



# **ГЛУБИННЫЙ МАГМАТИЗМ, ЕГО ИСТОЧНИКИ И ПЛЮМЫ**

**Deep seated magmatism, its sources and plumes**



**ВЛАДИВОСТОК  
ИРКУТСК  
2008**

*Российская Академия Наук  
Сибирское Отделение  
Институт геохимии им. А.П.Виноградова  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН  
Российский Фонд Фундаментальных исследований*



# **Глубинный магматизм, его источники и плюмы**

**(Deep-seated magmatism,  
its sources and plumes)**

*Труды  
VIII Международного семинара  
" Глубинный магматизм, его  
источники и плюмы"*

*Редактор Н.В. Владыкин*

**Иркутск  
2008**

**Глубинный магматизм, его источники и плюмы.**

Труды VIII международного семинара. Владивосток. Изд-во Института географии СО РАН, 2008. 280с. ISBN 978-594797-130-9. Вып. 2

Очередной семинар в 2008 году прошел в LDUB ДВО РАН (г. Владивосток) на геологической базе Авангард, материалы которого и напечатаны в предлагаемом сборнике.

В нем рассматриваются проблемы самоорганизации планеты Земля, образование щелочных петрофаций в континентальной литосфере и механизм формирования ядра и силикатных оболочек Земли. На базе большого фактического материала по мантийным ксенолитам обоснованы особенности флюидного режима литосферной мантии под Сибирской платформой. Рассмотрена эволюция континентальной литосферной мантии Сибири и её взаимодействие с верхнедевонским - нижнекарбонным плюмом. На основе изучения вулканических пород трубки Нюрбинская рассмотрено состояние верхней мантии региона от рифея до карбона. Разработаны геохимические типы кимберлитов и условия их генерации. Рассмотрена проблема маломолекулярно-массового распределения газообразных углеводородов и их происхождения в щелочных магматических комплексах. Выявлены мантийные источники сильно восстановленных расплавов в мантийных перидотитах с архипелага островов Зеленого мыса и особенности дифференциации их щелочных магм. Приводятся оригинальные данные по карбонатитовым лавам вулкана Олдоиньи – Ленгаи в Танзании, обосновывается выделение 4 формационных типов карбонатитов и на основе геохимии изотопов Tв-Sr и C-O определяются типы мантии их источников. Обсуждаются геохимические особенности щелочного палеозойского магматизма Белоруссии. Изучены вариации составов Pt и Au – минерализации уникального щелочно-ультраосновного массива Кондер, Вост. Алдан. Особое место занимают термобарогеохимические исследования базанитов из трубок взрыва Северо- Минусинской впадины. Рассмотрен рёнит, как потенциальный индикатор PT-FO<sub>2</sub> условий кристаллизации щелочных базальтов.

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 В.С. Антипин  
Оригинал-макет: С.С. Цыпукова*

*Институт географии СО РАН  
664033, г.Иркутск, ул. Улан-Баторская 1*

Отпечатано в Глазковской типографии. г.Иркутск, ул. Гоголя 53.

Заказ №.2908 Тираж 100 экз.

**ISBN 978-5-94797-130-9**

© Институт геохимии СО РАН, 2008  
© Институт географии СО РАН, 2008

На обложке фото вулкана Пектусан в Приморском крае (автор В. Г. Сахно)

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Предисловие редактора</b>	4
<b>Летникоов Ф. А.</b> Самоорганизация планета Земля и проблема образования щелочных петрофаций в континентальной литосфере.	5
Анфилогов В.Н., Хачай Ю. В. Механизм формирования ядра и силиктных оболочек Земли.	14
<b>Рябчиков И. Д. , Когарко Л. Н., Брюгманн Г. Е.</b> Мантийные источники сильно восстановленных расплавов в мантийных переидотитах с острова Сал, архипелаг островов Зелёного мыса.	25
<b>Когарко Л. Н.</b> Особенности дифференциации щелочных магм островов Зеленого мыса.	33
<b>Владыкин Н. В.</b> Формационные типы карбонатитов, их геохимия и генезис.	45
<b>Зайцев а. Н., Петров С. В.</b> Карбонатиты вулкана Олдоиньо Ленгаи, Северная Танзания.	59
<b>Похиленко Л. Н., Похиленко Н. П., Фёдоров И. И., Томиленко А. А., Усова Л. В., Фомина Л. Н.</b> Особенности флюидного режима литоферной мантии Сибирской платформы.	71
<b>Ащепков И. В., Владыкин Н. В., Кулигин С. С., Алымова Н. В., Палесский С. В., Николаева И. В., Ротман А. Я., Карпенко М.А., Хмельникова О. С.</b> Эволюция континентальной литосферной мантии Сибирской платформы.	84
<b>Нивин В. А.</b> Малекулярно-массовое распределение газообразных углеводородов и проблема их происхождения в щелочных магматических комплексах.	108
<b>Саблуков С. М., Саблукова Л. И., Стегницкий Ю. Б., Карпенко М. А., Спиваков С. В.</b> Вулканбические породы трубки Нюрбинская: отражение состояния верхней мантии региона от рифея до карбона, геодинамическое следствие.	132
<b>Лапин А. В., Толстов А. В.</b> Геохимические типы кемберлитов и условия их генерации	166
<b>Ленников А. В., Иванов В. В., Октябрьский Р. А.</b> Щелочно-ультроосновные массивы Кондерского комплекса – их петрографо-минералогические особенности и благороднометальная минерализация.	191
<b>Шарыгин В. В.</b> Рёнит в щелочных базальтах: потенциальный индикатор Р-Т-FO <sub>2</sub> условий кристаллизации (по данным изучения включений расплава в оливине).	228
<b>Тимина Т. Ю.</b> Термобарические и геохимические особенности кристаллизации базанитов их трубок взрыва Северо-Минусинской впадины (по данным изучения включений расплава).	254

## 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 породы щелочных комплексов, кимберлиты, 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 расширяются и углубляют знания об особенностях их вещественного состава, а данные изотопно-геохимических исследований подтверждают мантийную природу источников вещества 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 8 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) и в 2007г Неаполе (Италия).

Очередной семинар в 2008 году прошел в ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток), на геологической базе Авангард. Материалы которого и напечатаны в предлагаемом сборнике. В нем рассматриваются проблема самоорганизации планета Земля, образования щелочных петрофаций в континентальной литосфере и механизм формирования ядра и силикатных оболочек Земли. На базе большого фактического материала по мантийным ксенолитам обоснованы особенности флюидного режима литосферной мантии под Сибирской платформой. Рассмотрена эволюция континентальной литосферной мантии Сибири и её взаимодействие с верхнедевонским – нижнекарбоновым плюмом. На основе изучения вулканических пород трубки Нюрбинская рассмотрено состояние верхней мантии региона от рифея до карбона. Разработаны геохимические типы кемберлитов и условия их генерации. Рассмотрена проблема малекулярно-массового распределения газообразных углеводородов и их происхождение в щелочных магматических комплексах. Выявлены мантийные источники сильно восстановленных расплавов в мантийных перидотитах с архипелага островов Зеленого мыса и особенности дифференциации их щелочных магм. Приводятся оригинальные данные по карбонатитовым лавам вулкана Олданди-Ленгай в Танзании, обосновывается выделение 4 формационных типов карбонатитов и на основе геохимии изотопов Nd-Sr и C-O определяются типы мантии их источников. Обсуждаются геохимические особенности щелочного палеозойского магматизма Белоруссии. Изучены вариации составов Pt и Au – минерализации уникального щелочно-ультроосновного массива Кандер, Восточный Алдан. Особое место занимают термобарогеохимические исследования базанитов из трубок взрыва Северо-Минусинской впадины. Рассмотрен ренит, как потенциальный индикатор P-T- $FO_2$  условий кристаллизации щелочных базальтов.

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

Председатель Оргкомитета,  
Главный редактор,  
доктор геолого-минералогических наук

Н.В. Владыкин

## **Самоорганизация планеты Земля и проблема образования щелочных петрофаций в континентальной литосфере.**

Ф.А. Летников

*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, E-mail: letnikov@crust.irk.ru*

Как нами было показано ранее [5], планета Земля сформировалась в ходе длительной самоорганизации, начало которой было положено ~ 4.5 млрд. лет тому назад. В целом строение планеты начало формироваться уже на самых ранних этапах ее существования.

С позиций синергетики, согласно Г. Хакену [16], во всякой открытой неравновесной динамической системе, в массе факторов, влияющих на ее стационарное состояние, можно выделить несколько главных управляющих параметров, или мод. Если с этих позиций рассматривать самые ранние этапы формирования прото-Земли, то расслоение планеты и разделение ее массы на геосферы произошло после стадии расплавления гетерогенного протолита, в котором значительную долю представляли захваченные при конденсации из протопланетного облака газы. На наш взгляд, источником энергии для расплавления массы планеты явилась теплота адиабатического сжатия флюидных включений рассеянных в твердом веществе Земли [9].

Но тем не менее, формирование геосфер произошло после расплавления твердого вещества планеты, и здесь на первый план выходят два управляющих параметра: сродство элементов к кислороду и плотность тех фаз, у которых сродство к кислороду оказалось ниже таковой величины у FeO. В общих чертах все элементы разделились на две большие группы [11]:

1. С большим сродством к кислороду и плотностью меньше, чем у Fe. Это Si, Al, Ca, Mg, Be, Zr, TR, Ti, Y, Ba, P, Cr и другие.

2. Во вторую группу вошли элементы с плотностью больше, чем у Fe, но с меньшим сродством к кислороду. Это Cu, Pt, Bi, Mo, W, Ni, Pb, Ag, Au и другие.

То есть, элементы первой группы сформировали твердую оксидную оболочку Земли, протяженностью ~ 3000 км, сложенную силикатами, оксидами и в меньшей мере карбонатами, относимую в наше время к мантии. Резкая граница мантии жидкого металлического ядра Земли, однозначно указывает на то, что в строении жидкого и твердого ядра Земли принимают участие самородные металлы, их сульфиды, карбиды и нитриды, характеризующие бескислородную восстановленную среду, где в качестве

главных восстановителей выступали водород и азот, которые обладают способностью при высоких Р и Т растворяться в огромных количествах в металлах и сульфидах [5]. Такова в общих чертах направленность процесса дифференциации вещества Земли на самых ранних этапах ее существования. Иными словами, элементы с большим сродством к кислороду не могли пройти через “кислородное сито” верхней оболочки Земли и сформировали твердую существенно кислородную геосферу, где в составе силикатов и оксидов кислород занимает по объему 70-80%, слагая породы мантии.

Это стартовая позиция для всех последующих геологических процессов: восстановленная атмосфера, отсутствие обширных водных бассейнов и, следовательно, процессов осадкообразования, преимущественно ультраосновные и основные магматические породы на поверхности планеты. Строение мантии: самый верхний слой твердой оболочки Земли, вернее протолитосферы, значительно обеднен флюидными и петрогенными, сверхстехиометрическими по отношению к исходной существенно перидотитовой матрице, компонентами. Далее идет существенно флюидизированная неистощенная мантия, состав которой по петрогенным компонентам и по латерали, и на глубину был неодинаков. Судя по результатам изучения древнейших магматических пород протолитосферы, в ее верхних частях присутствовали породы анортозитового ряда, а позднее, в ходе дифференциации, образовывались более кислые породы трондьемитового ряда.

Поскольку данный сборник посвящен генезису щелочных пород, то мы акцентируем внимание на поведении щелочей и существенно флюидно-щелочных систем литосферы.

Набор главных породообразующих минералов протоархейской коры, сложенной магматическими породами, невелик: пироксены, оливин, гранат, шпинель, реже основные плагиоклазы, и еще реже амфиболиты и слюды. В этих условиях у К, Na, Li, Rb и Cs вероятность вхождения в главные породообразующие минералы была невелика. У щелочей было два пути направленной миграции.

1) Учитывая высокую температуру верхних частей планеты в архее и восстановленный характер флюидов, логично ожидать наличие в этих условиях щелочных металлов в самородном виде. А поскольку у этих металлов очень низкие температуры испарения: Na – 880°C, К – 762°C, Rb – 696°C, Cs – 670°C, то вполне обоснованно можно ожидать их выделение в газовую фазу и далее в восстановленную протоатмосферу. Это тем более вероятно, если учесть масштабы раннеархейского вулканизма и вынос в атмосферу значительных количеств флюидов. Из атмосферы щелочные элементы выпадали на остывающую поверхность и, в силу высокой растворимости в воде, в последующее геологическое время, при формировании на ее поверхности первых водных бассейнов, растворялись в

них, обеспечивая их высокую соленость, которая возрастала по мере выноса хлора в режиме дегазации.

2) Как уже подчеркивалось нами ранее [11] щелочные элементы в силу низкого удельного веса не могли по законам гравитации опускаться к ядру Земли, а одновременно сравнительно низкое сродство к кислороду предопределяло в системе “силикат – флюид” накопление их в составе флюидов. То есть коэффициенты накопления для щелочей в этой системе были явно в пользу флюида. По такому механизму формировался громадный по масштабам фронт накопления щелочей в составе флюидных обособлений в толще флюидизированной мантии, соотносимой в наше время с астеносферой. Эта флюидная компонента, заключенная преимущественно в объеме обособленных флюидных включений, а также в составе пленок, выполняющих мельчайшие зазоры между минералами и микропоры на стыках зерен, явилась именно той базой, на основе которой шло образование разнообразных флюидных систем, сформировавших с одной стороны гранитогнейсовый слой литосферы, а с другой - обогащенный щелочами слой неистощенной мантии, подстилающий зрелые литосферные блоки [7].

В данном случае реализуется процесс глобальной самоорганизации в наиболее диссипативной внешней оболочке литосферы. Как известно, процесс остывания верхней части литосферы характеризуется двумя сопряженными процессами, которые, судя по геологическим данным, начали реализоваться в отдельных блоках литосферы уже на рубеже ~ 4 млрд. лет, например комплекс Исуа в Гренландии и Ийлгарн-блок в Западной Австралии, где установлены по данным U-Pb определений по цирконам самые ранние этапы гранитизации меланократовой части литосферы. Суть этого общепланетарного явления заключается в собирательном флюидном переносе вдоль зон глубинных разломов, проникающих в неистощенную флюидизированную мантию, Si, K, Na и иногда Al. На базе этих самых ранних кремнево-щелочных систем шло формирование гранитогнейсового слоя Земли. Именно сопряженный перенос Si и щелочей приводили к формированию гранитоидных пород, в которых суммарное содержание Na+K достигало 8 и более процентов. Многие исследователи, говоря о гранитизации, отдают предпочтение выносу из неистощенной мантии кремния, забывая о гигантском сопряженном процессе выноса щелочей Na, K и Rb. Дело, вероятно, заключается в том, что и в архее и в протерозое в ходе гранитизации в значительных масштабах не возникали собственно щелочные породы: щелочи и кремнезем концентрировались в гранитизируемых породах на уровнях свойственных породам гранитоидного ряда.

Истощение пород верхней мантии по флюидным компонентам (главным образом H<sub>2</sub>O), кремнезему и щелочам повышает температуру их солидуса и предопределяет перевод в жесткую литосферу. В ходе этого процесса, аналогичного явлению окололиквидусной кристаллизации магматических расплавов, перед фронтом такого перехода происходит отжатие в глубь

мантии флюидных и сверхстехиометрических компонентов, которые и являются составляющими неистощенной флюидизированной части мантии. Иными словами, происходит “отжимание” в глубь мантии флюидно-щелочного фронта, в котором накопление  $H_2O$  и других флюидов, вместе со щелочами снижает температуру солидуса меланократовой матрицы и создает благоприятные условия для выплавления здесь щелочных и щелочно-ультраосновных магм. Исходя из такой модели очевидно, что для проявления внутриконтинентального плитного щелочного магматизма на первый план выходит понятие о зрелости конкретного литосферного блока [4], когда его зрелость в значительной мере определяется возрастом кратона или платформы. Чем древнее подобная структура, тем длительнее процесс отжимания щелочного фронта на глубину и тем выше вероятность генерации магм на границе литосферы и неистощенной мантии. Поэтому наиболее масштабно щелочные магматические комплексы проявлены на древних платформах и щитах, срединных докембрийских массивах и в перефирических частях древних платформ. В равной мере это относится к комплексам сложенным ультраосновными щелочными породами и карбонатитами [1]. Как правило, щелочные и карбонатитовые магмы проникают в земную кору на завершающей стадии глобальных процессов флюидизации и связанного с этим явлением процесса массового выплавления гранитоидных магм. Вместе с тем, остается не ясным механизм пространственного и временного разделения собственно натровых и калиевых флюидных систем, столь характерных для зон протяженных глубинных разломов, где процессы альбитизации и образования связанных с ней щелочных амфиболов, разобщены с процессами калишпатизации, что особенно характерно для зон разломов в докембрийских метаморфических комплексах.

В контексте рассматриваемой проблемы, когда глубинность генерации в мантии щелочных магм напрямую связана с их щелочностью, остается не решенной проблема формирования собственно натровых и калиевых магм. А если учесть, что зачастую с ними связаны и проявления карбонатитов, то к проблеме щелочности примыкают проблемы источников  $CO_2$  и Са в мантии, на базе которых и формируются карбонатиты.

Таким образом, в общепланетарном масштабе в геологической истории Земли поведение К, Na, Rb и Cs характеризуется несколькими крупными циклами.

