1353-1378.
 18. **Dawson J.B., Smith J.V.** The MARID (mica –amphibole –rutile –ilmenite –diopside) suite of xenoliths in kimberlite. // Geochim. Cosmochim. Acta, 1977, v. 41, p. 309 –323
 19. **Feenstra A., Peters T.** Experimental determination of activities in FeTiO₃-MnTiO₃ ilmeni-te solid solution by redox reversals // Contrib. Mineral. Petrol., 1996, v. 126, p. 109–120.
 20. **Garanin V.K., Kudryavtseva G.P. and Lapin A.V.** Typical features of ilmenite from kimberlites, alkali-ultrabasic intrusions and carbonatites // International Geology Review, 1979, v. 22, № 9, p. 1025-1050.
 21. **Gregoire M., Bell D.R., Le Roex A.P.** Garnet lherzolites from the Kaapvaal craton (South Africa): Trace element evidence for a metasomatic history // J. Petrol., 2003, v. 44, Iss. 4, p. 629-657.
 22. **Gregoire M., Bell D.R., Le Roux A.P.** Trace element geochemistry of glimmerite and MARID mantle xenoliths: their classification and relationship to phlogopite-bearing peri-dotites and to kimberlites revisited // Contrib. Mineral. Petrol., 2002, v. 142, p. 603–625.

23. **Griffin W.L., Moore R.O., Ryan C.G., Gurney J.J. and Win T.T.** Geochemistry of magnesian ilmenite megacrysts from southern African kimberlites // *Russian Geology and Geophysics*, 1997, v. 38, № 2, p. 421-443.
24. **Gurney J.J., Jakob W.R.O. and Dawson J.B.** Megacrysts from the Monastery kimberlite pipe, South Africa // In: *The mantle sample; Inclusions in kimberlites and other volcanics. Proceedings of the 2-nd International Kimberlite Conference*, 1979, v. 2, p. 265-278.
25. **Gurney J.J., Moore R.O. and Bell D.R.** Mineral associations and compositional evolution of Monastery kimberlite megacrysts // In: *7-th International Kimberlite Conference, Extended Abstracts*, 1998, p. 290-292.
26. **Harte B.** Metasomatic events recorded in mantle xenoliths: an overview. // *Mantle Xenoliths* Wiley, Chichester, 1987, p. 625-640.
27. **Kaminsky F.V., Zakharchenko O.D., Griffin W.L., Channer D.M.D., Khachatryan-Blinova G.K.** Diamond from the Guaniamo area, Venezuela // *Can Mineralog.*, v. 38, p. 1347-1370.
28. **Konzett J., Armstrong R.A., Gunther D.** Modal metasomatism in the Kaapvaal craton lithosphere: constraints on timing and genesis from U-Pb zircon dating of metasomatized peridotites and MARID-type xenoliths // *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 2000, v. 139, N 6, p. 704-719.
29. **Kostrovitsky S.I., Alymova N.V., Ivanov A.S., Serov V.P.** Structure of the Daldyn Field (Yakutian Province) Based on the Study of Picroilmenite Composition // *Extended Abstracts of the 8-th International Kimberlite Conference*, 2003, FLA_0207.
30. **McGregor I.D.** The system $\text{MgO-SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$: solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions // *Am. Miner.*, 1974, v. 59, p. 110-119.
31. **Mitchell R.H.** Experimental Studies at 6 - 12 GPa of the Omdamatje Hypabyssal Extended Abstracts of the 8-th International Kimberlite Conference, 2003, FLA_0020.
32. **Mitchell R.H.** Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry, and Petrology. Plenum Press, New York, 1986, p. 442.
33. **Mitchell R.H.** Geochemistry of magnesian ilmenites from kimberlites in South Africa and Lesotho // *Lithos*, 1977, v. 10, p. 29-37.
34. **Moore A.E., Lock N.P.** The origin of mantle-derived megacrysts and sheared peridotites-evidence from kimberlites in the northern Lesotho—Orange Free State (South Africa) and Botswana pipe clusters // *S. Afr. J. Geol.*, 2001, v. 104, p. 23- 38.
35. **Moore R.O., Griffin W.L., Gurney J.J., Ryan C.G., Cousens D.R., Sie S.H. and Suter G.F.** Trace element geochemistry of ilmenite megacrysts from the Monastery kimberlite, South Africa // *Lithos*, 1992, v. 29, p. 1-18.
36. **Neal C.R., Davidson J.P.** An unmetasomatized source for the Malaitan Alnoite (Solomon Islands); petrogenesis involving zone refining, megacryst fractionation, and assimilation of oceanic lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1989, v. 53, p. 1975-1990.
37. **Nimis P., Taylor W.** Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2000, v. 139, № 5, p. 541-554.
38. **Nixon P.H.** Kimberlitic xenoliths and their cratonic setting // In: *Mantle Xenoliths*, P.H. Nixon (Ed.), John Wiley and Sons Ltd, 1987.
39. **Nowell G.M., Pearson D.G., Bell D.R., Carlson R.W., Smith C.B., Kempton P.D., Noble S.R.** Hf Isotope systematics of kimberlites and their megacrysts: new constraints on their source regions. // *J. Petrology*, 2004, v. 45, p. 1583-1612.
40. **Noyes A.K.** Feasibility study of U-Pb ilmenite geochronology, Monastery Kimberlite, South Africa // Thesis for degree of Master of Science. University of Alberta. A Edmonton, Alberta Spring, 2000.
41. **O'Neill H.St.C., Pownceby M.I., Wall V.J.** Ilmenite-rutile-iron and ulvospinel-ilmenite-iron equilibria and the thermochemistry of ilmenite (FeTiO_3) and ulvospinel (Fe_2TiO_4) // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1988, v. 52, p. 2065-2071.
42. **Patchen A.D., Taylor L.A., Pokhilenko N.P.** Ferrous freudenbergite in ilmenite megacrysts: A unique paragenesis from the Dalnaya kimberlite, Yakutia // *American Mineralogist*, 1997, v. 82, p. 991-1000.
43. **Pokhilenko N. P., Sobolev N.V., Kuligin S. S., Shimizu N.** Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // *Proceedings of the VII International Kimberlite Conference*, 2000, the P.H. Nixon volume, p. 690-707.
44. **Rodionov A.S., Sobolev N.V., Pokhilenko N.P., Suddaby P., Amshinsky A.N.** Ilmenite-bearing peridotites and megacrysts from Dalnaya kimberlite pipe, Yakutia. // *Fifth International Kimberlite Conference: Extended abstracts*, United States, 1991, p. 339-341.

45. **Schulze D.J., Valley J.R., Bell D.R., Spicuzza M.J.** Oxygen isotope variations in Cr-poor megacrysts from kimberlite // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2001, v. 65, Iss. 23, p. 4375-4384.
46. **Schulze D.L., Anderson P.F.N., Hearn Jr.B.C. and Hetman C.M.** Origin and significance of ilmenite megacrysts and macrocrysts from kimberlite // *International Geology Review*, 1995, v. 37, p. 780-812.
47. **Sobolev N.V., Kaminsky F.V., Griffin W.L., Yefimova E.S., Win T.T., Ryan C.G. & Botkunov A.I.** Mineral inclusions in diamonds from the Sputnik kimberlite pipe, Yakutia // *Lithos*, 1997, v. 39, p. 135-157.
48. **Sobolev N.V.** Deep-Seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Mantle // *Amer. Geophys. Union, Washington, DC*, 1977, 279 pp.
49. **Sobolev N.V., Yefimova E.S.** Composition and petrogenesis of Ti-oxides associated with diamonds // *Int. Geol. Rev.*, 2000, v. 42, p. 758– 767.
50. **Taylor W.R., Nimis P.** A single-pyroxene thermobarometer for Iherzolitic Cr-diopside and its application in diamond exploration // *7-th Int Kimb Conf Abstract Volume, Cape Town*, 1998, p. 897-898.
51. **Wechsler B., Prewitt C.T.** Crystal structure of ilmenite (FeTiO₃) at high temperature and at high pressure // *American Mineralogist*, 1984, v. 69, p. 176-185.
52. **Wyatt B. A., Baumgartner M., Ankar E., Grutter H.** Compositional classification of “kimberlitic” and “non-kimberlitic” ilmenite // *Lithos*, 2004, v. 77, p. 819– 840.
53. **Wyatt B.A., Lawless P.J.** Ilmenite in polymict xenoliths from the Bultfontein and De Beers Mines, South Africa//In: Kornprobst J.(Ed.), *Kimberlites II: Their Mantle and Crust Mantle Relationships. Proc. 3rd Int. Kimb. Conf. Elsevier, Amsterdam*, 1984, p. 43–56.
54. **Zack T., Brumm R.** Ilmenite liquid partition coefficients for 26 trace elements determined through ilmenite clinopyroxene partitioning in garnet pyroxenites // *7-th International Kimberlite Conference. Extended abstracts. Cape. Town*, 1988, p. 702-704.
55. **Zhang H.F., Menzies M.A., Mathey D.P., Hinton R.W., Gurney J.J.** Petrology, mineralogy and geochemistry of oxide minerals in polymict xenoliths from the Bultfontein kimberlites, South Africa: implication for low bulk-rock oxygen isotopic ratios // *Contrib Mineral. Petrol.*, 2001, v. 141, Iss. 3, p. 367-379.

УДК 553.81

*ЛИТОСФЕРНАЯ МАНТИЯ НАКЫНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ (ЯКУТИЯ) ПО
ДАНЫМ ИЗУЧЕНИЯ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ И БАЗАЛЬТОВ ТРУБКИ
НЮРБИНСКАЯ*

С.М. Саблуков¹, Л.И. Саблукова¹, Ю.Б. Стегницкий², В.И. Банзерук³

¹ *ИНПК «РУСГЕО», г. Москва;*

² *ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный, Республика Саха (Якутия);*

³ *Нюрбинский ГОК АК «АЛРОСА», г. Мирный, Республика Саха (Якутия)*

Мантийные ксенолиты встречаются в породах всех фаз внедрения трубки Нюрбинская в значительном количестве и имеют размеры от 2-6 см до 21 см. Всего изучено более 240 нодулей. Преобладают разнообразные гранатовые перидотиты и клинопироксениты, а также хромшпинелевые перидотиты, реже шпинелевые перидотиты и эклогиты группы А и В. Отмечаются редкие мегакристы оранжевого граната титанистой ассоциации, а также макрокристы оранжевого и красного граната эклогитового парагенезиса. Мантийные ксенолиты имеют зернистое строение, катаклазированные перидотиты практически отсутствуют, в то же время достаточно широко распространены полосчатые (расслоенные) породы и породы с неравновесными минеральными парагенезисами. Примерно 10% ксенолитов гранатовых перидотитов и клинопироксенитов содержат пикроильменит, состав которого необычен и не типичен для ильменитов из кимберлитов. Необычный состав имеет и клинопироксен. Характер изменения ТР параметров образования изученных нодулей соответствует кондуктивной геотерме 40 mW/m². Кимберлитовые трубки Накынского поля, вероятно, древнее по возрасту других алмазоносных кимберлитовых трубок Якутии, и геохимическим и минералогическим своеобразием своего состава, возможно, отражают раннее состояние литосферной мантии, более примитивной, не подвергшейся ещё такому интенсивному железо-титанистому мантийному метасоматозу под воздействием позднедевонского астеносферного диапира (мантийного плюма), как мантийный субстрат более молодых кимберлитов Мало-Ботуобинского, Далдыно-Алакитского и Верхнее-Мунского районов. Аналогичное изменение химического состава (резкое повышение содержания титана, железа и понижение содержания алюминия) характерно и для более молодых, посткимберлитовых базитов трубки Нюрбинской по отношению к более древним, докимберлитовым базитам этой трубки.

Введение

Алмазоносные кимберлиты Накынского поля, открытого в 1994 году, обособлены от алмазоносных кимберлитов других районов Якутии не только территориально, но и по большинству характеристик вещественного состава, прежде всего, по преобладанию среди глубинных минералов хромшпинелида и пироба при практически полном отсутствии пикроильменита, по

существенно флогопитовому составу основной массы кимберлитов, а также по необычно низкому содержанию всех некогерентных элементов за исключением калия и рубидия [6, 9, 11, 23, 25 и многие другие].

Изучению отдельных глубинных минералов трубок поля (преимущественно граната и хромшпинелида, реже клинопироксена и пикроильменита) посвящена обширная литература [2, 9, 11, 13, 23], однако информация о мантийных ксенолитах из кимберлитов Накынского поля весьма скудна. Очень детальные работы посвящены изучению уникальных алмазонасных мантийных ксенолитов и сростков минералов, обнаруженных при обогащении кимберлитов трубки Нюрбинской в период эксплуатации карьера [21, 22], в то же время о присутствии в трубке мантийных включений упоминается вскользь и без уточнений. Отмечается присутствие единичных мелких включений серпентинитов, гранатовых серпентинитов, дистеновых эклогитов и глиммеритов [7]. Несколько более полно описаны мантийные ксенолиты из трубки Ботубинская [20], которая по особенностям состава очень сходна с трубкой Нюрбинской. Поэтому изучение ксенолитов мантийных пород в трубке Нюрбинская представляет собой несомненный интерес для уточнения строения и состава литосферной мантии Накынского поля в целом и выявления причин своеобразия кимберлитов этого поля.

Яркой особенностью трубки Нюрбинской является присутствие более древней интрузии дотрубочных долеритов (ксенолиты которой встречаются в кимберлитах), а также более молодой, прорывающей кимберлиты, посттрубочной интрузии долеритов [8, 11]. Изучение особенностей состава разновозрастных магматических тел трубки Нюрбинской представляет интерес для выяснения особенностей эволюции во времени верхней мантии района.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Документация керна скважин (800 пог. м), осмотр стенок карьера и материала рудного двора в период август 2006г. – сентябрь 2007г. показали, что мантийные ксенолиты встречаются в породах всех фаз внедрения трубки Нюрбинская в значительном количестве: на отдельных интервалах скважин их содержание достигает 6,3 шт./10 пог. м керна. Всего за время работ было обнаружено более 240 мантийных ксенолитов. Ксенолиты имеют достаточно крупные размеры: преобладающий размер – 4-6 см, максимальный размер 21,2 см (вес 3,5 кг). Ничего подобного ни по количеству, ни по размерам (рис. 1) не было обнаружено нами при изучении более 20.000 пог. м керна на трубках месторождения им. Ломоносова, с которыми часто сопоставляют трубку Нюрбинскую [6], в то же время подобные размеры ксенолитов обычны для кимберлитовых трубок других районов Якутии.

Ксенолиты имеют обычно овальную форму, очень сильно, иногда зонально изменены (серпентинизированы, сапонитизированы,

карбонатизированы, окварцованы), от замещения сохраняется только гранат и рудный минерал, иногда присутствуют реликты флогопита, клинопироксена и амфибола.

Глубинные включения изучались визуально и в прозрачных шлифах. Химический состав минералов (327 анализов) был определён на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax SX-50, при оптимальном режиме: напряжение 15 kV, ток 15 nA. Лаборатория ГИНЦВЕТМЕТ, аналитик А.И. Цепин.

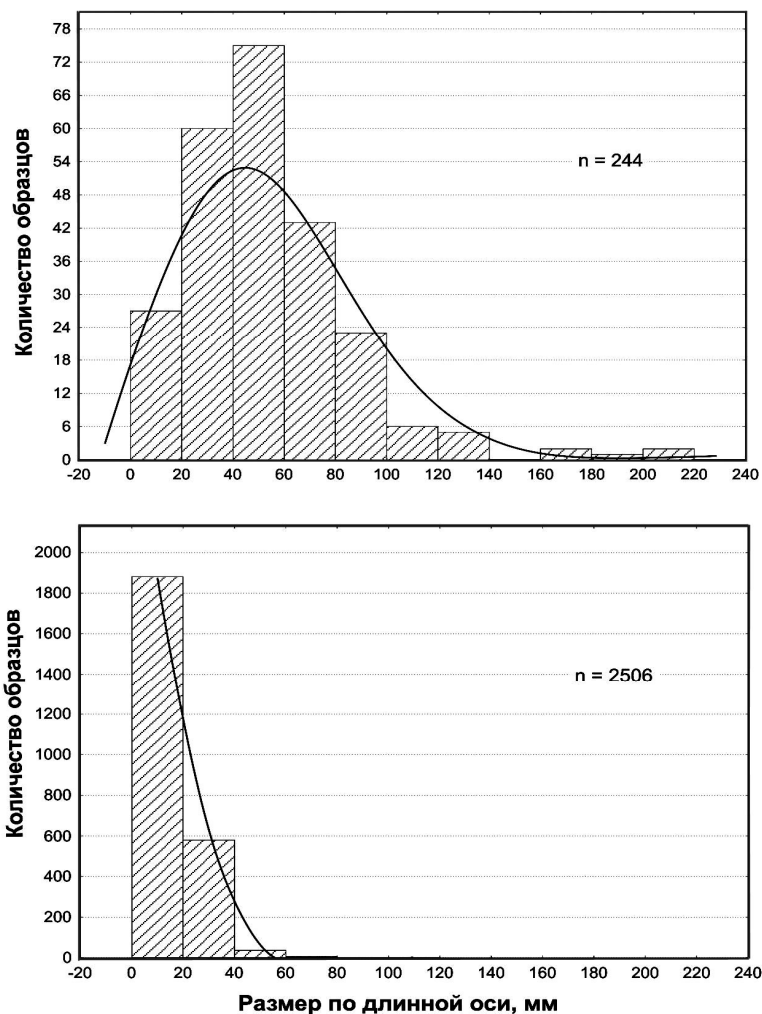


Рис. 1. Характер распределения по размерам мантийных ксенолитов из кимберлитовых пород трубки Нюрбинская (вверху) и трубок месторождения им. Ломоносова, Зимний Берег, Архангельская алмазоносная провинция (внизу)

Ксенолиты дотрубочных долеритов и посттрубочные долериты изучались с помощью прозрачных шлифов, силикатного анализа (Лаборатория ГИН РАН), ICP-MS анализа (Лаборатория ИМГРЭ МПР РФ), Nd-Sr-изотопного анализа (Лаборатория ИГГД РАН).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ РАЗНОВИДНОСТИ МАНТИЙНЫХ НОДУЛЕЙ

Для группировки нодулей нами использовались классификационные принципы разных авторов [5, 12, 19, 26, 30]. Глубинные включения разделяются на *включения глубинных пород* (в том числе и продукты их дезинтеграции - ксенолиты, микроксенолиты, сростки, ойкокристи, ксенокристи) и *мегакристи* (макрокристи).

Группировка мантийных ксенолитов трубки Нюрбинской осложняется сильной изменённостью пород, а также необычным составом некоторых минералов и существенными различиями состава разных зёрен минералов одного вида в некоторых образцах (иногда по зонам) – то есть, вероятно, неравновесным характером минеральных парагенезисов. На нынешнем этапе исследований можно провести лишь *предварительную* группировку обнаруженных мантийных ксенолитов по типам и разновидностям.

Спектр разновидностей глубинных включений в кимберлитах трубки Нюрбинской достаточно широк: это разнообразные гипербазиты (включая комбинированные породы сложного строения), базиты, а также мегакристи (или макрокристи).

Среди мантийных ксенолитов резко преобладают гипербазиты, прежде всего гранатовые, меньше хромшпинелевые, для них характерны относительно равномернотекстурированные структуры - аллотриоморфнотекстурированные и гипидиоморфнотекстурированные, признаки динамометаморфизма имеют слабую степень развития в виде элементов рекристаллизации оливина по небольшим зонам и полосам, в то время как типичные катаклазированные гипербазиты практически отсутствуют. Довольно часто проявлены признаки метасоматоза - флогопитизация граната и клинопироксена.

Среди безгранатовых гипербазитов выделяются шпинелевые и хромшпинелевые перидотиты.

Шпинелевые перидотиты встречаются редко (8 шт. - 4,8%), они имеют мелкокристаллическую структуру (с элементами сидеронитовой) и массивную текстуру. Мелкие неправильной формы зёрна хромшпинелида равномерно распределены в основной оливиновой ткани и выполняют интерстиции между зёрнами оливина.

Хромшпинелевые перидотиты распространены более широко (16 шт. - 9,6%). Породы состоят преимущественно из изменённого оливина, в некоторых образцах отмечаются псевдоморфозы по клинопироксену в количестве 1-3% (до 10%). Содержание хромшпинелида так же невысокое: от единичных зёрен до 1%. Иногда отмечаются крупные лейсты хлоритизированной слюды. Структура пород мелко-среднекристаллическая, текстура массивная. Хромшпинелид встречается в виде мелких (0,1-0,2 мм) зёрен различной формы: плоскогранных октаэдров, комбинационных кристаллов, мириоэдров и ксеноморфных зёрен, причём в одном образце могут присутствовать зёрна разной морфологии.

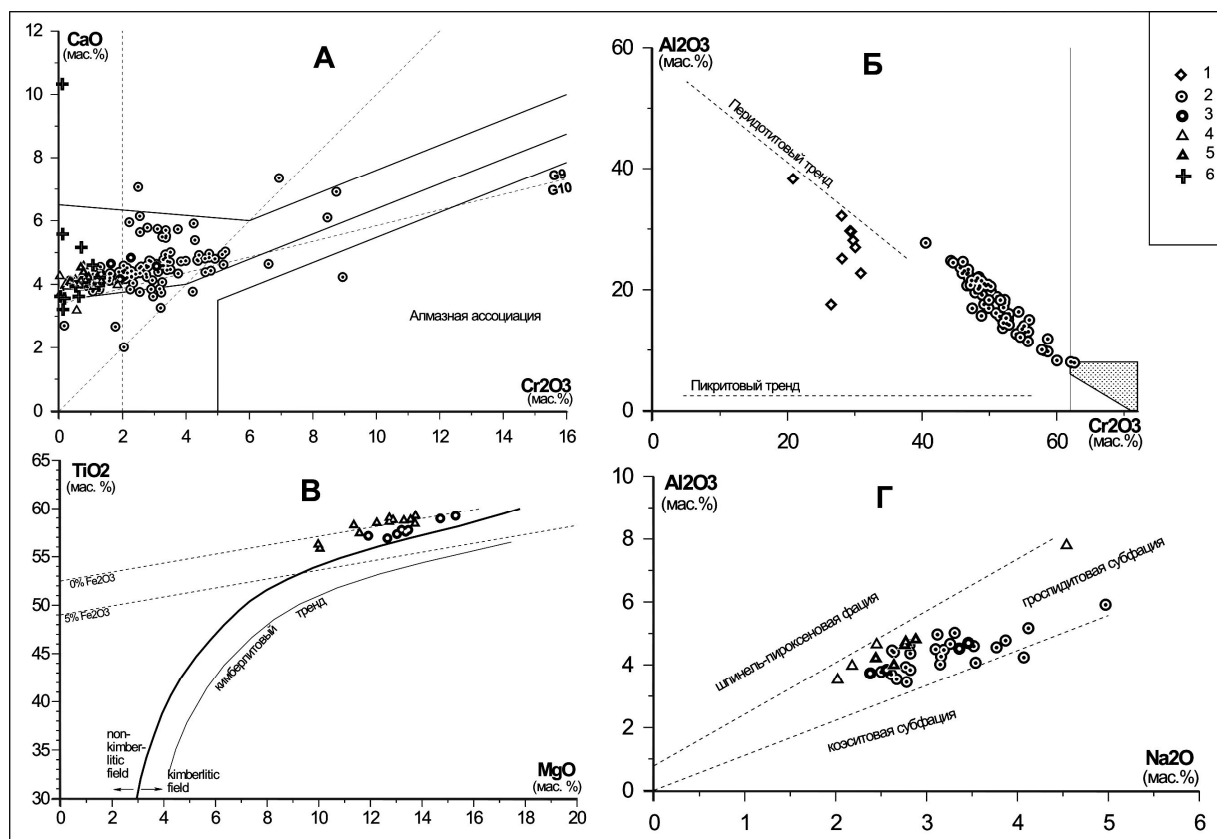


Рис. 2. Особенности химического состава минералов из мантийных ксенолитов трубки Нюрбинской на диаграммах: А – граната [19], Б – хромшпинелида [19], В – пикроильменита [32], Г – клинопироксена [15,16].

Примечание: минералы из ксенолитов: 1 – шпинелевых перидотитов, 2 – хромшпинелевых и гранатовых перидотитов, 3 – гранатовых перидотитов с пикроильменитом, 4 – гранатовых клинопироксенитов и эклогитов, 5 – гранатовых клинопироксенитов и эклогитов с пикроильменитом, 6 – мегакристов граната

Большая часть мантийных ксенолитов трубки Нюрбинской представлена гранатовыми разновидностями пород.

Гранатовые перидотиты зернистые, массивные – это самая многочисленная и разнообразная группа в изученной коллекции (106 шт. – 63,9%). Соотношение породообразующих минералов довольно сильно меняется, но для большинства образцов характерен существенно оливиновый состав (70-99% оливина). Клинопироксен встречается в большинстве образцов, но содержание его обычно менее 5%, редко до 10-30%, форма выделений неправильная, нередко интерстициальная. Обычно клинопироксен изменён, иногда отмечаются реликты зёрен изумрудно-зелёного цвета. Псевдоморфозы ортопироксена идентифицируются с трудом и отмечаются в редких образцах в количестве менее 1-2%. Содержание пироба (так же как и клинопироксена) меняется от единичных зёрен до 20-25%. Цвет зёрен пироба весьма разнообразен: оранжево-красный, красный,

малиновый, фиолетовый, сиреневый различной густоты окраски. В некоторых образцах этой группы отмечаются зёрна хромшпинелида (по морфологии аналогичные зёрнам из хромшпинелевых перидотитов) или единичные зёрна пикроильменита (0,5 мм), а также крупные лейсты обычно хлоритизированного флогопита, редко ярко-зелёного амфибола. Структура пород мелко-среднекристаллическая, аллотриоморфнозернистая или гипидиоморфнозернистая, иногда с элементами полигональной (протогранулярной). Текстура массивная, реже ориентированная, обусловленная субпараллельными прерывистыми цепочками граната в основной оливиновой ткани породы.

Реже встречаются **гранатовые перидотиты зернистые, полосчатые** (7 шт. - 4,2%), характеризующиеся сложным и неоднородным строением. Структура пород среднекристаллическая, панидиоморфно- или аллотриоморфнозернистая, текстура такситовая. В образцах наблюдаются полосы, обогащённые клинопироксеном и гранатом (до 30-50%), редко ортопироксеном. Породообразующие минералы (кроме граната) изменены, лишь в единичных образцах сохранился изумрудно-зелёный хромдиопсид. Пиропы разнообразны по цвету: красные, малиновые и фиолетовые, преимущественно бледных тонов. В зонах обогащённых гранатом в некоторых образцах совместно присутствуют пиропы различных оттенков: бледно-малиновый и бледно-фиолетовый, бледно-розовый и бледно-красный, однако по составу они различаются слабо.

В некоторых образцах зернистых гранатовых перидотитов субпараллельная полосчатость проявлена очень отчётливо, вплоть до образования контрастных по составу слоёв гранатовых перидотитов и гранатовых клинопироксенитов – эти образцы образуют группу пород переходного типа между гранатовыми перидотитами и гранатовыми клинопироксенитами, в том числе и по составу граната, обычно низкохромистому. В породах этого типа нередко отмечаются мелкие интерстициальные выделения пикроильменита.

Гранатовые клинопироксениты (17 шт. - 10,2%) характеризуются средне-крупнокристаллической, гипидиоморфнозернистой структурой, массивной текстурой и примерно равным соотношением граната и клинопироксена. Для части образцов характерны обширные области зон плавления (или метасоматической проработки), проявленные в замещении клинопироксена мелкочешуйчатым агрегатом хлоритизированного флогопита. Гранат имеет различный цвет: оранжевый, бледно жёлтовато-оранжевый, бледно жёлтовато-розовый, бледно красновато-малиновый. В некоторых образцах присутствуют гранаты разного цвета и состава. Реликты клинопироксена имеют бледно-зелёный цвет. Треть образцов клинопироксенитов содержит выделения пикроильменита неправильной формы, иногда вместо ильменита присутствует рутил. Часть гранатовых клинопироксенитов можно, вероятно, отнести к наиболее магнезиальным

эклогитам группы А [26], несмотря на низкожелезистый состав клинопироксена и граната (см. ниже).

Мегакристы (макрокристы) граната (12 шт. - 7,2%) встречаются очень редко, всего обнаружено 12 таких образцов размером от 0,8 до 3 см. Цвет гранатов оранжевый и красный.

составы минералов

Хромшпинелиды из *хромшпинелевых перидотитов* характеризуются широкими вариациями состава (рис. 2Б), это высокохромистые разновидности (45-62% Cr_2O_3) с пониженным содержанием FeO (менее 20%) и TiO_2 (менее 1%). Точно такой же состав имеют и хромшпинелиды из *гранатовых перидотитов*, лишь содержание TiO_2 иногда повышается в них до 1,56%. Судя

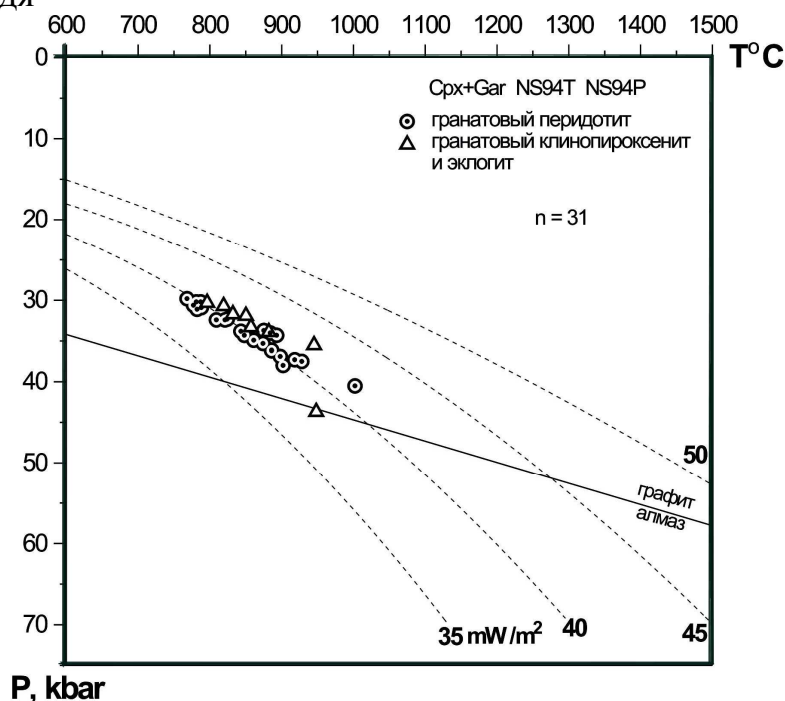


Рис. 3. Условия образования мантийных ксенолитов из кимберлитовых пород трубки Нюрбинская

Температура и давление рассчитаны по парагенезису гранат-клинопироксен [28]. Линия графит-алмаз по [27]; линии кондуктивных геотерм по [29].