Первый цикл. Земля как планета только что сформировалась, атмосфера и состав эндогенных флюидов восстановленный, преобладают N, H, CO,  $CH_4$ . Вода находится в минимальных количествах, свободный кислород практически отсутствует и сконцентрирован в составе силикатов, в которых занимает от 70 до 80% объема. Температура поверхности планеты в режиме глобальной дегазации достигает нескольких сот градусов [14]. В этих восстановительных условиях многие элементы с низким сродством к

кислороду, не могли войти в состав силикатов и оксидов, были представлены атомами этих элементов. Среди них выделялась группа элементов с относительно низкими температурами испарения. В их число входили и щелочи. То есть, с одной стороны из щелочей только Na в значительных количествах входил в состав плагиоклазов первых протобазальтов, в незначительной степени Li, кроме плагиоклазов, частично замещал Mg; K, Rb и Cs в оливине, пироксен и гранат входили в ничтожных количествах и в составе восходящих восстановленных флюидных потоков выносились в протоатмосферу. Такова судьба была и других элементов с низким сродством к кислороду, которые имели сравнительно низкие температуры испарения, будучи в восстановительных условиях представлены или атомами, или их летучими соединениями с компонентами восстановительного флюида. В первую очередь это (кроме щелочных элементов) S, As, Br, Cl, Hg, I, N, P, Se. Поскольку у F химическое сродство к подавляющему числу элементов выше, чем у кислорода, то его распределение в этих условиях будет в пользу породной матрицы. У щелочных элементов T испарения снижается в ряду Li, Na, K, Rb, Cs, и в условиях высоких температур (<1000° C) вынос Na, K, Rb и особенно Cs из породной матрицы в восстановленную протоатмосферу весьма вероятен.

Это самый ранний этап истощения по щелочам ультраосновных и основных пород, покрывающих молодую планету. И хотя породы этого самого раннего этапа формирования оболочки Земли не доступны для геохимического изучения, но сама тенденция обеднения щелочами самых ранних архейских ультраосновных пород прослеживается однозначно [14].

Этап дебазификации и образования гранитной оболочки Земли проявился уже в среднем архее. Его проявление связано с глобальным выносом из недр планеты Si, Na и K (и на уровне редких и примесных элементов Rb и Cs). Начинается процесс общепланетарной гранитизации базитовой коры и формирования гранитогнейсового слоя, который характеризуется ростом гранитогнейсовых куполов, как это имело место в комплексе Исуа (Гренландия) и наиболее древних кратонах.

Это этап гигантского по своим масштабам выноса кремнезема и щелочных элементов в составе восходящих флюидов, на основе которых и формируется в коре весь спектр гранитоидных пород. Следствием такого общепланетарного процесса является истощение верхней мантии по флюидным и некогерентным (по отношению к перидотитовому субстрату) элементам и, в первую очередь, по кремнию и щелочам. Но одновременно с истощением верхней части мантии по этим компонентам и переходу ее в истощенную литосферу, происходит отступление на глубину флюидизированной части мантии, которая в свою очередь кроме флюидов обогащается многими примесными компонентами и, в первую очередь, щелочными элементами, которые в силу кристаллохимических особенностей строения пироксена, оливина и граната, слагающих перидотитовую матрицу,

не могут в значительных количествах удержаться в составе пород истощенной мантии и “отжимаются” фронтом продвижения истощенной мантии на глубину. По такому механизму формируется обогащенный щелочами, флюидами и некогерентными элементами верхний пограничный слой астеносферы. Подробно этот механизм был рассмотрен нами ранее [7]. Таким образом, в глобальном перераспределении щелочей одновременно реализуются две разнонаправленные тенденции формирования истощенной мантии: первая – вынос щелочей в земную кору и формирование гранитогнейсового слоя континентальной литосферы и вторая -- комплиментарная ей тенденция обогащения верхней части пограничного астеносферного слоя, в котором впоследствии и формируются щелочные флюидные глубинные системы, щелочные мантийные магмы, карбонатитовые, кимберлитовые и лампроитовые флюидно-магматические системы. Иными словами, мы переходим к развиваемому мной тезису о ведущей роли уровней зрелости континентальной литосферы на весь спектр эндогенных процессов, проявившихся в конкретном литосферном блоке [2, 7, 11]. В силу этого обстоятельства, собственно, и образуются щелочные мантийные магмы и богатые щелочами глубинные флюидные системы, под воздействием которых на базе корового субстрата формируются щелочные гранитоиды и щелочные метасоматиты столь характерные для зон глубинных разломов.

И, в силу проявления такой тенденции, очевидно, что пока конкретный литосферный блок не достиг уровня высокой зрелости, определяемого длительностью и интенсивностью выноса из верхней мантии флюидов и гранитизирующих компонентов и комплиментарного отступления обогащенного щелочами и флюидами пограничного слоя на глубину, собственно щелочные магматические системы образоваться не могут. Подтверждением такого вывода является работа В.Е. Хаина и Л.Н. Когарко [17], о том, что в геологической истории Земли собственно магматические щелочные породы в значительных количествах появились только в протерозое, то есть когда континентальная литосфера достигла высокой степени зрелости.

Предложенная схема распределения щелочей по зонам коры и мантии апробирована нами на Кокчетавском срединном массиве, именуемым Кокчетавской глыбой (Сев. Казахстан) и доступной изучению на площади 120000 км<sup>2</sup>. Надо подчеркнуть, что достаточно хорошо обнаженные докембрийские срединные массивы высоко информативны в плане определения очередности проявления на них эндогенных процессов.

Кокчетавская глыба по степени метаморфизма и характеру проявления субплатформенных структурно-вещественных комплексов является частью более обширного докембрийского Кокчетав – Улутауского выступа докембрийского основания Туранской плиты, или Казахстанского щита.

Судя по Sm/Nd изотопным данным, субстрат, из которого выплавлялись мантийные [8] и коровые [18] магматические расплавы имел среднепротерозойский возраст. Более того, возраст наиболее древних кластогенных цирконов из метаморфизованных верхнерифейских ильменит-рутиловых россыпей достигает 2.3-2.5 млрд. лет, с максимумом в 1.4-1.8 млрд. лет. И уже в последнее время среди метаморфических пород зерендинской серии выявлены тела плагиогранитов с возрастом более 1.1 млрд. лет [12]. Иными словами, все это однозначно указывает на докембрийский возраст Кокчетавской глыбы, что дает нам возможность проследить петрологическую и геохимическую направленность во времени всех эндогенных процессов, проявленных на глыбе.

Прежде чем приступить к такому анализу акцентируем внимание на самом важном механизме поступления из мантии в кору флюидов и флюидизированных мантийных магм. Как уже подчеркивалось выше, истощение верхней мантии по флюидным и некогерентным элементам, и в первую очередь, по кремнезему и щелочам, предопределяет переход ее в жесткую литосферу, ниже которой располагается флюидизированная истощенная мантия, соотносимая с астеносферой. В этой модели особую важность приобретает пограничный слой астеносферы, наиболее обогащенный флюидами, щелочами и некогерентными элементами, “отжимаемыми” при продвижении вглубь нижней границы истощаемой мантии.

Поскольку флюидизированная астеносфера - это область вязкого течения, то в нее глубинные разломы, в отличие от жесткой наастеносферной мантии, проникать глубоко не могут, и, рассекая жесткую литосферу, разломы могут достигать лишь верхних частей астеносферного слоя. Поэтому всякое погружение нижней кромки наастеносферной истощенной мантии на глубину, позволяет последующим разломам проникать в глубь астеносферного слоя, дренируя богатые флюидами, щелочами и некогерентными элементами глубинные уровни астеносферы. Иными словами, глубинный разлом, истощая мантию и переводя ее в жесткую литосферу как бы “проталкивает” себя на большую глубину.

Теперь посмотрим, как реализуется такая модель на Кокчетавской глыбе.

Изучение состава докембрийского метаморфического субстрата однозначно указывает, что в суммарном исчислении метаморфического разреза в нем значительно меньше Si, K и Na. Следовательно, если в целом изохимический докембрийский метаморфизм развивался по исходным вулканогенно-осадочным породам, где среди вулканитов преобладали толеитовые базальты, что подтверждается составом амфиболитов, то для образования гранитов необходим привнос в первую очередь Si, K и Na [15].

Самые древние плагиограниты, доступные нашему изучению, фиксируют самые ранние этапы гранитизации, вернее плагиогранитизации,

поскольку в гранитизируемых метаморфических породах было высоко содержание Ca, Mg и Fe, а привнос Si, K и Na был еще недостаточен. По всей вероятности, этот процесс сопровождался ростом ранних плагиогранитогнейсовых куполов, но они в каледонское время были поглощены и уничтожены громадными куполами каледонского этапа. От позднерифейской гранитизации и гранитообразования нам доступны плагиогнейсы и плагиограниты с возрастом > 1,1 млрд. лет [13]. Это геологически подтвержденный этап флюидизации докембрийского метаморфического субстрата глубинными гранитизирующими флюидами. По предложенной нами модели следствием этого должно было быть погружение на глубину нижней части истощенной мантии, что позволило, в проявленный в каледонское время этап тектонической активизации этого блока коры, глубинным разломам достигать неистощенного астеносферного слоя. Это сопровождалось поступлением по мощным глубинным разломам огромных количеств Si, K и Na, что привело к росту крупных гранитогнейсовых куполов, но где уже в гнейсах и гранитогнейсах в их пределах, количество SiO<sub>2</sub> достигало 65-70%, а сумма K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O > 8%, при преобладании калия над натрием.

Этап каледонской гранитизации и последующего расплавления гранитогнейсовых куполов протекал с вовлечением в сферу ранее образованных плагиогнейсов и плагиогранитов, что облегчало гранитизацию и привело к формированию мощного гранитогнейсового слоя, мощность которого достигает 15-20 км.

Иными словами, погружение дренирующих астеносферу разломов привело к интенсивному переносу в земную кору в первую очередь Si и K, и в меньшей мере Na [2], что подтверждает известное петрологическое правило, где глубинность мантийных магм и флюидных систем отвечает росту “калиевости”. Эта тенденция хорошо прослеживается на Кокчетавской глыбе, где самые молодые граниты, сформировавшиеся под воздействием наиболее глубинных гранитообразующих флюидных систем, характеризуются самыми высокими содержаниями K (аляскиты и граносиениты) [2, 10]. Привносимые глубинными флюидами кремний и щелочи, кроме гранитообразующих процессов в коре, связываются в больших количествах в синтетонических метасоматитах, имевших облик биотитовых, мусковитовых, фенгитовых и серицитовых динамосланцев, но имевших тектоно-метасоматическую природу [3]. Каледонский этап “флюидизации” земной коры на Кокчетавской глыбе затронул мантию и астеносферу, где формировались ультраосновные щелочные магмы и карбонатитовые расплавы, изученные в пределах зон глубинных разломов и представленные Красномайским и Дубравским массивами [8, 12].

В породах этих массивов широко проявлены процессы флогопитизации, при крайне незначительном наличии нефелиновых парагенезисов. То есть, кроме выноса глубинными флюидами в земную кору громадных количеств

калия, воздействие этих флюидных систем проявилось и в мантии, где исходная перидотитовая матрица подверглась калиевому метамагматическому преобразованию. Об одновременности такого глобального воздействия говорят цифры возрастов этих пород: лейкограниты зерендинского массива – 440-460 млн. лет, аляскиты и граносиениты балкашинского комплекса – 412-420 млн. лет, ультраосновные щелочные породы Красномайского массива ~ 460 млн. лет [6, 8, 18].

Приведенные здесь геологические данные по Кокчетавской глыбе убедительно доказывают тесную связь зрелости отдельных литосферных блоков и проявленных на них эндогенных процессов, генерируемых глубинными флюидными системами. И в этом плане информативность щелочных пород очень высока, ибо они позволяют получать информацию о процессах в верхней мантии и в астеносфере.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 08-05-00182) и Программы поддержки научных школ (грант НШ-1864.2008.5).*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. **Владыкин Н.В.** Алданская провинция К-щелочных пород и карбонатитов // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Иркутск, 2001, с. 18-45.
2. **Летников Ф.А.** Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975, 213 с.
3. **Летников Ф.А., Заячковский А.А., Зорин Ю.А.** Роль зон активизации в металлогении Кокчетавской глыбы // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1983, ч. 2, с. 533-617.
4. **Летников Ф.А., Леви К.Г.** Зрелость литосферы и природа астеносферного слоя // Докл. АН СССР, 1985, т. 280, № 5, с. 1201-1203.
5. **Летников Ф.А.** Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992, 232 с.
6. **Летников Ф.А., Костицын Ю.А.** Rb-Sr датирование анатектических гранитов балкашинского комплекса // ДАН, 2002, т. 387, № 3, с. 378-381.
7. **Летников Ф.А.** Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геол. и геофиз., 2003, т. 44, № 12, с. 1262-1269.
8. **Летников Ф.А., Костицын Ю.А., Владыкин Н.В., Заячковский А.А., Мишина Е.И.** Изотопные характеристики Красномайского комплекса ультраосновных щелочных пород // ДАН, 2004, т. 399, № 6, с. 806-809.
9. **Летников Ф.А.** Об одном из возможных источников тепловой энергии эндогенных процессов Земли // ДАН, 2004, т. 398, № 6, с. 792-794.
10. **Летников Ф.А.** Геохимия гранитоидных комплексов полихронного Зерендинского массива // Геохимия, 2005, № 7, с. 691-711.
11. **Летников Ф.А.** Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геол. и геофиз., 2006, т. 47, № 12, с. 1296-1307.
12. **Летников Ф.А., Заячковский А.А.** Щелочные пироксениты и карбонатиты Дубравского массива (Сев. Казахстан) // Геол. рудн. месторожд., 2007, т. 49. № 1. с. 77-88.
13. **Летников Ф.А., Котов А.Б., Шершакова М.М., Шершаков А.А., Ризваева Н.Г., Макеев А.Ф.** Гранитоиды гренвиллского этапа на Кокчетавской глыбе // ДАН, 2007, т. 417, № 2.
14. **Лутц Б.Г.** Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975, 218 с.

15. Серых В.И., Розен О.М. О миграции химических элементов в земной коре при гранитообразовании // Геохимия, 1969, № 9, с. 1066-1081.
16. Хакен Г. Синергетика. М.: Мир, 1985. 419 с.
17. Хаин В.Е., Когарко Л.Н. // ДАН, 2001, т. 377, № 5, с. 677-679.
18. Шатагин К.Н. Возраст и происхождение гранитоидов Зерендинского батолита // ДАН, 1994, т. 336, № 5, с. 674-676.

УДК 550.2

## Механизм формирования ядра и силикатных оболочек Земли

Анфилогов В.Н.<sup>1</sup>, Хачай Ю.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт минералогии УрО РАН. 456317.г. Миасс

<sup>2</sup>Институт геофизики УрО РАН. 620016. Екатеринбург. Ул. Амундсена. 100

Механизм формирования ядра и возможный состав мантии рассмотрены с использованием предложенной двух стадийной модели формирования Земли. Модель предполагает, что одновременно с конденсацией вещества протопланетного облака из газовой фазы происходит аккумуляция конденсированных фаз и формирование первичных зародышей Земли, которые разогреваются до температуры плавления железа за счет энергии распада <sup>26</sup>Al. Железное ядро образуется путем объединения расплавленных железных оболочек при столкновении первичных зародышей. Часть материала, образованного при разрушении первичных зародышей, выходит из зоны питания растущей Земли и идет на формирование Луны. Двух стадийная модель имеет четкий механизм образования жидкого железного ядра на ранней стадии формирования Земли. Впервые она позволила объяснить природу возникновения магнитного поля Земли и механизм запуска магнито-геодинамического динамо. Силикатные оболочки Земли формируются из материала, состав которого соответствует составу обыкновенных хондритов и по мере роста Земли меняется в направлении от Н-хондритов к LL-хондритам. Материал углистых хондритов принимает участие в формировании Земли на завершающем этапе и входит в состав внешней части верхней мантии. В результате этого внешняя оболочка верхней мантии оказывается обогащенной водой. Благодаря активному участию воды в процессе ее дифференциации и парциального плавления на первом этапе, наряду с базальтовыми магмами, образуются большие объемы магматических пород среднего и кислого состава, представленные в разрезах архейской коры серыми гнейсами.

Современный состав ядра Земли и ее силикатных оболочек решающим образом зависят от процессов аккумуляции вещества Земли и его последующей дифференциации. В настоящее время принимается, что протопланетное вещество прошло две последовательных стадии: стадию конденсации твердых фаз из газовой фазы, которая продолжалась до ее полного завершения и следующую за ней стадию агломерации твердых частиц в газопылевых облаках [5], которая завершилась образованием планет [2]. Имеющиеся оценки времени остывания протопланетного облака ( $10^4$ - $10^5$  лет [5, 19]) показывают, что строго разграничить эти этапы и по времени и на различных расстояниях от Солнца проблематично. Поэтому нет оснований исключать возможность того, что одновременно с конденсацией из газовой

фазы будет происходить агломерация твердых частиц. Это позволяет при анализе механизма образования планет учитывать изученную в лабораторных условиях последовательность конденсации твердых фаз (рис. 1) [9].