по близкому составу зёрен хромшпинелида с характерным изоморфизмом $\text{Cr}^{3+} \leftrightarrow \text{Al}^{3+}$, ксенолиты этих двух типов принадлежат разным фациям глубинности, от гроспидитовой (C_2) и коэситовой (C_3) до алмаз-пироповой (D), но образуют единую по происхождению совокупность нодулей. В то же время хромшпинелид шпинелевых перидотитов по особенностям состава (менее 30% Cr_2O_3 , около 30% Al_2O_3 , 26-44% FeO) соответствует низкobarической шпинель-пироксеновой фации глубинности В [5, 15, 16], при этом резко отличаясь от хромшпинелидов из двух других

разновидностей нодулей, что может указывать на принадлежность ксенолитов шпинелевых перидотитов к совершенно самостоятельному (обособленному) типу нодулей (и не обязательно мантийного происхождения) – в отличие от мантийных ксенолитов месторождения им. Ломоносова, в которых хромшпинелиды из нодулей образуют единый непрерывный ряд от пикотита (фация В) до хромита (фация D)[15, 16].

Гранаты из *гранатовых перидотитов массивных* по составу разнообразны, они содержат переменное количество Cr_2O_3 (от 0,5 до 9%) с преобладанием низко- и умереннохромистых разновидностей лерцолитового парагенезиса, лишь единичные зёрна гранатов принадлежат к верлитовому и дунит-гарцбургитовому парагенезисам (рис. 2А), причём в нодулях, не содержащих хромшпинелида, отмечаются более высокохромистые (5-9% Cr_2O_3) и высокотитанистые (0,2-0,6% TiO_2) гранаты. Все проанализированные гранаты из *гранатовых перидотитов полосчатых* относятся к низкохромистой (0,6-3,74% Cr_2O_3) разновидности лерцолитового парагенезиса с повышенным содержанием FeO (8-10%).

Гранатовые клинопироксениты по составу граната можно разделить на 2 разновидности. Высокомагнезиальные гранаты первой разновидности с низким содержанием Cr_2O_3 (0,07-0,18%) и повышенным FeO (9,9-11,7%) по классификации Шульца [30] соответствуют гранатам эклогитов группы II(A) и близки по составу гранатам кластерной группы G7 из алмазоносных ксенолитов трубки Нюрбинская [21, 22], а высокомагнезиальные гранаты с повышенным содержанием Cr_2O_3 (1,84-2,24%) и пониженным FeO (7,6-9,1%) соответствуют гранатам из перидотитов и клинопироксенитов, причём в некоторых изученных нодулях присутствуют гранаты обеих разновидностей.

Гранаты из *ильменитсодержащих* разновидностей перидотитов и клинопироксенитов характеризуются умеренным содержанием Cr_2O_3 (до 2, редко 3%) и иногда повышенным содержанием TiO_2 (до 0,25-0,5%).

Оранжевые *макрокристы* граната характеризуются низким содержанием Cr_2O_3 (0,11-0,17%) и повышенным содержанием FeO (9,68-20,66%), иногда TiO_2 (0,40-0,76%) и CaO (до 10,33%). Красные макрокристы граната характеризуются более высоким содержанием Cr_2O_3 (0,71%) и пониженным содержанием FeO (8,747%) и TiO_2 (0,15%). По классификации [30] оранжевые гранаты соответствует мегакристам титанистой ассоциации и эклогитам групп А и В, а красные – эклогитам группы А.

Пикроильменит из разных типов мантийных ксенолитов характеризуется повышенным содержанием TiO_2 , MgO и Cr_2O_3 , практически не содержит гематитового компонента, и на классификационной диаграмме (рис. 2В) его состав выходит за пределы области составов типичных кимберлитовых пикроильменитов [32]. В то же время в *перидотитах* пикроильменит содержит в целом больше, чем в *клинопироксенитах* MgO

(11,9-15,3% против 9,98-13,75%) и особенно Cr_2O_3 (1,12-1,82% против 0,25-0,89%).

Для **клинопироксена** из разных типов нодулей трубки Нюрбинской (рис. 2Г) характерны неожиданно близкие особенности состава: высокая кальциевость (49,9 - от 47,6 до 50,6), повышенное содержание натрия (2-5%

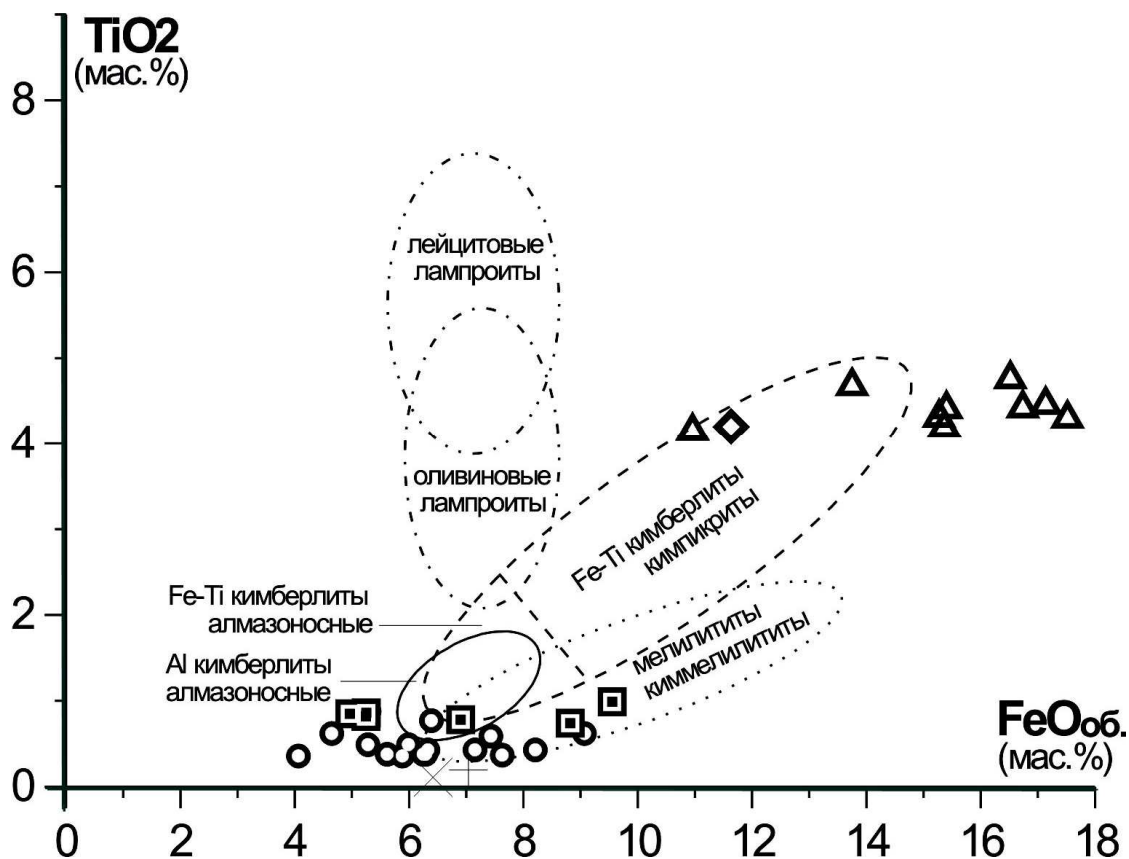


Рис. 4. Особенности химического состава вулканических пород трубки Нюрбинской в координатах: $\text{FeO}_{\text{общ.}}$ – TiO_2

Кружки – кимберлиты разных типов; квадрат – ксенолиты дотрубочного долерита; треугольники – пост-трубочная интрузия долеритов; ромб – тело базальтов (покров?) в 160 м к востоку от трубки (скв. 4/660).

Na_2O) и алюминия (3,5-5,5% Al_2O_3), пониженное содержание железа (1,3-2,4% FeO) и магния (12,6-15,0% MgO) при переменных содержаниях хрома (0,07-3,85% Cr_2O_3). Состав клинопироксенов лишь единичных образцов выходит из этих узких рамок. При этом составы клинопироксенов из гранатовых и хромшпинелевых перидотитов очень близки, различие между клинопироксенами из перидотитов и клинопироксенитов (включая эклогиты) отчётливо проявляется только по содержанию хрома (меньше 1% и больше 1% Cr_2O_3 , соответственно), а породы, содержащие пикроильменит, по составу клинопироксена слабо отличаются от соответствующих безильменитовых разновидностей. В целом, по составу клинопироксена нодули трубки Нюрбинской заметно отличаются от нодулей из кимберлитов

и глинозёмистой серии Зимнего Берега (месторождение им. Ломоносова), и железо-титанистой серии (месторождение им. Гриба)[14, 16, 18], а также, вероятно, от клинопироксенов из нодулей кимберлитовых трубок других полей Якутской провинции.

В целом, минералы мантийных нодулей трубки Нюрбинской достаточно разнообразны по составу, причём состав некоторых минералов, особенно клинопироксена и пикроильменита, необычен для кимберлитовых пород других регионов. При этом присутствие пикроильменита в нодулях не сопровождается соответствующим изменением состава других минералов (клинопироксена и граната), что обычно характерно для ксенолитов ильменитовых перидотитов (мантийных пород Fe-Ti-серии по Маракушеву [12]. Поэтому практически все изученные ксенолиты условно можно отнести к Mg-Al-серии мантийных пород по [12], в то же время к Fe-Ti-серии мантийных пород можно условно отнести лишь некоторые макрокристы (мегакристы) титанистого граната. Кроме того, необходимо отметить существенное различие состава разных зёрен минералов одного вида (прежде всего, граната) в некоторых образцах – то есть неравновесный характер их минеральных парагенезисов.

ТР-ПАРАМЕТРЫ ОБРАЗОВАНИЯ НОДУЛЕЙ

Для расчёта ТР параметров образования мантийных ксенолитов использовался состав минералов из наиболее распространённого в разных типах нодулей минерального парагенезиса: клинопироксен+гранат (Срх+Ga). Температура определялась по геотермометру NS94T, давление – по барометру NS94P [28] в соответствующих модификациях метода для перидотитов и эклогитов. Небольшой разброс полученных результатов и непротиворечивость их петрографическим особенностям ксенолитов подтверждает корректность применения этого метода (рис. 3).

Для гранатовых перидотитов (23 образца) отмечается очень узкий диапазон изменения ТР-параметров образования: 768-928 °С (до 1002 °С) и 29,8-37,5 кбар (до 40,5 кбар), причём однотипными по этим параметрам оказались разные петрографические типы перидотитов, в том числе ильменитсодержащие. Почти точно такие же ТР-параметры образования характерны и для разных типов гранатовых клинопироксенитов и эклогитов (8 образцов): 796-945 °С (до 948 °С) и 30,3-35,5 кбар (до 43,7 кбар). Лишь один образец эклогита соответствует области стабильности алмаза [27] (практически на границе перехода графит-алмаз), остальные нодули соответствуют условиям гроспидитовой и коэситовой субфации глубинности [5]. В целом, характер изменения параметров образования изученных нодулей и перидотитов и эклогитов разных типов хорошо соответствует кондуктивной геотерме 40 mW/m² [29].

Обсуждение результатов

Таким образом, среди мантийных ксенолитов трубки Нюрбинская преобладают разнообразные гранатовые перидотиты и клинопироксениты, а также хромшпинелевые перидотиты, реже шпинелевые перидотиты и эклогиты групп А и В [26]. Отмечаются редкие мегакристы оранжевого граната титанистой ассоциации, а также оранжевого и красного граната эклогитового парагенезиса. Мантийные ксенолиты имеют зернистое строение, катаклазированные перидотиты практически отсутствуют, в то же время достаточно широко распространены полосчатые (расслоенные) породы и породы с неравновесными минеральными парагенезисами. Примерно 10% ксенолитов гранатовых перидотитов и клинопироксенитов содержат пикроильменит, состав которого необычен и не типичен для ильменитов из кимберлитов, необычный состав имеет и клинопироксен.

Судя по составу минералов, а также по расчёту ТР-параметров образования, изученные мантийные ксенолиты характеризуют лишь среднюю часть разреза мантийных пород, захваченных кимберлитовой магмой. Отдельные глубинные минералы из концентратов кимберлитов характеризуют более широкий интервал прорванных мантийных пород.

В целом, по количеству, размерам мантийных ксенолитов и резкому преобладанию ксенолитов гранатовых перидотитов кимберлиты трубки Нюрбинской более близки кимберлитам других полей Якутии и кимберлитам группы-1, чем к геохимически сходным кимберлитам месторождения им. Ломоносова Архангельской провинции [6]. В то же время широкое развитие хромшпинелевых перидотитов, присутствие в ксенолитах пикроильменита необычного состава и отсутствие характерных мегакристов пикроильменита резко обособляет кимберлиты трубки Нюрбинской от других Якутских кимберлитов.

Возможно, что отчётливое своеобразие состава кимберлитов Накынского поля по большинству характеристик вещественного состава может быть связано с латеральными неоднородностями мантийного субстрата Якутской провинции, однако не исключено, что такие резкие различия могут быть обусловлены и разным временем внедрения кимберлитов, которое зафиксировало частное, конкретное состояние мантии в разные периоды её развития. Но серьёзные расхождения в имеющихся результатах радиогеохронологических определений кимберлитов Накынского поля - от 332 до 450 млн. лет [1, 24, 31], не позволяют подтвердить это предположение.

Проведённое нами одновременное изучение одних и тех же образцов кимберлитовых пород трубки Нюрбинская К-Аг методом (3 образца: 396+/-8 млн. лет, 404.5+/-9,0 млн. лет, 399+/-8 млн. лет, среднее - 399,8+/-8 млн. лет) и Rb-Sr методом (изохронный возраст 399,6+/-4,6 млн. лет, N=5, первичное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70522 \pm 0,00019$; СКВО=1,3) позволяет считать достоверно определённым возрастом внедрения трубки Нюрбинская (и, вероятно, других

трубок Накынского поля) 399,6+/-4,6 млн. лет – ранний девон, эмсский век D_{1em} [17]. Этот возраст заметно, более чем на 40 млн. лет древнее позднедевонско-раннекарбонового (340-350 млн. лет) возраста кимберлитов других алмазонасных районов Якутии [3]. Возможно, что именно более древний возраст трубки Нюрбинской предопределил своеобразие её состава по отношению к более молодым кимберлитам других алмазонасных полей Якутии.

Кимберлитовая трубка Нюрбинская представляет собой сложнопостроенный вулканический комплекс, образованный в результате многоэтапного проявления локальной вулканической активности. Кроме нескольких магматических тел, образованных разными фазами внедрения собственно кимберлитов, в этот вулканический комплекс входит более древняя интрузия дотрубочных долеритов (ксенолиты которой встречаются в кимберлитах) и прорывающая кимберлиты посттрубочная интрузия долеритов [8, 11].

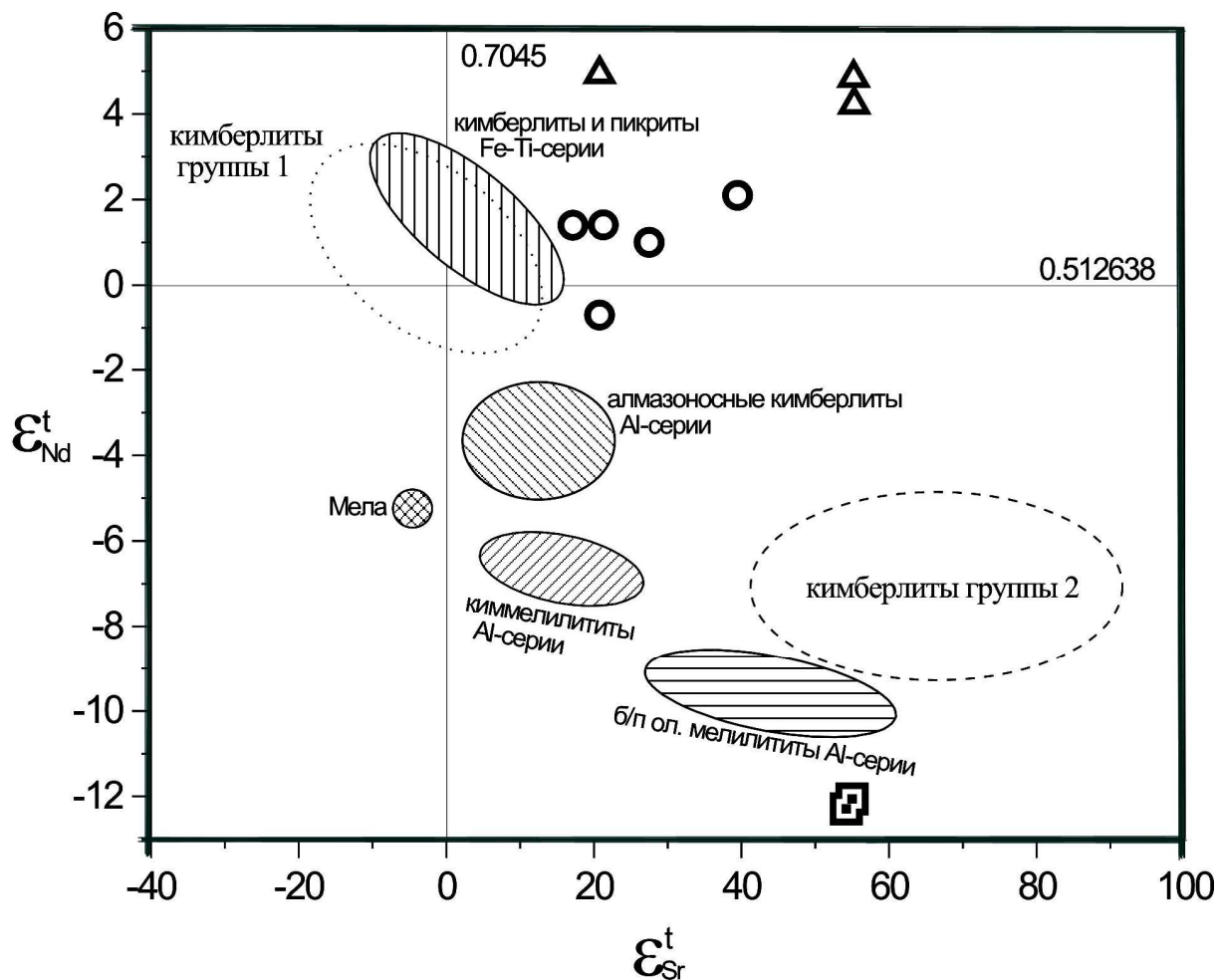


Рис. 5. Изотопный состав Sr и Nd вулканических пород трубки Нюрбинской по сравнению вулканическими породами Зимнего Берега (Архангельская провинция) [4].

Кружки – кимберлиты разных типов; квадрат – ксенолиты дотрубочного долерита; треугольники – пост-трубочная интрузия долеритов; ромб – тело базальтов (покров?) в 160 м к востоку от трубки (скв. 4/660).

Как показали предварительные исследования (изучение базитов продолжается – здесь приводятся только первые результаты), петрографически однотипные, но явно разновременные вулканические тела базитов (разделённые этапом внедрения кимберлитов), характеризуются не просто отчётливо разными, а кардинально разными геохимическими характеристиками. Примерно одинаково содержание в докимберлитовых и посткимберлитовых долеритах только SiO_2 , Na_2O , K_2O и Co . Докимберлитовые долериты по отношению к посткимберлитовым долеритам обогащены Al_2O_3 и MgO (в 1,5 раза), Ba , Pb (в 2-3 раза), Ni (в 5 раз) и Cr (в 15 раз!). В то же время более молодые, посткимберлитовые долериты по отношению к более древним, докимберлитовым долеритам резко обогащены подавляющим большинством элементов: $\text{FeO}_{\text{общ.}}$, CaO , Be , V , Ga , Rb , Cs , Sr , (в 1,5-2,5 раза), TiO_2 , MnO , P_2O_5 , Cu , Zn , Y , Zr , Hf , REE , Th , U , (в 3-6 раз), а Nb и Ta – более чем в 10 раз! Наиболее яркими геохимическими отличиями докимберлитовых (древних) базитов трубки является резко пониженное содержание титана и железа, и повышенное содержание алюминия по сравнению с посткимберлитовыми (молодыми) базитами трубки (рис. 4). В геохимическом отношении докимберлитовые долериты соответствуют геохимически деплетированному источнику, а посткимберлитовые долериты – резко геохимически обогащённому источнику.

Такие принципиально различные геохимические характеристики разновозрастных долеритов в трубке Нюрбинская могут косвенно указывать на разный тип их мантийных источников и на вероятную резкую разницу во времени внедрения. В то же время, в большей части опубликованной литературы предполагается их девонский (среднепалеозойский) возраст, отмечается также и близость по типу мантийного источника, как между собой, так и с кимберлитами Накынского поля, включая практически одинаковый модельный возраст протолитов и кимберлитов и базитов относительно деплетированной мантии: $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1100$ млн. лет [8].

Проведённое нами предварительное изотопное изучение разновозрастных вулканических тел трубки Нюрбинская (кимберлитов, докимберлитовых и посткимберлитовых долеритов) показало резкие различия их возраста и Nd-Sr изотопных характеристик, (включая и модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$). Определённый Rb-Sr методом возраст докимберлитовых долеритов оказался, предположительно, позднерифейским (изохронный возраст 703 ± 82 млн. лет, $N=3$, первичное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70750 \pm 0,00015$; $\text{СКВО}=1,9$), а возраст посткимберлитовых долеритов – предположительно позднекарбонovým-раннепермским (изохронный возраст 269 ± 12 млн. лет, $N=3$, первичное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70817 \pm 0,00039$; $\text{СКВО}=1,01$).

К-Аг возраст одного из образцов докимберлитовых долеритов (656 млн. лет) хорошо соответствует их возрасту по Rb-Sr изохроне (703 млн. лет). К-Аг возраст двух других образцов с повышенным содержанием K_2O (326-346 млн. лет) скорее всего омоложен воздействием посткимберлитовых долеритов (328-356 млн. лет). Для посткимберлитовых долеритов наиболее правдоподобен возраст образца базальтового стекла, как породы, наиболее точно отражающей состав первичного базальтового расплава (328 млн. лет). Совместный учёт данных К-Аг и Rb-Sr анализа позволяет считать наиболее вероятным возрастом докимберлитовых долеритов поздний рифей (700 млн. лет), а посткимберлитовых долеритов – средний карбон (328 млн. лет). Такая резкая разница возраста трёх этапов магматической активности трубки Нюрбинская хорошо согласуется и с резкими, рвущими контактами геологических тел этих трёх этапов внедрения, и с резкими различиями их геохимических характеристик. Резкая разница и Nd-Sr изотопных характеристик тел трёх этапов внедрения хорошо видна на диаграмме $eSr - eNd$ (рис. 5). Источником расплавов докимберлитовых долеритов была древняя обогащённая литосферная мантия (ЕМ II, $eNd = -12.2$, $eSr = +54.6$) с модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 2450$ млн. лет с вероятным участием древнего нижнекорового вещества. В то время как источником расплавов посткимберлитовых долеритов была деплетированная мантия ($eNd = +4.7$, $eSr = +43.7$) с модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 770$ млн. лет с вероятным участием вещества молодой верхней коры. Параметры мантийного источника кимберлитов, близкого к BSE и обогащённого радиогенным Sr ($eNd = +1.0$, $eSr = +25.2$, модельный возраст $T_{Nd}(DM) = 1100$ млн. лет) аналогичны определенным ранее различными исследователями [6, 10].

Таким образом, геологические тела всех трёх этапов магматической активности в трубке Нюрбинской резко различаются как по времени внедрения, так и по практически всем геохимическим и изотопным характеристикам. Наиболее яркими геохимическими отличиями докимберлитовых (древних) базитов трубки является резко пониженное содержание титана и железа и повышенное содержание алюминия по сравнению с посткимберлитовыми (молодыми) базитами трубки (рис. 4). Интересно отметить, что и между кимберлитами Накынского поля (более древними, раннедевонскими) и кимберлитами других полей Якутии (более молодыми, позднедевонскими и мезозойскими) наиболее яркие петрохимические различия проявлены также в резко пониженном содержании титана и железа, и в повышенном содержании алюминия в более древних Накынских кимберлитах (рис. 4). Кроме того, практически совпадающим оказался и модельный возраст протолита молодых, обогащённых Fe и Ti, посткимберлитовых долеритов трубки Нюрбинской ($T_{Nd}(DM) = 770$ млн. лет) и более молодых (по сравнению с кимберлитами трубки Нюрбинской) и обогащённых Fe и Ti кимберлитов других полей Якутии ($T_{Nd}(DM) = 0.7-0.6$ млрд. лет.) [10].

Не исключено, что такие отчётливые однотипные геохимические различия между более древними и более молодыми телами базитов в трубке Нюрбинской, и согласующиеся с ними отчётливые геохимические различия между более древними кимберлитами этой трубки и более молодыми кимберлитами других районов Якутии (рис. 4) обусловлены влиянием однотипных геологических процессов, которые оказали сходное воздействие на соответствующие зоны верхней мантии - области магмогенерации и базитов, и кимберлитов.

Таким глобальным геологическим процессом, резко изменившим геохимические (по меньшей мере) характеристики верхней мантии и обусловившим интенсивное проявление железо-титанового мантийного метасоматоза, могло быть воздействие астеносферного диапира, интрузива или по-другому – мантийного плюма. Более древние геологические тела (и базиты, и кимберлиты) внедрившиеся раньше (до) воздействия плюма, возможно, отражают состав древней геохимически истощённой литосферной мантии, в то же время, более молодые геологические тела (и базиты и кимберлиты) внедрившиеся после воздействия плюма, возможно, отражают состав в разной степени метасоматизированной и геохимически обогащённой (под воздействием плюма) верхней мантии. Это проявляется как в геохимических особенностях соответствующих разновозрастных пород, так и в особенностях непосредственных фрагментов мантийных пород – глубинных включений, которые могут фиксировать частное, конкретное состояние мантии в разные периоды её развития (до внедрения плюма и после его внедрения).

Более древние (доплюмовые) магматиты - раннедевонские кимберлиты трубки Нюрбинской и прорываемые ею базиты характеризуются низким содержанием железа и титана, а также отсутствием пикроильменита в кимберлитах (и нетипичным, «некимберлитовым» составом пикроильменита в редких мантийных ксенолитах). В то же время более молодые магматиты (постплюмовые) – и базиты, прорывающие кимберлиты трубки Нюрбинской, и позднедевонские и мезозойские кимберлиты других полей Якутии характеризуются повышенным содержанием железа и титана, а также постоянным присутствием или очень высоким содержанием пикроильменита в кимберлитах (и типичным «кимберлитовым» составом пикроильменита и в кимберлитах и в мантийных ксенолитах).

Постплюмовое, метасоматизированное состояние верхней мантии зафиксировано в большинстве кимберлитовых полей Якутии, а возможное доплюмовое, «реликтовое» состояние геохимически истощённой верхней мантии фиксируется пока только в кимберлитах Накынского поля. Поэтому непосредственное изучение фрагментов мантийных пород из кимберлитов Накынского поля может представлять несомненный интерес, как изучение реликтовых пород, характеризующих уже несуществующие, преобразованные последующими геологическими событиями зоны верхней

мантии. Это **непосредственное** изучение фрагментов мантийных пород не менее, а может быть и более важно и интересно, чем **косвенное**, опосредованное изучение мантийных пород через геохимические и изотопные характеристики содержащих их кимберлитов.

Заключение

В целом, по количеству, размерам мантийных ксенолитов и резкому преобладанию ксенолитов гранатовых перидотитов кимберлиты трубки Нюрбинской более близки кимберлитам других полей Якутии и кимберлитам группы-1, чем к геохимически сходным кимберлитам месторождения им. Ломоносова Архангельской провинции [6]. В то же время широкое развитие хромшпинелевых перидотитов, присутствие в ксенолитах пикроильменита необычного состава и отсутствие характерных мегакристов пикроильменита резко обособляет кимберлиты трубки Нюрбинской от других Якутских кимберлитов. Судя по составу минералов, а также по расчёту ТР-параметров образования, изученные мантийные ксенолиты характеризуют лишь среднюю часть разреза мантийных пород, захваченных кимберлитовой магмой.

Трубка Нюрбинская, как и все известные кимберлитовые трубки Накынского поля, вероятно, древнее по возрасту других алмазоносных кимберлитовых трубок Якутии, и геохимическим и минералогическим своеобразием своего состава, возможно, отражает раннее состояние мантии, более примитивной, не подвергшейся ещё такому интенсивному железо-титанистому мантийному метасоматозу под воздействием позднедевонского астеносферного диапира (мантийного плюма), как мантийный субстрат более молодых кимберлитов Мало-Ботуобинского, Далдыно-Алакитского и Верхнее-Мунского районов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность всем геологам и сотрудникам технических служб Нюрбинского ГОКа, Мирненской ГРЭ и ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» за предоставленную возможность пород и всемерную помощь в проведении полевых работ.

Литература

1. Агашев А.М., Похиленко Н.П., Толстов А.В., Поляничко В.В., Мальковец В.Г., Соболев Н.В. Новые данные о возрасте кимберлитов якутской алмазоносной провинции // Докл. РАН, 2004, т. 399, № 1, с. 95-99.
2. Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Ротман А.Я. и др. Особенности строения литосферной мантии Накынского кимберлитового поля и по ксенолитам и ксенокристаллам кимберлитовой трубки Нюрбинская // Труды IV Межд. Сем. «Глуб. магмат., его источ. и их связь с плюм. процесс.», Иркутск-Улан-Удэ, 2004, с. 145-165.

3. **Брахфогель Ф.Ф.** Геологические аспекты кимберлитового магматизма Северо-Востока Сибирской платформы. Якутск, 1984, 128 с.
4. **Веричев Е.М., Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Журавлев Д.З.** Новый тип алмазоносных кимберлитов Зимнего Берега Архангельская алмазоносная провинция) // Доклады РАН, 1999, т. 368, N 2, с. 226-229.
5. **Глубинные ксенолиты и верхняя мантия.** Под ред. Соболева В.С, Добрецова Н.Л., Соболева Н.В. Новосибирск: Наука, 1975, 272 с
6. **Голубева Ю.Ю., Первов, В.А., Кононова В.А.** Низкотитанистые алмазоносные кимберлиты – новый петрогеохимический тип. Сравнение Накынских (Якутия) и Золотицких (Архангельская область) разновидностей // Рег. геол. и метал., 2006, № 27, с. 15-25.
7. **Занкович Н.С., Зинчук Н.Н.** Петрографо-минералогические характеристики кимберлитовых пород разных фаз внедрения трубок Накынского поля. // Проб. алмаз. геол. и некот. пути их решения. Воронеж, 2001, с. 54-72.
8. **Земнухов А.Л., Зайцев А.И., Копылова А.Г., Томшин М.Д., Яныгин Ю.Т.** Базитовый магматизм Ханья-Накынского междуречья //Геол. алмаза – настоящее и будущее. Воронеж, 2005, с. 482-494.
9. **Зинчук Н.Н., Алябьев С.Г., Банзерук В.И., Стегницкий Ю.Б., Ротман А.Я., Егоров К.Н., Коптиль В.И.** Геология, вещественный состав и алмазоносность кимберлитов Накынского поля Якутии (на примере трубки Нюрбинская) // Геол. алмаза – настоящее и будущее. Воронеж, 2005, с. 807-824.
10. **Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатиков О.А., Носова А.А., Левский Л.К., Овчинникова Г.В.** Геохимическая (ICP-MS геохимия, изотопия Sr, Nd, Pb) гетерогенность кимберлитов Якутии: вопросы генезиса и алмазоносность. // Петрология, 2005, т. 13, № 3, с. 227-252.
11. **Корнилова В.П., Фомин А.С., Зайцев А.И.** Новый тип алмазоносных кимберлитовых пород на Сибирской платформе // Рег. геол. и метал., 2001, № 13-14, с. 105-117.
12. **Маракушев А.А.** Нодули перидотитов в кимберлитах и базальтах как показатели глубинного строения литосферы // 27 МГК. Петрология. Секция С.09. М.: Наука, Доклады, 1984, т. 9, с.153-161.
13. **Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Зинчук Н.Н.** Аномальные кимберлиты Сибирской платформы и кратона Слейв, Канада, их важнейшие особенности в связи с проблемой прогнозирования и поисков // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Мат. Всерос. сов., Сыктывкар, 2001, с. 19-21.
14. **Саблуков С.М.** О петрохимических сериях кимберлитовых пород // Доклады АН СССР, 1990, т. 313, N 4, с. 935-939.
15. **Саблуков С.М., Будкина Л.И.** Глубинные включения и особенности химического состава сосуществующих минералов // Труды ЦНИГРИ, 1988, в. 229, с. 16-23.
16. **Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В.** Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района (Архангельская алмазоносная провинция) // Петрология, 2000, т. 2, № 5, с. 525-554.
17. **Саблуков С.М., Банзерук В.И., Саблукова Л.И., Стегницкий Ю.Б., Богомолов Е.С., Лебедев В.А.** Древний возраст кимберлитов Накынского поля (Якутия) – одна из причин своеобразия их вещественного состава // VIII Межд. конф. «Новые идеи в науках о Земле». Москва, Доклады, 2007, т. 5, с. 209-212.
18. **Саблукова Л.И., Саблуков С.М., Веричев Е.М., Головин Н.Н.** Петрография и химия минералов мантийных ксенолитов и ксенокристов из кимберлитов трубки им. В. Гриба, Зимний Берег, Россия. // Труды III Междунар. Сем. «Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма» (г. Хабаровск), Иркутск, Изд-во ИрГТУ, 2003, с. 159-187.

19. **Соболев Н.В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии, Новосибирск, Наука, 1974, 264 с.
20. **Специус З.В., Серенко В.П.** Глубинные ксенолиты из кимберлитов Накынского поля // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА», современное состояние, перспективы, решения. Дополнительные материалы. Мирный, 2003, с. 191-195.
21. **Специус З.В., Митюхин С.И., Иванов А.С., Банзерук С.В.** Ассоциации с алмазом в кимберлитовых трубках Накынского поля: приложение к методике поисков // Геология алмаза – настоящее и будущее. Воронеж, 2005, с. 1083-1095
22. **Специус З.В., Тейлор Л., Валей Д.** Химизм и $d^{18}O$ гранатов в алмазоносных ксенолитах из трубки Нюрбинская. // Труды VI Межд. Сем. «Глубинный магматизм, его источники и плюмы». Иркутск-Мирный, 2006, с. 71-95.
23. **Томшин М.Д., Фомин А.С., Яныгин Ю.Т. и др.** Особенности магматических образований Накынского кимберлитового поля Якутской провинции // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 12, с. 1693-1703.
24. **Agashev A.M., Fomin A.S., Watanabe T., Pokhilenko N.P.** Preliminary age determination of recently discovered kimberlites of the Siberian kimberlite province // 7-th IKC. Extended Abstracts. Cape Town, 1998, p. 9-10.
25. **Cherny S.D., Fomin A.S., Yanygin Ju.T., Banzeruk V.I., Kornilova V.P.** Geology and composition of the Nakyn field kimberlite pipes and diamond properties (Yakutia) // 7-th IKC. Extended Abstracts. Cape Town, 1998, p. 9-10.
26. **Coleman R.G., Lee D.E., Beatty L.B., Brannock W.W.** Eclogites and eclogites: their differences and similarities // Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, v. 76, № 3, p. 483-508.
27. **Kennedy C.S., Kennedy G.C.** The equilibrium boundary between graphite and diamond // J. Geophys. Res., 1976, v. 81, p. 2467-2470.
28. **Nikitina L.P., Simakov S.K.** 5-th International EMPG Symposium. **TERRA nova**, 1994, v. 6, p. 34.
29. **Pollack H.N., Chapman D.S.** On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness // Tectonophysics, 1977, v. 38, p. 279-296.
30. **Schulze D.J.** A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds // A Tale of Two Cratons: The Slave-Kaapvaal Workshop. Lithos, 2003, v. 71, № 2-4, p. 195-213.
31. **Shamshina E.A., Zaitsev A.I.** New age of Yakutian kimberlites // 7-th IKC. Extended Abstracts. Cape Town, 1998, p. 783-784.
32. **Wyatt B.A., Baumgartner M., Ancar E., Grutter H.** Compositional classification of “kimberlitic” and “non-kimberlitic” ilmenite // 8-th IKC Selected Papers. Lithos, 2004, v. 2, № 77, p. 819-840.

Предпосылки мантийного генезиса тяжелых углеводородов в щелочных массивах континентальных плит

Зубков В.С.

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН 664033 Иркутск, ул. Фаворского, 1а. E-mail zub@igc.irk.ru

По опубликованным данным проведено сопоставление состава тяжелых углеводородов (ТУВ) и битумов в щелочных массивах континентов и кимберлитовых трубках Сибирской платформы. Предполагается образование сравнимых углеродистых веществ по подобным сценариям. Присутствие битумов и полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в высокобарических минералах (алмазе и гранате) из кимберлитов допускает поступление газообразных ТУВ из верхней мантии. Это подтверждается равновесными термодинамическими расчетами и ударными экспериментами при высоких РТ-условиях. Рассматривается модель образования битумов в эталонных Хибинском и Ловозерском щелочных массивах за счет метастабильного поступления газообразных ТУВ вместе с расплавами из верхней мантии в земную кору с последующей поликондесацией ТУВ на минералах-катализаторах вплоть до завершения гидротермального процесса. Внедрение щелочных расплавов, очевидно, сопровождалось частичной ассимиляцией биогенного углерода вмещающих осадочных пород, присутствующих в магматических породах в виде ксенолитов.

ВВЕДЕНИЕ

Со второй половины XX века, начиная с пионерных работ И.А. Петерсилье [55], проводятся исследования состава углеводородных (УВ-) газов и битумов в щелочных массивах России. Впервые нефтиды были обнаружены в Хибинском массиве. На его примере были выдвинуты первые гипотезы генезиса этих нефтидов: ассимиляция органического вещества вмещающих осадочных пород, поступление УВ по зонам разломов, синтез битумов из неорганических и органических газов на минералах-катализаторах. Большинство исследователей разделяет точку зрения об эндогенном происхождении нефтидов за счет реакций между неорганическими газами на заключительных этапах становления щелочных массивов [19, 28, 49, 55, 62 и др.]. В данном сообщении рассматривается мантийная гипотеза генезиса нефтидов в щелочных массивах, основывающаяся на ряде геохимических, термодинамических и экспериментальных предпосылок.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛИТ

Согласно [37], щелочной магматизм и карбонатиты возникли в неоархее (2,8-2,5 млрд лет тому назад) и в последующее геологическое время

происходило нарастание их активности. Битумоиды установлены в щелочных массивах континентальных плит, начиная с неопротерозоя, например, в Иллимауссакском (1168 ± 21 млн лет, 136 км^2) [1], Заангарском ($680\text{-}610$ млн лет, 17 км^2) [59], Кия-Шалтырском (девон, $1,8 \text{ км}^2$) [1, 21], Ковдорском, Хибинском и Ловозерском ($380\text{-}360$ млн лет, соответственно, $40,5$; 1327 и 650 км^2) [1, 68]. Щелочные массивы прорывают архейские гранитогнейсы щитов платформ: Иллимауссакский - на юго-западе Гренландии; Ковдорский, Хибинский и Ловозерский массивы - на Кольском полуострове. Хибинский массив, кроме того, внедрился в протерозойские вулканогенно-осадочные породы свиты имандра-варзуга. Щелочные массивы размещаются также в складчатом обрамлении Сибирской платформы: Заангарский – в верхнерифейских мраморизованных известняках и сланцах Енисейского кряжа, Кия-Шалтырский – в нижнекембрийских известняках и плагиоклазовых порфиритах Кузнецкого Алатау. В тектоническом отношении обращает на себя внимание связь щелочных массивов с континентальными рифтогенными структурами (Иллимауссакский, Хибинский и Ловозерский, и Кия-Шалтырский массивы) или узлами пересечения глубинных разломов (Заангарский массив). Кроме того, Хибинский и Ловозерский массивы находятся в центральной части крупной кольцевой структуры, по периферии которой располагаются другие щелочные массивы, в том числе Ковдорский [7]. Отмечается и пространственно-временная связь щелочных массивов с вулканитами. В Хибинском и Ловозерском массивах сохранились ксенолиты вулканических пород (авгитовые порфириты, фонолиты и др.), что послужило основанием для отнесения их к вулканоплутонам [1]. Кия-Шалтырский массив одного возраста с девонскими вулканитами Северо-Минусинской впадины, входящей в состав Саяно-Минусинского палеорифта [24, 53]. В разрезах вулканитов этой впадины среди субщелочных эффузивов встречаются потоки нефелинитов, берешитов и фонолитов [9]. Рассматриваемые щелочные массивы являются многофазными и глубоко дифференцированными по составу. Обычно вначале внедряются щелочные ультраосновные и основные расплавы, а за тем нефелин-сиенитовые. Так, образование Хибинского массива начинается с внедрения, преимущественно в северной части, оливиновых пироксенитов, мелилититов и оливиновых мельтейгитов, продолжается внедрением агпайтовых нефелиновых сиенитов (хибинитов) по внешним кольцевым разломам, следом формируются расслоенный ийолит-мельтейгитовый комплекс в центральной зоне кальдеры и фосфоритоносная интрузия и, наконец, внедряются фойяиты и пуласкиты [4]. Кроме того, на северо-востоке массива располагаются 3 трубки взрыва, цемент которых варьирует по составу от щелочного пикрита до оливинового меланефелинита. Среди ксенолитов в этих трубках взрыва присутствуют шпинелевые лерцолиты и гарцбургиты [2]. В целом формирование Хибинского вулканоплутона, начиная с образования вулканитов и кончая

внедрением дайкового комплекса, происходило в интервале от 410 до 362 млн лет [5].

Как правило, щелочные массивы сопровождаются образованием многочисленных жильных и шлировых пегматитов. Крупное (400 x 180 м) шлирообразное пегматитовое тело (штольня (шт.) Материальная) залегает в уртигах Хибинского массива. В нем, согласно М. Д. Дорфману и О. Б. Дудкину, выделено 5 зон: 1 – сфен-эгирин-нефелиновая; 2 – микроклин-эгирин-авгит-нефелиновая; 3 – эгирин-микроклин-нефелиновая; 4 – адуляр-эгирин-нефелиновая; 5 – полевошпат-нефелиновая. В постмагматический этап происходило метасоматическое замещение ранее образованных минералов, особенно в 3-5 зонах пегматитового тела. Причем пневматолито-флюидный процесс гакманизации сменился гидротермальным образованием пектолита, канкринита, виллиомита, гакманита III и других минералов [62]. В работе [61] обращается внимание на широкое развитие в Хибинском массиве процессов метасоматоза.

Завершается становление щелочных интрузий обычно внедрением карбонатитов. В интрузивных породах, пегматитах, карбонатитах и гидротермалитах отмечается присутствие битумов (табл. 1, 2).

Девонские кимберлитовые трубки Сибирской платформы (Удачная, Мир и др.) образовались синхронно с щелочными интрузиями кия-шалтырского комплекса в ее юго-западном обрамлении. Как известно, кимберлитовые трубки Сибирской платформы содержат битумы [8 и др.], что является основанием для сопоставления их с битумами щелочных массивов. Подобно щелочным массивам, кимберлитовые трубки, например, Удачная (750 x 300 м) и Мир (490 x 320 м), формировались в несколько фаз внедрения, причем трубка Удачная, состоит из двух самостоятельных диатрем, соприкасающихся в верхней части. Сдвоенными являются так же и Хибинский и Ловозерский массивы, но каждый из них формировался при внедрении разных по составу расплавов.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ, ГРУППОВОЙ И УГЛЕВОДОРОДНЫЙ СОСТАВЫ БИТУМОВ В ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВАХ

Формы нахождения $C_{орг}$ изучались в щелочных породах Хибинского массива [62]. Медиана содержаний $C_{орг}$ в породах массива приходится на 400 ppm. К периферии зерен нефелина обычно приурочены субмикроскопические (до 0,01 мм) изотропные включения. Они были выделены из дебитуминизированного нефелина плавиковой кислотой. Включения оказались рентгеноаморфны и были определены как аморфный углерод. Однако не исключено, что эти включения в действительности

Таблица 1.

Состав хлороформенного битума (ХБ) в щелочных массивах континентальных плит

порода, минерал	$C_{орг}$, ppm	ХБ, ppm	Элементный состав, мас. %	С/Н	$\Delta^{13}C$, ‰	ссылка
-----------------	-----------------	---------	---------------------------	-----	--------------------	--------

			С	Н	N+O+S			
Иллимауссакский массив								
сиенит	не опр.	41	68,22	11,19	20,59	6,1	не опр.	[71]
науяит	не опр.	58	57,45	8,25	34,30	7,0	-30,4	[71, 14]
содолитовый фойяит	не опр.	44	55,82	8,67	35,51	6,4	не опр.	[71]
арфведсонитовый луяврит	не опр.	43	77,32	11,19	11,49	6,9	не опр.	[71]
Заангарский массив								
Nf-сиенит	не опр.	не опр.	75,44	12,50	12,06	6,0	-29,8	[14]
метасомат. ийолит	не опр.	не опр.	67,94	9,02	23,04	7,5	-29,9	[14]
Кня-Шалтырский массив								
уртит	не опр.	не опр.	74,61	10,18	15,21	7,3	-29,2	[14]
габбро	не опр.	не опр.	63,67	9,30	27,03	6,8	-29,6	[14]
жильный Nf-сиенит	не опр.	не опр.	57,85	12,50	34,15	4,6	-30,9	[14]
Ковдорский массив								
оливинит	210	11	58,12	8,49	32,39	6,8	не опр.	[55]
пироксенит	не опр.	не опр.	72,24	11,84	15,93	6,1	-29,5	[14]
трахитоидный ийолит	не опр.	20	65,74	8,90	25,36	7,4	не опр.	[55]
турьяит	360	15	62,18	8,07	9,75	7,7	не опр.	[55]
кальцитовый карбонатит	не опр.	не опр.	58,78	8,60	32,62	7,7	-31,5	[14]
Хибинский массив								
мельтейгит	230	11	75,90	8,99	15,11	8,4	не опр.	[55]
ийолит	230	14	80,40	12,30	6,70	6,5	не опр.	[55]
трахитоидный хибинит	120	20	70,16	10,88	18,96	6,4	не опр.	[55]
гранитоидный хибинит	160	30	76,00	11,20	12,80	6,7	не опр.	[55]
рисчоррит	не опр.	13	72,03	11,42	17,55	6,3	не опр.	[55]
ийолит-уртит	не опр.	не опр.	83,16	11,94	4,9	7,0	не опр.	[62]
уртит	300	27	75,59	10,00	14,41	7,6	не опр.	[55]
трахитоидный фойяит	400	25	77,48	10,53	11,99	7,4	не опр.	[55]
гранитоидный фойяит	570	10	70,01	10,54	19,45	6,6	не опр.	[55]
минералы трахитоидного хибинита								
нефелин (Hf)	не опр.	34	87,55	9,95	2,50	8,8	не опр.	[28]
K-Na пол. шпат	не опр.	48	62,50	6,19	33,31	10,1	не опр.	[28]
темноцв. минералы	не опр.	12	65,49	8,95	25,56	7,3	не опр.	[28]
минералы ийолита								
нефелин	не опр.	30	63,07	9,94	26,39	6,3	не опр.	[28]
эгирин-диопсид	не опр.	41	66,48	9,69	23,83	6,9	не опр.	[28]
Ловозерский массив								
измен. фойяит	не опр.	не опр.	72,50	10,14	17,36	7,1	-30,0	[14]
луяврит	не опр.	не опр.	72,00	11,40	16,60	6,3	-27,5	[14]

Таблица 2.

Состав битумов в щелочных и вмещающих породах Хибинского массива и пегматите штольни Материльная

место взятия	порода, битум	биту- молд	биту- молд, ppm	элементный состав, мас. %					С/Н	групповой состав, мас. %				ссыл- ка
				С	Н	N	O	S		масла	БС	СБС	асфаль- тены	
Хиби- нский массив	трахитовидный хибинит	ХБ	17	72,37	11,67		15,58	0,38	6,2	50,69	22,09	8,08	19,22	[52]
	"	СББ	29	64,40	10,25		23,64	1,71		не определялось				[52]
	"	АЦБ	36	50,94	8,95		40,11	0,61						[52]
	рисчоррит	ХБ	13	72,03	11,42		17,55		6,3	28,00	21,62	35,11	10,05	[55]
	уртит	ХБ	27	75,59	10,00		14,41		7,6	22,00	8,96	29,16	19,87	[55]
	фойяит	ХБ	25	77,48	10,53		11,99		7,4	29,19	21,93	20,51	28,23	[55]
	рисчоррит	ХБ	20	65,55	9,25		25,20		7,1	не определялось				[20]
	щелочной сиенит	ХБ	90	58,05	8,86		33,09		6,6					[20]
	лудврит	ХБ	20	62,92	9,39		27,69		6,7	не опр.		0,32	0,50	[20]
										не опр.		0,46	1,18	[20]
вмеща- ющие породы	известняк	ХБА	10	65,88	9,17		24,95		7,2	не определялось				[55]
	Ав-Сп сланец	ХБА	30	61,46	8,80	не опр.	не опр.	2,30	6,7					[55]
	метадиабаз	ХБА	20	71,45	10,15		18,50		7,0					[55]
														[55]
пегма- титовое тело шт. Мате- риаль- ная	графит III			98,30	0,45		1,25		218,4	0,005				[23]
	антраксолит			86,87	4,02	1,24	5,28	1,69	21,6					[23]
	импсонит			72,44	6,98	0,82	19,16	0,60	10,2	5,18				[23]
	альбертит			76,97	8,29	1,04	12,24	1,46	9,3					[23]
	асфальтит			81,23	8,65	0,80	8,37	0,95	9,3	23,40	28,50	48,10		[23]
	асфальт			79,68	9,08		11,26		8,8	36,90	30,50	32,60		[23]
	мальта			80,73	7,45		11,82		10,8	58,70	13,10	28,20		[23]
	нефтеподобное вещество (НВ)			76,47	11,22		12,31		6,8	94,25	4,60	1,15		[23]
	окисленное НВ			65,36	9,20		25,44		7,1	81,50	9,30	9,20		[23]
										94,82*				[23]

Примечания. ХБ – хлороформенный битум, СББ – спиртобензоновый битум, АЦБ – ацетоновый битум, БС и СБС – бензоновая и спиртобензоновая смолы. Содержание золы в графите III – альбертите изменяется от 1,35 до 6,2 мас. % [23]. *Карбоиды.

являются нерастворимым органическим веществом. Дисперсные битуминозные вещества были обнаружены в хибинитах и фойяитах при изучении шлифов и аншлифов под люминесцентным микроскопом и с помощью ультрафиолетовых лучей с применением капельных реакций [62]. В некоторых газовой-жидких включениях в нефелине из трахитоидного хибинита присутствуют выделения нелюминесцирующего битуминозного вещества, переотлагавшегося при нагревании до 260°C [28]. Кроме того, пленки, капельки и каемки битума присутствуют в газовых включениях (0,2 – 0,3 мм) крупных (5-10 см) кристаллов эвдиалита (образец 2003) в пегматите, а также в ксеноморфном эвдиалите (обр. 2005) из крупнозернистой эвдиалит-нефелиновой породы в лежащем боку пегматита (рис. 1), размещающегося в трахитоидном хибините. При нагревании до 330-350°C битум эвдиалита

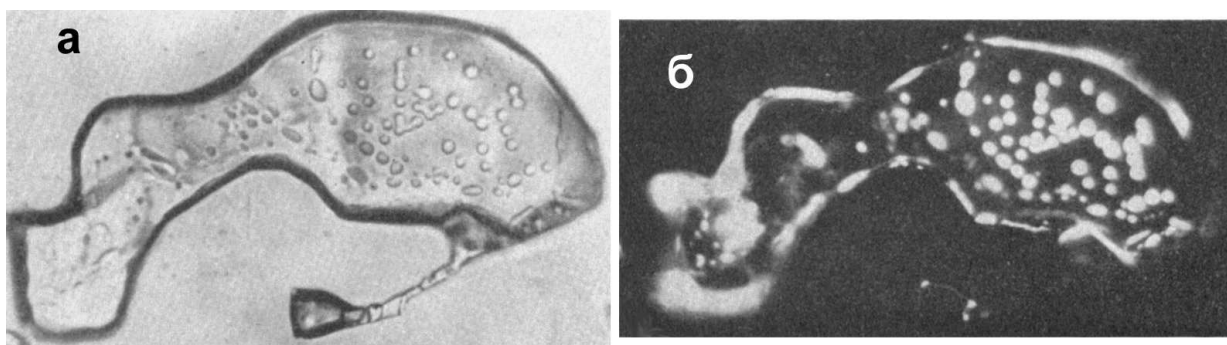


Рис.1. Газовое включение с “каплями” битума в эвдиалите (Хибинский массив). 345X [27].

а – в проходящем свете; **б** – люминесценция при освещении сверху сине-фиолетовым светом.

частично переходит в газообразное состояние с выделением жидкой фазы (в краевых частях полости), люминесцирующей в сине- и ультрафиолетовых лучах желтоватым цветом [27]. В постмагматически измененных щелочных породах битумы находятся в поровом и межзерновом пространствах, микротрещинах и тонких прожилках вторичных минералов. Кривые распределения битумоидов в слабо измененных хибинитах и фойяитах (рис. 2) имеют двухвершинные формы. Появление левой вершины (3 ppm), очевидно, обусловлено газовой-жидкими включениями в первичных минералах, а второй вершины (25 ppm) – процессами гидротермального изменения пород [62].

Из-за микроскопических размеров включений в минералах битуминозное вещество извлекалось из щелочных пород обычно с помощью органических растворителей, как правило, только одним хлороформом. При этом из измененных пород получают ($(C_{\text{бит}}/C_{\text{орг}}) \times 100$) всего 0,8-2,5 мас. %, а измененных – от 2,5 до 10 мас. %. Отсюда следует, что нерастворимые в хлороформе антраксолиты и кериты, возможно, присутствующие в щелочных породах, остаются не исследованными. К тому же в хлороформе растворяется только восстановленная часть органического вещества. В

методической работе М.А. Павловой [52] из трахитоидного хибинита весом 70 кг (!) последовательно извлекались битумоиды хлороформом (ХБ), спиртобензолом (СББ) и ацетоном (АЦБ). Как видно из данных таблицы 2, количество полученных битумоидов, соответственно, возрастает от 17 до 36 ppm (в сумме 82 ppm), увеличивается степень их окисленности (кислорода - от 15,58 до 40,11 мас. %). По [62], отношение ХБ к СББ в щелочных породах составляет (2-3) : 1, редко 4 : 1.

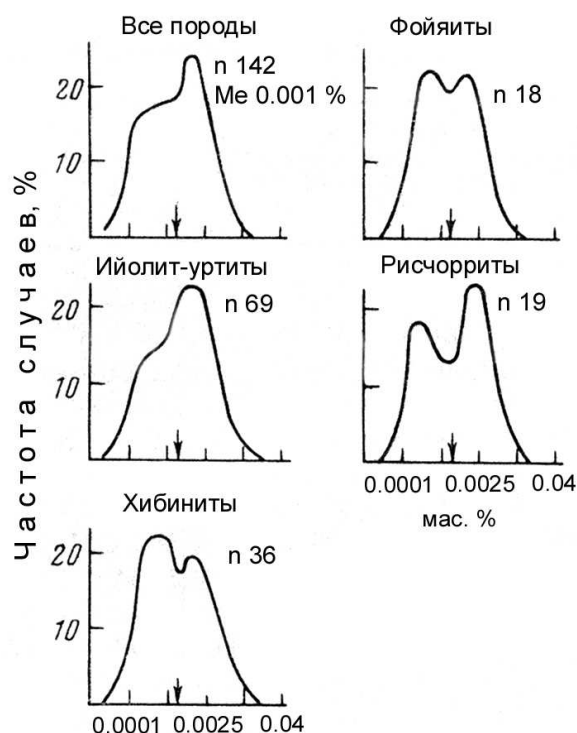


Рис. 2. Распределение битумоидов в щелочных породах Хибинского массива [62].

N – число проб, Me – медиана.

Содержание $C_{\text{орг}}$ в первой и второй зонах пегматитового тела шт. Материальная такое же, как в и в щелочных породах, но оно резко возрастает в гидротермальных минералах 3-5 стадий. Концентрация битумоидов при этом увеличивается от 30 до 280 ppm. Твердые битумы обычно наблюдаются визуально в виде выделений до 2 – 3 мм в поперечнике. Смена парагенезисов минералов происходит одновременно с составом битумов. Образующийся на эпимагматической стадии графит ассоциирует с призматическим эгирином, сфеном и K-Na полевым шпатом; антраксолит постмагматической стадии – с измененным нефелином, гакманитом и волокнистым эгирином II-ой генерации; кериты связаны с гидротермально измененными минералами среднетемпературной стадии (импсониты – с пектолитом, эвдиалитом, ломоносовитом и дельхайелитом, а альбертиты – с биотитом, эгирином III генерации, кальцитом I и виллиомитом II); асфальтиты и асфальты обнаружены совместно с гидротермальными минералами

низкотемпературной стадии – соответственно, с эгирином III и IV, флюоритом, кальцитом III и натролитом, эгирином IV, гакманитом III, виллиомитом III, водорастворимыми фторид-фосфатом и галитом. Мальта заполняет трещинки и пустоты в адуляре, гакманизированном нефелине и др., а нефтеподобное вещество находится в межзерновом пространстве и трещинах спайности в натролите, пектолите, гакманите и других минералах [62].

М.А. Павловой в кварцевой ампуле, заполненной азотом, проведен эксперимент по нагреванию битума, выделенного из щелочных пород Хибинского массива. Битум стал жидким при температуре 50 – 60°C, вскипел при 220-240°C, перешел в парообразное состояние при 600-640°C и обуглился при 700-820°C. Отсюда следует вывод, что образование битумов щелочных пород Хибин происходило, по-видимому, в интервале температур 500-150 °C [55].

По групповому составу ХБ щелочных пород Хибинского массива относятся к битумам нефтяного ряда. Содержание масляной фракции в них достигает 51 мас. %, большую часть составляют смолы, а на долю асфальтенов приходится обычно 10-20 мас. %. (табл. 2). В антраксолитах и керитах пегматитового тела шт. Материальная доминируют карбоиды, а от асфальтенов до нефтеподобного вещества обычно увеличивается количество масел (от 23,4 до 94,2 %), убывает содержание смол (от 18,2 до 4,6 %) и асфальтенов (от 48,1 до 1,15 мас. %). В ХБА (10-20 ppm) карбонатитов Ковдорского, Хибинского массивов и массива Лесная варака присутствует 83-92 % масел и 3,5 - 5,3 % асфальтенов [22, 56].