Априорное предположение о том, что агломерация твердых частиц началась после завершения процесса конденсации первично газообразного вещества и происходила в холодном облаке, допускает только вариант

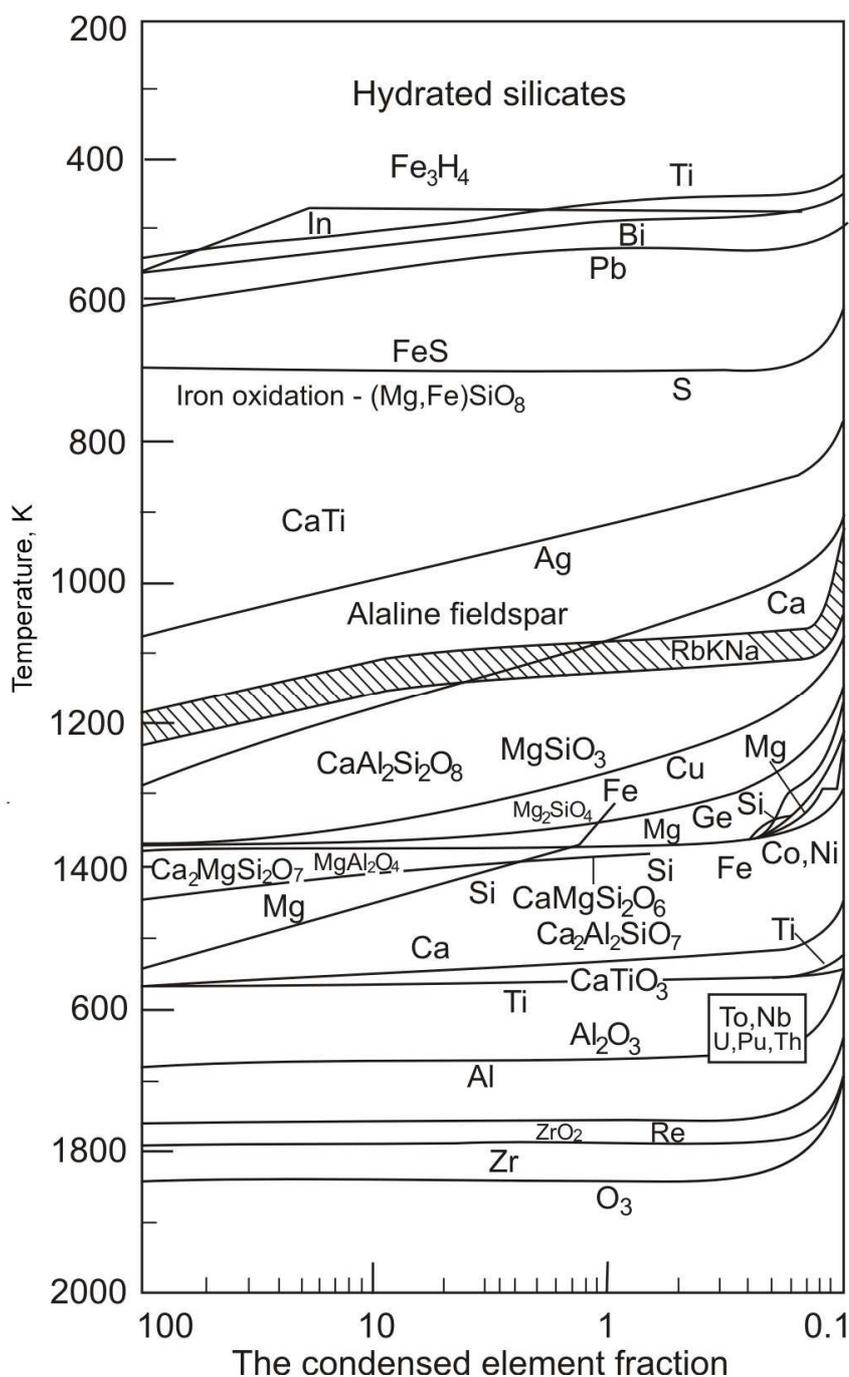


Рис. 1. Последовательность конденсации соединений из газовой фазы [9].

гомогенной аккреции Земли, который приводит к образованию холодной, первично гомогенной планеты. Разделение вещества такой планеты на металлическое ядро и силикатную мантию возможно только после вторичного разогрева верхнего слоя планеты на завершающем этапе ее формирования. В этом варианте не решен вопрос об источнике энергии, необходимом для запуска процесса дифференциации первично гомогенной Земли. Распад радиоактивных элементов может привести к разогреву Земли только через 2 млрд. лет после ее формирования. Предположение о том, что разогрев Земли произошел при ее столкновении с космическим телом, имеющим размер Марса, является умозрительным и серьезно обсуждаться не может. Кроме того, вариант гомогенной аккреции не согласуется с результатами, полученными в последнее время при изучении геохимии изотопов, свидетельствующем о том, что разделение химических резервуаров ядра и мантии произошло на начальном этапе формирования Земли. Альтернативой гомогенной аккреции является вариант, предполагающий, что состав вещества, из которого формировалась Земля не был постоянным и изменялся по мере роста планеты [3, 9]. Эта идея была поддержана многими исследователями [3, 15, 16, 18, 20, 25]. Наиболее радикальная точка зрения была высказана Андерсоном с соавторами, который предположил, что внутреннее ядро Земли, в соответствии с последовательностью конденсации, сложено наиболее ранними, дометаллическими конденсатами [16].

В настоящей работе рассмотрен возможный состав оболочек планеты и их эволюции на основе предложенной нами двух стадийной модели формирования Земли [1, 13].

Совмещение по времени процессов конденсации вещества из газовой фазы и агломерации конденсата позволяет предполагать, что состав центральных частей зародышей планет на первой стадии их формирования был близким к составу CAI - белых включений в метеорите Альенде [4, 17], которые являются наиболее высокотемпературными и ранними конденсатами в Солнечной системе [17]. По мере роста зародышей и охлаждения протопланетного облака состав конденсата будет изменяться (рис. 1), и, вслед за наиболее высокотемпературными фракциями, на поверхности зародышей будет осаждаться железо, а затем железо-силикатная смесь, соответствующая составу палласитов и оливин-пироксеновых метеоритов. В результате столкновений и частичного объединения планетезималей в протопланетном облаке сформируются зародыши планет размером в первые сотни км, строение которых схематически показано на рисунке 2. В процессе роста зародышей происходил их разогрев, обусловленный распадом коротко живущих радиоактивных изотопов, главным из которых является  $^{26}\text{Al}$  с периодом полураспада  $\tau = 7.38 \cdot 10^5$  лет [23]. Отношение  $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$  в протопланетном веществе оценивается величиной  $5 \cdot 10^{-5}$  [22].

При таком содержании  $^{26}\text{Al}$  по мере роста массы зародышей температура их центральных областей увеличивается и в центре зародыша радиусом 200 км может достигать 1830 – 2200К [1]. Этого вполне достаточно для частичного плавления смеси конденсатов в центральной части зародыша и полного плавления преимущественно железо-никелевой смеси в его средней оболочке. В то же время внешняя оболочка зародыша, сложенная оливин-пироксеновым материалом, останется твердой (рис. 2).

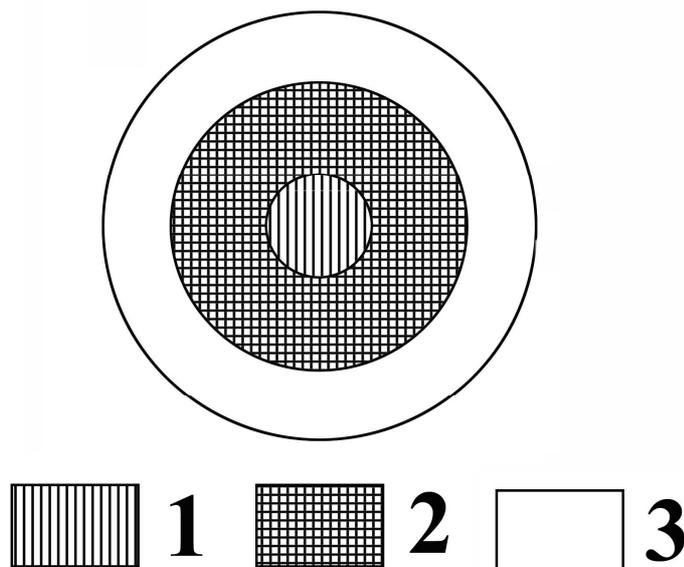


Рис. 2. Строение первичного зародыша Земли.

1 – алюмосиликатное ядро; 2- расплавленная железо-никелевая оболочка; 3- твердая оболочка хондритового состава.

Дальнейшее развитие процесса формирования планет идет по следующей схеме. В соответствии с моделью аккумуляции В.С. Сафронова [11], число зародышей, образованных на начальном этапе процесса агломерации продуктов конденсации, велико и они будут часто сталкиваться друг с другом. Столкновение двух зародышей, имеющих близкие размеры, частично расплавленное алюмосиликатное ядро, расплавленную среднюю оболочку, сложенную железом, и твердую силикатную внешнюю оболочку, приведет к их разрушению. Средние, расплавленные оболочки при столкновении сольются, образуя новый зародыш, состоящий из железо-никелевого сплава. Вещество внутренних алюмосиликатных ядер будет выдавлено из центра первичных зародышей и частично выброшено за пределы нового зародыша, образованного в результате столкновения. Внешние твердые оболочки, нижняя часть которых могла состоять из вещества близкого к составу энстатитовых и обыкновенных хондритов, будут разрушены и часть обломков также будет выброшена за пределы

растущей планеты. Схематически процесс столкновения двух первичных зародышей показан на рисунке 3. Длительность первой стадии, согласно динамическим оценкам [13] не превышает 10 млн. лет, что хорошо соответствует оценке времени разделения химических резервуаров ядра и мантии [21].

Объединение железных оболочек при столкновениях первичных тел приводит к образованию второй генерации зародышей, большая часть массы которых представлена расплавом преимущественно железо-никелевого

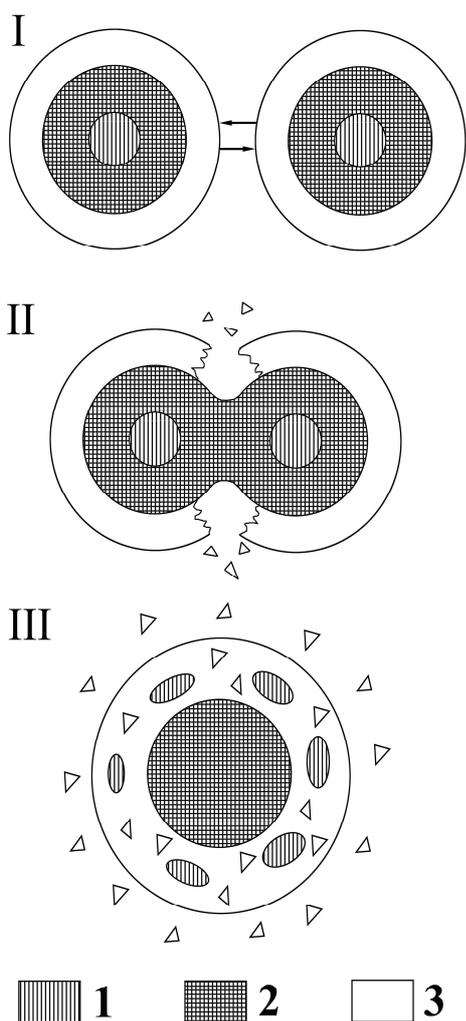


Рис. 3. Образование зародыша Земли второй генерации в результате столкновений первичных зародышей.

1 - алюмосиликатный материал; 2 - Расплавленный железо-никелевый сплав; 3 - материал, имеющий состав обыкновенных хондритов.

состава. При этом решаются две наиболее сложных проблемы, с которыми сталкиваются все модели образования Земли: проблема образования железного ядра на раннем этапе ее формирования и возможность запуска в ядре МГД динамо и образования геомагнитного поля, которые индуцируются в расплавленном железном ядре растущей Земли внешним магнитным полем [1, 13]. Динамика дальнейшего процесса формирования Земли хорошо описывается схемой В.С. Сафронова с тем отличием, что при достижении ядром большей части современной массы оно уже становится способным

удерживать преимущественно силикатную оболочку. Рассмотренная выше двух стадийная модель образования Земли представляет собой вариант гетерогенной аккреции. В отличие от вариантов, предложенных ранее [18], она содержит внятный механизм образования расплавленного железного ядра на ранней стадии формирования Земли, решает проблему удаления из центра первичных зародышей легкого алюмосиликатного материала и

замещения его железом и объясняет природу высокой температуры в растущей Земле.

Двух стадийный механизм формирования Земли позволяет по-новому рассмотреть возможный вариант совместного образования Земли и Луны, объясняющий существующий дефицит железа в составе Луны и высокую первичную температуру в ее недрах. Основным источником материала для формирования Луны в этом варианте является та часть осколков, образующихся при разрушении первичных зародышей, которая уходит за пределы притяжения зародышами, но остаются в зоне, контролируемой суммарной массой растущей планеты. Поскольку основная часть железа уже вошла в состав растущего ядра Земли, то оно не входит в состав материала, из которого формировалась Луна. Кроме железа, доступное исследованиям вещество Луны резко обеднено калием. В соответствии с последовательностью конденсации, приведенной на рисунке 1, это позволяет исключить из материала, из которого она формировалась, щелочные полевые шпаты и те твердые фазы, которые конденсировались при температуре ниже 1100К. Это также предполагает, что материал, из которого образовалась Луна, отделился от Земли до завершения процесса аккреции Земли. Если это заключение верно, то основная часть калия и натрия должна аккумулироваться растущей Землей на последней стадии и концентрироваться в верхней мантии.

Рассмотрим возможный состав силикатных оболочек Земли. Единственным источником информации о составе мантии является вещество метеоритов. Но если о составе ядра мы можем судить по составу железных метеоритов, то каменные метеориты, которые рассматриваются как возможный материал силикатных оболочек Земли, имеют весьма разнообразный состав. Поэтому выбор типа каменных метеоритов в качестве аналога вещества мантии не является однозначным. Проблема осложняется еще и тем, что часть метеоритов представляет собой обломки, выбитые с поверхности Луны и ближайших планет [14] и не могут рассматриваться как материал, из которого формировалась Земля. Это же замечание относится к метеоритам, возраст которых намного моложе возраста Земли [6].

А.Е. Рингвуд, обсуждая возможный состав нижней мантии, проанализировал комплекс физических и минералогических критериев, таких как распределение скоростей сейсмических волн, упругие свойства, плотность, минералогический состав и возможные фазовые трансформации минералов при высоких давлениях и пришел к выводу о том, что можно рассматривать две альтернативных модели [8].

1. Нижняя мантия имеет состав пиrolита а ее избыточная плотность обусловлена фазовыми переходами.

2. Нижняя мантия обогащена FeO и, возможно, SiO<sub>2</sub> [8]. Эти варианты при ближайшем рассмотрении не являются альтернативными. Во-первых, нет прямых свидетельств того, что на протяжении всего процесса аккумуляции Земли состав вещества в зоне питания оставался постоянным и, тем более, что он соответствовал составу углистых хондритов. Во-вторых, фазовые переходы, которые могут происходить в мантии, изучены экспериментально и, не учитывая изменения физических свойств минералов при фазовых переходах, трудно построить адекватную модель нижней мантии.

Таблица 1.

Средний состав обыкновенных хондритов (в скобках число анализов)

	Тип H [] (53)	Тип L [] (79)	Тип LL [] (17)	Пиролит Рингвуда [9]
SiO <sub>2</sub>	47.0	45.2	42.8	45.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.0	2.9	2.7	3.3
FeO	12.9	17.7	21.5	8.0
MgO	30.1	28.6	27.8	38.1
CaO	2.5	2.2	2.0	3.1
Na <sub>2</sub> O	1.1	1.0	0.9	0.4
FeS	5.6	5.8	5.3	-
Fe	17.3	6.7	1.3	-

Исходя из последовательности конденсации твердых фаз, приведенных на рисунке 1, нижняя мантия скорее должна иметь состав не углистых, а оливин-пироксеновых хондритов. Г.В. Войткевич пришел к заключению, что в такой же последовательности происходила конденсация и аккреция метеоритов (рис. 4), материал которых участвовал в формировании Земли. Оливин-пироксеновые хондриты отличаются от углистых отсутствием воды и присутствием значительных количеств железа и троилита (табл. 1). Также, в соответствие с последовательностью конденсации, следует ожидать, что основание мантии будет соответствовать составу H-хондритов, содержащих большое количество металлического железа. По мере наращивания массы Земли, H-хондритовый состав меняется на состав, соответствующий L и LL-хондритам. Предполагаемый хондритовый исходный состав нижней мантии по своим свойствам и по составу кардинально не отличается от пиролитовой модели. Действительно, как видно из таблицы 1, средний состав хондритов без Fe и FeS близок к составу пиролита (табл. 1). От пиролита он отличается высоким содержанием FeO и более низким содержанием MgO. Следует иметь в виду, что это исходный состав нижней мантии, который мог образоваться в процессе роста Земли. В последующем, по мере роста температуры и давления, вещество нижней мантии подверглось дифференциации, в результате которой Fe и FeS перешли в ядро. Часть

оксида железа путем диспропорционирования трансформировалась в магнетит и металлическое железо :



которые также опустились в ядро [9]. В результате конечный состав нижней мантии еще больше приблизился к составу пиролита.