С помощью инфракрасной (ИК-) спектроскопии изучался состав УВ и их производных, входящих в состав битумов щелочных пород Хибинского и Ловозерского массивов. Среди УВ в ХБ преобладают парафиновые и в значительно меньших количествах ароматические УВ. Основу битумов составляют смолы с функциональными группировками =CH-CO-O-R состава сложных эфиров [55 и др.]. В битумоидах из хибинитов и измененных ийолит-уртитов присутствуют полициклические ароматические углеводороды (ПАУ) - 1,12-бензперилен (C₂₂H₁₂) и 3,4-бензпирен (C₂₀H₁₂), а в аллохтонных битумоидах также коронен (C₂₄H₁₂). Парафиновые и ароматические УВ обнаружены в нефелине, эвдиалите, К-На полево шпате и темноцветных минералах трахитоидных хибинитов и нефелине и эгирин-диопсиде ийолитов [28]. ПАУ определены и в битумах – от керитов до мальты – из пегматитов шт. Материальная, а также в высшем керите (импсоните) из гидротермальной полевошпат-гакманит-натролитовой жилы апатитового месторождения Кукисвумчорр (Хибинский массив). По данным ИК-спектроскопии, в этих битумах, как и в щелочных породах, присутствуют также парафины, ПАУ и другие УВ [62].

В составе битумов из карбонатитов Хибинского и Ковдорского массивов содержится, соответственно, 0,2 и 15 мас. % *n*-парафинов и 0,01-0,04 %

изопарафинов [22]. В *n*- и изопарафинах из битумов манганкальцитовых карбонатитов Хибинского массива число атомов углерода, соответственно, составляет C_{15} - C_{19} и C_{19} - C_{25} . Кроме того, в ИК-спектрах этих битумов хорошо выражены ароматические структуры. Близость состава ХБ в хибинитах и карбонатитах проявляется в наличии максимума на октадекане ($C_{18}H_{38}$) и близком к единице отношением УВ с нечетным и четным числом атомов углерода (НЧ/Ч). Вместе с тем отмечается и различие в составе парафинов: в хибинитах они представлены прерывистым рядом C_{10} - C_{31} (с максимумом на C_{10} - C_{16}), в карбонатитах – непрерывным рядом C_{15} - C_{25} . Изопарафины в щелочных породах – жидкие по консистенции (C_9 - C_{17}), а в карбонатитах – твердые (C_{19} - C_{25}) [56].

Таблица 3.

Состав битумов в кимберлитовых трубках Сибирской платформы (мас. %)

тру- бки	битум	элементный состав					групповой состав			ссыл- ки
		С	Н	N	О	S	масла	смолы	асфальтены	
Далдыно-Алакитское кимберлитовое поле										
У	асфальтит	78,29	9,87	10,0		1,84	16,76	24,61	58,63	[8]
У	битум	не определялось					52,00	40,00	8,00	[60]
У	битум	79,84	10,12	4,11			67,75	15,21	10,12	[35]
У	нефть	не опр.		0,24	не опр.	2,08	не определялось			[43]
У	асфальт из кальцита	79,76	9,36	10,88						[8]
Н	асфальтит	81,83	9,58	4,71 3,88						[8]
Л	асфальт	84,96	10,84	4,20						[8]
Мало-Ботуобинское кимберлитовое поле										
М	ХБ	83,46	9,98	следы	4,06	2,50	45,11	29,09	25,80	[45]
М	озокерит	85,20	13,89	0,91			не определялось			[12]
М	озокерит	84,32	13,85	0,15	1,31	0,37				[8]
М	битум в карбонатной брекчии	78,80	7,07	14,13			11,91	52,62	35,44	[12]
М	то же	84,09	14,13	1,78			43,14	29,70	27,14	[12]
М	мальта с кварцем и пиритом	85,73	11,24	0,42	0,43	2,18	51,38	36,69	12,12	[8]

Примечание. Кимберлитовые трубки: У – Удачная, Н – Начальная, Л – Ленинградская, М – Мир. ХБ – хлороформенный битум. Не опр. – не определялось.

В кимберлитовых трубках Сибирской платформы также исследованы формы нахождения битумов (табл. 3) в минералах вкрапленниках, самих кимберлитах и гидротермальных жилах. В первичных флюидных включениях из гранатов трубок Мир и Спутник установлено присутствие люминесцирующей углеводородной жидкости (рис. 3). В ней при нагревании до 320°C растворяется газовая фаза, медленно – твердая фаза, и при 350°C флюидные включения вскрываются. В ХБ из граната методом ИК-спектроскопии обнаружены полосы поглощения CH_2 и CH_3 -групп, цепочки

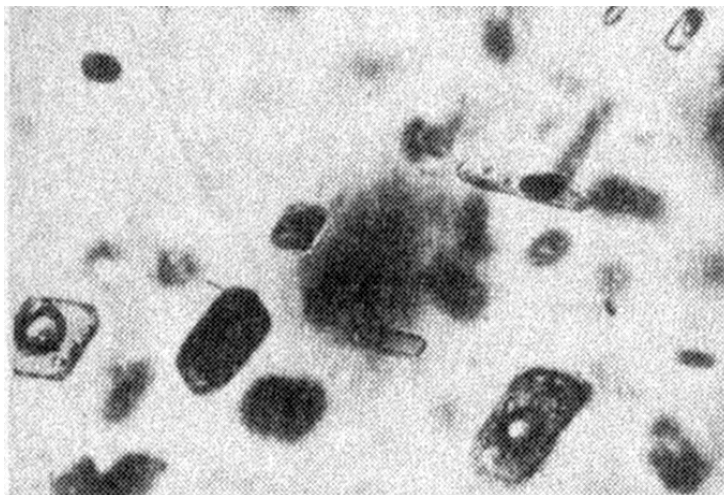


Рис. 3. Первичные углеводородные включения в гранате из кимберлитов трубки Мир. 360X [11].

Газ (“жидкость”?) (5-30 %) + желто-бурая углеводородная жидкость (70-95 %) + бесцветные твердые органические фазы (менее 1 %).

(CH_2)_n групп, полосы сложноэфирной группировки и карбоновое поглощение [11]. В алмазе [30], гранате, оливине [17, 40] и цирконе [16], а также в ксенолите эклогита (табл. 4) [65] определены методом низкотемпературной флуоресценции ПАУ, в том числе высокотемпературные дифенил ($\text{C}_{12}\text{H}_{10}$) и флуорен ($\text{C}_{13}\text{H}_{10}$), не встречающиеся в нефти из осадочных пород. Широкий спектр ПАУ установлен в самих кимберлитах [17, 50 и др.]. Визуально битумы в кимберлитовых трубках взрыва наблюдаются в кавернах, жеодах, субвертикальных, реже наклонных трещинах, до глубины более 1 км. Стенки пустот обычно устланы кальцитом и пиритом. Под микроскопом битумы фиксируются в тонких прожилках и трещинах спайности минералов. В тр. Айхал в аметисто-халцедоно-асфальтовой жиле присутствуют шарики битума – не менее 100 на 1 см². В минералах другой гидротермальной жилы (тр. Удачная) – кварце, аметисте, кальците и сульфидах - присутствуют ПАУ, но среди них уже не обнаружены дифенил и флуорен. Таким образом, как и в Хибинском щелочном массиве, битумы кимберлитовых трубок образуются в ходе кристаллизации минералов, слагающих магматические породы, а также прослеживаются вплоть до гидротермального этапа становления трубок. Только в кимберлитовых трубках тяжелые углеводороды (ТУВ) захватываются, очевидно, еще в верхней мантии, о чем свидетельствует нахождение ПАУ в высокобарических минералах – алмазе и гранате. Однако конденсация ТУВ, судя по критическим температурам некоторых УВ – эйкозана ($\text{C}_{20}\text{H}_{42}$) - 493,85°C, дифенила ($\text{C}_{12}\text{H}_{10}$) – 515, 85°C, нафталина

Таблица 4.
Состав полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в кимберлитовых трубках Сибирской платформы, мас. %
[17, 65].

ПАУ	эклогит	гранат	оливин	кимберлиты		битум в кимб.	нефти в кимберлитах		кварц	кальцит	сульфиды	битум в изв.	нефти осадочных пород		фундамент	битум. изв.
	1	2	3	4	5		6	7					8	9		
Замещенные ПАУ																
нафталины бензфлуорены фенантрены хризены пирены 3,4-бензпирены	18,3	40,1	70,0	35,2	57,7	58,0	64,4	24,0	73,5	43,1	77,0	20,5	31,6	27,1	61,0	67,4
	1,0	1,5	2,7	0,7	0,8	-	6,6	3,1	5,1	6,7	3,0	0,05	1,9	1,1	4,8	-
	3,2	4,4	6,5	4,2	5,0	31,1	11,7	15,8	16,0	13,1	15,8	16,0	11,5	21,9	17,1	31,6
	-	3,6	-	-	-	есть	4,7	39,8	-	24,5	2,1	31,2	28,4	32,4	-	-
	0,1	11,2	1,9	0,9	0,5	3,7	12,4	11,9	1,9	9,7	1,4	20,4	20,4	13,8	1,3	0,5
	-	не опр.	-	не опр.	не опр.	-	не опр.	4,9	-	-	-	6,8	8,1	3,7	-	-
Незамещенные ПАУ																
дифенил флуорен пирен 3,4-бензпирен 1,12-бензперилен ПАУ, ppm	77,0	26,2	12,6	54,5	34,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	0,8	2,4	1,6	1,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	0,1	5,3	2,4	2,0	0,3	2,9	-	-	2,2	0,9	0,1	-	-	-	2,8	0,5
	0,02	1,0	-	-	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	2,4	-
	0,2	5,9	1,5	-	-	4,1	-	-	1,7	1,9	0,45	-	-	-	10,7	-
	4,6	4,24	0,65	2,84	0,84	482,5	1165,5	767,9	0,12	0,22	16,3	162,3	125,9	571,9	0,16	7,3

Примечания. 1 – ксенолит, трубка (тр.) Мир; 2 – гранат т р. № 1, скв. 706; 3 – оливин, тр. Удачная – Восточная; 4-5 – кимберлиты трубок Мир и Удачная соответственно; 6 – вязкий битум из каверны в кимберлите тр. № 1, скв. 406; 7-8 – нефти из трубок № 2 и № 3 соответственно; 9-11 – гидротермальная жила в тр. Удачная; 12 – вязкий битум из каверны в известняке, скв. 90; 13-14 – нефти из осадочных пород венда и кембрия соответственно; 15 – породы фундамента; 16 – битумонасыщенный известняк, скв. 25. Далдыно-Алакитское кимберлитовое поле – тр. Удачная и трубки № 1 -3, скважины 25, 88, 90, 406, 703 и 706. Прочерк – не обнаружено, не опр. – не определялось. Анализы №№ 2-5 - по [17], №№ 1, 6-16 - по [65].

(C₁₀H₈) - 475,2°C, бензола (C₆H₆) - 289,6°C [57], – начинается примерно при 600 °C, то есть на эпи- и постмагматическом этапах [26].

МАКРО - И МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВЫ БИТУМОВ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Элементный состав битумов в щелочных массивах и сопровождающих их карбонатитах зависит от РТ-условий, фугитивности кислорода в расплавах, их состава и последовательности внедрения, состава породообразующих минералов, длительности и условий хранения в породах, степени окисления битумов в зоне гипергенеза, методов извлечения битумов из пород и их анализа. Учесть все эти факторы без проведения экспериментальных исследований и анализа битумов *in situ* – в первичных ФВ породообразующих минералов – пока затруднительно. К тому же из пород, как уже отмечалось, обычно извлекается хлороформом только восстановленная часть флюида. По [62], в ХБ из свежих ийолит-уртитов содержится всего 4,9 мас. % N+S+O, а отношение C/H равно 7,0, что указывает на высокие содержания УВ. Элементный состав битумов, как видно из табл. 1, не обнаруживает четкой зависимости от их возраста, последовательности внедрения фаз и состава пород. Однако этот вывод носит предварительный характер и должен быть проверен на представительном количестве проанализированных проб из свежих пород по единой методике и проведении межлабораторного контроля. Более определенно различие в элементном составе ХБ выявляется при анализе минералов, например в трахитоидном хибините значительно варьирует сумма N+S+O - от 2,5 в нефелине до 25,6 % в темноцветных минералах и 33,1 % в К-На полевошпате (табл. 1) [28]. Важные закономерности установлены при изучении элементного состава битумов из пегматитового тела шт. Материальная [23]. В ряду от графита III (высший антраксолит?) до нефтеподобного вещества по мере снижения температуры кристаллизации и при смене парагенезиса минералов увеличивается содержание водорода (от 0,45 до 11,22 мас. %) и, наоборот, имеет место тенденция к снижению количества углерода, а сумма N+S+O вначале возрастает от 1,25 до 19,16 мас. %, а затем стабилизируется на уровне 8,37-12,3 мас. % (табл. 2). ХБ в кальцитовом карбонатите Ковдорского массива по элементному составу близок к ХБ из оливинита. В них содержание N+S+O достигает более 32 % (табл. 1).

Содержание серы в битумах из кимберлитовых трубок Сибирской платформы (1,84-3,88 мас. %) сопоставимо с ее содержанием в пегматитах Ловозерского массива (обычно в пределах от 1,36 до 4,23 мас. %) [64], но повышено по сравнению с битумами из гидротермально измененного пегматитового тела шт. Материальная (0,60-1,69 мас. %) (табл. 2). Только в озекерите из кимберлитовой трубки Мир содержание серы падает до 0,37 мас. % (табл. 3).

Начато исследование распределения редких элементов (РЭ) в битумах Хибинского и Ловозерского массивов и кимберлитовых трубках Сибирской платформы с помощью современных аналитических методов – микрозонда [64], ICP-MS и INNA [18, 19]. Причем изучены, в основном, битумы, образующиеся на конечных этапах охлаждения щелочных массивов и кимберлитовых трубок – на гидротермальном этапе преобразования пегматитов щелочных массивов [19, 64], а также в жеоде и кварцевой жиле из кимберлитовых трубок [18].

В карбоцерах – битумах с высокими зольностью и содержанием РЗЭ – из хибинского пегматита установлены структуры распада и микрозерна торита (2-4, изредка до 30 мкм) и кальцита (до 30-40 мкм), а в одном из битумов (обр. 8) – другой ториевый силикат (стисиит). В основной массе битума (матрице) карбоцеров отмечены высокие содержания (в мас. %) Са (1,62-7,02), Sr (до 0,55), иногда Ва (до 0,34), La (до 0,42), Се (до 0,25), Рг (до 0,2), Nd (до 0,13), Th (до 0,21) и S (0,10-0,48). В матрице карбоцера (обр. 4) резко возрастает содержание РЗЭ. Из этих данных следует, что часть РЭ в карбоцерах осталась в виде элементоорганических соединений (ЭОС). Битумы пегматитов Ловозерского массива содержат редкие микрозерна карбонатов Na и силикат Na и Fe. В матрице битума Ловозерского массива (обр. 12) находится (мас. %) S (1,8-2,5), As (до 0,1), Те (до 0,2), Sr (0,1-0,9), а в матрице образца 11 – S (3,5-3,6) и As (0,6-0,7) мас. %. Эти данные подтверждают изначально высокие содержания Na и S в битумах из пегматитов Ловозера [64].

Проведено сопоставление содержаний РЭ в битумоиде из флюидных включений и эвдиалите эгирин-нефелин-эвдиалитового пегматита, высшем керите (импсоните) из гидротермальной полевошпат-содалит-натролитовой жилы и мельтейгите Хибинского массива [19]. Как видно из таблицы 5, битумоид, по сравнению с вмещающим эвдиалитом, обогащен только V и Cu и содержит близкие концентрации Ni, что объясняется образованием относительно устойчивых ЭОС; содержания других РЭ, в том числе РЗЭ, значительно ниже. Импсонит из гидротермальной жилы, по сравнению с мельтейгитом, обогащен более широким спектром РЭ – U, Th, Pb, Mo, Nb, Ва, и Sr. Достаточно близки, хотя и ниже, содержания V, Y, тяжелых РЗЭ, что, скорее всего, объясняется присутствием в импсоните иных по составу ЭОС, чем в битумоиде из эвдиалита. В целом отмечается более высокий уровень многих РЭ в импсоните по сравнению с битумоидом (табл. 5).

В асфальтите из кальцитовой жеоды тр. Удачная, по сравнению с кимберлитом, также понижены содержания большинства проанализированных элементов, кроме V, Zn и Mo. Содержание РЗЭ, соответственно, составляет 11,5 и 295 г/т, но из конформности хондритнормализованных кривых распределения РЗЭ следует вывод о генетической связи асфальтита и кимберлита [18].

Таким образом, высокий уровень содержания ряда РЭ (Ba, Sr, Nd, Th, легких РЗЭ) в твердых битумах из гидротермально измененных пегматитов [64] и в щелочных породах Хибинского массива свидетельствует о генетической связи этих образований.

Таблица 5.

Содержание некоторых редких элементов в битумах и магматических породах, ppm [18, 19].

Элемент	Хибинский массив						гр. Удачная	
	керит*	мель-тейгит	биту-моид	эвдиан-лит	нефелин	хиби-нит	асфальтит	кимберлит
Rb	5,1	34	0,118	55	142	162	0,085	62
Cs	0,195	0,19	0,007	1,29	1,42	1,89	0,002	0,75
Ba	835	335	5,7	620	503	1469	1,1	974
Sr	1492	1352	2,9	10981	348	2711	12,3	717
Y	21	24	0,65	6513	16	51	0,55	9,7
La	13,3	69,4	0,82	2058	155	163	2,53	77,7
Ce	16,7	150	1,5	4743	321	352	4,79	137,4
Pr	2,23	16,6	0,155	607	34,3	33	0,63	14,6
Nd	10,3	62,2	0,53	2684	101	108	2,36	48,2
Sm	3,23	10,4	0,121	897	10,5	16	0,46	6,45
Eu	1,16	3,04	0,037	268	2,2	4,5	0,13	1,59
Gd	3,58	7,63	0,117	918	4,8	12,8	0,35	4,15
Tb	0,56	1,05	0,023	177	0,61	1,85	0,034	0,51
Dy	3,48	5,26	0,148	1131	2,69	9,8	0,126	2,28
Ho	0,72	0,93	0,033	241	0,46	1,84	0,019	0,36
Er	2,03	2,37	0,091	702	1,07	4,4	0,041	0,79
Tm	0,29	0,32	0,015	113,5	0,15	0,63	0,003	0,099
Yb	1,89	2,2	0,079	634	0,88	3,45	0,018	0,54
Lu	0,28	0,34	0,011	94,2	0,12	0,46	0,003	0,075
Zr	46	565	14,0	87579	812	638	0,84	99,5
Ta	2,5	8,0	0,064	370	30,7	9,5	0,005	13,5
Nb	168	110	0,81	3851	524	225	0,016	211
U	57	1,1	0,135	29,8	6,5	8,9	0,053	4,74
Th	29	3,2	0,059	42,1	42,7	30,7	0,074	11,7
V	186	276	38,3	17,1	19,4	44	615	95
Cr	1,95	51	3,0	19,3	15,4	34,3	3,0	1333
Ni	1,5	29	20,6	26,6	16,3	7,1	120	1761
Co	0,52	16	0,5	0,8	4,5	2,8	0,27	76
Mo	2,7	1,9	0,26	5,0	7,8	2,3	4,7	2,3
Pb	91	н/о	2,45	12,3	14,4	н/о	0,31	5,2
Zn	24	105	49	151	164	138	321	58
Cu	7,0	18	33,3	13,7	36	12	8,5	43,5

Примечания. Методы анализа – ICP-MS и INNA. * керит из полевошпат-содалит-натролитовой жилы.

ГИПОТЕЗЫ ОБРАЗОВАНИЯ БИТУМОВ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Экзогенные гипотезы предложены на начальном этапе изучения битумов: постулируется либо возгонка органического вещества из осадочных пород [42 и др.], либо поступление его в виде реликтов отмерших организмов вместе с подземными водами [20]. В [42] утверждается, что "...Хибинский плутон имеет висячем боку архейские гнейсы, а лежащем - осадочные породы свиты имандра-варзуга, представленной черными сланцами и доломитами". Действительно, по геофизическим данным, западный и южный контакты имеют крутое падение к центру Хибинской интрузии под углом 65-70° до глубины 4 км, в интервале 4-6 км контакт выполаживается до 30°, а ниже 7 км его падение увеличивается до 50-60° [4]. Но углисто-глинистые и сульфидно-графитовые сланцы встречаются только в верхней части разреза вулканогенно-осадочной свиты имандра-варзуга, представленной здесь метаграувакками и метапелитами, содержащими значительную примесь углеродистого и сульфидного вещества. По приблизительным подсчетам ксенолиты и останцы вмещающих пород занимают 14 км² (более 1 % всей площади Хибинского массива), среди которых отмечены глинистые, углисто-глинистые и углистые сланцы [66]. Углеродистое вещество, очевидно, возгонялось при внедрении щелочных расплавов из ксенолитов и вмещающих пород массива, но мощность роговиков (обычно 0,15-0,2 км), как и фенитов (0,15-0,2 м, редко до 70-100 м), невелика по сравнению с поперечником массива (примерно 30 – 40 км). Вклад биогенного вещества в общее содержание $C_{орг}$ массива (0,04 мас. %) [62] ограничивается также и тем, что во вмещающих породах в среднем содержится всего 0,01 мас. $C_{орг}$ [55]. В составе ХБ из осадочных пород и гранитогнейсов содержится почти в два раза больше кислородных соединений, чем в щелочных породах Хибинского массива (табл. 2). В ИК-спектрах ХБ вмещающих пород отсутствуют УВ, а в масляной фракции ХБ щелочных пород они представлены, в основном, насыщенными УВ. В битумоидах щелочных пород не установлены порфирины, и они обычно не обладают оптической активностью [55, 52] в отличие от нефти, которая, по мнению большинства геологов-нефтяников, имеет органическое происхождение. Нагревание графитизированных сланцев ($C_{орг}$ до 8 мас. %) в вакууме и в атмосфере аргона в интервале температур 20-1200°С привело к образованию больших количеств CO_2 , а также CO и H_2 (при $T > 800^\circ C$), но не метана [55]. При разложении органического вещества осадочных пород в процессе регионального метаморфизма фации зеленых сланцев образовывался кероген и УВ-газы - метан с его ближайшими гомологами, которые вторично разлагались и вовлекались в щелочные расплавы в процессе формирования массивов. Однако среднее содержание метана (16,05 см³/кг [28]) в щелочных породах Хибинского массива во много раз больше, чем в гранитогнейсах архея (до 1,83 см³/кг) и осадочных породах протерозоя (в среднем 0,35

см³/кг) [55]. Отсюда следует, что биогенные УВ-газы из ассимилированных или ороговикovaných и фенитизированных вмещающих пород не повлияли существенно на баланс УВ-газов в данном массиве.

Уменьшение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в нефелиновых сиенитах Хибинского массива (0,70337 в трахитоидных хибинитах) к его центральной части (0,70328-0,70313 в фойяитах) [67] можно связать с ассимиляцией метаморфизованных осадочных пород. Величина $\delta^{18}\text{O}$ изменяется от + 7,3 ‰ в эндоконтактовых хибинитах до + 6,2 ‰ в фойяитах в центре массива. Однако увеличение $\delta^{18}\text{O}$ на 1 ‰ привело бы к ассимиляции 17 % гнейсов и мигматитов ($\delta^{18}\text{O} = + 12$ ‰), что исключено, согласно петрохимическим оценкам [10]. Приведенные данные свидетельствуют о возможности незначительной контаминации щелочными расплавами (первые проценты) вмещающих гнейсов и вулканогенно-осадочных пород.

Отношение изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$) в ХБ щелочных пород рассматриваемых массивов изменяется от -27,5 до -30,9 ‰ (табл. 1). В пегматите Заангарского массива оно равно -28,6 ‰, кальцитовом карбонатите Ковдорского массива составляет -31,5 ‰, биотитовом гнейсе Ловозерского района - -29,3 ‰ и известняке в 300 м от контакта Заангарского массива - -30,2 ‰ [14]. Однако такие же низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ установлены в битумоиде из граната кимберлитовой трубки Мир (-29,06 ‰) [15] и мантийных ксенолитах ультрабазитов в щелочных базальтоидах (-26,1 ÷ -28,9 ‰) [72]. Это свидетельствует, скорее всего, о конвергенции данного параметра и неприменимости его в качестве генетического критерия в рассматриваемой области изотопных отношений углерода.

О различной степени контаминации щелочно-ультраосновных массивов, в том числе Ковдорского, и нефелин-сиенитовых массивов Балтийского щита свидетельствуют данные по изотопии гелия. Так, отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в породах Ковдорского массива изменяется от 19,7 до 1084×10^{-8} (в среднем 312,8; 16 определений), в породах Хибинского массива – от 0,7 до $43,5 \times 10^{-8}$ (в среднем 11,6; 53 определения), что, соответственно, ближе к среднему значению современной обедненной верхней мантии ($1200 \pm 200 \times 10^{-8}$) и породам континентальной коры ($1,8 \times 10^{-8}$) [47, 48].

Гипотеза поступления органического вещества в Хибинский массив вместе с метеорными водами зиждется на пяти анализах элементного и группового составов ХБ щелочных пород (табл. 2). Как видно из этих данных [20], битумоиды по элементному и групповому составам близки к окисленному нефтеподобному веществу из пегматитового тела шт. Материальная. Суммы N+S+O, соответственно, равны 25,44 и 25,2-33,09 мас. %. В то же время в битумоидах щелочных пород, по [20], сильно занижены содержания смол и асфальтенов, по сравнению с другими данными (табл. 2). Авторы предполагают, что ХБ изученных ими пород, в основном, состоит из восков и жирового материала, что не согласуется с данными [55] о принадлежности ХБ щелочных пород к битумам нефтяного ряда.

Гипотеза синтеза битумов из неорганических газов и легких УВ. К признакам эндогенной природы битумов Хибинского массива относятся: присутствие битумов во флюидных включениях в минералах щелочных пород [27, 28], закономерная смена состава битумов и парагенезисов минералов в пегматитовом теле штольни Материальная [23, 62], а также нахождение в матрице твердых битумов из пегматитов высоких концентраций Ba, Sr, Th и редких земель [64].

Представления об эндогенной природе битумов в этом массиве заложены И.А. Петерсилье [55]. Он считал, что пока мы не знаем характера химических реакций в глубинных зонах Земли, поэтому можно предложить только схему процесса образования УВ-газов и битумов, которая носит сугубо условный характер. Образование водорода вероятно в щелочном расплаве по реакциям $2\text{FeO} + \text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2$ и $3\text{FeO} + \text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{H}_2$, а метана по реакциям $\text{C} + 2\text{H}_2 = \text{CH}_4$ (500-1200°C), $4\text{CO} + 8\text{H}_2\text{O} = 2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + 3\text{CH}_4$ (1200-1500°C) и $4\text{CO} + 2\text{H}_2\text{O} = 3\text{CO}_2 + \text{CH}_4$ (250-275°C). Образование битумов происходило в присутствии минералов-катализаторов. Возможно, ТУВ образуются по схеме Н.Д. Зелинского: “метан является источником образования метеновых (CH_2) радикалов, которые, присоединяя метильные (CH_3) радикалы дают парафиновые УВ” (цит. по [55]). Метана для синтеза битумов в Хибинском массиве достаточно – несколько миллиардов кубических метров [55], как в промышленных газовых месторождениях. В.Н. Флоровская с соавторами [62] предполагали, что неорганические газы (CO , CO_2 , H_2 , H_2O), генетически связанные со щелочной магмой, являются исходными веществами для синтеза битумов, происходившего на эпи- и постмагматической стадиях. Гипотеза о синтезе битумов в щелочных массивах из неорганических газов или метана поддержана в работе [19]. Предполагается, что синтез ТУВ происходит по реакции Фишера-Тропша (20-700°C, 0,001-2 кбар), протекающей в присутствии катализаторов. Исходными веществами для этой реакции ($n\text{CO} + (2n+1)\text{H}_2 = \text{C}_n\text{H}_{2n+2} + n\text{H}_2\text{O}$) являются CO , CO_2 и H_2 . Изотопный состав CH_4 ($\delta^{13}\text{C} = -3,2 \div -12,8 \text{‰}$) и CO_2 ($\delta^{13}\text{C} = -8,5 \text{ и } +10,6 \text{‰}$) из пород и минералов Хибинского массива свидетельствует о мантийном генезисе этих газов [13]. Водород, очевидно, накапливается во флюиде за счет обезвоживания при кристаллизации щелочных амфиболов и биотита, а также при гидратации минералов [38]. Образование битумов во флюидных включениях эвдиалита из пегматита Хибинского массива объясняется многостадийными процессами каталитической поликонденсации, по [58], в подтверждение чего приводится состав восстановленных газов из этого минерала, а также нефелина, извлеченных путем их нагрева при 200, 300 и 400°C. Среди полученных газов 80 об. % приходится на водород, а остальное, в основном, - на метан с его гомологами (до C_7H_{16} включительно) и олефины [19]. Однако при нагревании эвдиалита УВ-газы могут образовываться из содержащихся во флюидных включениях жидких битумов [27]. Причем количество гомологов метана,

очевидно, возрастает за счет ступенчатого (300, 500°C), а не одноактного нагрева, как это произошло с гранатом из эклогита кимберлитовой трубки Мир [51].

В статье [64] приводится пример ассоциации твердого битума с коробицынитом и эльпидитом и отсутствия битумов в том же образце пегматитового тела Шомиокитовое (Ловозерский массив), где нет микропористых Ti, Nb, Zr- силикатов. Подобные примеры подтверждают каталитическую роль цеолитоподобных водных Ti, Nb, Zr- силикатов. Кроме того, битумы ассоциируют с минералами редких земель, Y и Th, с карбонатами, сульфидами и гетеросиликатами. Авторы обращают внимание на явление риформинга – превращение низкомолекулярных алифатических УВ в ароматические УВ. Титаноорганические комплексы и цеолитоподобные титаносиликаты обладают каталитической активностью в ходе риформинга, полимеризации ненасыщенных УВ и селективного окисления УВ. В битумах из хибинских пегматитов больше полиароматических компонентов и связанного кислорода, чем в битумах ловозерских пегматитов, благодаря чему первые являются селективными комплексообразователями Th и в меньшей степени - Ca, Sr, Ba, Y, PЗЭ.

Представление о синтезе ПАУ в кимберлитовых трубках Сибирской платформы на минералах-катализаторах (алюмосиликатов, окислах) за счет реакций между CO и H₂, CO₂ и CH₄, полимеризации CH₄ с выделением H₂ высказано также в [17, 40 и др.].

Мантйная гипотеза. Обоснование устойчивости и анализ параметров, контролирующих состав легких УВ в РТ-параметрах существования щелочных расплавов, проведены в [31, 32, 36 и др.]. В работе [36] установлено, что с падением температуры от 525 до 300°C летучесть CH₄ возрастает, по сравнению с летучестью O₂, CO и CO₂. В системе C-H при постоянной температуре 1227°C и увеличении давления от 1 до 5000 атм убывает количество H₂ (от 93,43 до 2,57 об. %), но растет содержание CH₄ (от 6,53 до 24,59 об. %) и, особенно, ближайших гомологов метана (C₂H₆ ÷ C₄H₁₀) – от 0,04 до 73,14 об. % [32]. Увеличение молекулярного веса алканов в области устойчивости алмаза показано в [44]. Другими словами, чем больше давление, тем выше степень полимеризации алканов в щелочных расплавах. Крекинг гептана (C₇H₁₆) и гексадекана (C₁₆H₃₄) подавляется при 500°C в присутствии металлического натрия [54]. С высоким содержанием Na в нефелине и эвдиалите, очевидно, связаны высокие концентрации метана [31]. Возможность высокой растворимости углерода в силикатных расплавах (до 2 мас. %) на примере ферробазальта с добавками Fe, C и H₂ при давлении 40 кбар, температуре 1550-1600°C и низкой фугитивности кислорода ($\Delta \log f_{O_2}(IW) = -4 \div -6$) показана в [29]. При этом в расплаве образуются связи C-H и уменьшается растворимость воды до 0,8-1,0 мас. %. Экспериментальные данные подтверждают возможность присутствия ТУВ в верхней мантии. Так, при ударном воздействии на бензол до 492 кбар

образуются ПАУ, среди которых присутствуют дифенил, фенантрен, флуорен и другие [70]. Ударная нагрузка в 600 кбар превращает асфальтит в высший керит - низкий антраксолит, а увеличение нагрузки до 800 кбар приводит к образованию из асфальтита высшего антраксолита [39].

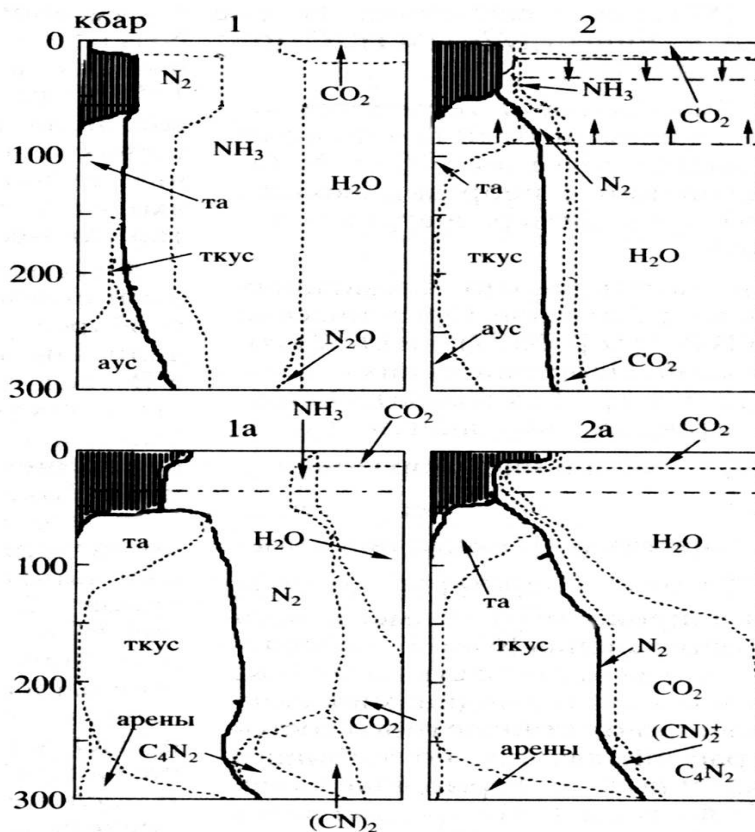


Рис. 4. Термодинамические модели [25] состава газовой фазы (мас. %) в гранатовом перидотите трубки Обнаженная (1 и 1а) [41] и алмазе из трубки Кимберли а Южной Африке (2 и 2а) [69].

В моделях 1а и 2а – избыток углерода. Поля с вертикальной штриховкой соответствуют метану. Пунктирная линия со штрихом фиксирует фазовый переход алмаз-графит, а пунктирные линии со стрелками выделяют двухфазную область (газ + твердый углерод) среди однофазных (газ). Сокращения: та – тяжелые алканы, ткус – тяжелые кислородсодержащие- и аус - легкие N-содержащие углеводородные соединения.

Естественно, возникает вопрос о составе УВ в щелочных расплавах при высоких РТ-параметрах. Впервые состав УВ системы С-Н при 127-2337°С и 228 кбар рассчитан методом констант равновесия в [63]. В модель с избытком углерода включались алканы (1 – C_{20}), алкены (1 – C_{20}), алкины (1 – C_{20}), нафтенy и арены. Всего вместе с изомерами и H_2 – 220 газов. Оказалось, что в РТ-условиях земной коры доминирует метан, а ниже, в верхней мантии, он сменяется газообразными ТУВ. Перепроверка этой модели путем минимизации энергии Гиббса с помощью программного комплекса СЕЛЕКТОР подтвердила устойчивость тяжелых алканов в верхней мантии и продемонстрировала распад ТУВ в зоне фазового перехода алмаз-графит на метан с его ближайшими гомологами и твердый углерод

[33]. Для магматических расплавов важно рассмотреть состав газов в РТ-условиях мантии и земной коры в системе С-Н-N-О. Такие равновесные термодинамические модели рассчитаны [25] с соотношением элементов, взятых по составу газовой фазы из гранатового перидотита кимберлитовой трубки Обнаженная в Якутии [41] и алмаза из трубки Кимберли в Южной Африке [69]. Как видно на рис. 4 (модели 1 и 2), мантийный флюид состоит, с одной стороны, из тяжелых алканов и кислородсодержащих производных, а с другой стороны – из неорганических газов (H_2O , CO_2 , N_2 , NH_3 и др.). Введение в систему С-Н-N-О избытка углерода (модели 1а и 2а) приводит к расширению поля тяжелых УВ и их производных и смене в области перехода от верхней к нижней мантии тяжелых алканов на ПАУ. ТУВ и их производные в зоне фазового перехода алмаз-графит превращаются в CH_4 , H_2O , CO_2 и твердый углерод, образование которых зависит от соотношения элементов в системе С-Н-N-О. В рассмотренных моделях подъем флюида производился по геобаротерме, в каждой точке которой достигалось равновесие. В случае метастабильного подъема изменяется объемная энергетическая емкость ТУВ ($\Delta U = U_m - U_0$, где U_m и U_0 , соответственно, внутренняя энергия в метастабильном и равновесном состояниях). Например, у эйкозана она равна при 20,7 кбар и 700°C 1017 ккал/л, а в стандартных условиях (1 бар, 25°C) – 158 ккал/л. На глубине порядка 7 км ΔU жидких УВ находится в пределах 300-500 ккал/л при температуре 100-275°C [34]. Подъем магматических расплавов из мантии до камеры в земной коре происходит с многократным падением давления, в то время как температура изменяется незначительно. Можно предположить, что при этом газообразные ТУВ частично сохраняются от распада на метан и твердый углерод в благоприятных условиях: относительно быстром подъеме (особенно при формировании кимберлитовых трубок), высоком уровне щелочности и значительных содержаниях других летучих компонентов. Присутствие жидких УВ во флюидных включениях в гранатах трубки Мир и высокотемпературных дифенила и флуорена в кимберлитовых трубках Якутии можно объяснить их поступлением из верхней мантии с последующей конденсацией. Таким образом, по аналогии с кимберлитовыми трубками [26], предполагается, что газообразные ТУВ присутствовали в щелочных расплавах в верхней мантии. О возможности сохранения в расплавах алканов с цепью из 6 атомов углерода свидетельствуют данные по составу УВ-газа из базальтовых потоков Большого трещинного Толбачинского извержения на Камчатке (1975-1976 гг.), в котором содержание *n*-гексана (C_6H_{10}) и изогексана (C_6H_{10}) в сумме варьирует от 2,08 до 48,25 об. % [46].

Модель генезиса щелочных массивов с участием ТУВ. В свете изложенных данных рассмотрим комбинированную модель генезиса девонских щелочных массивов Балтийского щита. Согласно современным представлениям [4, 67 и др.], образование щелочных массивов связано с

подъемом мантийного плюма и плавлением метасоматизированной верхней мантии. Доли вклада благородных газов в родительские расплавы щелочно-ультраосновных с карбонатитами комплексов нижней и верхней мантии, а также насыщенных атмогенными газами метеорных вод, соответственно, составляют, по И.Н. Толстихину с соавторами, 2 %, 97,95 % и 0,05 мас. % (цит. по [48]). Иницирующий плавление пород флюид, содержащий при 300 кбар и 2270°C неорганические газы и газообразные ТУВ [25], мог поступать из нижней мантии. В палеопротерозое (по Sm-Nd-изохроне, построенной по минералам ксенолита шпинелевого гарцбургита - 2054±74 млн лет) и силуре (по Rb-Sr-изохроне минералов того же гарцбургита - 427±5,7 млн лет) верхняя мантия в регионе была подвергнута метасоматозу [3] с привнесом РЭ [67]. Можно предположить, что некоторые РЭ образовывали в мантии с ТУВ элементоорганические соединения. Благодаря своей большой энергетической емкости, газообразные ТУВ вместе с неорганическими газами, возможно, участвовали в селективном плавлении мантийных пород. Данные по изотопии Nd и Sr указывают на существование отдельных мантийных источников, с одной стороны, щелочных ультрамафитов и карбонатитов, а с другой - щелочных сиенитов Хибинского и Ловозерского массивов. Первые, вероятно, образовались при высокой степени плавления деплетированных и метасоматизированных пород типа гранатового и шпинелевого перидотитов [4], а вторые - в результате динамической кристаллизации нефелин-бенморейтовых магм [67]. Образование ультраосновных флюидов, судя по данным, полученным для ксенолитов шпинелевых перидотитов, происходило при T 990-1050°C и P 16±3 кбар [4]. В ходе метастабильного подъема щелочных расплавов в магматические камеры, очевидно, происходил частичный распад ТУВ, приводящий к уменьшению длины УВ-цепочек и числа бензольных колец в образующихся соединениях. Степень сохранности ТУВ в расплавах, скорее всего, зависит от их щелочности, температуры, вязкости, скорости подъема и режима охлаждения. Кристаллизация расплава, как отмечалось, сопровождается захватом минералами микрозерен аморфного углеродистого вещества. Возможно, оно сложено антраксолитом, керитом и микрозернистым агрегатом графита. Ответ на этот вопрос важен, так как присутствие углеродистого вещества, сохранившегося в породообразующих минералах, допускает возможность присутствия в расплаве высокомолекулярных УВ. Из остаточных расплавов-флюидов образуются пегматитовые шлиры и жилы. Дальнейшее охлаждение пород массивов приводит к конденсации паров воды ($T_{кр} = 374,15^\circ\text{C}$) и формированию гидротермальных растворов. Эмпирические данные свидетельствуют, что в остаточных флюидах и гидротермах накапливаются ТУВ, которые при достижении критических температур ($T_{кр}$) тоже конденсируются, превращаясь в жидкие УВ, и отвердевают ниже температуры плавления [26]. Жидкие УВ, образуя капельки нефти в гидротермальном растворе, могут разлагаться на битумы и

УВ-газы. Так, экспериментально показано, что при взаимодействии гидротермальных растворов разного состава, содержащих Na_2CO_3 , NaOH , NaHCO_3 , NaCl , NH_4Cl , NH_4F или LiF , с нефтью (при 260-490°C и 0,08-1,5 кбар) в кристаллах кварца, кальцита и флюорита образуются водно-углеводородные включения. Причем нефть претерпевает частичное фракционирование с образованием УВ-газов, легких нефтей полужидких и твердых битумоидов [6]. Процессы кристаллизации расплавов, пегматитов и гидротермальных жил сопровождаются, очевидно, сорбцией, а также поликонденсацией ТУВ на минералах-катализаторах с образованием битумов, содержащих ЭОС. Таким образом, длительный период становления щелочных вулканоплутонов, начиная с подъема расплава из верхней мантии и до формирования гидротермальных жил, сопровождается падением температуры примерно от 1000°C и давления от десятков килобар. При этом высокотемпературные ассоциации ТУВ сменяются на низкотемпературные и происходят их агрегатные превращения – от газообразных к жидким и твердым соединениям. Очевидно, этот цикл изменения состава ТУВ повторяется при внедрении и кристаллизации каждой очередной порции (фазы) расплава. Внедрение расплавов сопровождается частичной ассимиляцией и метаморфизмом вмещающих осадочных пород, что приводит к возгонке биогенного углерода. Так, изотопный состав углерода графита ($\delta^{13}\text{C}$) из сапфиноносных пегматитов, эгирин-полевошпатовых и альбитовых жил в Хибинском массиве изменяется от -7 до -25‰, что, по мнению З.В. Шлюковой [66], связано со смешиванием углерода из различных источников. Таким образом, генезис ТУВ в щелочных массивах, очевидно, не сводится к какому-то одному процессу. К тому же, они, скорее всего, образуются из разных источников, вклад которых в образование битумов предстоит оценить.

В данной статье не рассматривался подробно вопрос о соотношении УВ-газов и битумов. Заметим только, что при изучении состава газа в щелочных породах и минералах следует одновременно определять H_2O , CO_2 , CO , N_2 , H_2S , УВ-газы, чтобы иметь представление о соотношении элементов в системе С-Н-О-S, необходимом для проведения термодинамического моделирования состава флюида при высоких РТ-параметрах. С целью проверки мантийной гипотезы генезиса ТУВ важно определить состав газов и провести поиск конденсированных нафтидов в мантийных ксенолитах и мегакристах минералов из трубок взрыва в Хибинском массиве [2]. При этом следует установить состав УВ, включая ПАУ, в том числе дифенил и флуорен. Большой интерес представляет изучение изотопного состава Nd и Sr в битумах для установления их происхождения. По изотопным отношениям Nd и Sr в дифференцированном ряду битумов из пегматита шт. Материальная можно попытаться построить изохрону.

Дальнейший прогресс в исследовании генезиса УВ и битумов из щелочных массивов связан не только с геохимическими, но и

экспериментальными работами и построением нового поколения термодинамических моделей, в том числе в РТ-условиях верхней мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е.Д., Кононова В.А., Свешникова Е.В., Яшина Р.М. Магматические горные породы. М: Наука, 1984, т. 2, 415 с.
2. Арзамасцев А.А., Дальгрэн С. Глубинные минеральные ассоциации в породах даек и трубок взрыва палеозойской щелочной провинции Балтийского щита // Геохимия, 1993, № 8, с. 1132-1142.
3. Арзамасцев А.А., Беляцкий Б.В. Эволюция мантийного источника Хибинского массива по данным Rb-Sr и Sm-Nd-изучения глубинных ксенолитов // Докл. РАН, 1999, т. 366, № 3, с. 387-391.
4. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Глубинное строение и состав нижних горизонтов Хибинского и Ловозерского комплексов, Кольский полуостров: петролого-геофизическая модель // Петрология, 1998, т. 6, № 5, с. 478-496.
5. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Травин А.В. и др. Длительность формирования палеозойской магматической системы в центральной части Кольского полуострова: U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar-данные // Докл. РАН, 2007, т. 413, № 5, с. 666-670.
6. Балицкий В.С., Прокофьев В.Ю., Балицкая Л.В. и др. Экспериментальное изучение взаимодействия минералообразующих гидротермальных растворов и нефти и их совместной миграции // Петрология, 2007, т. 15, № 3, с. 227-240.
7. Беляев К.Д., Увадьев Л.И., Шульга Т.Ф. Закономерности размещения массивов центрального типа Кольского полуострова // ДАН СССР, 1976, т. 226, № 1, с. 163-165.
8. Бескровный Н.С. Нефтяные битумы и углеводородные газы как спутники гидротермальной деятельности. Л: Недра, 1967, 209 с.
9. Бородин Л.С., Гладких В.С. К петрологии щелочных базальтов Кузнецкого Алатау // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1967, № 12, с. 5-20.
10. Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Медведовская Н.И. и др. Изотопные особенности минералов и пород Хибино-Ловозерского комплекса и некоторые аспекты проблемы их генезиса // ЗВМО, 1987, вып. 5. с. 532-540.
11. Боткунов А.И., Гаранин В.К., Крот А.Н. и др. Первичные углеводородные включения в гранатах из кимберлитовых трубок "Мир" и "Спутник" // ДАН СССР, 1985, т. 280, № 2, с. 468-473.
12. Вдовыкин Г.П., Бодунов Е.И., Изосимова А.Н. и др. Битумы в кимберлитах трубки "Мир" // ДАН СССР, 1979, т. 245, № 4, с. 941-946.
13. Галимов Э.М., Петерсилье И.А. Об изотопном составе углерода углеводородных газов и CO₂, содержащихся в щелочных изверженных породах Хибинского, Ловозерского и Иллимауссакского массивов // ДАН СССР, 1967, т. 176, № 4, с. 914-917.
14. Галимов Э.М., Петерсилье И.А. Изотопный состав углерода битумов изверженных и метаморфических пород // Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 1, с. 186-189.
15. Галимов Э.М., Боткунов А.И., Банникова Л.А. и др. Изотопный состав углерода газа и битумоида газовой-жидких включений в гранате из кимберлита трубки "Мир" // ДАН СССР, 1988, т. 301, № 2, с. 436-437.
16. Гаранин В.К., Касимова Ф.И., Мельников Ф.П. Углеводородные включения в цирконе из кимберлитовой трубки "Мир" // Докл. РАН, 1993, т. 331, № 6, с. 717-718.
17. Геохимия полициклических ароматических углеводородов в горных породах и почвах / Под ред. А.Н. Геннадиева и Ю.И. Пиковского. М.: Изд-во МГУ, 1996, 192 с.
18. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Журавлев Д.З. Распределение микроэлементов в системах кимберлит-битум и базальт-битум в диатремах Сибирской платформы // Докл. РАН, 2004, т. 399, № 3, с. 373-377.

19. **Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Кулакова И.И.** Геохимические особенности восстановленных флюидов щелочных пород Хибинского массива // Докл. РАН, 2006, т. 407, № 1, с. 82-87.
20. **Гусева А.Н., Красильникова М.П.** О составе органического вещества в породах Хибинского щелочного массива // Вестник МГУ, 1960, № 2, с. 68-69.
21. **Довгаль В.Н., Широких В.А.** История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1980, 216 с.
22. **Дудкин О.Б., Минаков Ф.В., Кравченко М.П.** Карбонатиты Хибин. Апатиты. Кольский филиал АН СССР, 1984, 97 с.
23. **Зезин Р.Б., Соколова М.Н.** Макропроявления углеродистых веществ в гидротермальных образованиях Хибинского массива // ДАН СССР, 1967, т. 177, № 4, с. 921-924.
24. **Зубков В.С.** К сопоставлению щелочно-оливин-базальтовых формаций Минусинской системы впадин и Байкальского рифта // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986, с. 112-133.
25. **Зубков В.С.** К вопросу о составе и формах нахождения флюида системы C-H-N-O-S в *PT*-условиях верхней мантии // Геохимия, 2001, № 2, с. 131-145.
26. **Зубков В.С.** Постмагматическая гипотеза генезиса нафтидов в кимберлитовых трубках Сибирской платформы // Отечественная геология, 2006, № 6, с. 45-51.
27. **Икорский С.В.** Углеводородные газы и битумы в породообразующих минералах Хибинского массива // ДАН СССР, 1964, т. 157, № 4, с. 876-878.
28. **Икорский С.В.** Органическое вещество в минералах изверженных горных пород (на примере Хибинского щелочного массива). Л.: Наука, 1967, 120 с.
29. **Кадик А.А., Литвин Ю.А., Колташев В.В. и др.** Растворимость водорода и углерода в восстановленных магмах ранней Земли // Геохимия, 2006, № 1, с. 38-53.
30. **Каминский Ф.В., Кулакова И.И., Оглоблина А.И.** О полициклических ароматических углеводородах в карбонадо и алмазе // ДАН СССР, 1985, т. 283, № 4, с. 985-988.
31. **Каржавин В.К.** Углеводородные газы Хибинского массива и их связь с щелочным компонентом минералов и пород // Щелочные породы Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974, с. 80-85.
32. **Каржавин В.К., Вендилло В.П.** Термодинамическое равновесие и условия существования углеводородных газов в магматическом процессе // Геохимия, 1970, № 10, с. 1165-1173.
33. **Карпов И.К., Зубков В.С., Степанов А.Н., Бычинский В.А.** Римейк термодинамической модели системы C-H Э.Б. Чекалюка // Докл. РАН, 1998, т. 358, № 2, с. 222-225.
34. **Карпов И.К., Зубков В.С., Степанов А.Н. и др.** Термодинамический критерий метастабильного состояния углеводородов в земной коре и верхней мантии // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 11, с. 1518 – 1528.
35. **Ковальский В.В., Изосимова А.Н., Сафронов А.Ф. и др.** О битумопроявлениях в кимберлитовой трубке “Удачная” // Литология и геохимия нефтегазоносных толщ Сибирской платформы, М.: Наука, 1981, с. 213-217.
36. **Когарко Л.Н.** Термодинамические активности компонентов агпайтовых нефелиновых сиенитов и их использование для решения геохимических задач // Геохимия, 1970, № 4, с. 487-500.
37. **Когарко Л.Н.** Щелочной и кимберлитовый магматизм в истории Земли и проблемы их рудоносности // Материалы Международного (стран СНГ) совещания “Щелочной магматизм Земли и его рудоносность”, г. Донецк, 10-16 сент. 2007 г. Киев: ЛОГОС, 2007, с. 114-116.

38. **Когарко Л.Н., Костольяни Ч., Рябчиков И.Д.** Геохимия восстановленного флюида щелочных магм // Геохимия, 1986, № 12, с. 1688-1695.
39. **Корочанцев А.В.** Ударное преобразование битумов: приложение к органическому веществу метеоритов и импактитов. Автореф. дис. ... к. г.-м. н. М., 2004, 27 с.
40. **Кулакова И.И., Оглоблина А.И., Руденко А.П. и др.** Полициклические ароматические углеводороды в минералах-спутниках алмаза и возможный механизм их образования // ДАН СССР, 1982, т. 267, № 6, с. 1458-1461.
41. **Лутц Б.Г., Петерсилье И.А., Каржавин В.К.** Состав газообразных веществ в породах верхней мантии Земли // ДАН СССР, 1976, т. 226, № 2, с. 440-443.
42. **Люткевич Е.М.** Выступление в прениях на Всесоюзном совещании по проблеме происхождения нефти // Проблема происхождения нефти и газа и условия формирования их залежей. М.: Гостехиздат, 1960, 286 с.
43. **Макаров К.К.** Новые данные о нефтегазопроявлениях в районе алмазного месторождения трубки "Удачная" (р. Далдын, Восточная Сибирь) // ДАН СССР, 1960, т. 134, № 3, с. 650-653.
44. **Маракушев А.А., Маракушев С.А.** РТ-фации простых, углеводородных и органических веществ системы С-Н-О // Докл. РАН, 2006, т. 406, № 4, с. 521-527.
45. **Мартихаева Д.Х., Макрыгина В.А., Воронцов А.Е., Развозжаева Э.А.** Углеродистое вещество в метаморфических и гидротермальных породах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал "Гео", 2001, 127 с.
46. **Мархинин Е.К.** Вулканы и жизнь: (проблемы биовулканологии). М.: Мысль, 1980, 196 с.
47. **Митрофанов Ф.П., Икорский С.В., Каминский И.Л.** Изотопы Не в палеозойских щелочных интрузиях Кольского полуострова и Северной Карелии // Докл. РАН, 1995, т. 345, № 2, с. 243-246.
48. **Нивин В.А., Икорский С.В., Каменский И.Л.** Изотопно-газовые индикаторы источников вещества палеозойских щелочных комплексов Кольской провинции и связанных с ними рудных месторождений // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2001, с. 129-142.
49. **Нивин В.А., Коноплева Н.Г., Treloar P., Икорский С.В.** Формы нахождения, взаимосвязь и проблемы происхождения углеродистых соединений в породах Хибинского щелочного массива // Плюмы и проблема источников щелочного магматизма. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003, с. 126-143.
50. **Оглоблина А.И., Руденко А.П., Кулакова И.И. и др.** Особенности состава полициклических ароматических углеводородов в кимберлитах // ДАН СССР, 1983, т. 272, № 4, с. 964-967.
51. **Осоргин Н.Ю., Томиленко А.А.** К вопросу о коэффициенте восстановленности флюида // Термобарогеохимия минералообразующих процессов. Летучие компоненты. Новосибирск: Изд-во СО РАН, ОИГГиМ, 1994, вып. 3, с. 7-16.
52. **Павлова М.А.** Новые данные о составе рассеянных битумов изверженных горных пород Хибинского массива // Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты. Кольский филиал АН СССР, 1971, вып. 2, с. 256-270.
53. **Парначев В.П., Вылцан И.А., Макаренко Н.А. и др.** Девонские рифтогенные формации юга Сибири. Томск, ТГУ, 1996, 239 с.
54. **Паушкин Я.М., Лосев Ю.П., Ананьев П.Г.** Подавление крекинга низкомолекулярных (C₇-C₁₆) и высокомолекулярных углеводородов (полиолефинов) щелочными металлами и их гидроокисями // Изв. АН СССР, сер. хим., 1969, № 6, с. 1276-1283.
55. **Петерсилье И.А.** Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. М.-Л.: Наука, 1964, 171 с.

56. **Припачкин В.А., Павлова М.А., Галахова Т.Н. и др.** Битумы хибинских карбонатитов // ДАН СССР, 1985, т. 281, № 6, с. 1424-1426.
57. **Рид Р., Праусниц Дж., Шервуд Т.** Свойства газов и жидкостей. Л.: Химия, 1982, 592с.
58. **Руденко А.П., Кулакова И.И., Курганова С.Я.** Научные основы каталитической конверсии углеводородов // Киев: Наукова думка, 1977, с. 164-207.
59. **Сазонов А.М., Врублевский В.В., Гертнер И.Ф. и др.** Заангарский щелочной интрузив, Енисейский кряж: Rb-Sr, Sm-Nd-изотопный возраст пород и источники фельдшпатоидных магм в позднем докембрии // Докл. РАН, 2007, т. 413, № 6, с. 798-802.
60. **Сафронов А.Ф., Зинчук Н.Н., Каширцев В.А. и др.** Нафтидопроявления в кимберлитовых трубках и вмещающих породах Якутской алмазоносной провинции // Геология и геофизика, 2005, т. 46, № 2, с. 151-159.
61. **Тихоненков И.П.** Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 247 с.
62. **Флоровская В.Н., Зезин Р.Б., Овчинникова Л.И. и др.** Диагностика органических веществ в горных породах и минералах магматического и гидротермального происхождения. М.: Наука, 1968, 251 с.
63. **Чекалюк Э.Б.** Нефть верхней мантии Земли. Киев: Наукова думка, 1967, 256 с.
64. **Чуканов Н.В., Пеков И.В., Соколов С.В. и др.** К вопросу об образовании и геохимической роли битуминозных веществ в пегматитах Хибинского и Ловозерского щелочных массивов (Кольский полуостров, Россия) // Геохимия, 2006, № 7, с. 774-789.
65. **Шепелева Н.Н., Оглоблина А.И., Пиковский Ю.И.** Полициклические ароматические углеводороды в углеродистом веществе Далдыно-Алакитского района Сибирской платформы // Геохимия, 1990, № 5, с. 731-740.
66. **Шлюкова З. В.** Минералогия контактовых образований Хибинского массива. М.: Наука, 1986, 97 с.
67. **Kramm U., Kogarko L.N.** Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centres, Kola alkaline province, Russia // *Lithos*, 1994, v. 32, p. 225-242.
68. **Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H.** The Kola alkaline province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380-360 Ma age range for all magmatism // *Lithos*, 1993, v. 30, p. 33-44.
69. **Melton C.E., Giardini A.A.** The composition and significance of gas released from natural diamonds from Africa and Brazil // *Am. Mineral.*, 1974, v. 59, № 7-8, p. 775-782.
70. **Mimura K., Kato M., Sugisaki R.** Shock synthesis of polycyclic aromatic hydrocarbons from benzene: Its role in astrophysical processes // *Geophys. Res. Lett.*, 1994, v. 21, № 18, p. 2071-2074.
71. **Petersilie I.A., Sorensen H.** Hydrocarbon gases and bituminous substances in rocks from the Ilimaussaq alkaline intrusion, South Greenland // *Lithos*, 1970, v. 3, p. 59-76.
72. **Sugisaki R., Mimura K.** Mantle hydrocarbons: Abiotic or biotic? // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1994, v. 58, № 11, p. 2527-2542.