Для верхней мантии наибольшим признанием пользуется пиролитовая модель, предложенная А.Е. Ригвудом. Она построена на основе сопоставления составов углистых хондритов, альпинотипных гипербазитов и глубинных ксенолитов в кимберлитах и щелочных базальтах. Однако, не смотря на общее признание, и пиролитовая модель не свободна от некоторых трудностей. Если исходить из предположения о том, что вещество, из которого сформирована Земля, соответствует некоторому среднему составу вещества метеоритов (табл. 1), то, за исключением метеорита Алленде [4] и редких уреилитов, в природе не известны метеориты, вещество которых после вычета летучих компонентов, железа и троилита имело бы столь высокие содержания MgO и столь низкие содержания FeO как в пиролите Рингвуда. В связи с этим возникает вопрос, куда делся избыток кремнезема, содержавшегося в исходном материале, и каким образом в мантии появился избыточный по сравнению с метеоритами MgO? Все это свидетельствует о том, что у нас пока нет достаточно жестких критериев для расчета состава мантии Земли и все наши модели, в том числе и пиролитовая, являются приближенными.

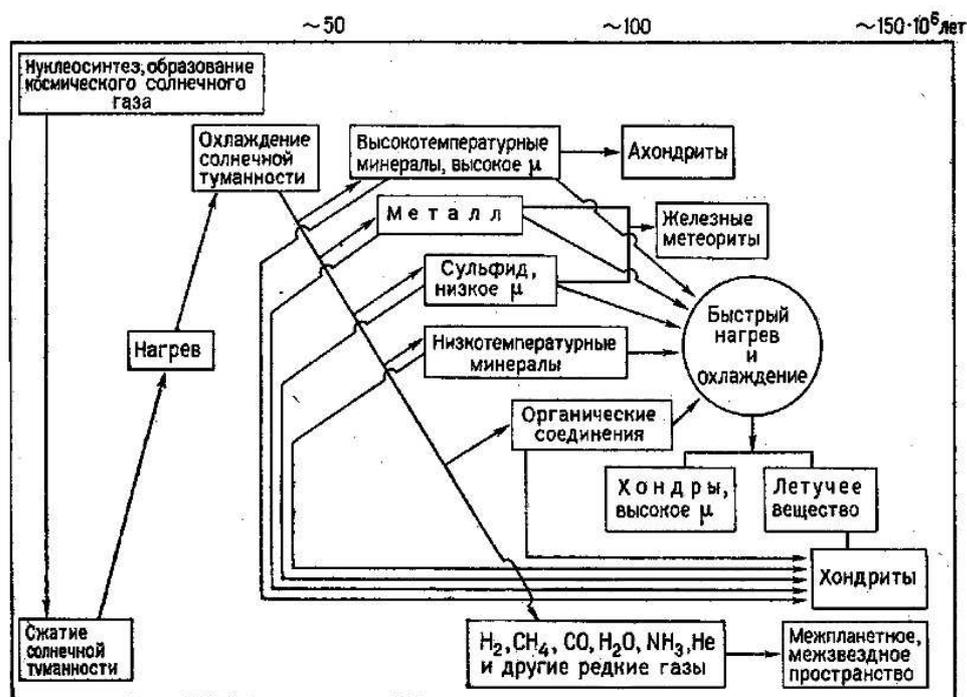
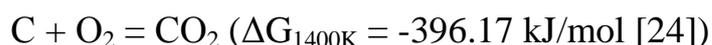


Рис. 4. **Последовательность выделения метеоритного материала при охлаждении солнечной туманности [3].**

Обратимся теперь к проблеме происхождения катархейской коры, в которой наряду с вулканитами основного состава широко представлены магматические и метаморфические породы среднего и кислого состава [10]. Породы типа «серых гнейсов» по мнению В.Е. Хаина и Н.А. Божко не только постоянно присутствуют в разрезах катархея, но и преобладают количественно [12]. Эти породы, ассоциирующие с вулканитами основного состава, могли образоваться в процессе парциального плавления исходного субстрата верхней мантии только при специфическом для катархея активном участии воды. Используемая в двух стадийной модели формирования Земли последовательность конденсации компонентов из газовой фазы, предполагает, что вода и углерод появились в материале, из которого формировалась Земля на завершающем этапе этого процесса.

Отсутствие углерода в ранних конденсатах объясняется образованием  $\text{CO}_2$ , который остается в газовой фазе протопланетного облака:



Одновременно с образованием  $\text{CO}_2$  происходит окисление железа. Изменение свободной энергии при окислении железа при температуре 1400 К и давлении ??? равно  $-180.44 \text{ kJ/mol [24]}$  и этот процесс не конкурирует с образованием  $\text{CO}_2$ . Углерод и органические соединения появляются в протопланетном веществе и в метеоритах, когда при понижении температуры в ближайшем окружении растущей планеты увеличивается содержание водорода и происходит восстановление углекислоты и образование воды:



Исходя из этого, процесс роста Земли должен завершиться образованием внешней оболочки, обогащенной водой и углеродом при хондритовом составе ее силикатной составляющей. При повышении температуры, одновременно с выплавлением базальтовой магмы, будет происходить интенсивная дегазация оболочки, сопровождающейся выделением воды, и возникать большие объемы расплава среднего и кислого состава, которые могут образовываться как путем парциального плавления мантийного субстрата, так и путем фракционной кристаллизации базальтовой магмы, насыщенной водой.

Изложенные выше соображения об источниках материала для формирования силикатных оболочек Земли позволяют выдвинуть следующую рабочую гипотезу о составе мантии вообще и верхней мантии, в частности. Средний состав мантии Земли, скорее всего, соответствует среднему составу обыкновенных хондритов, за вычетом железа и  $\text{FeS}$ . По сравнению с пиролитом Рингвуда он обогащен железом и кремнеземом и

обеднен оксидом магния. В формировании внешней части верхней мантии принимало участие вещество, близкое по составу к веществу углистых хондритов. Во внешней части верхней мантии мантии могут присутствовать три типа геохимических резервуаров: вещество примитивной мантии, состав которого соответствует среднему составу мантии Земли, полностью деплетированная мантия и вещество частично деплетированной мантии, близкое к составу пиролита Рингвуда. Образовалось оно в процессе дегазации мантии и формирования катархейской коры. Полностью деплетированная мантия образуется после выплавления базальтовой магмы из частично деплетированной мантии. В связи с тем, что интенсивность процессов дифференциации на разных областях Земли была различной, четкие глобальные геофизические границы, разделяющие эти три типа химических резервуаров верхней мантии, могут не наблюдаться, но Можно ожидать, что переходы между ними могут фиксироваться в интервале глубин от 0 до 300 км.

### **ВЫВОДЫ:**

1. Расплавленное железное ядро образуется на начальной стадии формирования Земли путем объединения железных оболочек при столкновении первичных зародышей, имеющих размеры первые сотни км.

2. Основная часть мантии Земли сложена хондритовым материалом, состав которого меняется от Н-хондритов до LL-хондритов.

3. Материал углистых хондритов принимает участие в формировании внешней оболочки верхней мантии. Его дифференциация происходит при активном участии воды и сопровождается образованием большого объема кислых магматитов.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ грант № 07-05-00395.*

### **ЛИТЕРАТУРА.**

1. **Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В.** Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли // Доклады РАН, 2005, т. 405, № 6, . 803-806.
2. **Витязев, Печерникова Г.В., Сафронов В.С.** Планеты земной группы. М.: Наука, 1990.
3. **Войткевич Г.В.** Основы теории происхождения Земли. М.: Недра. 1978. 136 с.
4. **Додд Р.Т.** Метеориты. М.: Мир, 1986, 384 с.
5. **Дорофеева В.А., Макалкин А.Б.** Эволюция ранней солнечной системы. Космохимические и физические аспекты. М.: УРСС, 2004, 264 с.
6. **Маракушев А.А.** Ранняя кора Земли по данным изучения метеоритов // Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991, с. 27-38.
7. **Мэйсон Б.** Метеориты. М.: Мир, 1965, 306 с.
8. **Рингвуд А.Е.** Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981, 584 с.
9. **Рингвуд А.Е.** Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982, 293 с.
10. Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра. 1982. 343 с.
11. **Сафронов В.С.** Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969, 244 с.
12. **Хаин В.Е., Божко Н.А.** Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988, 382 с.
13. **Хачай Ю.В., Анфилогов В.Н.** Об условиях и процессе формирования Земли на раннем этапе ее аккумуляции // Фундаментальные проблемы геотектоники, М., 2007, т. II, с. 330-333.

14. **Шуколюков Ю.А.** Изотопно-космохимические свидетельства естественного транспорта вещества между планетами земной группы (обзор литературы по проблеме) // *Геохимия*, 2003, № 11, с. 1139-1171.
15. **Anders E.** Chemical processes in the early solar system, as inferred from meteorites // *Account Chem. Res.*, 1968, № 1, p. 289-298.
16. **Anderson D.L., Sammis C., Jordan T.** Composition of the mantle and core // E.C. Robertson (ed.). *The nature of the solid Earth*. N.Y: McGraw-Hill, 1972, p. 41-66.
17. **Brearley A.J, Jones R.H.** Chondrite meteorites // *Rev. Min.*, 1998, v. 36, p. 3-83 - 3-190.
18. **Cameron A.G.W.** Accumulation processes in the primitive solar nebula // *Icarus*, 1973, v. 18, p. 407-450.
19. **Clark S.P., Turekian R.R., Grossman L.** Model of the early history of the Earth // Ed. E.C. Robertson. *Nature of the solid Earth*. N.Y: McGraw-Hill, 1972, p. 3-18.
20. **Grossman L.** Condensation in the primitive solar nebula // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1972, v. 36, p. 597-619.
21. **Harper C, Jacobsen S.** Evidence for  $^{182}\text{Hf}$  in early Solar system and constraints the timescale for terrestrial accretion and core formation // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1996, v. 60, № 7, с. 1131-1153.
22. **Merk R., Breuer D., Spohn T.** Numerical modeling of  $^{26}\text{Al}$  – Induced radioactive melting of asteroids concerning accretion // *Icarus*, 2002, v. 159, p. 183-191.
23. **Nichols R. H Jr.** Short lived radionuclides in meteorites: constraints on nebular time scales to the production of solids // *Space Sci. Rev.*, 2000, № 1-26, p. 113-122.
24. **Robie R.A, Hemingway B.S., Fisher J.R.** Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar( $10^5$  Pascals) pressure and at high temperatures // *Geol. Surv. Bull.*, 1978, № 1452, 456 p.
25. **Turekian K., Clark S.P.** Inhomogeneous accumulation of the Earth from the primitive solar nebula // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1969, v. 6, p. 346-348.

## **Мантийные источники сильно восстановленных расплавов в мантийных перидотитах с острова Сал, архипелаг островов Зеленого мыса**

И.Д. Рябчиков, Л.Н. Когарко, Г.Е. Брюгманн<sup>3</sup>

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

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН,  
Москва 119334, улица Косыгина 19*

<sup>3</sup>*Университет Майнца, Институт наук о Земле,  
Бехер-Вег 21, Майнц 55128, Германия*

В межгранулярных стёклах мантийных ксенолитов острова Сал были найдены сульфидные глобулы с железо-никелевыми сплавами и отдельные зёрна металлических фаз [1, 2]. Наличие самородных металлов и высокие температуры минеральных равновесий в лерцолитах острова Сал [2] позволяют предположить вклад вещества нижней мантии в восходящий мантийный плюм, с которым связан магматизм Кабо Верде. Такое предположение обосновывается экспериментальными данными, показывающими, что в условиях нижней мантии должно происходить диспропорционирование двухвалентного железа с формированием металлической фазы и избытка трехвалентного железа, входящего в глинозёмсодержащий силикатный перовскит [3-5]. Равновесия с участием металлической фазы находят чёткое отражение в поведении сильно сидерофильных элементов, к которым относятся металлы платиновой группы, и оказывают существенное влияние на рений-осмиевую изотопную систему, которая служит чувствительным индикатором процессов с участием сульфидов и самородных металлов [6]. Мы выполнили определения платиноидов и измерения изотопного состава осмия для ряда мантийных ксенолитов с острова Сал с целью установления возможных признаков участия нижнемантийных процессов в формировании состава материала плюма Кабо Верде.

Поскольку и осмий, и рений обладают сильно выраженными сидерофильными и халькофильными свойствами, главной формой их присутствия в мантийных породах должны служить сульфидные и металлические фазы. Распределение рассматриваемых элементов между несмешивающимися силикатными и сульфидными расплавами в ходе частичного плавления мантийных перидотитов, а также в ходе кристаллизации сульфидно-металлических расплавов приводит к сильному смещению рений осмиевых отношений. В ходе этих процессов осмий ведёт себя как совместимый, а рений как умеренно несовместимый компонент. В

противоположность этому в других изотопных системах, используемых в качестве петрогенетических индикаторов (Sm-Nd, Rb-Sr, Lu-Hf, U-Th-Pb), и материнский радиоактивный и дочерний радиогенный элементы – оба относятся к несовместимым элементам. Вследствие этого с течением времени различия изотопного состава осмия в различных геологических объектах оказываются значительно большими, чем, например, для неодима или стронция (если отклонения изотопного состава неодима от метеоритного стандарта представляются в долях  $10^{-4}$ , то в случае осмия используются сотые доли, т.е. проценты). В частности Re/Os отношение в базальтах оказывается в несколько раз более высоким по сравнению с мантийным реститом. В результате, с течением геологического времени в земной коре осмий приобретает существенно радиогенный характер, а в остаточной мантии изотопное отношение  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  получает субхондритовые значения. Эти особенности делают рений-осмиевую изотопную систему значительно более чувствительной к участию коровых и мантийных источников в геологических процессах по сравнению с другими системами, включающими радиогенные изотопы.

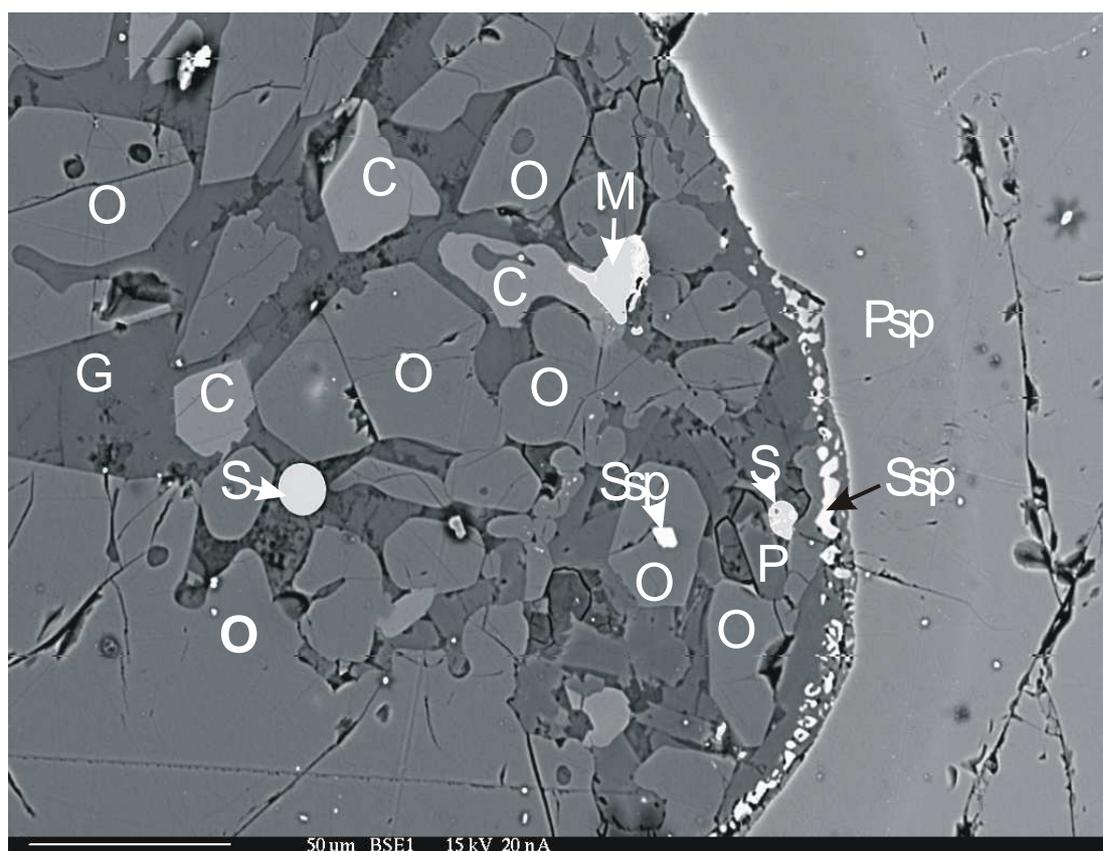


Рис. 1. Залив стекла (G) между зернами первичных оливина (O) и шпинели (Psp).

В стекле микрофенокристы оливина (O), клинопироксена (C), вторичной шпинели (Ssp), зерна сульфида (S) и железо-никелевого сплава (M). Зона первичной шпинели, контактирующая со стеклом, имеет очень низкие концентрации  $\text{Fe}^{3+}$ .

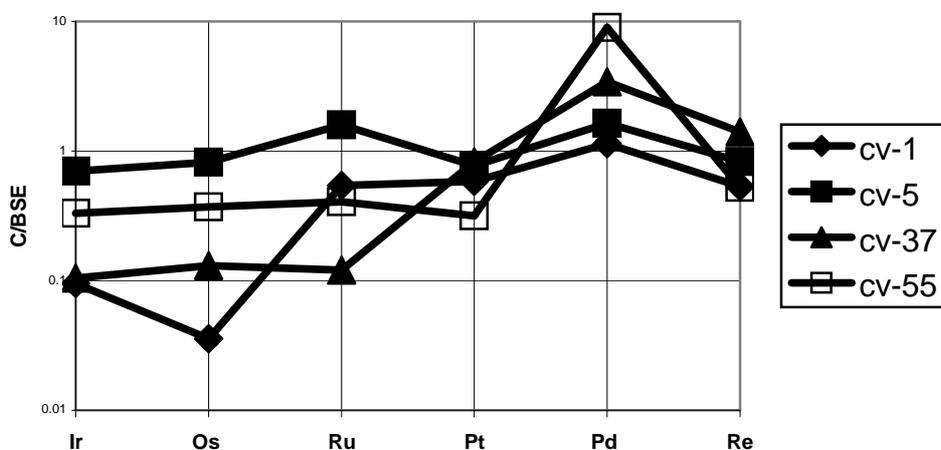
Среди мантийных ксенолитов острова Сал присутствуют гарцбургиты, лерцолиты и небольшое число пироксенитов. Лерцолиты характеризуются максимальным содержанием сульфидных глобулей и зерен железо-никелевых сплавов, заключенных в прожилки и пакеты стекла, расположенных между зернами первичных минералов ксенолитов (рис 1). Были выполнены анализы на Ir, Os, Ru, Pt, Pd и Re, а также измерен изотопный состав осмия и рения для двух образцов лерцолитов (CV5 – по петрогенным элементам близок к примитивной мантии – 20% клинопироксена и CV55 – умеренно деплетированный лерцолит – 14% клинопироксена), одного гарцбургита (CV1) и одного пироксенита (CV37). Измерения изотопного состава осмия и рения проводились с помощью масс-спектрометра Finnigan MAT 262 в Институте Макса Планка в Майнце. Концентрации Pt, Pd, Ir и Ru определялись методом изотопного разбавления. Результаты анализов приведены в таблице.

Таблица.

**Концентрации рения и платиноидов (части на миллиард) и изотопные отношения в мантийных ксенолитах острова Сал.**

Образец	Ir	Os	Ru	Pt	Pd	Re	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$
CV-1	0.304	0.121	2.465	3.841	3.728	0.170	4.8771	0.1258
CV-37	0.334	0.443	0.547	5.455	11.184	0.449	4.1191	0.1273
CV-55	1.056	1.258	1.851	2.084	29.418	0.168	0.4589	0.1239
CV-5	2.243	2.786	7.256	5.071	5.353	0.266	0.3362	0.1202

На рис. 2 показаны содержания платиноидов и рения в изученных образцах, нормализованные по отношению к валовой силикатной Земле [7]. Как видно из этой диаграммы, в лерцолите CV5, очень близкому по содержаниям породообразующих элементов к примитивной мантии,



**Рис. 2. Содержания платиноидов и рения в изученных образцах, нормализованные по отношению к валовой силикатной Земле [7].**

концентрации платиноидов и рения также очень сходны с валовой силикатной Землёй, в лерцолите CV55 они несколько ниже, но, за исключением палладиевого максимума, их соотношения также близки к валовой силикатной Земле, а гарцбургит CV1 и пироксенит CV37 характеризуются дефицитом тяжелых платиноидов по сравнению с легкими.

На рис. 3 приведена диаграмма в координатах  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  –  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ . Попытка интерпретировать её, несмотря на сильный разброс точек, как изохрону даёт возраст 64 миллиона лет. Предположение о замкнутости рассматриваемой изотопной системы, однако, совершенно нереалистично, так как ясно, что преобладающая часть платиноидов и рения была привнесена в исследуемые породы в форме металлических и сульфидных фаз, которые перемещались просачивающимся силикатным расплавом. Этот процесс протекал незадолго до извержения вулкана, вынесшего обломки мантийных пород к поверхности, как об этом можно судить по зональности зёрен шпинели, контактирующих со стеклом, включающим сульфиды и самородные металлы (рис. 1). В связи с этим рис. 3 следует рассматривать не как изохрону, а как линию смешения.

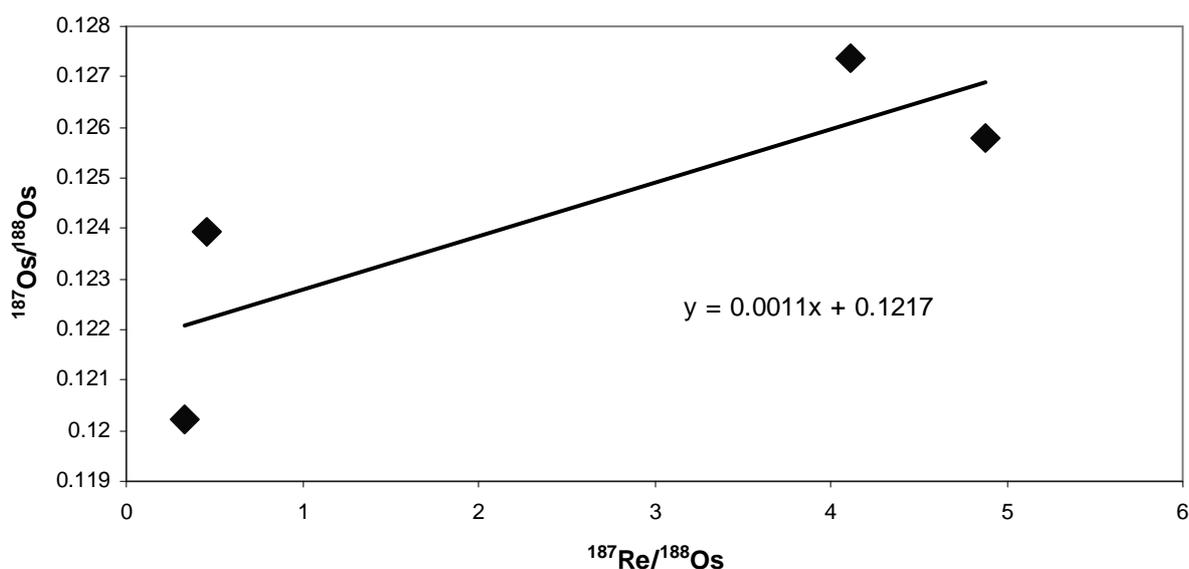


Рис. 3. Диаграмма в координатах  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  –  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  для ксенолитов с острова Сал.

Рис. 4 отражает зависимость  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  отношений от содержания осмия в образцах. Наблюдаемая обратная зависимость позволяет предположить смешение двух компонентов: в гарцбургите и пироксените с низкими содержаниями сульфидов преобладают относительно более высокие осмиевые изотопные отношения, а в лерцолитах, где сульфидов и металлических фаз значительно больше, и они были привнесены незадолго до извержения, осмий менее радиогенный.

Возможны следующие источники межзерновых расплавов, транспортирующих сульфидные и металлические фазы: (1) вмещающие вулканы (меланефелиниты), транспортирующие ксенолиты, (2) выплавки из вещества литосферы, (3) выплавки из астеносферы (верхней мантии), (4) выплавки из материала нижней мантии, включенного в восходящий плюм.

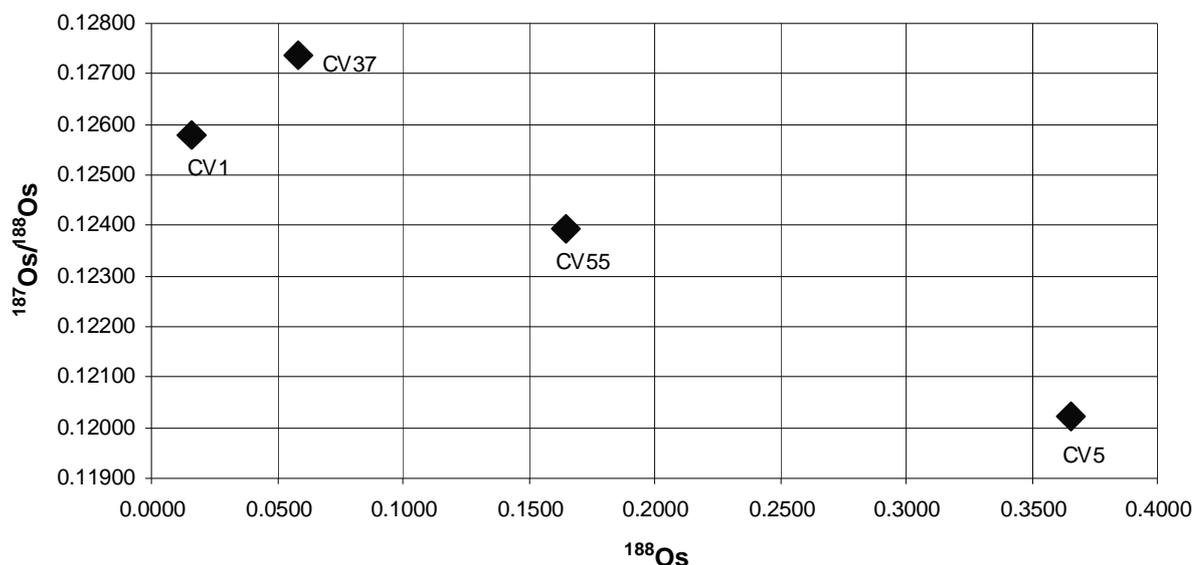


Рис. 4. Зависимость  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  отношений от содержания  $^{188}\text{Os}$  в образцах ксенолитов с острова Сал.

Первый из перечисленных вариантов не удовлетворяет целому ряду фактов. Прежде всего, меланефелиниты острова Сал содержат значительное количество титаномагнетита и подобно другим вулканикам внутриплитных океанических островов [8, 9], они характеризуются повышенными летучестями кислорода [2]. В то же время, межзерновые расплавы изученных лерцолитов характеризуются аномально восстановительными условиями, поскольку они включают зерна железоникелевых сплавов. Кроме того, лерцолиты острова Сал характеризуются субхондритовыми  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  отношениями (0.1239, 0.1202), в то время как для щелочных базальтоидов внутриплитных океанических островов в подавляющем большинстве случаев наблюдаются значения этих отношений выше 0.13 [10]. Щелочные базальтоиды острова Фого (южная группа архипелага Кабо Верде) также имеют высокие  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  отношения: от 0.132 до 0.136 [11].

Что касается второго из перечисленных вариантов, присутствие субконтинентальной африканской литосферы под островами Кабо Верде допускалось на основании исследования изотопного состава осмия в лавах острова Фого [11]. Отношения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  в древней субконтинентальной литосфере (в среднем 0.1214) достаточно близки к изотопному составу осмия в изученных лерцолитах. Возникает, однако, вопрос, возможно ли

формирование сильно восстановленных расплавов при частичном плавлении литосферного вещества, захваченного восходящим плюмом. Оценки окислительно-восстановительных характеристик мантийных ксенолитов в кимберлитах показали, что с глубиной летучесть кислорода заметно падает, что обусловлено стабилизацией с ростом давления компонентов граната и клинопироксена (акмит, андрадит, скиагит), содержащих трёхвалентное железо [12]. На глубинах порядка 200 км летучесть кислорода становятся на 4 логарифмических единицы ниже референтного окислительно-восстановительного равновесия кварц-магнетит-фаялит. В этих условиях железо-никелевые сплавы неустойчивы, но сульфидные расплавы, присутствующие в мантийных породах, могут характеризоваться заметным дефицитом серы. Подобные сульфидные фазы с включениями металлов встречаются среди включений в алмазах. Миграция низкосернистых расплавов в нижних горизонтах субконтинентальной литосферы может привести к формированию участков, обогащенных сульфидами. Подобное вещество может сохранить сильную восстановленность и после снижения давления. Не исключено, что частичное плавление этого материала явилось причиной инфильтрации в ксенолиты острова Сал силикатных жидкостей, несущих зерна металлических фаз.

Астеносферная мантия – источник базальтов срединных океанических хребтов (вариант (3)) характеризуется более высокими  $187\text{Os}/188\text{Os}$  отношениями (0.125) по сравнению с изученными лерцолитами. Оценки летучестей кислорода для астеносферы [8] также значительно выше уровня появления железо-никелевых фаз в мантийных перидотитах. В то же время изотопный состав осмия в гарцбургите и пироксените близок к астеносферной мантии или даже к валовой силикатной Земле.

Переходим к четвёртому из перечисленных выше вариантов. Существуют два фактора, действие которых могут обеспечить глубокую окислительно-восстановительную дифференциацию и повлиять на поведение сидерофильных элементов в нижней мантии. К ним относятся появление металлической фазы вследствие диспропорционирования  $\text{Fe}^{2+}$  с участием глинозёмистого силикатного перовскита [3-5], а также возможность существования сульфидно-металлического расплава в системе Fe-S-C при температурах и давлениях нижней мантии [13]. В результате миграции сульфидно-металлического расплава и отложения из него в определённых блоках нижней мантии кристаллических металлических и сульфидных фаз возникнут участки нижней мантии обогащённые и обеднённые металлами и сульфидами. Подъём в составе восходящих мантийных плюмов вещества, потерявшего значительную долю металлов и сульфидов приведёт при снижении давления и разрушении силикатного перовскита к существенному повышению летучести кислорода, которая проявляется в относительной окисленности магм внутриплитных океанических островов [8, 9]. В тех редких случаях, когда в плюм попадает материал, обогащённый металлами и

сульфидами, могут появиться сильно восстановленные расплавы, подобные межзерновым расплавам с зёрнами металлов и сульфидов, присутствующим в лерцолитах острова Сал. В ходе кристаллизации металлических сплавов и сульфидов они обогащаются осмием по сравнению с рением относительно расплавной фазы [14, 15]. В результате в участках мантии, обогащённых кристаллическими металлами и сульфидами, Re/Os отношение оказывается пониженным, и с течением времени  $187\text{Os}/188\text{Os}$  отношения в них эволюционируют в сторону субхондритовых значений. Можно предположить, что богатые сульфидами и самородными металлами межзерновые стекла в лерцолитах острова Сал, определяющие низкорadioгенный характер осмия, возникают в результате частичного плавления захваченного плюмом нижнемантийного материала, изначально обогащённого твёрдыми сульфидами и металлами в результате миграции в мантии сульфидно-металлических расплавов.

В заключение можно отметить, что изотопный состав осмия в мантийных ксенолитах острова Сал требует участия по крайней мере двух компонентов: один из них, преобладающий в гарцбургитах и пироксенитах, близок по составу к осмию астеносферной мантии – источнику базальтов срединных океанических хребтов, а другой, преобладающий в ксенолитах лерцолитового состава, имеет менее radioгенный осмий. Межзерновые стекла лерцолитов, несущие повышенные количества сульфидов и металлических сплавов с низкорadioгенным осмием, могут отвечать либо выплавкам из глубинного материала древней субконтинентальной литосферы, либо из вещества нижней мантии, обогащённого сульфидами и металлическими сплавами, получившимися в результате частичной кристаллизации мигрирующих сульфидно-металлических расплавов. Значительно более интенсивное диспропорционирование  $\text{Fe}^{2+}$  с образованием  $\text{FeO}$  при давлениях нижней мантии, делает второе из приведённых объяснений более вероятным.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **И.Д. Рябчиков, Л.Н. Когарко, Т. Нтафлос, Г. Курат** Металлические фазы в мантийных ксенолитах // Докл. АН, 1994, т. 338, с. 95-98.
2. **I.D. Ryabchikov, T. Ntaflos, G. Kurat and L.N. Kogarko** Glass-bearing xenoliths from Cape Verde: Evidence for a hot rising mantle jet // Mineral. Petrol., 1995, v. 55, № 4, p. 217-237.
3. **D.J. Frost, C. Liebske, F. Langenhorst, C.A. McCammon, R.G. Trønnes and D.C. Rubie** Experimental evidence for the existence of iron-rich metal in the Earth's lower mantle // Nature, 2004, v. 428, p. 409-412.
4. **C. McCammon** GEOCHEMISTRY: The Paradox of Mantle Redox // Science, 2005, v. 308, № 5723, p. 807-808.
5. **F. Zhang and A.R. Oganov** Valence state and spin transitions of iron in Earth's mantle silicates, Earth and Planetary // Science Letters, 2006, v. 249, p. 436-443.
6. **A.D. Brandon and R.J. Walker** The debate over core-mantle interaction // Earth and Planetary Science Letters, 2005, v. 232, № 3-4, p. 211-225.

7. **H. Palme and H.S.C. O'Neill** Cosmochemical estimates of mantle composition, in: Treatise on Geochemistry // R.W. Carlson ed. Elsevier, Amsterdam, 2003, v. 2 (The Mantle and Core) p. 1-38.
8. **C. Ballhaus** Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol., 1993, v. 114, p. 341-348.
9. **I.D. Ryabchikov and L.N. Kogarko** Redox equilibria in alkaline lavas from Trindade Island, Brasil // International Geol. Rev., 1994, v. 36, p. 173-183.
10. **S.B. Shirey and R.J. Walker** The Re-Os isotope system in cosmochemistry and high-temperature geochemistry, Annu // Rev. Earth Planet. Sci., 1998, v. 26, p.423-500.
11. **S. Escrig, R. Doucelance, M. Moreira and C.J. Allegre** Os isotope systematics in Fogo Island: Evidence for lower continental crust fragments under the Cape Verde Southern Islands, Chemical Geology, 2005, v. 219, p. 93-113.
12. **И.Д. Рябчиков** Геохимическая эволюция мантии Земли, М.: Наука, 1988, 37 с.
13. **J. Li and R.W. Fei** Experimental Constraints on Core Composition, in: Treatise on Geochemistry // R.W. Carlson, ed., Elsevier, Amsterdam, 2003, v. 2 (The Mantle and Core), p. 521-546.
14. **C. Bockrath, C. Ballhaus and A. Holzheid** Fractionation of the Platinum-Group Elements During Mantle Melting // Science, 2004, v. 305, № 5692, p. 1951-1953.
15. **D. Walker** Core participation in mantle geochemistry: Geochemical Society Ingerson Lecture // Geochim. et Cosmochim. Acta , 2000, v. 64, № 17, p. 2897–2911.