Использование ASM диаграммы для генетического анализа серий магматических пород

Анфилов В.Н.

Институт Минералогии УрО РАН, anfilogov@mineralogy.ru

В 1979 г. нами был предложен параметр q , с помощью которого можно оценить степень полимеризации магматических расплавов или долю каркасных минералов в составе породы, а также петрохимическая диаграмма, позволяющая графически отображать значения этого параметра для различных генетических серий магматических пород. В работе [1] приведены примеры расчета параметра q для серий базальт-риолит, для дифференцированных пород Скергаардского интрузива, Джугдурского анортозитового массива и лунных пород. В настоящей работе мы расширили круг магматических серий, чтобы наглядно показать возможности использования ASM диаграммы для решения вопросов их генезиса.

Диаграмма ASM строится в форме прямоугольного треугольника с вершинами $(\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3 - \sum \text{Me}_x\text{O}_y$, где $\sum \text{Me}_x\text{O}_y$ – сумма мольных долей Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O и K_2O . Содержания оксидов выражаются в мольных долях. Для того, чтобы вариации содержаний Al_2O_3 на диаграмме были более наглядными размер стороны $(\text{SiO}_2 - \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$ треугольника по сравнению с другими сторонами увеличен в два раза. Линия, соединяющая составы оливина и анортита отражает вариации составов кумулятов, образующихся в процессе фракционной кристаллизации базальтовой магмы. Линия, которая проходит через вершину $(\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2)$ и точку, отвечающую составам анортита и нефелина, соответствует предельной степени полимеризации магматического расплава и магматическим породам, состоящим только из каркасных минералов. На этой линии находятся составы альбита и калиевого полевого шпата и состав тройного кварц-полевошпатового гранитного минимума (рис. 1).

Рассмотрим возможные механизмы образования различных серий магматических пород и положение их составов на диаграмме ASM. В магматических системах реализуются два способа химической дифференциации вещества: парциальное плавление и фракционная кристаллизация расплава. В процессе парциального плавления из исходного субстрата выплавляется наиболее легкоплавкая фракция, которая отделяется от рестита и, обладая меньшей плотностью, уходит из зоны частичного плавления вверх. В результате этого в зоне плавления накапливается твердый тугоплавкий остаток, обогащенный оливином. Процесс парциального плавления можно проиллюстрировать на примере диаграммы пироп –

диопсид – форстерит (рис 2) [2]. Частичное плавление в этой системе начинается при температуре 1670°C. При этом из состава X выплавляется эвтектический расплав E, а состав субстрата перемещается в направлении точки R. После достижения субстратом состава R, процесс плавления прекращается до тех пор, пока температура не поднимется до 1770°C, при которой начинает выплавляться состав B (рис. 2). Исходный состав расплава в точке E и состав рестита в точке R нанесены на диаграмму ASM вместе с составами пород основного состава и пород ряда андезит – риолит, а также составов кумулятивных пород из расслоенного массива острова Рам [3].

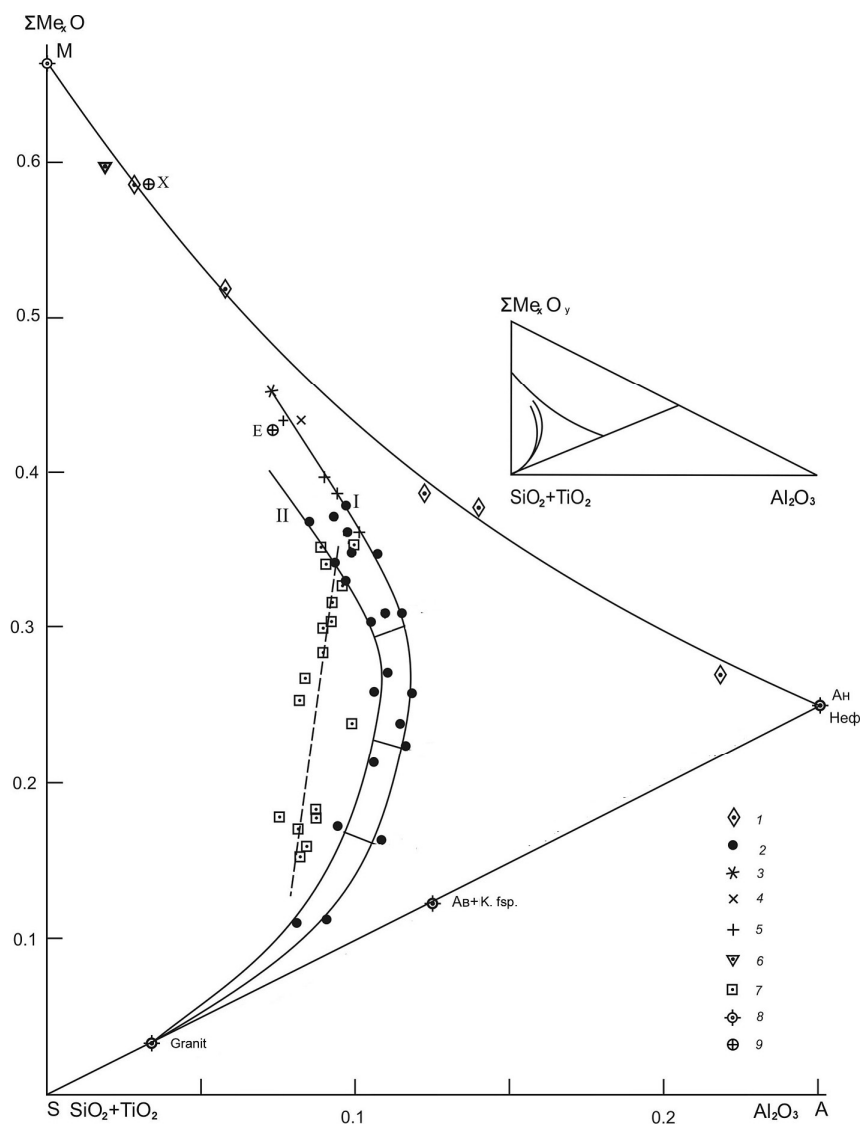


Рис. 1. Составы базальт-риолитовой серии пород.

1 – кумулятивные породы массива острова Рам; 2 – состав базальт-риолитовых пород; 3 – состав расплава, который сформировался из перидотитов KLB-1 при 1475°C и 30 кбар; 4 – состав расплава, который сформировался из перидотитов KLB при 1425°C 30 кбар; 5 – состав расплава, который сформировался как результат фракционной кристаллизации оливиновых толеитов; 6 – состав пирилитов Рингвуда; 7 – состав пород плато Парана; 8 – составы оливина, анортита, нефелина, щелочного полевого шпата и гранита; 9 – E и X составы из рис. 2.

Составы базальтов и основных пород образуют на диаграмме узкий вариационный тренд, ограниченный двумя вариационными линиями. Линия I начинается от состава расплава, который по экспериментальным данным выплавляется из гранатового перидотита KLB-1 при давлении 30 кбар и температуре 1475°C. В этой же области находится состав расплава в точке E модельной системы, приведенной на рис. 1. и состав, который выплавляется из перидотита KLB-1 при давлении 25 кбар и температуре 1425°C [4]. На линии I лежат составы, образующиеся в процессе фракционной кристаллизации расплава оливинового толеита [5]. Таким образом, интервал составов, расположенных на линии I от начальной точки до границы между базальтами и андезитами описывает два процесса: 1 – образование исходного расплава в процессе парциального плавления гранатового перидотита и его изменение в результате фракционной кристаллизации.

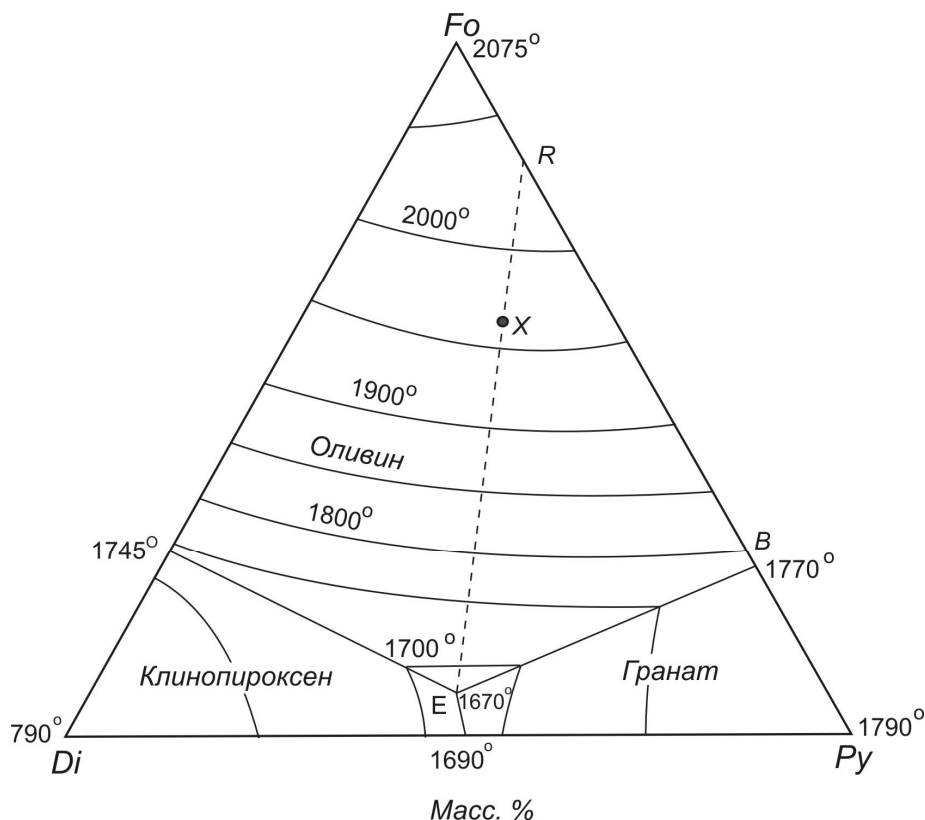


Рис. 2. Фазы соотношений в системе анортит-пироп-оливин при 40 кбар.

Составы пород, лежащие на вариационной линии II, отличаются пониженными содержаниями Al_2O_3 при более высоком, чем у составов на линии I содержании SiO_2 и, повидимому, собственных родоначальных магм не имеют. А.Е. Рингвуд, на основе экспериментальных данных, объясняет образование двух составов базальтов фракционной кристаллизацией исходного расплава в промежуточных магматических камерах, расположенных на различной глубине. Он считает, что обедненные

глиноземом составы кварцевого толеита образовались в результате кристаллизации на глубине менее 15 км, а высокоглиноземистые оливиновые базальты на глубинах 15-35 км [5].

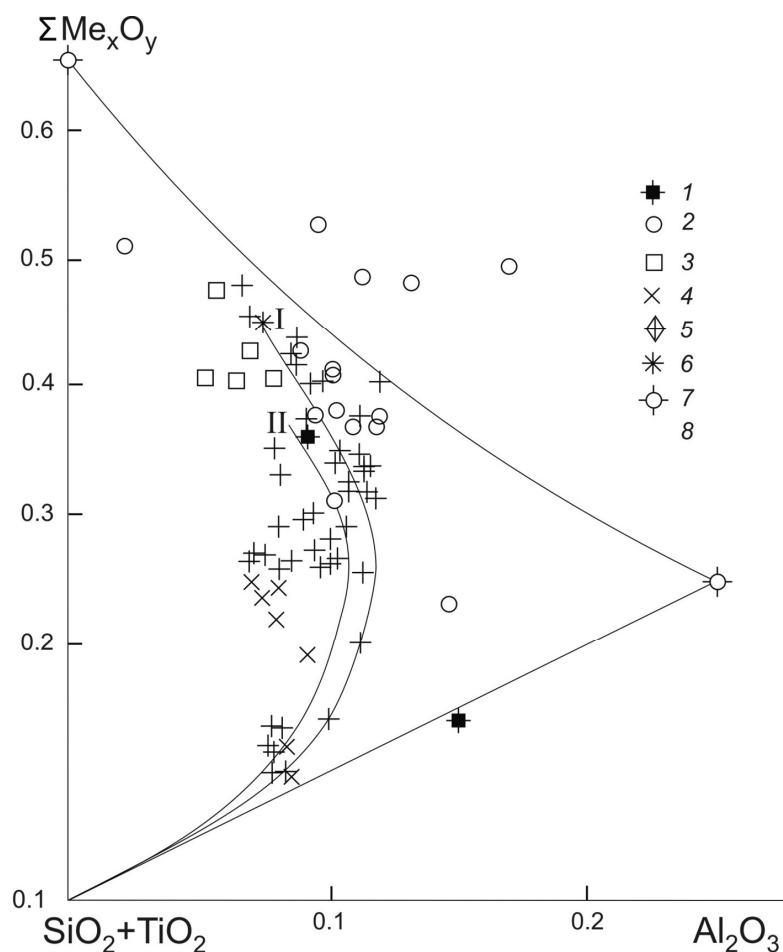


Рис. 3. Составы пород Скергаардской, Аламджахской и Норильской расслоенных интрузий.

1 – состав первичного расплава интрузии Скергаард; 2 – состав лейкократовых кумулятов; 3 – состав меланократовых кумулятов; 4, 5 – составы ферродиорита и гранофира; 6 – состав расплава, который сформировался из перидотитов KLB-1 при 1475°C и 30 кбар; 7 – составы оливина и анортита.

Вариационные линии I и II продолжают в область составов андезитов и дацитов и заканчиваются составами риолитов, рис.1. Среди пород андезит - риолитового ряда, также как и для базальтов выделяются две серии: богатая и бедная глиноземом. В первую серию попадают породы Курильских островов [6, таблица 11], во вторую аналогичные породы Восточно-Камчатской зоны [6, таблица 10]. У нас нет оснований утверждать, что породы этих серий образовались путем фракционной кристаллизации «сухих» базальтовых расплавов, составы которых лежат на линиях I – II (рис. 1). Эта точка зрения сегодня не находит поддержки у исследователей, занимающихся проблемой образования высокоглиноземистых базальтов и

андезитов [7]. Тем не менее, в природе должен существовать механизм, приводящий к образованию непрерывных последовательностей составов в серии базальт – риолит. Такие составы могут быть получены одним из двух

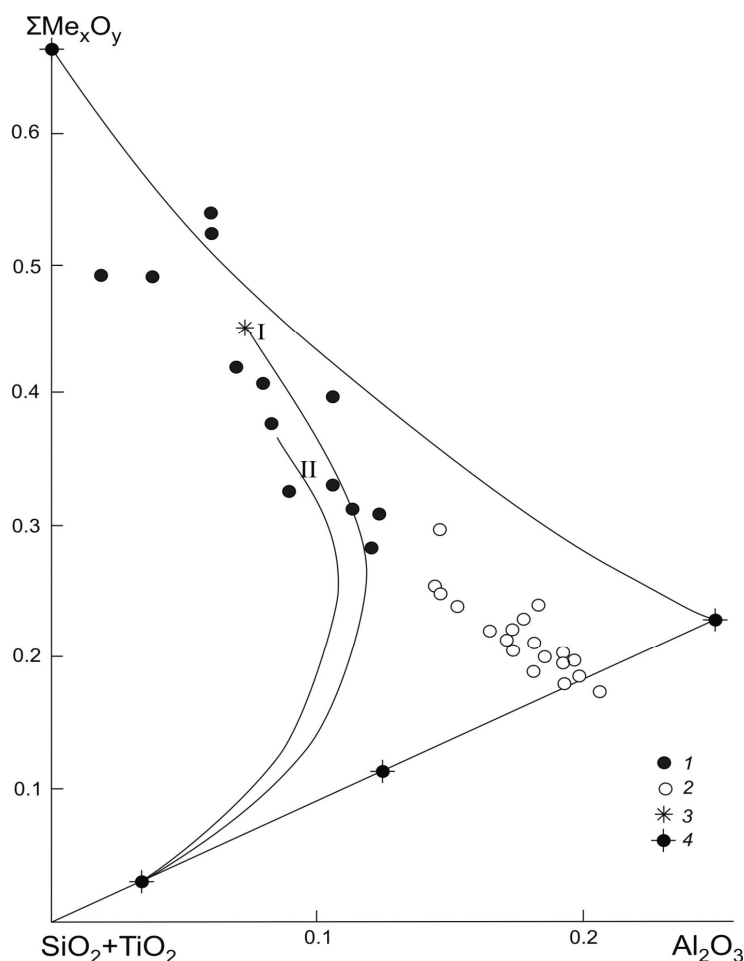


Рис. 4. Состав пород Джугдурского анортозитового массива.

1 – меланократовые породы; 2 – лейкократовые породы; 3 и 4 – смотри рис. 1.

способов: 1- насыщением базальтового расплава, содержащегося в промежуточной камере, водой или частичным плавлением метабазальтов, в которых пироксен замещен амфиболом. В первом случае вода подавляет пироксеновый температурный барьер, который в «сухих» системах находится между базальтом и андезитом [8] и, содержащий воду базальтовый расплав, в процессе фракционной кристаллизации приобретает способность эволюционировать с образованием в качестве конечного продукта расплава риолитового состава. Во втором случае котектический андезитовый расплав образуется при частичном плавлении метабазальта [9]. В то же время, несомненно, существуют базальт-риолитовые серии, образованные путем контаминации кислого субстрата. Такую природу имеют породы базальт-риолитовой формации плато Парана в Бразилии [10]. Для них характерно бимодальное распределение составов и они образуют на диаграмме ASM

собственную вариационную линию, соединяющую составы базальтов и риолитов (рис. 1.).

Диаграмма, приведенная на рис. 1, представляет расплавы, изливающиеся на поверхность Земли. Они образуются по мантийному субстрату и их состав зависит от степени кристаллизационной дифференциации, которая происходила в промежуточной магматической камере. Важно отметить, что температура ликвидуса базальта с понижением давления уменьшается (рис. 1) поэтому расплав, при подъеме из зоны генерации к промежуточной магматической камере, как правило, не кристаллизуется. Кристаллизация начинается в после его охлаждения в промежуточной камере и температура начала этого процесса зависит от глубины, на которой она расположена. Расплав, изливающийся на поверхность, может содержать определенное количество кристаллических фаз и, поэтому его состав существенно отличается от состава исходного расплава, который образуется в процессе частичного плавления.

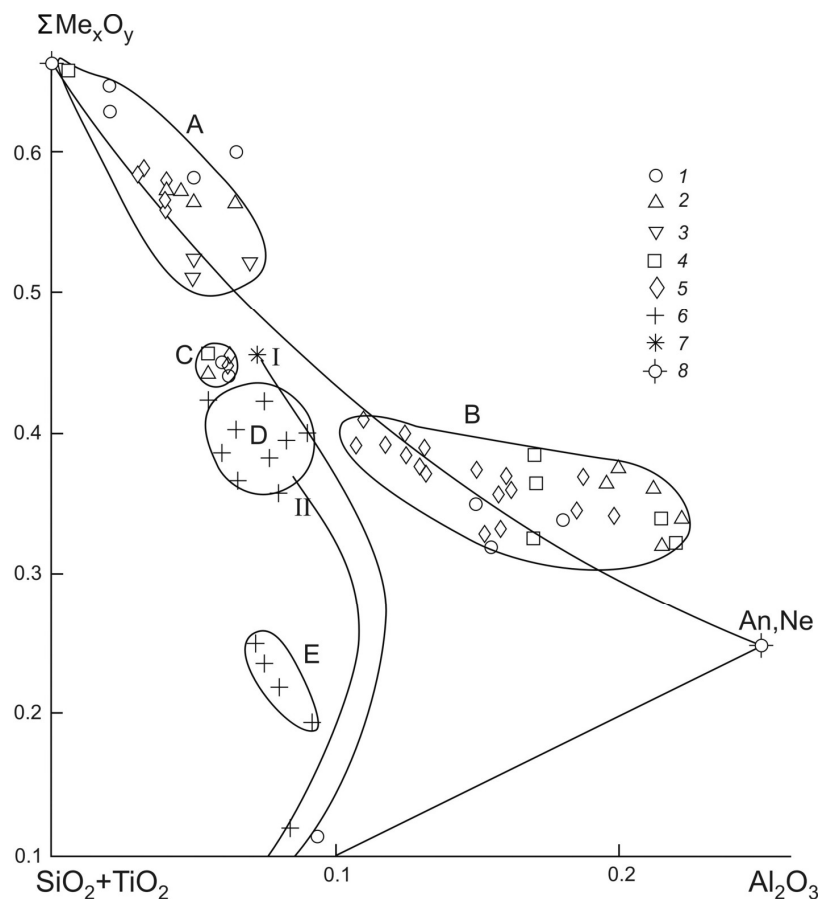


Рис. 5. Объединенная ASM диаграмма для расслоенных массивов.

A – ультрабазитовые кумуляты; B – лейкократовые кумуляты; C – пироксениты; D – основные смешанные породы; E – кислые смешанные породы. 1 – пикрит по Dally; 2 – расслоенные породы Восточного Голдфилда (Австралия); 3 – расслоенные породы массива острова Рам; 4 – породы интрузии Данчин; 5 – расслоенные породы интрузии Стиллвотер; 6 – расслоенные породы комплекса озера Дир; 7 – феррогаббро Скергаарда.

Дифференциация расплава в процессе фракционной кристаллизации, состав образующихся пород и их положение в расслоенных массивах решающим образом зависят от плотности исходного расплава. Плотность расплава при формировании Скергаардского интрузива и расслоенных интрузий траппов была близка к плотности плагиоклаза. Поэтому в процессе кристаллизации образовались расслоенные серии, в которых последовательно чередуются оливин-пироксеновые и плагиоклазовые кумуляты [3]. Остаточный расплав обогащается FeO и конечными продуктами дифференциации являются феррогаббро и ферродиориты. Составы пород Скергаардского интрузива и Аламджахской и Норильской расслоенных траппов интрузий, нанесенные на диаграмму ASM приведены на рис. 3. Преимущественно они представлены меланократовыми кумулятами. Это обусловлено тем, что плагиоклазовые слои в расслоенных сериях содержат значительные количества пироксена и магнетита [3]. Составы, лежащие выше линии, соединяющей точки оливина и анортита, отличаются повышенным содержанием магнетита. Составы гранофилов и промежуточных между гранофирами и габбро пород, присутствующих в изученных массивах, образуют обособленную область, близкую к вариационной линии для составов контаминированных пород плато Парана (рис. 1) и, по-видимому, являются гибридными породами, возникшими в результате контаминации расплавом обломков вмещающих гнейсов и аркозовых песчаников [1, 3]. Для Скергаардской интрузии это предположение подтверждается сравнением изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в закаленном краевом габбро и в гнейсах [3].

На рис. 4 приведены составы пород Джугдурского анортозитового массива [11]. Не трудно видеть, что в этом массиве лейкократовые и меланократовые кумуляты образуют две четко обособленные области составов. Происхождение анортозитов до сих пор является спорным [12]. После изучения анортозитов Луны [12], стало очевидным, что они могут возникать в процессе фракционной кристаллизации, при условии, если плотность расплава выше плотности плагиоклаза, что может быть достигнуто за счет высокой концентрации TiO_2 в исходном расплаве. Сводная диаграмма для расслоенных массивов приведена на рис. 5. На ней четко выделяются четыре области составов. Области I и II соответствуют составам меланократовых и лейкократовых кумулятов. Область III отражает составы близкие к составам исходных расплавов. Область IV представлена составами гибридных кислых пород.

В заключение рассмотрим ASM диаграммы для серий пород, генезис которых является проблематичным. На рис. 6 приведена диаграмма для коматиитов и сопряженных с ними коматиитовых базальтов. Не трудно видеть, что точки составов на диаграмме образуют две области, аналогичные областям I и II на сводной диаграмме для пород расслоенных массивов. Обогащенность коматиитовых базальтов плагиоклазом дает основание

предполагать, что в момент излияния они представляли собой смесь, состоящую из расплава и взвешенных в нем кристаллов плагиоклаза. Вопрос об участии подобных смесей в формировании коматиитов обсуждался нами в работах [13, 14].

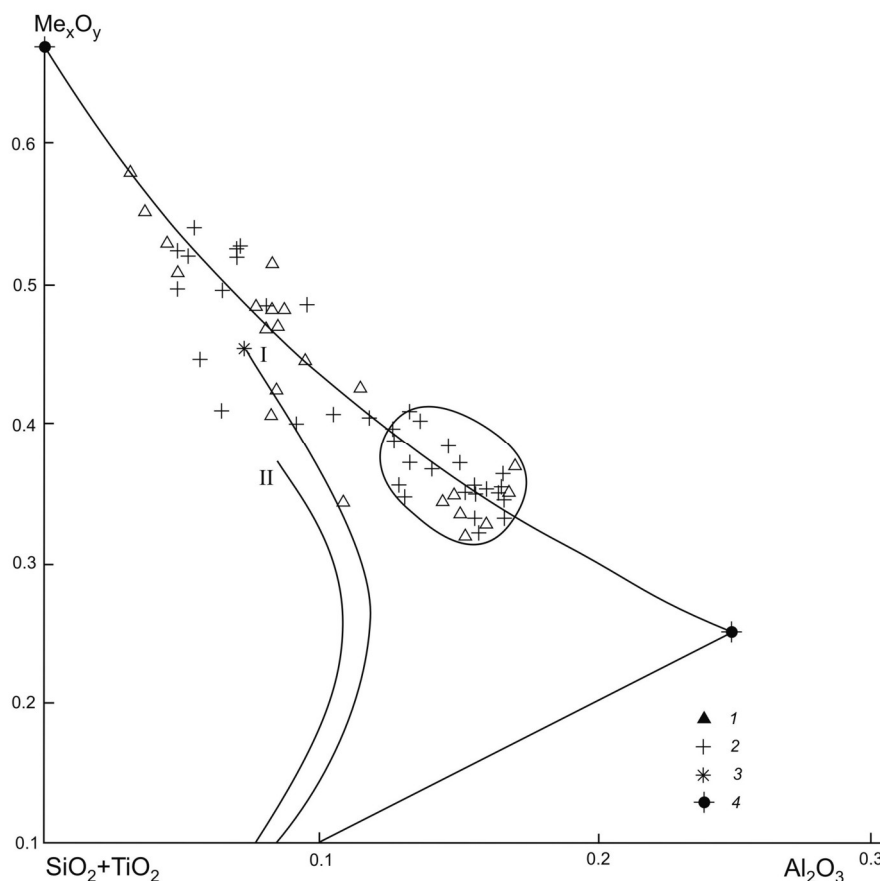


Рис. 6. Составы коматиитов и коматиитовых базальтов.

1, 2 – сопряженные составы коматиитов и коматиитовых базальтов; 3, 4 – смотри рис. 1.

На рис. 7 на ASM диаграмму нанесены составы щелочных пород. Они образуют две области: область составов основных и ультраосновных пород и область щелочных нефелин-полевошпатовых пород. В отличие от пород расслоенных массивов, породы, составы которых расположены в областях I и II не являются комагматами. В область I попадают щелочные базальты, гавайиты, базаниты, лимбургиты, анкарамиты и другие основные породы с нормативным нефелином. Типичной провинцией, где широко представлены эти породы, является Маймеч-Котуйская провинция [15]. Классическими объектами проявления лейкократовых нефелин-полевошпатовых пород являются массивы щелочных пород Кольского полуострова [16, 17].

Главной проблемой в генезисе щелочных пород является механизм перехода от кварц-полевошпатового температурного минимума, которым

завершается кристаллизация расплавов нормальной щелочности к нефелин-полевошпатовому минимуму, отделенных друг от друга температурным барьером. Для пород основного состава этот переход может осуществляться

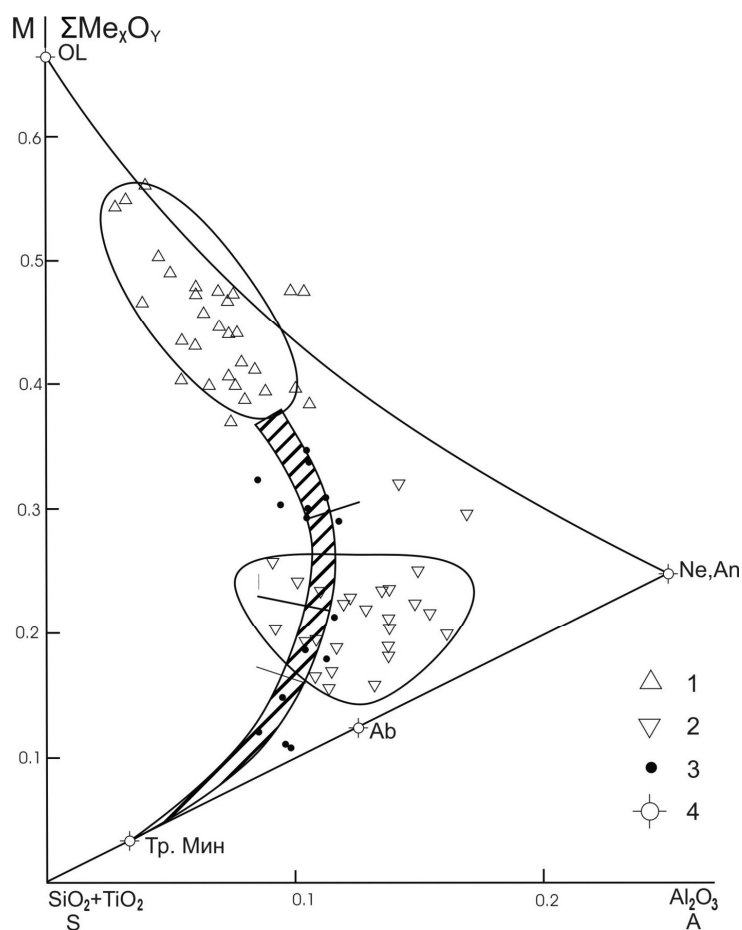


Рис. 7. Составы щелочных пород.