## Особенности дифференциации щелочных магм островов Зеленого мыса.

Когарко Л.Н.

*Институт Геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН  
11991 Москва, ул. Косыгина, 19.*

Первичные магмы о-вов Зеленого мыса представлены высокомагнезиальными фоидами, пикробазальтами и базанитами. Можно выделить следующие две дифференцированные серии пород:

- 1) высокощелочная серия, включающая пикриты, высокомагнезиальные фоидами, низкомагнезиальные фоидами, фонолиты;
- 2) серия умеренной щелочности: пикробазальты, базаниты, тефриты, тефрофонолиты, фонотефриты, фонолиты, трахиты.

В процессах дифференциации обеих серий отмечается падение содержания Mg, Fe, Ti, Ca, рост концентраций Al, Si, K и Na. Редкие литофильные элементы — редкие земли, Zr, Nb, Th, Rb, U — прогрессивно накапливаются в более поздних продуктах дифференциации. Концентрации Sr, Ba проходят через максимум, что типично для щелочных серий, имеющих широкие поля кристаллизации плагиоклазов и мелелитов, характеризующихся высокими коэффициентами распределения этих элементов. Рассмотрение составов вулканитов о-ов Зеленого мыса в рамках системы оливин—диопсид—нефелин показывает, что процессы кристаллизационной дифференциации, протекающие в неглубоких промежуточных очагах, определили эволюцию щелочных магм. Это подтверждается исследованиями микровключений в минералах и рассчитанной моделью фракционной кристаллизации в магматическом очаге.

Архипелаг островов Зеленого мыса (Кабо Верде) расположен в 450 км от побережья Западной Африки. Он состоит из 18 островов, которые составляют Северную (о-ва Сан Антан, Сан-Висенте, Санта-Лусия, Сан-Николау, Сал и Боавишта) и Южную цепь (Маю, Сантягу, Фогу и Брава). Все острова вулканического происхождения. Характерной особенностью вулканизма островов Зеленого мыса является широкое развитие высокомагнезиальных щелочных магм и их дифференциатов, включая карбонатиты.

Развитие глубококонтрастных по составу щелочных пород (от высокомагнезиальных пикритов до лейкократовых фонолитов, трахитов и карбонатитов) на островах Зеленого Мыса свидетельствует о чрезвычайно глубоких и интенсивных процессах дифференциации первичных выплавок. По ряду петролого-геохимических признаков щелочные серии рассматриваемых островов являются классическими примерами активного проявления процессов кристаллизационной дифференциации. К подобным признакам относятся следующие:

1. Направленное изменение химического состава щелочных пород островов Зеленого Мыса от высокомагнезиальных оливинсодержащих

разностей до лейкократовых, обогащенных нефелином и полевыми шпатами. Интересно отметить, что на широко используемых петрологических диаграммах тренды эволюции щелочных серий островов Зеленого Мыса аналогичны линиям дифференциации щелочных магм других регионов, генезис которых большинство авторов рассматривают как результаты кристаллизационной дифференциации (рис. 1).

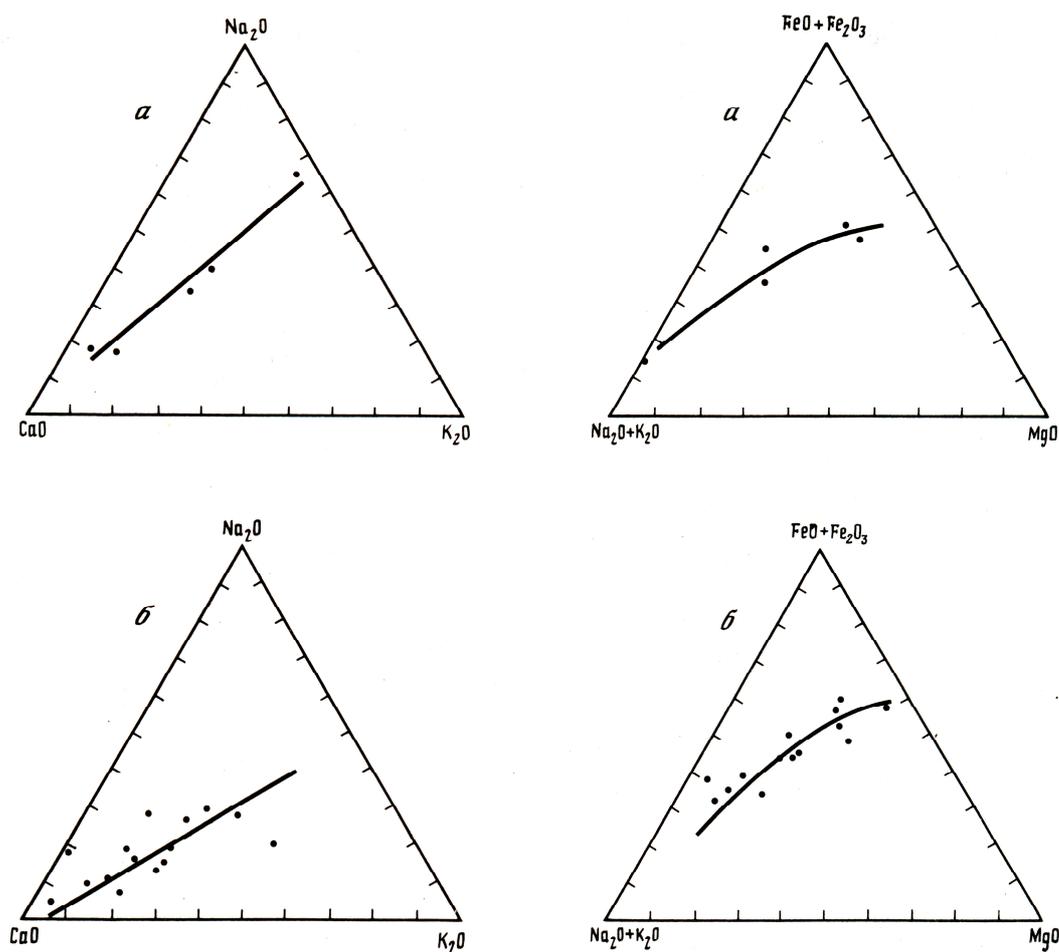


Рис. 1. Петрологическая эволюция щелочных пород в координатах  $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$  островов Сал (*a*) и Сантьягу (район г. Прая) (*б*); петрологическая эволюция щелочных массивов в координатах  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO}$  островов Сал (*a*) и Сантьягу (район г. Прая) (*б*).

2. Широко развитые процессы кумуляции минералов-вкрапленников в эффузивных и интрузивных породах, ей же можно объяснить первичную магматическую расслоенность щелочно-габброидных массивов, развитых широко на острове Сант-Яго, закономерное изменение составов минералов-вкрапленников и основных масс щелочных эффузивов [5; наши данные]. Отмечается накопление Na и Fe в более поздних пироксенах что согласуется с моделями кристаллизационной дифференциации [Мазарович и

др., 1999].

3. Важным аргументом в пользу ведущей роли кристаллизационной дифференциации в генезисе щелочных магм архипелага является совпадение эволюции природных щелочных серий островов Зеленого Мыса с направленностью изменений составов расплавов в искусственной системе оливин—диопсид—нефелин, являющейся приближенной моделью эволюции щелочных магм (рис. 2). Составы первичных магм попадают в поле кристаллизации оливина на котектику оливин—клинопироксен, дифференциаты эволюционируют вдоль котектической линии  $O1-Cpx$  в направлении роста нормативного содержания нефелина; нефелиниты и трахиты попадают в поле эвтектических составов. Интересно отметить довольно низкобарный характер кристаллизационной дифференциации щелочных магм островов Зеленого Мыса (см. рис.), которая, по-видимому,

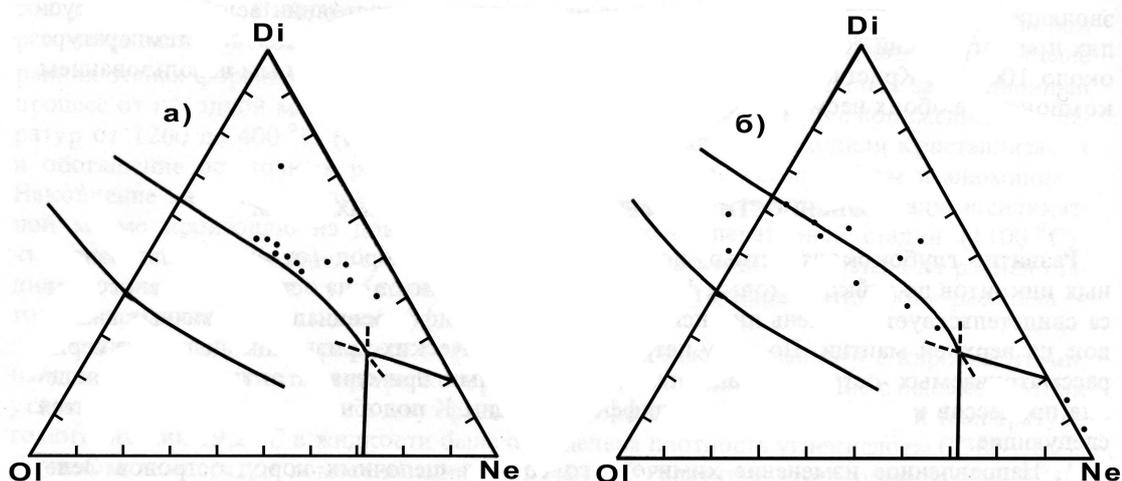


Рис. 2. Проекция составов щелочных пород островов Сал (а) на диаграмме оливин-диопсид-нефелин при 5кб [6].

протекала в неглубоких промежуточных очагах; это согласуется с нашими исследованиями микровключений в минералах, указывающими на глубины дифференциации щелочных расплавов не более 15—25 км. Аналогичные выводы о наличии мощных промежуточных камер, в которых шли процессы кристаллизационной дифференциации, были сделаны нами на основе исследований геохимии щелочных пород островов Южной Атлантики [1].

Представляет интерес более подробно рассмотреть закономерности распределения петрогенных и редких элементов в процессах эволюции щелочных магм островов Зеленого Мыса. Анализ высокомагнезиальных первичных магм островов Зеленого мыса (табл. 1, рис. 3) показал преобладание высокощелочных магнезиальных разностей-фоидитов, пикробазальтов и базанитов.

Анализы на главные элементы проводились рентгенофлюоресцентным методом, редкие элементы анализировались методом ICPMS. Проведенные петролого-геохимические исследования щелочных дифференциатов позволяют с известной степенью приближения выделить следующие две дифференцированные серии пород.

Таблица 1.

**Содержание редких элементов в г /тону в породах щелочных серий  
островов Зеленого Мыса**

Порода	Ba	Rb	Th	U	Nb	Ta	La	Ce
Пикробазальты	336	193	1,8	4,9	43,3	1,3	36,2	71,2
Фоидиты I высоко-магнезиальные	593	11,4	2,8	1,10	63,5	12,9	63,8	112
Фоидиты II низкомагнезиальные	966	46,3	7,23	5	123	1,96	80,8	138
Тефриты, базаниты	722	37,1	4,3	1,6	82,6	3,4	62,8	112,2
Фонотефриты	1251	112,2	17,9	3,5	105	3,88	84,6	157
Тефрофонолиты	912	85,25			1,55			
Фонолит	728	160	22,1	4,8	159	5	110	179
Трахит	1014	116,9	9,6	2,2	92	10,4	114,2	205

Порода	Sr	Nd	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	Sm	Zr	Hf	Tb	Y
Пикробазальты	605	43,2	0,43	6,2	205	3,4	0,81	18,7
Фоидиты I высоко-магнезиальные	715	50,2	0,62	8,4	195	4,5	1,04	12,1
Фоидиты II низкомаг-незиальные	1061	47,6	1,0	10,6	407	6,0	1,56	36,5
Тефриты, базаниты	881	40,8	0,78	9,1	273	5,9	1,28	30
Фонотхфриты	1471	83,2	0,46	10,9	600	8,9	1,19	33,5
Тефрофонолиты	649		0,21					37
Фонолит	397	92	0,10	10,9	1067	12,5	1,5	64
Трахит	524	114	0,19	19,9	527	6,6	3,0	49

Порода	Yb	Ni	Co	Sc	Cu	Zn	Pb	Sn
Пикробазальты	1,0	321	58	22,9	100,6	111	12	2,3
Фоидиты I высоко-магнезиальные	1,4	493	64,7	15,75	127	124	15,3	3,6
Фоидиты II низкомагнезиальные	2,47				80	150	12,2	4,7
Тефриты, базаниты	2,46	68	37	19	86	135	16	4,5
Фонотефриты	3,7	30,5	17,5	17,4	43,4	147	21	3,6
Тефрофонолиты	3,9	19	11	8	24,5	165	151	2,8
Фонолит	2,9				17	135	22	2,5
Трахит	4,0	16	7,5	61,3	28	122	10	1,5

**Высокощелочная серия**, включающая пикриты, высокомагнезиальные фоидиты, низкомагнезиальные фоидиты, фонолиты.

**Серия умеренной щелочности:** пикробазальты, базаниты, тефриты, тефрофонолиты, фонотефриты, фонолиты, трахиты.

В процессах дифференциации обеих серий отмечается падение содержания Mg, Fe, Ti, Ca, рост концентраций Al, Si, K и Na. Редкие литофильные элементы — редкие земли, Zr, Nb, Th, Rb, U — прогрессивно накапливаются в более поздних продуктах дифференциации (рис. 4, табл. 1). Концентрации Sr и Ba проходят через максимум, что типично для

щелочных серий, имеющих широкие поля кристаллизации плагиоклазов и мелелитов, характеризующихся высокими коэффициентами распределения этих элементов. Ряд элементов Zr, Nb и др. накапливаются в фонолитах, но в меньшей степени в трахитах. В некоторых сериях трахиты являются более поздними по сравнению с фонолитами. По-видимому, кристаллизация титанита и циркона в фонолитах приводит к фракционированию этих элементов и уменьшению их концентраций в остаточных жидкостях.

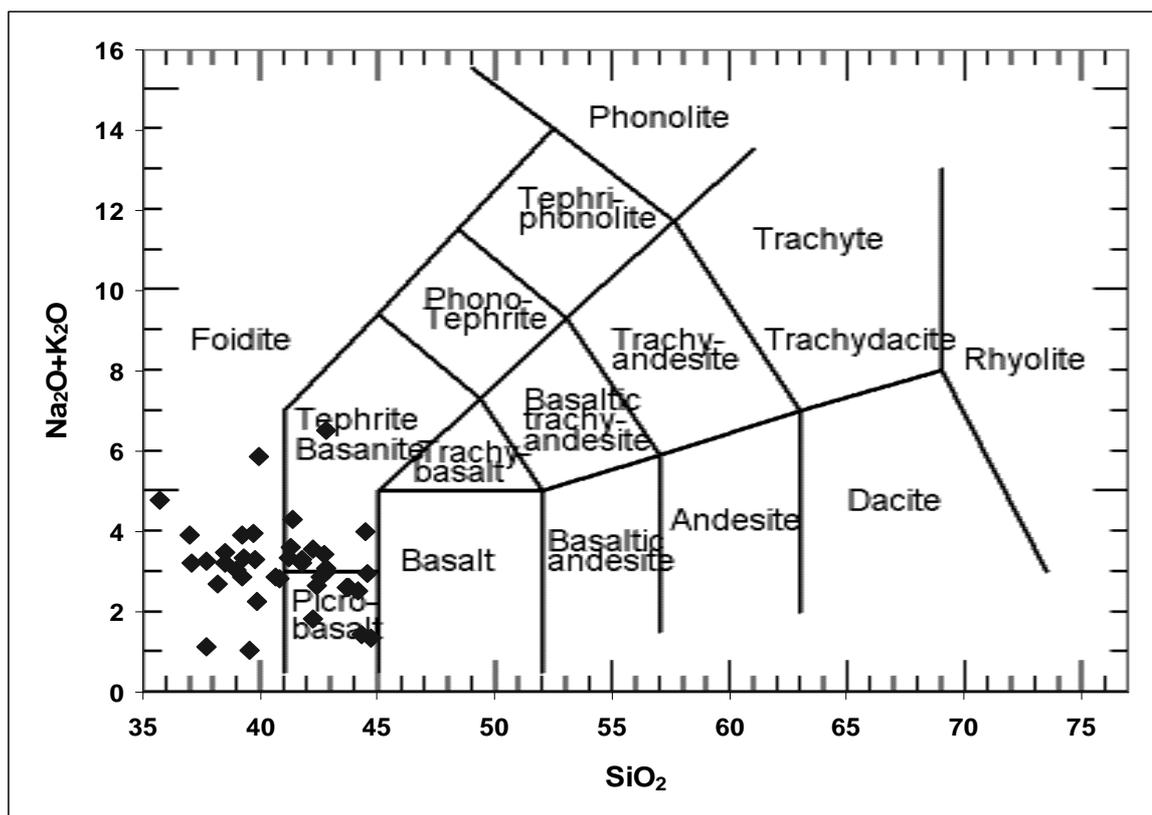


Рис. 3. Положение первичных магм о-вов Зеленого мыса на диаграмме  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$

Экстремальное распределение в процессах эволюции щелочных магм островов Зеленого Мыса характерно также для фосфора; подобное поведение фосфора характерно для процессов кристаллизационной дифференциации, при которых происходит накопление фосфора вплоть до начала выделения апатита — главного минерала-концентратора фосфора, после чего концентрации этого элемента падают в остаточных расплавах вследствие значительного расширения полей кристаллизации апатита [2].

Таким образом, непрерывные изменения составов щелочных серий островов в отношении петрогенных и редких элементов, определенные количественные соотношения между породами, наличие минералов-вкрапленников, эволюционирующих параллельно изменению состава пород



пикритовой магмы промежуточного состава (содержание нормативного нефелина близко к 0) щелочно-габброидного комплекса о-ва Сан-Висенти. Х. Фурнес и К. Стилман [4] провели аналогичные исследования характера кристаллизационной дифференциации высокощелочной базанитовой магмы дайковой серии о-ва Маю.

Таблица 2.

**Модели фракционной кристаллизации щелочной магмы интрузивного комплекса о-ва Сан-Висенти.**

Серия пород	Номер образца	Доля расплава, остающегося после кристаллизации, %	Состав кристаллического осадка, %			
			Оливин	Кпинопироксен	Титаном агнетит	Плагиоклаз
Меланократовое оливиновое габбро	220	76,4	19,7	4,7		
Мезократовое оливиновое габбро	224					
Мезократовое оливиновое габбро	224	53,15	9,03	37,44		
Дайковый базанит	216					
Дайковый базанит	216	64,3		32,2	4,4	
Дайковый тефрит	225					
Дайковый тефрит	225	56,39		19,45	8,5	15,63
Меланократовый нефелиновый сиенит	236					
Меланократовый нефелиновый сиенит	236	76,35		9,03	3,5	11,99
Нефелиновый сиенит	371					

Для расчетов мы брали пару пород серии, соответствующих по составу более магниальному (исходному) и менее магниальному (дочернему) расплавам, а также составы минералов-вкрапленников исходной породы. Этим способом весь ход дифференциации был разделен на определенные этапы – шаги. На ЭВМ подбирались такие пропорции кристаллизующихся минералов-вкрапленников и результирующих расплавов (F), при которых между составами наилучшим образом выполняются линейные соотношения.

Критериями достоверности проведенных расчетов являются положительные значения величин пропорций минералов, сумма членов пропорций, равная 100%. Вычисления проводились по петрогенным элементам – SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O.

Для вычисления были выбраны следующие ряды пород: щелочное меланократовое оливиновое габбро-щелочное мезократовое оливиновое

габбро- дайковый базанит-дайковый тефрит-меланократовый нефелиновый сиенит-нефелиновый сиенит (табл. 2-4). В серии умеренной щелочности

Таблица 3.

Составы пород, использованные в расчетах таблицы 2.

Компонент	Меланократовое оливиновое габбро 220	Мезократовое оливиновое габбро 224	Дайковый базанит 216	Дайковый тефрит 225	Меланократовый нефелиновый сиенит 236	Нефелиновый сиенит 371
SiO <sub>2</sub>	44,73	44,23	41,85	44,36	52,09	56,63
TiO <sub>2</sub>	1,72	3,10	4,02	3,36	1,66	0,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,46	9,43	13,53	17,76	19,79	20,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,62	3,36	3,14	6,29	3,09	
FeO	7,34	7,66	8,02	4,76	4,29	5,98
MnO	0,147	0,164	0,17	0,128	0,21	0,226
MgO	19,33	12,91	7,46	5,04	2,41	0,53
CaO	12,05	15,71	12,77	8,34	4,56	2,17
Na <sub>2</sub> O	0,94	1,46	2,76	4,54	6,14	7,99
K <sub>2</sub> O	0,41	0,78	1,31	1,50	3,96	4595
П.П.П.	1,00	1,00	4,32	2,40	2,60	
Сумма	98,75	99,80	99,35	98,48	100,80	99,55

интрузивного комплекса о-ва Сан-Висенти на ранних этапах происходило фракционирование оливина и клинопироксена, на средних этапах кристаллизация оливина прекращалась, и главными минеральными фазами становились клинопироксен и титаномagnetит. На поздних стадиях эволюции умеренно щелочной серии осуществлялось фракционирование клинопироксена, титаномagnetита и плагиоклаза (рис. 5).

Таблица 4.

Составы минералов, использованные в расчетах таблицы 2.

Компонент	Оливин	Пироксен			Плагиоклаз		Титаномagnetит	
	220	220	224	236	224	225	224	216
SiO <sub>2</sub>	39,82	50,19	48,49	40,62	54,50	59,2		
TiO <sub>2</sub>	0,25	1,83	2,23	3,87			47,74	40,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,26	4,86	6,54	10,88	30,08	27,2	6,44	5,38
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,07						
FeO	17,64	5,55	6,16	21,68			40,17	51,28
MgO	41,34	13,71	33,46	7,11			4,39	2,1
MnO			0,1	0,61				
CaO	0,63	21,71	22,91	11,06	10,19	6,29		
Na <sub>2</sub> O		0,33	0,37	3,22	6,0	7,39		
K <sub>2</sub> O					0,22	0,96		
Сумма	99,99	98,25	100,26	99,05	100,99	101,04	98,74	99,18

Аналогичные расчеты для лайкового комплекса о-ва Маю [4] показали, что в более щелочной базанитовой серии главными

фракционирующими фазами являются оливин, клинопироксен, керсутит и магнетит. Отсутствие плагиоклаза легко объяснимо, так как недосыщенность магм в отношении кремне-кислоты резко сужает поле кристаллизации полевых шпатов. Сопоставление проведенных расчетов с аналогичными данными по островам Южной Атлантики (острова Гран-Канария, Святой Елены, Тристан-да-Кунья) показало большую долю расплава по отношению к кристаллам в процессах дифференциации щелочных серий островов Зеленого Мыса.

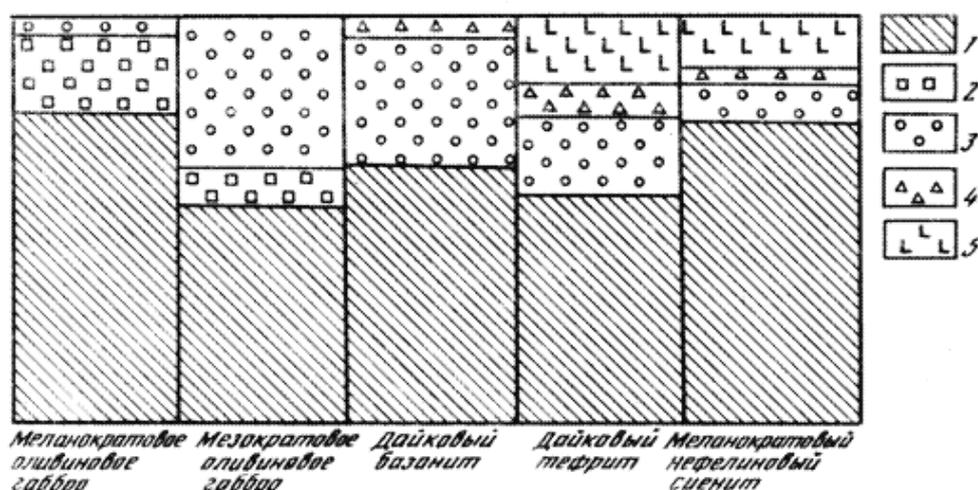


Рис. 5. Схема кристаллизационной дифференциации некоторых пород о-ва Сан-Висенти.

1 – расплав; 2 – оливин; 3 – клинопироксен; 4 – титаномagnetит; 5 – плагиоклаз.

Обобщенные результаты термобарометрии позволяют нам рассмотреть ранние и молодые серии пород островов как эволюционные ряды кристаллизационной дифференциации первичных магм островов Зеленого Мыса.

Были исследованы первичные включения и температуры их гомогенизации в оливинах самых ранних пород-пикритов, они составляют-1420°C-1350°C.

Начало плавления этих включений осуществляется при температуре-930°C. Температура гомогенизации микровключений в минералах конечных продуктов дифференциации - фонолитах и трахитах, например в апатите падает до 850°C. Начало плавления включений в этих породах около 750°C-650°C. Постепенное понижение температур кристаллизации ликвидусных фаз от высокомагнезиальных магм к остаточным расплавам свидетельствует о ведущей роли кристаллизационной дифференциации при формировании

серий пород (рис. 6). Ранней ликвидусной фазой первичных магм, по составу соответствующих пикробазальтам, является оливин, температуры кристаллизации его в относительно сухой системе молодых пород равны 1400°C, в условиях обогащенности магмы ранних серий летучими компонентами выделение оливина как ранней ликвидусной фазы началось примерно около 1230°C. При понижении температуры магматических очагов к оливину присоединяются пироксен и шпинель, потом фельдшпатоиды, апатит, биотит, карбонаты.

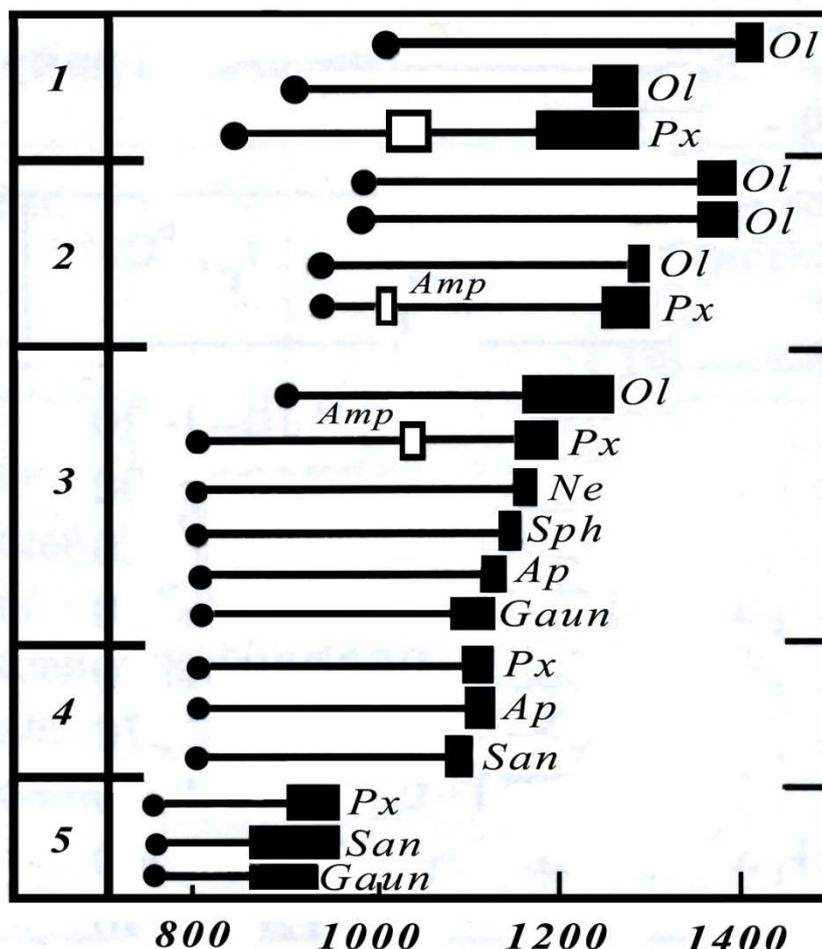


Рис. 6. Результаты термометрии включений в минералах групп пород осадочно-эффузивного и невулканического комплексов

1 – пикробазальты; 2 - щелочные пикриты; 3 – тефриты, базаниты; 4 – трахиты; 5 – фонолиты.  
Ol – оливин, Px – пироксен, Amp – амфибол, Sph – шпинель, Ne – нефелин, Ap – апатит, San – санидин, Gaun – гаюин.

На основании результатов проведенных термобарометрических исследований формирование щелочных серий островов Зеленого Мыса объясняется кристаллизационной дифференциацией первичных пикробазальтовых либо фойдитовых магм в промежуточных очагах на глубинах около 25 км в условиях давлений CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O около 6 кбар. Процесс

кристаллизационной дифференциации, сопряженный с фракционированием ранних ликвидусных минералов — оливина, шпинели и пироксена, сопровождался накоплением солевых компонентов в остаточных расплавах,

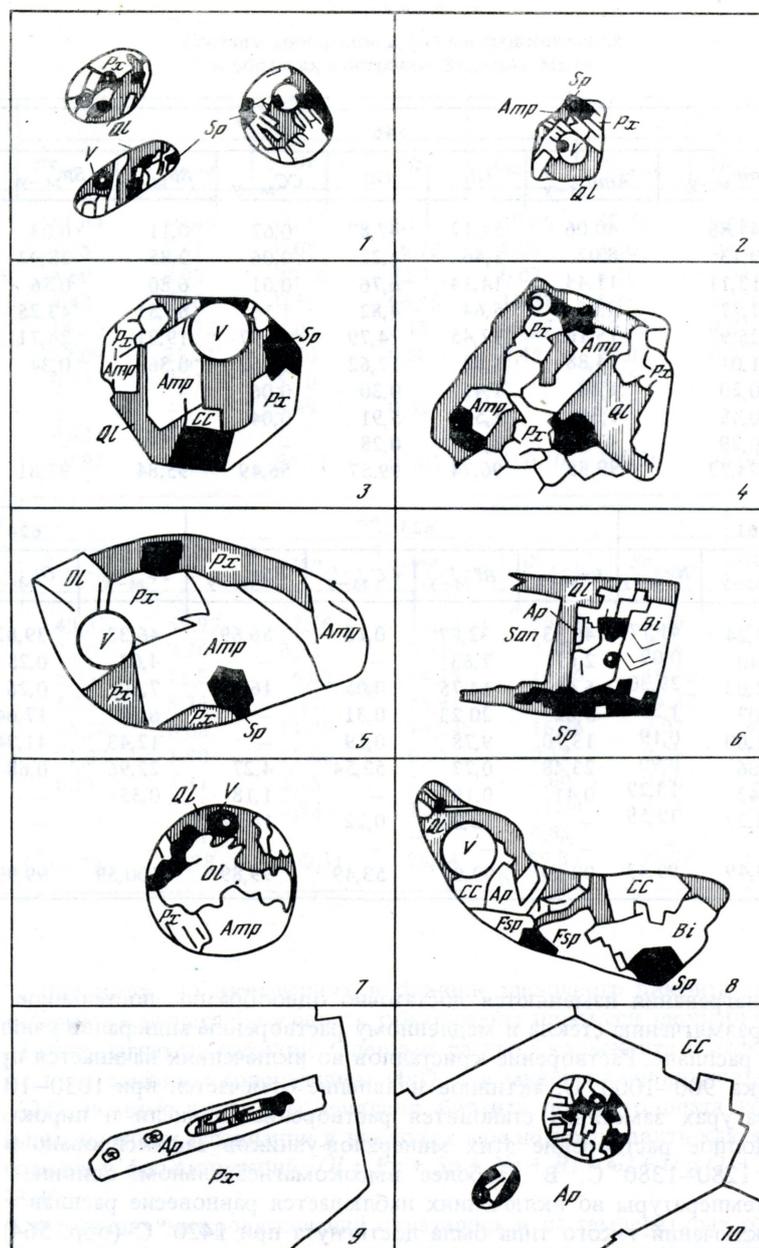


Рис. 7. Типы включений в минералах пород островов Зеленого Мыса (X 1000, зарисовка)

1 — в оливине, Срх + Sp + Ql + V, пикробазальт; 2 — в оливине с жидким углекислым газом, Срх + Sp + Ql + Amf + V<sub>CO2</sub>, меланефелинит; 3 - в авгите, Amp + Sp + CC + Ql + V, меланефелинит; 4 — в авгите, Срх + Amp + Sp + Ql + V(L CO<sub>2</sub>), меланефелинит; 5 - в авгите, Ol + Срх + Amph + Sp + V, эссексит; 6 - в санидине, San + Sp + Bi + Ap + Ql + V трахит; 7 - в оливине, Ol + Срх + Amp + Ql + Sp + V, тефрит; 8 - в авгите, Fsp + Sp + Bi + CC + Ql + V, нефелинит; 9 — игольчатого апатита в пироксене, серия многофазовых включений в апатите, трахит; 10 - в апатите, K + CC + Mgt + v, карбонатит.