1 – основные породы; 2 – лейкократовые породы; 3 – базальт-риолитовые породы; 4 – смотри рис. 1.

в области генерации щелочных расплавов путем взаимодействия базальтов нормальной щелочности с карбонатами:



В результате этих реакций образуются геленитовый и нефелиновый компоненты и появляется избыток углекислоты. Для альбита этот вариант подтвержден экспериментально. Сопоставляется он с петрохимией щелочных пород и с наличием в области их развития пород ряда базальт-роиолит нормальной щелочности. Щелочные породы основного состава отличаются от пород нормальной щелочности высоким содержанием оксидов металлов, в результате чего их составы смещены в область ультраосновных пород. Избыточным оксидным компонентом в них является CaO, что, согласно предложенной схеме, может быть обусловлено взаимодействием

базальтового расплава с карбонатами. Генезис лейкократовых нефелин-полевошпатовых пород можно представить как результат карбонатного метасоматического преобразования гнейсов и последующего выплавления из них щелочного расплава [23].

ВЫВОДЫ

1. ASM диаграмма позволяет четко разделить магматические породы, образованные при кристаллизации первичных и дифференцированных расплавов и породы, представляющие меланократовые и лейкократовые кумуляты.

2. Магматические породы, сформировавшиеся по мантийному субстрату, образуют на диаграмме две четких параллельных вариационные линии. Породы, в образовании которых принимал участие коровый материал, отличаются пониженным содержанием Al_2O_3 и образуют на диаграмме обособленную область составов. В эту же область попадают гранофиры и ферродиориты расслоенных интрузий.

3. Породы расслоенных интрузий образуют на диаграмме три области составов: область составов меланократовых кумулятов, область составов лейкократовых кумулятов и область составов, отражающих состав исходных расплавов.

4. Области составов коматиитов и сопряженных с ними коматиитовых базальтов совпадают с областями составов кумулятов расслоенных интрузий, что позволяет предположить, что исходное вещество, из которого формировались эти породы, представляло собой «магматическую кашу», состоящую из расплава и взвешенных в нем кристаллов.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Anfilogov V.N.** Structural-chemical evolution of magmatic systems // *Geochimia*, 1979, № 10, p. 1439-1445.
2. **Anfilogov V.N.** The origin of komatiites // *Uralski mineralogicheski sbornic*. Miass, 1997, № 7, p. 155-174.
3. **Anfilogov V.N.** The magmatic mush as rock-forming systems // *Geology and metallogeny of the ultrabasic- basic and granitic intrusive associations of the folded regions*. Ekaterinburg, 2004, p. 10-14.
4. **Belleni G., Comin-Chiaromonti P., Marques L.S et al.** Petrogenesis aspects of acid and basaltic lavas from The Parana Plateau (Brasil): Geological, mineralogical and petrochemical relationships // *J. Petrol.*, v. 27, part 4, p. 915-944.
5. **Bussen I.V., Sakharov A.S.** Petrology of the Lavozerski alkaline massif. Nauka, Leningrad, 1972, 296 p.
6. **Crawford A.J., Fallon T.J., Eggins S.** The origin if island arc high-alumina basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1987, v. 97, p. 417-430.
7. **Dmitriev L.V., Sharaskin A.Ya., Garanin A.V.** The main characteristics of the ocean bottom magmatism // *The problems of petrology*. Nauka, Moscow, 1976, p. 173-189.

8. **Galakhov A.V.** Petrology of the Khibinski alkaline massif. Nauka, Leningrad, 1975, 256 p.
9. **Green D.H.** Experimental melting studies on a upper mantle composition at high pressure under water saturated and water-undersaturated conditions // *Earth Planet Sci. Lett.*, 1973, v. 19, № 1, p. 37-53.
10. **Green D.H., Ringwood A.E.** The genesis of basaltic magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1967, v. 15, № 2, p. 103-190.
11. Gulinski intrusion of ultra basic and alkaline rocks. Eliseev H.A., Sheinman Y.M. (Eds) Moscow, 1961, 274 p.
12. **Hirose K., Kushiro I.** Partial melting of dry peridotites at high pressure: Determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond // *Earth Planet Sci Lett.*, 1993, v. 114, p. 477-489.
13. **Kuznetsov Y.A.** The main types of the magmatic formations. Nedra, Moscow, 1964, 387 p.
14. **Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.** Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // *J. Petrol.*, 1988, v. 27, p. 745-750.
15. **Lennikov A.M.** The petrology of the Djugdurski anortozite massif. Nauka, Moscow, 1968, 158 p.
16. **Streckeisen A.** To each plutonic rocks its proper name // *Earth science reviews* // *International Magazine for geo-scientists*, 1976, v. 12, p. 1-33.
17. **Yoder H.S.** Generation of basaltic magma. National Academy of Sciences. Washington, D.C., 1976, 237 p.
18. **Wager L., Brown G.** Layered igneous rocks. Oliver & Boyd. Edinburgh and London, 1968, 551 p.

Ti-Zr акцессорная минерализация в кальцифирах Тажеранского массива (Западное Прибайкалье)

Старикова А.Е.

*ГГФ, Новосибирский Государственный Университет и Институт геологии и минералогии СО РАН,
Новосибирск, a_sklr@mail.ru*

В контактовом ореоле Тажеранского щелочного массива широко распространены кальцифиры жильного и контактового типов, для которых характерна необычная Ti-Zr минерализация. В работе представлены новые данные о химизме и характере взаимоотношений для акцессорных Ti-Zr минералов из кальцифиров: бадделеита ZrO_2 , тажеранита $Ca_2Zr_5Ti_2O_{16}$, перовскита $CaTiO_3$, ильменита $FeTiO_3$ и гейкилита $MgTiO_3$, а также описывается цирконолит $CaZrTi_2O_7$, впервые найденный в пределах Тажеранского массива в контактовых кальцифирах. Хотя набор Ti-Zr минералов для жильных и контактовых кальцифиров практически одинаков, характер их распределения и химизм различны. В жильных кальцифирах Ti-Zr минералы равномерно распределены по породе и обладают повышенными содержаниями MgO, HfO_2 и MnO. В контактовых кальцифирах Ti-Zr минерализация, в основном, приурочена к границе карбонатных и силикатных зон и для нее отмечаются повышенные концентрации FeO, Nb_2O_5 , UO_2 , ThO_2 и $LREE_2O_3$.

ВВЕДЕНИЕ

Тажеранский щелочной массив, расположенный в районе одноименной бухты Приольхонья, является одним из интереснейших минералогических объектов Западного Прибайкалья. Именно в кальцифирах Тажеранского массива были открыты новые минералы тажеранит $Ca_2Zr_5Ti_2O_{16}$ (кубич.) и азопроит $(Mg,Fe)_8(Fe,Ti,Mg)_4B_4O_{20}$, а также обнаружено большое количество других редких минералов: харкерит $Ca_{48}Mg_{16}(AlSi_4O_{16})_4(BO_3)_{12}(CO_3)_2 \cdot 4H_2O$, кальцитит $Ca_2Zr_5Ti_2O_{16}$ (тетр.), булфонтейнит $Ca_4[SiO_7(OH)]F_2 \cdot 2H_2O$ и многие другие [5]. В 60-70-х годах прошлого века А.А. Коневым с соавторами было проведено детальное минералогическое описание массива [6], при этом использовались в основном детальнейшие петрографические исследования, рентгеноструктурная и химическая диагностика минералов. Использование современных аппаратных возможностей (рентгеноспектральный анализ и сканирующая микроскопия) позволяет проводить более тонкие минералогические исследования взаимоотношений минералов и особенностей их химического состава. Данная работа посвящена Ti-Zr акцессорным минералам из кальцифиров Тажеранского массива.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Тажеранский щелочной массив является одной из ключевых геологических структур Ольхонской коллизионной системы, формирование которой происходило в нижнем палеозое [1, 11].

Массив в основном сложен щелочными и нефелиновыми сиенитами, содержащими большое количество разноразмерных фрагментов карбонатных и карбонатно-силикатных пород, а также основных пород [13]. В северной части массива картируется мощная толща пород основного состава, отнесенных к роговикам, образованным под воздействием внедрения сиенитов. Кроме сиенитов были отмечены два небольших тела габброидов, располагающихся в юго-западной и северо-восточной краевых частях массива. К самым поздним интрузивным образованиям относятся многочисленные жилы гранитов и пегматитов. По минеральным ассоциациям в метасоматитах была дана оценка температуры образования массива: в пределах от 850 до 1000°C. Также выявлен малоглубинный характер кристаллизации щелочного комплекса (1-2 кбар), о чем свидетельствует наличие в метасоматических породах таких абиссофобных минералов, как акерманит и монтichelлит [6].

Недавно были получены новые данные о возрасте по цирконам из нефелиновых сиенитов (470 млн.лет) и по тажераниту из кальцифиров (464 млн.лет) Тажеранского массива [12]. Кроме того, полевые исследования последних лет с детальным изучением береговых обнажений со льда, а также использование детальных аэрофото- и космоснимков для дешифрирования внутренней структуры массива выявили некоторые особенности, не вписывающиеся в предложенный ранее сценарий эволюции массива [6].

В пределах массива обнаружено широкое развитие щелочных базитов, которые ранее рассматривались как ксенолиты вмещающих кристаллических сланцев [4, 6], однако при детальном исследовании была установлена их магматическая природа. Выявлены реликтовые участки с офитовой и порфиритовой структурами. Соотношение сиенитов и базитов в хорошо обнаженных береговых обнажениях однозначно свидетельствуют в пользу более позднего внедрения щелочных базитов: они часто слагают дайки в сиенитах. В контактовых частях базитовых тел наблюдается отчетливое уменьшение зернистости пород по направлению к контакту. Иногда наблюдаются апофизы базитовых даек в сиенитах. Таким образом, новые геологические данные позволяют немного модифицировать модель формирования массива [13]:

- 1) внедрение магм щелочных и нефелиновых сиенитов;
- 2) внедрение щелочных габброидов;
- 3) внедрение гранитоидных магм.

Многие вопросы образования массива еще не ясны. Например, природа широко распространенных в массиве бруситовых (апопериклазовых)

мраморов. Они часто имеют жило- или дайкообразную форму, прорывая и сиениты, и щелочные базиты. В карбонатных телах брусит встречается в виде изометричных округлых выделений размером 1-2 мм без каких-либо признаков деформаций. Этот факт ставит под сомнение объяснение формы тел мраморов за счет высокой пластичности карбонатного материала при более поздних деформациях [6]. Возможно, брусит кристаллизовался на пост/позднедеформационной стадии формирования карбонатных тел, которые имеют либо магматический, либо гидротермальный генезис, либо доломитовые мрамора подвергались более позднему температурному воздействию с разложением доломита на кальцит и периклаз.

В бруситовых мраморах широко распространены карбонатно-силикатные породы (кальцифиры), которые встречаются в виде маломощных жил (жилные кальцифиры) и в виде ореолов на контакте этих мраморов и с сиенитами или щелочными базитами – контактовые кальцифиры (магнезиальные скарны по [6]).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для исследований из коллекции образцов Тажеранского массива были отобраны два наиболее представительных образца из жильных (обр. Klz1) и контактовых (обр. Klz2) кальцифиров. Для минералого-петрографических исследований использовались полированные шлифы этих пород. Сканирующий микроскоп Philips XL30 в Силезском Университете (Польша) и сканирующий микроскоп Jeol JSM 6380LA в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) использовались для изучения взаимоотношений минералов и их качественной идентификации. Химический состав минералов анализировался на рентгеноспектральном микроанализаторе «Camebax-Micro». Параметры съемки: размер пучка 2-3 μm ; $I = 45 \text{ nA}$; $U = 20 \text{ kV}$; время анализа - 40 с. Для анализа использовались следующие стандарты: Fe, Al - пироп; Mn – Mn-гранат; Mg, Ca - диопсид; Hf, Zr, Si - циркон; Nb – синтетический LiNbO_3 ; Ti - ильменит; Cr – Cr-пироп; La – синтетический $\text{NaLa}(\text{MoO}_4)_2$; Ce – синтетический CeF_3 ; Na - альбит; Y – Y-гранат; Sr – Sr-стекло; U – синтетический UO_2 ; Th – синтетический ThO_2 .

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЯ КАЛЬЦИФРОВ

Жильные кальцифиры образуют отдельные жилы или их серии, реже - линзовидные тела в бруситовых мраморах. Их мощность варьирует от нескольких сантиметров до полуметра. Эти прослои более устойчивы к выветриванию, чем бруситовые мрамора, и поэтому хорошо виден их положительный рельеф на выветрелой поверхности.

Эти кальцифиры характеризуются достаточно равномерным распределением минералов в пределах прослоев. Они большей частью средне- или мелкозернистые. Силикатные минералы в пределах прослоя

имеют округлую форму зерен. Изученный образец Klz1 содержит кальцит, форстерит, шпинель, в подчиненном количестве - апатит и пирротин.

Контактные кальцифиры образуют контактовые ореолы на границе мраморов и сиенитов. При этом вид, мощность (до 1 м) и состав ореолов меняется в зависимости от мощности и состава сиенита, а также характера контакта. В отличие от жильных контактовые кальцифиры зональны. В изученном образце Klz2 это выражено в «бурундучной» полосчатости: в чередовании зон преимущественно карбонатного и силикатного состава. Для силикатных зон характерны следующие минералы: флогопит, диопсид, форстерит и шпинель, в подчиненном количестве встречаются кальцит, апатит и пирротин. Карбонатные зоны сложены кальцитом.

TI-ZR АКЦЕССОРНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В КАЛЬЦИФИРАХ

Ti- и Ti-Zr- минералы в незначительных количествах (редко до 5 об.%) весьма обычны для кальцифиров обоих типов, хотя характер их распределения в разных типах различен. В жильных кальцифирах Ti-Zr минералы достаточно равномерно распределены в породе. В контактовых кальцифирах Ti-Zr минерализация, в основном, приурочена к границе карбонатных и силикатных зон. Набор акцессорных минералов одинаков в обоих типах кальцифиров: тажеранит $\text{Ca}_2\text{Zr}_5\text{Ti}_2\text{O}_{16}$ (кубич.), кальцитит $\text{Ca}_2\text{Zr}_5\text{Ti}_2\text{O}_{16}$ (тетр.), цирконолит $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$, бадделеит ZrO_2 и перовскит CaTiO_3 . Помимо этого в жильных кальцифирах встречается гейкилит MgTiO_3 , а в контактовых - ильменит FeTiO_3 .

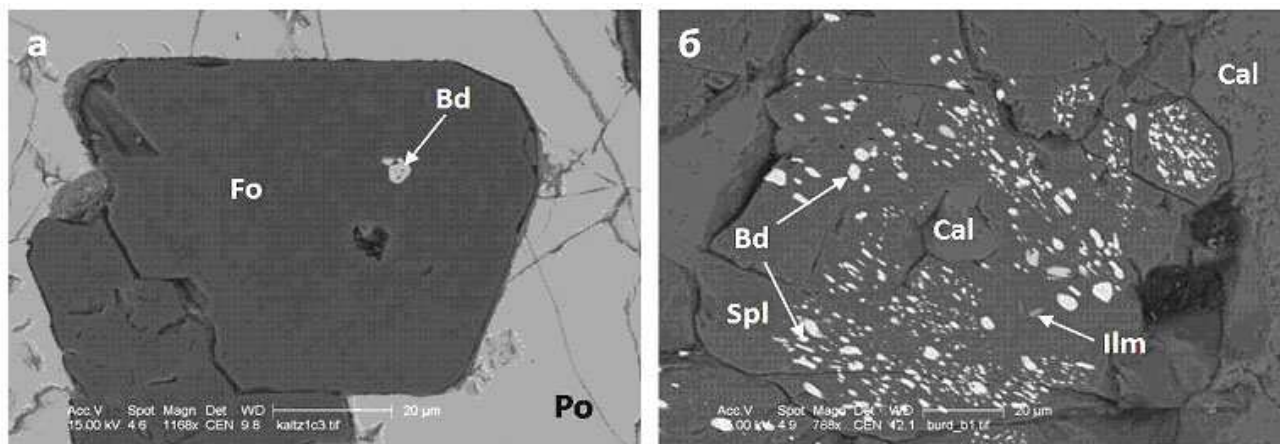


Рис 1. Бадделеиты из кальцифиров Тажеранского массива.

Примечание: (а) округлые включения бадделеита в форстерите из жильного кальцифира; (б) скопления мелких выделений бадделеита в шпинели из контактового кальцифира; Fo - форстерит, Po - пирротин, Bd - бадделеит, Cal - кальцит, Spl - шпинель, Ilm - ильменит.

Бадделеит ZrO_2 . В кальцифирах Тажеранского массива бадделеит является обычным циркониевым минералом, но его количество не

превышает 0.1 об.%. Он встречается в виде округлых или идиоморфных призматических зерен, реже в виде включений неправильной формы или скоплений мелких зерен (рис. 1б) в силикатных минералах (рис. 1а), в тажераните и в перовските, значительно реже в кальците. В контактовых кальцифирах часто наблюдается тонкая кайма тажеранита вокруг бадделеита. В жильных кальцифирах бадделеит встречается значительно реже, и его кристаллы намного меньше (до 5 μm), чем в контактовых кальцифирах (до 20 μm).

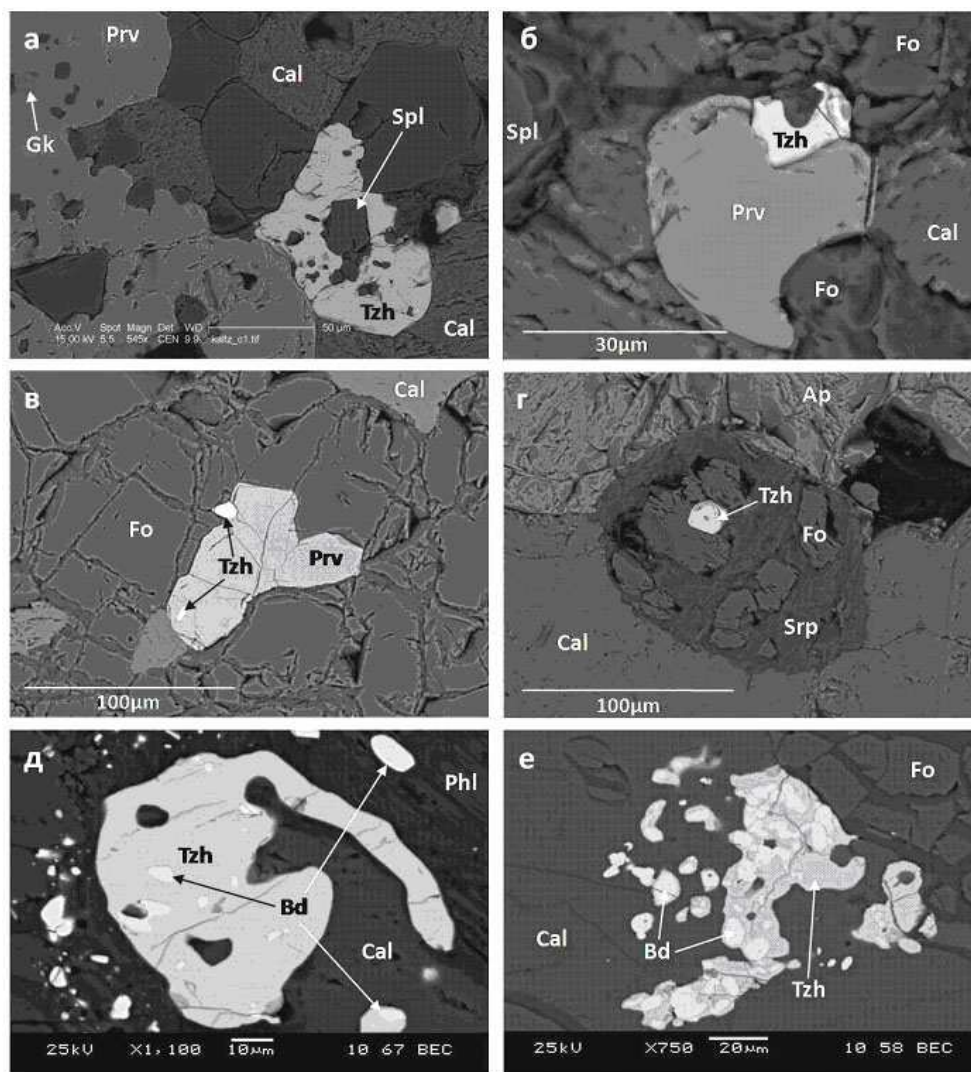


Рис 2. Тажеранит из кальцифиров Тажеранского массива.

Примечание: (а, б) тажеранит в сростании с перовскитом из жильных кальцифиров; (в) включения тажеранита в перовските из жильного кальцифира; (г) включение тажеранита в измененном форстерите из жильного кальцифира; (д, е) тажеранит со включениями зерен бадделеита из контактовых кальцифиров; Prv - перовскит, Tzh - тажеранит, Gk - гейкилит, Srp - серпентин, Ap - апатит.

Кальциртит $\text{Ca}_2\text{Zr}_5\text{Ti}_2\text{O}_{16}$ (тетр.). В породах Тажеранского массива он был достоверно установлен лишь в двух пробах шпинель-форстеритовых кальцифиров [6]. В этих породах кальциртит встречается в виде

неправильных агрегатов, реже - идиоморфных кристаллов. В породах массива он имеет светло-серую окраску с зеленоватым оттенком. В изученных образцах этот минерал не был обнаружен.

Тажеранит $\text{Ca}_2\text{Zr}_5\text{Ti}_2\text{O}_{16}$ (кубич.). Тажеранит встречается в небольших количествах в обоих типах кальцифиров. Главное отличие от кальцитрита заключается в оптических характеристиках: тажеранит – изотропный минерал оранжевого и реже вишнево-красного цвета [6]. В жильных кальцифирах он образует более правильные, округлые зерна (рис. 2а-г), а также был обнаружен в виде сростков с перовскитом и с форстеритом или в виде включений в них (рис. 2в-г). В контактовых кальцифирах для него характерен ксеноморфный облик и присутствие значительного количества включений бадделеита (рис. 2д-е).

Цирконолит $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$. В результате наших исследований в породах Тажеранского массива был впервые обнаружен цирконолит. Изначально он был найден в контактовых кальцифирах. Зерна цирконолита заполняют интерстиции между породообразующими силикатными минералами по механизму образования метакристаллов (рис. 3б). Вместе с цирконолитом в сростках встречаются удлиненные идиоморфные зерна магнезиального ильменита или ксеноморфные зерна перовскита (рис. 3а-б). Размеры зерен цирконолита не превышают 0.3 мм.

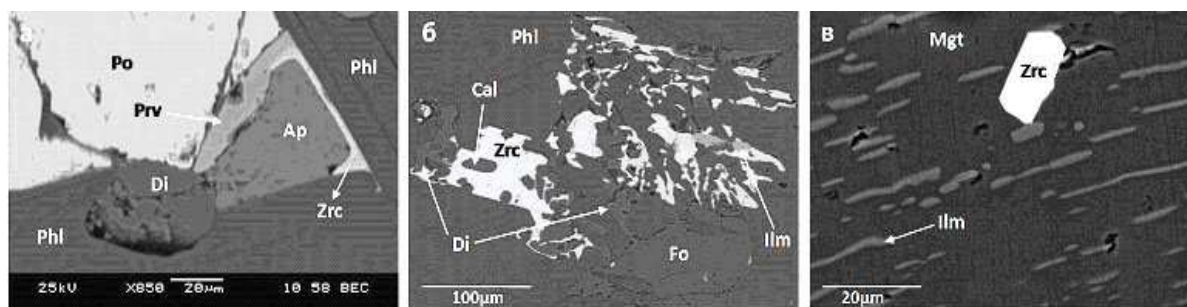


Рис 3. Цирконолит из кальцифиров Тажеранского массива.

Примечание: (а) ксеноморфное зерно цирконолита выполняющее интерстиции между флогопитом и апатитом из контактового кальцифира; (б) метакристалл цирконолита из контактового кальцифира в сростании с ильменитом; (в) призматическое зерно цирконолита в титаномagnetите с ориентированными выделениями ильменита из жильного кальцифира; Phl - флогопит, Di - диопсид, Zrc - цирконолит, Mgt - магнетит.

Позднее цирконолит был найден и в кальцифирах жильного типа, отличающихся от исследованных нами, несколько иным минеральным составом: в них присутствует значительное количество титаномagnetита, ильменита и графита. В этих кальцифирах он образует призматические зерна в титаномagnetите с ориентированными выделениями ильменита (рис. 3в).

Перовскит CaTiO_3 . Перовскит является самым распространенным из аксессуарных минералов в кальцифирах Тажеранского массива. В жильных кальцифирах перовскит имеет фиолетовую окраску в шлифах. У его зерен

более идиоморфный облик (рис. 4а), чем у перовскита из контактовых кальцифиров, где он заполняет интерстиции между породообразующими минералами (рис. 4б). В контактовых кальцифирах перовскит практически не прозрачен, иногда выявляется зональность. Для центральной зоны характерна более темная окраска в отраженном свете, чем для краевой зоны. В нескольких случаях были обнаружены включения магнезиального ильменита в центре зонального перовскита (рис. 4б).

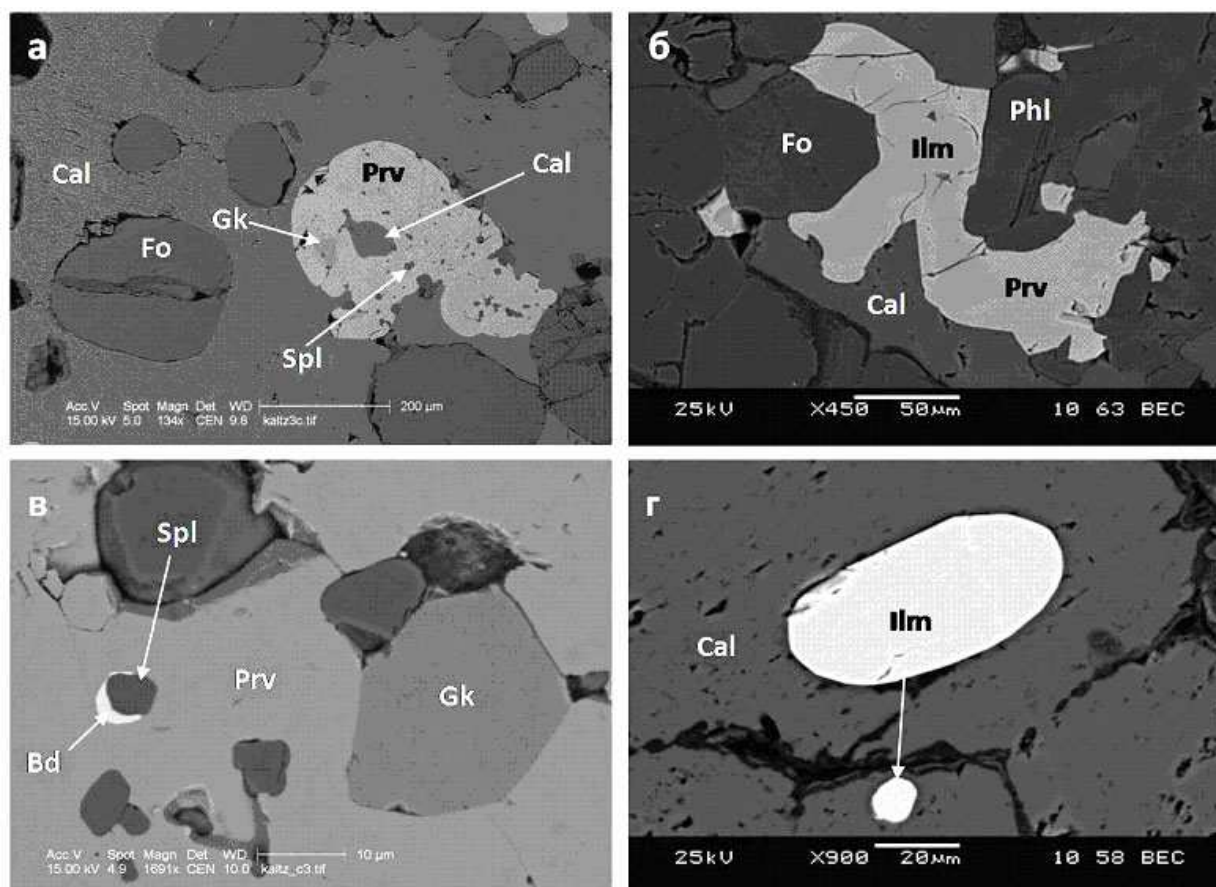


Рис 4. Перовскит, гейкилит и ильменит из кальцифиров Тажеранского массива.

Примечание: (а) перовскит с включениями гейкилита из жильного кальцифира; (б) зональный перовскит с включением ильменита из контактового кальцифира; (в) включения гейкилита и бадделеита в перовските из жильного кальцифира; (г) округлые зерна ильменита из контактового кальцифира.

Гейкилит MgTiO_3 . Железистый гейкилит является обычным минералом в жильных кальцифирах. Часто встречается в виде идиоморфных или округлых включений в перовските (рис. 4в). В шлифе в проходящем свете имеет красную окраску. Он также встречается в виде закономерно ориентированных включений в титанистой Al-шпинели (TiO_2 - > 1 мас.%), придавая ей фиолетовую окраску.

Ильменит FeTiO_3 . Магнезиальный ильменит характерен для контактовых кальцифиров, где он встречается повсеместно, образуя

удлиненные идиоморфные (рис. 3б) или округлые зерна (рис. 4г). Он также встречается в виде ксеноморфных включений в перовските (рис. 4б).

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА TI-ZR МИНЕРАЛОВ

Ti-Zr минералы в разных типах кальцифиров имеют близкий состав, но достаточно хорошо различаются по содержанию примесных элементов.

Бадделеит. Состав бадделеита из пород Тажеранского массива удалось определить только для зерен из контактовых кальцифиров, так как размер зерен бадделеита из жильных кальцифиров слишком мал. Для минерала характерны примеси HfO_2 (до 1.3 мас.%), TiO_2 (до 0.5 мас.%) и FeO (до 0.6 мас.%) (Табл. 1).

Таблица 1.

Состав бадделеитов (мас.%) из различных генетических типов

	1 (n=6)	2	3	4		1 (n=6)	2	3	4
ZrO_2	98.77	97.1	92.5	95.4	Zr	0.981	0.968	0.905	0.953
HfO_2	1.23	1.3	2	1.2	Hf	0.007	0.008	0.011	0.007
TiO_2	0.26	0.8	3.2	0.1	Ti	0.004	0.012	0.048	0.002
Nb_2O_5	нпо	но	0.8	2.6	Nb	-	-	0.007	0.024
FeO	0.22	но	1.1	0.29	Fe	0.004	-	0.018	0.005
CaO	0.1	0.4	0.3	0.08	Ca	0.002	0.012	0.006	0.002
MgO	0.03	0.4	0.1	0.22	Mg	0.001	0.012	0.003	0.007
UO_2+ThO_2	0.08	но	но	<0.10	U+Th	0.0003	-	-	0
REE_2O_3	0.06	но	но	0.1	REE	0.001	-	-	0.001
Сумма	100.74	99.6	100	100.09					

Примечание: 1 - контактовые кальцифировые Тажеранского массива; 2 - кимберлиты, Мбаджи Майи, Конго [23]; 3 - лунные базальты [24]; 4 - карбонатиты, Якупиранга, Бразилия [22, 24].

нпо - ниже пределов обнаружения; но - не определялся; SiO_2 , Al_2O_3 , MnO , SrO и Na_2O - < 0.03.

¹ Формула рассчитана на 1 катион.

Кальциртит и тажеранит. Кальциртит имеет тетрагональную сингонию и его структурная модель описывается [8] как сверхструктура типа флюорита с утроенным параметром a и удвоенным параметром c . Было установлено, что атомы Са занимают позиции в центре «кубов», которые сильно искажены и представляют собой слегка скрученные тетрагональные призмы [9, 27]. Для атомов Zr восьмерная координация либо сохраняется, но с расщеплением позиции катиона на две, либо трансформируется в более компактную 7-вершинную, а полиэдр для наиболее мелкого катиона Ti становится октаэдром [10].

Тажеранит – кубический аналог кальциртита. Он имеет тот же химический состав, что и кальциртит (Табл. 2), но отличается полной разупорядоченностью катионов в структуре [10]. Для тажеранита первоначально предполагалось наличие трехвалентного титана в структуре, и его кристаллохимическая формула была представлена как - $(\text{Zr}_{2.36}\text{Ca}_{0.77}\text{Ti}^{4+}_{0.13}\text{Ti}^{3+}_{0.70}\text{Al}_{0.06}\text{Fe}^{3+}_{0.05})_{4.07}\text{O}_{6.97}$ [6]. К настоящему времени доказано, что дефицит анионов связан с дефектностью структуры в анионной подрешетке [10] и его формулу представляют в виде $\text{Ca}_2\text{Zr}_5\text{Ti}_2\text{O}_{16}$.

Таблица 2.

Состав тажеранитов (мас.%) из кальцифиров Тажеранского массива и кальциртитов из различных генетических типов

	¹ 1 (n=7)	¹ 2 (n=20)	3	4	5	6	7
ZrO ₂	69.25	68.30	72.48	67.35	68.43	71.01	68.20
HfO ₂	1.18	0.78	но	1.59	0.73	1.30	но
TiO ₂	17.11	17.18	16.24*	17.49	16.43	15.53	13.30
Nb ₂ O ₅	нпо	1.44	но	нпо	1.43	0.20	4.40
FeO _{tot}	нпо	0.28	0.89**	0.13	0.35	1.86	1.50
CaO	11.45	11.64	10.68	12.01	11.57	10.50	12.40
MgO	0.15	0.05	нпо	0.11	но	но	но
UO ₂ +ThO ₂	0.11	0.19	но	0.03	но	0.30	но
REE ₂ O ₃	0.08	0.08	но	0.06	но	но	но
Na ₂ O	0.01	0.09	но	0.05	но	но	но
Сумма	99.34	100.03	100.00	98.82	99.78	100.70	99.80
Zr	5.101	4.981	5.243	4.949	5.016	5.225	5.005
Hf	0.051	0.033	-	0.068	0.031	0.056	-
Ti	1.943	1.932	1.812	1.982	1.857	1.762	1.505
Nb	-	0.097	-	-	0.097	0.014	0.299
Fe	-	0.035	0.110	0.016	0.044	0.235	0.189
Ca	1.855	1.868	1.699	1.941	1.879	1.699	2.001
Mg	0.035	0.012	-	0.025	-	-	-
U+Th	0.004	0.006	-	0.001	-	0.010	-
REE	0.006	0.006	-	0.003	-	-	-
Na	0.002	0.025	-	0.015	-	-	-

Примечание: 1 - тажеранит из жильных кальцифиров Тажеранского массива; 2 - тажеранит из контактовых кальцифиров Тажеранского массива; 3 - состав тажеранита [6] Тажеранского массива, Al₂O₃ - 4.61 мас.%; 4 - кальциртит из измененных магнезиальных скарнов, Кусинский массив, Юж. Урал [14]; 5 - кальциртит из щелочных метасоматитов, Африканда, Кольский п-ов (Ta₂O₅ - 0.51 мас.%) [14]; 6 - кальциртит из карбонатитов, Себль-Явр, Кольский п-ов [3]; 7 - кальциртит из щелочных-ультраосновных магматитов, Якупиранга, Бразилия [30].

SiO₂, Al₂O₃, MnO и SrO - < 0.03 мас.%; *-Ti₂O₃ - 12.48, TiO₂ - 2.5 мас.%; **Fe₂O₃ - 0.99 мас.%.
¹Формула рассчитана на 9 катионов

По содержанию примесных элементов для тажеранитов из жильных и контактовых кальцифиров были выявлены некоторые различия (Табл. 2). Тажераниты из жильных кальцифиров содержат до 1.5 мас.% HfO₂ и практически не содержат Nb₂O₅ (<0.08 мас.%), тогда как в тажеранитах из контактовых кальцифиров концентрации HfO₂ не превышают 0.9 мас.%, а содержания Nb₂O₅ достигают до 2.4 мас.% (рис. 5).

Цирконолит. Кристаллическая структура цирконолита описывается несколькими видами полиэдров: деформированными кубами, октаэдрами, а также полиэдрами с семью и пяти вершинами. Позицию кубов занимают крупные катионы: Ca, REE, Th, U, катионы Ti, Nb, Ta входят в октаэдры. В центре полиэдров с семью вершинами находятся катионы Zr. Полиэдры с пятью вершинами заполнены двумя сдвоенными катионами Ti [16, 25].

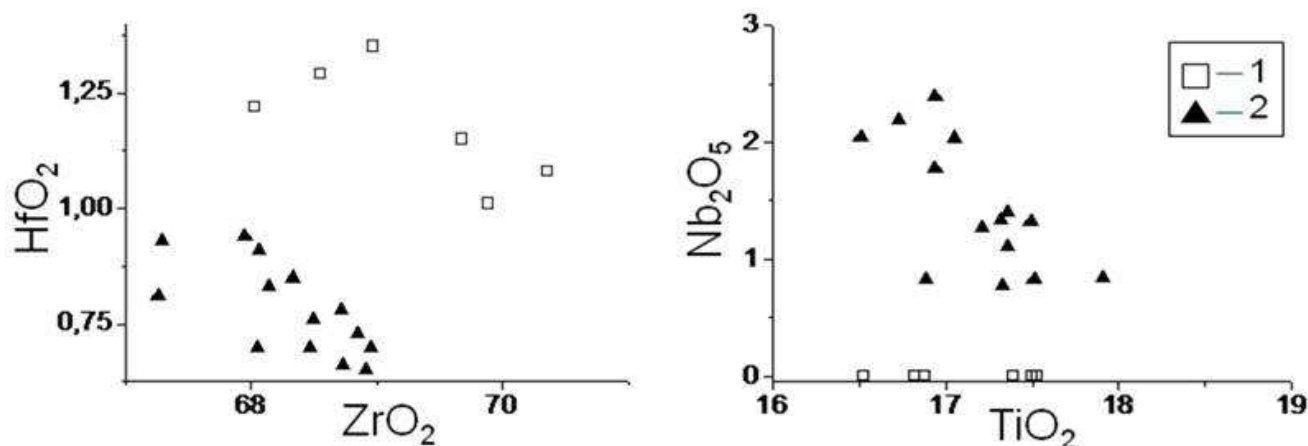


Рис 5. Вариации состава тажеранитов из жильных (1) и контактовых (2) кальцифиров Тажерана (в мас.%).

Цирконолит в контактовых кальцифирах содержит значительное количество UO_2 и ThO_2 (до 4 мас.%). Помимо урана и тория отмечаются повышенные концентрации LREE_2O_3 (до 0.7 мас.%) и Nb_2O_5 (до 3.5 мас.%) (Табл. 3).

Таблица 3.

Состав цирконолитов (мас.%) из разных генетических типов

	¹ 1 (n=13)	Min	Max	¹ 2 (n=2)	3	4	5		¹ 1 (n=13)	¹ 2 (n=2)	3	4	5
ZrO_2	36.7	36.24	37.22	33.97	29.53	34.8	32.84	Zr	1.081	1.564	0.991	1.091	1.032
HfO_2	0.3	0.24	0.4	но	0.61	но	но	Hf	0.005	-	0.012	-	-
SiO_2	0.12	0.06	0.22	но	нпо	но	но	Si	0.007	-	-	-	-
TiO_2	38.17	36.74	40.75	33.33	27.46	22.7	31.69	Ti	1.081	1.564	1.421	1.098	1.536
Nb_2O_5	2.98	1.86	3.49	3.2	3.85	15.7	3.26	Nb	0.082	0.09	0.12	0.456	0.095
FeO	2.53	1.77	2.96	8.99	3.32	7.1*	5.49	Fe	0.128	0.469	0.191	0.382	0.296
CaO	13.12	11.45	14.17	8.34	7.98	12.5	11, 05	Ca	0.849	0.558	0.589	0.862	0.764
MgO	0.15	0.15	0.21	нпо	2.62	но	0,45	Mg	0.013	-	0.269	-	0.043
MnO	0.09	нпо	0.5	но	нпо	0.2	0,06	Mn	0.005	-	-	0.011	0.003
UO₂	2.53	0.09	3.85	но	2.04	1.4	1,47	U	0.034	-	0.031	0.02	0.021
ThO₂	0.9	0.05	0.53	но	19.71	4.1	0,58	Th	0.012	-	0.309	0.06	0.009
REE₂O₃	0.22	0.08	0.71	9.42	1.91	0.9	6,52	REE	0.009	0.253	0.051	0.021	0.154
SrO	0.3	нпо	0.47	но	0.18	но	но	Sr	0.011	-	0.007	-	-
Na₂O	0.08	нпо	0.15	но	0.08	но	0,37	Na	0.009	-	0.011	-	0.046
Сумма	98.19			97.69	98.99	99.4	94,23						

Примечание: 1 - контактовые кальцифиры Тажеранского массива; 2 - жильные кальцифиры Тажеранского массива; 3 - Валаведуду, Шри Ланка [21]; 4 - карбонатиты, Кайзерштуль, Германия [28]; 5 - санидиниты, Кампи Флегрей, Италия [25]. Al_2O_3 - < 0.02; *- Fe_2O_3 - 5.32, FeO - 2.28 мас.%.
¹Формула рассчитана на 4 катиона.

Перовскит. Химизм перовскитов из разных типов кальцифиров различен (Табл. 4). В жильных кальцифирах в перовскитах наблюдаются повышенные содержания ZrO_2 (до 0.2 мас.%) и Al_2O_3 (до 0.2 мас.%). В контактовых кальцифирах – повышенные концентрации Nb_2O_5 (до 1 мас.%), Na_2O (до 1.1 мас.%), UO_2 (до 0.5 мас.%), ThO_2 (до 0.4 мас.%) и LREE_2O_3 (до

4.5 мас.%) (рис. 6). Для зональных перовскитов из контактовых кальцифиров наблюдается следующая закономерность: краевая часть соответствует перовскитам из контактовых кальцифиров, а для центральной зоны отмечены составы близкие к таковым для перовскитов из жильных кальцифиров.

Таблица 4.

Состав перовскитов (мас.%) из кальцифиров Тажеранского массива

	¹ 1 (n=10)	2 (n=15)	3		¹ 1 (n=10)	2 (n=15)	3
ZrO ₂	0.16	0.03	нпо	Zr	0.002	0	-
TiO ₂	58.3	57.66	58.96	Ti	1.004	1.004	1.011
Nb ₂ O ₅	0.1	0.47	нпо	Nb	0.001	0.005	-
Fe ₂ O ₃	0.02	0.41	0.15	Fe ³⁺	0.001	0.016	0.006
CaO	39.74	37.2	39.64	Ca	0.976	0.924	0.969
MgO	0.05	0.03	0.07	Mg	0.002	0.001	0.002
MnO	нпо	0.02	нпо	Mn	-	0.001	-
UO ₂	0.02	0.25	нпо	U	0	0.001	-
ThO ₂	нпо	0.97	нпо	Th	-	0.001	-
REE ₂ O ₃	0.2	1.88	0.12	REE	0.003	0.016	0.001
SrO	0.2	0.23	0.24	Sr	0.003	0.003	0.003
Na ₂ O	0.16	0.59	0.16	Na	0.007	0.027	0.007
Сумма	99.74	98.95	99.45				

Примечание: 1 - жильные кальцифиров; 2 - контактовые кальцифиров; 3 - центр зонального перовскита из контактового кальцифира. SiO₂, HfO₂ и Al₂O₃ - < 0.03.

¹ Формула рассчитана на 2 катиона.

Гейкилит. Для гейкилита из жильных кальцифиров характерна примесь FeO (до 2.3 мас.%), а также небольшие концентрации CaO (до 0.6 мас.%) (рис. 7, Табл. 5).

Таблица 5.

Состав ильменитов и гейкилитов (мас.%) из кальцифиров Тажеранского массива

	¹ 1 (n=4)	¹ 2 (n=6)		¹ 1 (n=4)	¹ 2 (n=6)		¹ 1 (n=4)	¹ 2 (n=6)
TiO ₂	67.16	55.7	Ti	1.026	0.987	Миналы		
FeO	2.3	35.98	Fe	0.037	0.709	MgTiO ₃	25.58	94.66
CaO	0.52	0.27	Ca	0.011	0.007	FeTiO ₃	70.05	4.01
MgO	30.47	7.38	Mg	0.922	0.259	MnTiO ₃	3.7	0.15
MnO	0.08	1.88	Mn	0.001	0.037	CaTiO ₃	0.68	1.17
Сумма	100.53	101.21						

Примечание: 1- гейкилиты из жильных кальцифиров; 2- ильмениты из контактовых кальцифиров. SiO₂, Al₂O₃ - < 0.02; Nb₂O₅ - < 0.08.

¹ Формула рассчитана на 2 катиона.

Ильменит. Ильмениты из контактовых кальцифиров содержат до 8.3 мас.% MgO, а также для них отмечается примесь MnO (до 2.0 мас.%) (рис. 7, Табл. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ti-Zr минерализация – нередкое явление для щелочных и ультраосновных пород и карбонатитов. Присутствие Ti-Zr минералов в кальцифирах Тажерана может быть объяснено воздействием щелочной интрузии на вмещающие толщи.

Бадделеит в подчиненном количестве характерен для разных типов пород: лунных базальтов и анортозитов, метеоритов SNC, ультраосновных и основных пород, а также наиболее часто – для щелочных пород и карбонатитов [18, 19, 24].

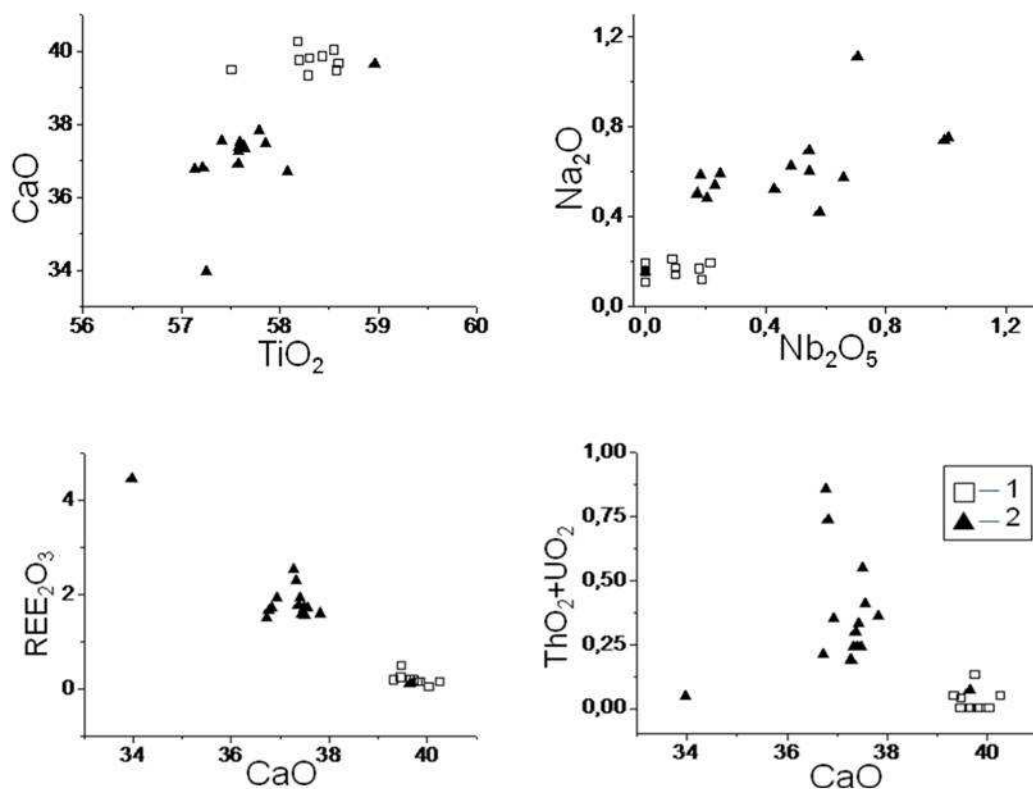


Рис 6. Вариации состава перовскитов из жильных (1) и контактовых (2) кальцифиров Тажеранского массива (в мас.%).

Для бадделеитов характерны примеси HfO₂ (до 2 мас.%, в лунных базальтах), TiO₂ (до 3.5 мас.%, в лунных базальтах), Nb₂O₅ (до 2.5 мас.%, в карбонатитах) FeO (до 1 мас.%, в лунных базальтах), CaO (до 0.5 мас.%, в кимберлитах), MgO (до 0.2 мас.%, в карбонатитах) и REE₂O₃ (до 0.1 мас.%, в кимберлитах, основных и ультраосновных породах). Состав бадделеита из контактовых кальцифиров Тажеранского массива наиболее близок к составам бадделеитов из кимберлитов Конго и карбонатитов Якупиранга (Табл. 1).

Кальцитрит – типоморфный минерал карбонатитов [15, 29], щелочно-ультраосновных магматических пород и связанных с ними высокотемпературных метасоматитов: камафоритов и скарнов [2, 14].

Тажеранит, как и кальцитрит, характерен для щелочных, ультраосновных и карбонатитовых массивов. К настоящему времени он достоверно установлен только в породах четырех массивов: Тажеран, где он был открыт в 1969 году Коневым А.А. с соавторами [7], Якупиранга [26], Альнэ [20] и Йоко-Довырен [17].

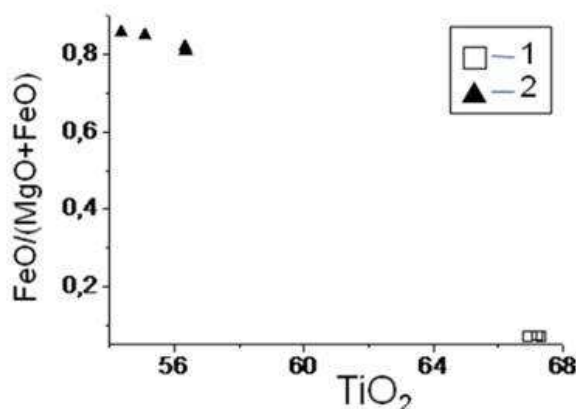


Рис 7. Соотношение $\text{FeO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ в гейкилитах из жильных кальцифиров (1) и ильменитах из контактовых кальцифиров (2) Тажеранского массива (в мас. %).

Сопоставление химического состава тажеранита из кальцифиров Тажеранского массива с кальцитритами-тажеранитами из других генетических типов пород (Табл. 2) показывает, что в тажеранитах из кальцифиров Тажерана наблюдается более высокая концентрация UO_2 и ThO_2 (до 0.4 мас.%). Содержание HfO_2 и Nb_2O_5 в тажеранитах из жильных кальцифиров сопоставимо с их концентрациями в метаморфогенных кальцитритах. Тажераниты из контактовых кальцифиров Тажерана по содержанию этих элементов близки кальцитритам из щелочных метасоматитов.

Цирконолит является редким минералом, и его находки связаны в основном с карбонатитами и ультраосновными щелочными интрузивными и вулканическими породами [31].

Для цирконолитов характерно значительное количество UO_2 и ThO_2 (из-за чего этот минерал становится метамиктен), Nb_2O_5 , FeO и REE_2O_3 . Это объясняет значительные вариации по основным компонентам: CaO – 8-12 мас.% [25, 28], ZrO_2 – 30-33 мас.% [21] и TiO_2 – 28-32 мас.% [25, 28] (Табл. 3).

Содержание главных элементов в цирконолитах из контактовых кальцифиров Тажеранского массива значительно выше, чем в цирконолитах из других генетических типов за счет меньших примесей железа, магния, урана, тория и редкоземельных элементов.

Для практически всех исследованных нами Ti-Zr минералов Тажеранского массива (цирконолит, тажеранит и др.) прослеживаются следующие закономерности: минералы из жильных кальцифиров обладают повышенными содержаниями MgO, HfO₂ и MnO; минералы из контактовых кальцифиров - повышенными концентрациями FeO, Nb₂O₅, UO₂, ThO₂ и LREE₂O₃.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор крайне признателен Склярову Е.В. (ИЗК СО РАН, Иркутск) за предоставленные данные по цирконолиту из жильного кальцифира Тажерана, а также Галускину Е.В. (Силезский Университет, Польша) за помощь в исследовании Ti-Zr минералов с использованием сканирующего микроскопа Philips XL30 и Федоровскому В.С. (ГИН РАН, Москва) за помощь в проведении полевых исследований. Автор также признателен Шарыгину В.В. и Смирнову С.З. (ИГМ СО РАН, Новосибирск) за помощь в работе, обсуждении полученных данных и критические замечания ранних версий данной статьи, и Поспеловой Е.Н. (ИГМ СО РАН, Новосибирск) за помощь при микрозондовом анализе.

Исследования были выполнены при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-64761) и СО РАН (интеграционный проект 6.15).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb, K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология Сибирской платформы и прилегающих областей, Изд-во «Наука», Ленинград, 1990, с. 170-183.
2. Бородин Л.С., Лапин А.В. Рудоносные камафориты // Из. «Наука», Москва, 1976, 240 с.
3. Гекимянц В.М., Спиридонов Э.М. Эпигенетическая минерализация родингитового типа в скарнах Кусинского Fe-Ti-месторождения Южного Урала // Урал. минералог. Школа-95. Екатеринбург, 1995, с. 48-53.
4. Конев А.А., Грудинин М.И., Остапенко Ю.П. Тажеранский щелочно-габброидный массив, Приольхонье // Геология и геофизика, 1967, №8, с. 120-122.
5. Конев А.А., Резницкий Л.З., Феоктистов Г.Д., Сапожников А.Н., Конева А.А., Скляров Е.В., Воробьев Е.И., Иванов В.Г., Ушаповская З.Ф. Минералогия Восточной Сибири на пороге XXI века (новые и редкие минералы) // Изд-во «Интернет Инжиниринг», Москва, 2001, 239 с.
6. Конев А.А., Самойлов С.В. Контактный метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии // Изд-во «Наука», Новосибирск, 1974, 244 с.
7. Конев А.А., Ушаповская З.Ф., Кашаев А.А., Лебедева В.С. Тажеранит - кальций-титан-циркониевый минерал // Докл. АН СССР, 1969, т. 186, №4, с. 917-920.
8. Пятенко Ю.А., Пудовкина З.В. О кристаллической структуре кальцитита – новой производной структурного типа CaF₂-CeO₂ // Кристаллография, 1961, т. 6, № 2, с. 196-199.
9. Расцветаева Р.К., Пушаровский Д.Ю., Спиридонов Э.М., Гекимянц В.М. Кристаллическая структура упорядоченного кальцитита Ca₂Zr₅Ti₂O₁₆ // Кристаллография, 1995, т. 40, № 5, с. 809-811.
10. Расцветаева Р.К., Пушаровский Д.Ю., Спиридонов Э.М., Гекимянц В.М. Тажеранит и кальцитит: структурно-минералогическое сходство и различие // Докл. АН, 1998, т. 359, с. 529-531.
11. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры // Изд-во «Научный мир», Москва, 2001, вып. 545, 164 с.
12. Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Котов А.Б., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Анисимова И.В. Тажеранит и кальцитит – новые минералы геохронометры: первый опыт U-Pb изотопных исследований // Тезисы совещания, Москва, 2007 (в печати).
13. Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Склярова А.Е. Парадоксы Тажеранского массива нефелиновых и щелочных сиенитов (Приольхонье): уточнение модели формирования или ключ к новой концепции // Геодинамическая эволюция литосферы

- Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту (м-лы совещания), Изд-во «ИГ СО РАН», Иркутск, 2007, вып. 5, т. 2, с. 79-81.
14. **Спирidonov Э.М., Гекимянц В.М., Куликова И.М.** Новый метаморфогенный генетический тип кальцитита // Докл. АН, 1999, т. 366, с. 104-106.
 15. **Bulakh A.G., Anastasenko G.F., Dakhiya L.M.** Calzirtite from carbonatites of Northern Siberia // Am. Miner., 1967, v. 52, p. 1880-1884.
 16. **Cheary R.W., Coelho A.A.** A site occupancy analysis of zirconolite $\text{CaZr}_x\text{Ti}_{3-x}\text{O}_7$ // Phys Chem. Minerals, 1997, v. 24, p. 447-454.
 17. **Galuskin E.V., Pertsev N.N., Armbruster T., Kadiyski M., Zadov A.E., Galuskina I.O., Dzierzanowski P., Wrzalik R., Kislov E.V.** Dovyrenite $\text{Ca}_6\text{Zr}[\text{Si}_2\text{O}_7]_2(\text{OH})_4$ – a new mineral from skarned carbonate xenoliths in basic-ultrabasic rocks of the Ioko-Dovyren massif, Northern Baikal region, Russia // Mineral. Polonica, 2007, v. 38, p. 15-28.
 18. **Haggerty S.E.** Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance // Rev. Mineral., 1991, v. 25, 355 p.
 19. **Heaman L.M., LeCheminant A.N.** Paragenesis and U-Pb systematic of baddeleyite (ZrO_2) // Chem. Geol., 1993, v. 110, p. 95-126.
 20. **Högbom A.G.** Über das Nephelinszenitgebiet auf der Insel Alnö // Geol. Fören. Stockholm Förth, 1985, v. 17, p. 100-160.
 21. **Hoog J.C.M., Bergen M.J.** Notes on the chemical composition of zirconolite with thorutite inclusions from Walaweduwa, Sri Lanka // Mineral. Mag., 1997, v. 61, p. 721-725.
 22. **Kapustin Yu.L.** Mineralogy of Carbonatites // Amerind, New Delhi, 1980, 259 p.
 23. **Kerschhofer L., Schärer U., Deutsch A.** Evidence for crystals from the lower mantle: baddeleyite megacrysts of the Mbuji Mayi kimberlite // Earth. Planet. Sci. Lett., 2000, v. 179, p. 219-225.
 24. **Lumpkin G.R.** Physical and chemical characteristics of baddeleyite (monoclinic zirconia) in natural environments: an overview and case study // J. Nuc. Mater., 1999, v. 274, p. 206-217.
 25. **Mazzi F., Munno R.** Calciobetafite (new mineral of the pyrochlore group) and related minerals from Campi Flegrei, Italy; crystal structure of polymignyte and zirkelite: comparison with pyrochlore and zirconolite // Am. Mineral., 1983, v. 68, p. 262-276.
 26. **Menezes L.A., Martins J.M.** The Jacupiranga mine, Sao Paulo (Brazil) // Mineral. Rec., 1984, v. 15 (5), p. 261-270.
 27. **Rossel H.J.** Calzirtite – a fluorite-related superstructure / Acta Cryst.B., 1982, v.38, p.593-595.
 28. **Sinclair W., Eggleton R.A.** Structure refinement of zirkelite from Kaiserstuhl, West Germany // Am. Mineral., 1982, v. 67, p. 615-620.
 29. **Sinclair W., Eggleton R.A., McLaughlin G.M.** Structure refinement of calzirtite from Jacupiranga, Brazil // Am. Mineral., 1986, v. 71, p. 815-818.
 30. **Van der Veen A.** Calzirtite and associated minerals from Taripa, Brazil // Mineral. Mag., 1965, v. 35, p. 544-547.
 31. **Williams C.T., Griere R.** Zirconolite: a review of localities worldwide, and a compilation of its chemical compositions // Bull. Nat. Hist. Mus. (Geol.), 1996, v. 52, p. 1-24.