что привело к отделению самостоятельных несмешивающихся жидкостей - солевого и силикатного расплава и кристаллизации гаюиновых фонолитов и карбонатитов ликвидационного генезиса. Общей характерной особенностью эволюции щелочных серий островов Зеленого Мыса является широкий температурный интервал (около 600° С) процесса кристаллизационной дифференциации исходных магм, в ходе которого образовались породы от пикробазальтов до фонолитов и карбонатитов (рис. 7).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. **Барсуков В.Л., Когарко Л.Н., Поляков А.И.** Дифференциация базальтоидных расплава и формирование серий вулканических пород островов Южной Атлантики // *Геохимия*, 1979, № 11, с. 1587-1600.
2. **Когарко Л.Н., Кригман Л.Д., Крот Т.В.** Растворимость и геохимия фосфора в магмах // *Геохимия*, 1987, № 7, с. 915-928.
3. **Мазарович А.О., Фрих-Хар Д.И., Когарко Л.Н., Копорулин В.И., Рихтер А.В., Ахметьев М.А., Золотарев Б.П.** Тектоника и магматизм островов Зеленого Мыса // М.: Наука, 1990, с. 1-246.
4. **Fumes H., Stillman C.J.** The geochemistry and petrology of an alkaline lamprophyre sheet intrusion complex of Maio, Cape Verde Republic // *J. Geol. Soc., London*, 1987, v. 144, № 1, p. 227-241.
5. **Gunn B.M., Watkins N.D.** *Geochemistry* of the Cape Verde Islands and Fernando de Noronha // *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1976, v. 87, № 8, p. 1089-1100.
6. **Sack R., Walker D., Carmichael S.** Experimental petrology of alkalic lavas: constraints on cotectics of multiple saturation in natural basic liquids // ??? 1987, v. 96, № 1, p. 28-46.

## **Формационные типы карбонатитов, их геохимия и генезис**

Владыкин Н.В.

*Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, Иркутск, [vlad@igc.irk.ru](mailto:vlad@igc.irk.ru)*

Проведен формационный анализ карбонатитовых комплексов и выделено 3 формационных типа карбонатитов. В основу выделения типов положен К или Na-химизм первичных магм и время отделения от них карбонатитовых жидкостей. Первый тип генетически связан с кимберлитовым магматизмом, и отделение карбонатитов произошло от ультраосновной магмы, второй тип связан со щелочно-ультраосновными породами Na-специализации, где отделение карбонатитов происходит на стадии кристаллизации пироксенитов и ийолитов, и третий тип связан с К-щелочными комплексами, где карбонатиты отделяются при кристаллизации сиенитов и гранитов. Предлагается модель образования карбонатитовых комплексов под влиянием плюмовых процессов. На основе геохимии изотопов Sr, Nd, С и О получены 3 типа мантии, из которых образуются карбонатитовые комплексы (деплетированная и обогащенные EM-1 и EM-2). Тип мантии из которого происходит выплавление щелочных магм зависит от геологического расположения карбонатитовых комплексов в определенных структурах Земли: в обрамлении платформ, в складчатых областях и в рифтовых зонах между щитом и платформой.

### **ВВЕДЕНИЕ**

Карбонатитовая проблема – одна из крупнейших в современной петрологии, геохимии и геологии рудных месторождений [21]. С карбонатитовыми комплексами связаны крупнейшие месторождения редких элементов: ниобия, тантала, редкоземельных элементов, циркония, стронция, бария, железа, меди, апатита, флюорита, флогопита, вермикулита, форстерита, К-рихтерит-асбеста, самоцветов - чароита, дианита - и других полезных ископаемых [4, 5, 2, 3, 12, 23].

Зародилась карбонатитовая проблема в начале XX века, когда обратили внимание на так называемые «интрузивные известняки». В двадцатые годы Брегером был обоснован магматический генезис карбонатитов, однако в тридцатые годы Л.Н. Боуеном, по экспериментальным данным, была показана невозможность образования сухих карбонатных расплавов, и карбонатиты стали считать метасоматическими и гидротермальными образованиями. Наибольший всплеск в изучении карбонатитов наступил в 50-60 годы, когда с ними были обнаружены высокие концентрации редких элементов, необходимых развивающейся промышленности, который продолжался до 80 годов. В это время было обнаружено много новых массивов и целые провинции карбонатитов и связанных с ними месторождений. Большой вклад в изучение карбонатитов в СССР внесли научные школы: Ленинграда ЛГУ - (А.А. Кузаренко), НИИГА (Л.С. Егоров),

Москвы - ВИМС (А.И. Гинзбург), ИМГРЭ (Л.С. Бородин), ИГЕМ (В.А. Кононова), Иркутска - ИГХ СО РАН (Л.К. Пожарицкая, В.С. Самойлов) и др., которыми были выпущены крупные монографии по этой проблеме [16, 19]. Наиболее интенсивно изучались карбонатитовые проявления Кольского п-ова и Сибири (рис. 1). Была разработана систематика карбонатитов, и карбонатитами было принято называть **эндогенные карбонатные породы с более чем 50 % карбонатной составляющей, имеющие определенный набор редких элементов, и связанные с комплексами ультраосновных-щелочных пород**. По составу главного пороодообразующего карбоната были выделены кальцитовые, доломитовые, анкеритовые и сидеритовые карбонатиты и их промежуточные разновидности, например, кальцит-доломитовые, анкерит-доломитовые и тд. В последние годы,

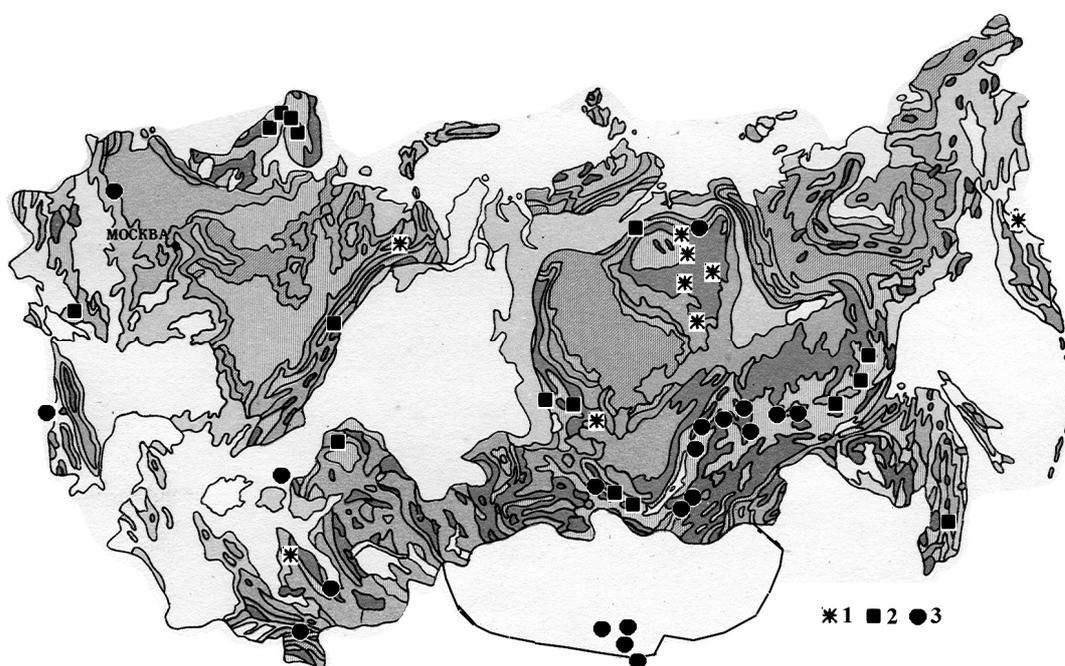


Рис. 1. Расположение карбонатитовых комплексов на геологической карте СССР.

**Условные обозначения:** 1 - первый формационный тип (кимберлит-пикритовые комплексы); 2 - второй формационный тип (Na-щелочных комплексов); 3 - третий формационный тип (K-щелочных комплексов).

пришедшие в проблему новые молодые исследователи часто игнорируют эту систематику, заменяя названия карбонатитов модными западными терминами - севиты, бефорситы, хотя эти названия были даны не типу карбонатитов, а карбонатитам определенного района, которые имели свои региональные отличия от классических карбонатитов. Поэтому более рационально назвать эти карбонатиты по составу главных карбонатов: кальцитовыми или доломитовыми. Позже карбонатиты были обнаружены и с комплексами щелочных пород, хотя отнесение последних к «карбонатитам» ставилось под сомнение. Детальное изучение новых районов развития

карбонатитовых комплексов с другими по химизму ранними силикатными породами (например, калиевых комплексов) привели к обнаружению кальцит-флюоритовых [12, 13] и необычных Ba-Sr бенстонитовых карбонатитов [5, 6]. В генетическом отношении в 60-70-е годы большинством геологов карбонатиты относились к метасоматическим образованиям, за редким исключением (например, Л.С. Егоров всегда считал карбонатиты магматическими образованиями [9]). В процессе разноплановых исследований: геологических, минералого-петрографических, геохимических, изотопных, была подтверждена эндогенная природа карбонатитов и их магматический генезис. Особую роль в расшифровке генезиса карбонатитов сыграло обнаружение карбонатитовых лав в действующем вулкане Олдоньи-Ленгай (Танзания) [21] и находки расплавленных включений в минералах карбонатитов термобарогеохимическим методом, который особенно интенсивно развивался в СССР. При изучении вулканогенных карбонатитов (карбонатитовых туфов и лав вулкана Олдонии-Ленгай) были обнаружены новые минеральные типы карбонатитов - ультращелочные карбонатиты, состоящие из карбонатов натрия и калия (с кальцием), а в комплексе Мушугай-Худук (Монголия)- K-Fe-сульфатно-карбонатные ярозит-церусситовые туфы, содержащие до 18% Pb [15]. В Томторском массиве известны взрывчатые Fe-фосфатно-карбонатные туфы, содержащие до 15% Nb и 10% TR. В некоторых редкометалльных карбонатитах одними из породообразующих минералов могут быть - монацит (Африка, Индия), бастнезит-синхизит (Лугингол, Монголия [11] и Баюнь-Обо, Китай) и целый ряд других редкометалльных минералов (Бирая, Сибирь). Подобные образования отвечают всем классификационным признакам карбонатитов.

## **ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ**

К настоящему времени накопилось очень много спорных моментов в вопросе генезиса отдельных проявлений карбонатитов и отнесении различных пород к карбонатитам.

Попыткой разрешить многие спорные вопросы явилась статья [10], в которой были очерчены количественные рамки отнесения карбонатных пород к карбонатитам и выделено 3 формационных типа карбонатитов. В конце 80-х годов вышла фундаментальная монография, под редакцией К. Белла [21], где на современном уровне были освещены многие карбонатитовые проблемы. В 90-е годы, в связи с развалом геологии в России, интерес к проблеме несколько снизился. Однако в начале XXI века, с развитием представлений о плюмовой тектонике, изучение карбонатитов получило дальнейшее развитие, как следствие глубинного магматизма, по которому можно расшифровывать процессы глубинной геодинамики [14,15]. В это время в проблему включились специалисты другого геологического профиля, мало знакомые с материалами предыдущих исследований

карбонатитов, и к карбонатитам стали относить породы, которые не удовлетворяют разработанным ранее критериям, что приводит к большой путанице и непониманию между различными авторами. Назрела необходимость обобщения новых, полученных в последнее время данных по карбонатитовым комплексам, особенно в связи с развитием новых аналитических методов исследования вещества и разработке новых критериев отнесения эндогенных карбонатных образований к карбонатитам. В течение 40 лет, мы занимаемся исследованиями геохимии и петрологии щелочных пород и карбонатитов [1-8]. Объектами наших исследований (рис. 1) были щелочные и карбонатитовые комплексы Кольского полуострова, обрамления Сибирской платформы, Алданского и Анабарского щитов, Дальнего Востока, Монголии, Бразилии, Индии [6]. Рассмотрим некоторые вопросы формационной принадлежности различных карбонатитовых комплексов по геохимическим и генетическим критериям.

А.И. Гинзбургом и В.С. Самойловым выделено три формационных типа карбонатитовых комплексов [10]: 1) связанные с комплексами ультраосновных-щелочных пород; 2) с комплексами К-щелочных пород; 3) с линейными зонами щелочных метасоматитов. Это разделение основано на учете разнозначимых факторов: в первом - геолого-петрографический, во втором - химический и в третьем - генетический, что не очень корректно. При том что в последнее время ультраосновные породы обнаружены и в К-щелочных комплексах [8], а линейные зоны связаны с более молодым, чем карбонатиты, метаморфизмом, а не с метасоматозом. В основном, мы согласны с выделенными типами, которые имели большое значение для систематизации карбонатитов, но с появлением новых данных и объектов, они нуждаются в развитии и дополнении.

В основу выделения формационных типов карбонатитовых комплексов мы предлагаем вносить следующие критерии: **тип щелочности (Na или K) щелочных пород комплексов и время отделения карбонатитовой жидкости от силикатных расплавов различных уровней дифференциации первичной магмы.** Эти два параметра генетически связаны, и от них зависит тип рудоносности карбонатитовых комплексов. Как было выяснено предыдущими исследованиями, все **карбонатиты являются поздними дифференциатами** щелочных комплексов, глубинных по происхождению и имеющих мантийные источники. В последнее время, в связи с находками карбонатных выделений каплевидной формы в мантийных ксенолитах различного состава, появилось мнение, что они и являются родоначальниками карбонатитовой магмы и могут самостоятельно продвигаться в верхние слои литосферы, образуя карбонатитовые месторождения. Нам этот вывод представляется ошибочным по следующим причинам: 1) эти образования незначительны по размерам; 2) они обладают небольшим запасом тепловой энергии и не могут продвигаться далеко от места образования, а закристаллизуются через несколько километров, и,

следовательно, не будут иметь значительных содержаний редких элементов, так как их нет в мантийном субстрате, из которого эти выделения образовались. Вряд ли возможен значительный привнос этих элементов плюмами, которые инициировали образование этих карбонатных капель. Правильнее называть их не карбонатитовыми, а карбонатными выделениями. В подтверждение первичной мантийной, чисто карбонатитовой магмы приводятся случаи, когда карбонатиты не ассоциируют с силикатными породами. По нашему мнению такие карбонатитовые жилы и дайки просто расположены далеко от силикатных пород, которые или залегают глубже и не вскрыты эрозией или разрушены различными геологическими процессами. То, что их нет в настоящее время, еще не значит то, что их не было.

**Динамика образования первичной ультраосновной-щелочной карбонатитовой магмы и ее дифференциация нам представляется следующим образом.** Известно, что жидкое и твердое ядро Земли вращаются с разной скоростью, что является причиной накопления избыточной энергии в определенных участках жидкого ядра Земли. Когда этой энергии становится достаточно, чтобы преодолеть силу притяжения металлического ядра, она проходит границу ядро-мантия и образует плюм. Горячий плюм вместе с сухими флюидными компонентами (углеводородами, H, CN и др., и, возможно, щелочами) по физическим законам передвижения от горячего к холодному поднимается по ослабленным зонам мантии до такого уровня РТ мантии, где под действием более высокой температуры плюма, по сравнению с веществом мантии, начинается плавление мантийного субстрата и окисление восстановленных газов, пришедших с плюмом. По термодинамическим расчетам И.К. Карпова эти параметры РТ мантии отвечают 150-200 км. Положительным фактором для плавления мантийного субстрата является его предварительная метасоматическая переработка более ранними геологическими процессами, особенно карбонатизация и ослюденение (участки мантии, сложенные глиммеритами, маридами и т.д.). Здесь и может происходить реакция с образованием первичных карбонатных обособлений, но, главным образом, выплавление силикатной магмы. По объему силикатная магма в 500-1000 раз больше, чем карбонатный расплав (обычные соотношения силикатных пород и карбонатитов в щелочных комплексах). Этот силикатный расплав поглощает карбонатный расплав и смешивается с ним. Возможно и простое насыщение силикатной магмы флюидом CO<sub>2</sub> и углеводородами, как это происходит в случае с кимберлитами. Главным, при выплавлении ультраосновных-щелочных магм является очень низкая степень селективного плавления мантийного вещества, обычно менее 1%. Вероятно первыми плавятся слюды, гранат, ильменит, хромдиопсид, обогащенные редкими элементами относительно оливина и ромбического пироксена. Далее эта большеобъемная силикатная магма, с растворенными в ней карбонатами, перегретая плюмовым теплом (с большим

запасом тепловой энергии) начинает подниматься по ослабленным рифтовым зонам в верхние горизонты земной коры, пока ее внутреннее давление не уравнивается с литостатическим давлением вмещающих пород. Здесь образуется магматический очаг, и начинается кристаллизация ранних вкрапленников. В зависимости от степени перегретости магмы и термостатических свойств вмещающих пород, эта магма может находиться в жидком состоянии довольно значительный промежуток времени. Пока магма передвигалась от места своего образования до магматического очага, происходила дифференциация различных элементов и образование их специфических комплексных соединений. Произошло перераспределение некоторых редких элементов из силикатного расплава в пользу карбонатной жидкости, которая удерживается в силикатной магме щелочными элементами (то есть комплексными с ними соединениями) и летучими компонентами. Тут и происходит насыщение карбонатитового расплава редкими элементами. Дальнейшие тектонические движения в районе магматического очага, которые могут быть обусловлены частичной кристаллизацией магмы и изменением объема занимаемого ею резервуара, приводят к внедрению отдельных порций магмы в еще более верхние структурные этажи, в результате чего образуются массивы щелочных пород или происходит излияние этих порций магмы на земную поверхность в виде лавовых потоков. При кристаллизации, вначале более высокотемпературных минералов - оливина, диопсида, образуются ультраосновные породы карбонатитовых комплексов, а в остаточном расплаве идет резкое насыщение щелочами, карбонатной составляющей и редкими элементами. Отделение же карбонатной составляющей, обогащенной редкими элементами, в виде **карбонатитового** солевого расплава-флюида от силикатной щелочной магмы происходит при разных температурах и в разные этапы дифференциации и кристаллизации щелочно-ультраосновной магмы, в зависимости от преобладания разных щелочей - **натрия или калия**. Так как калий - катион с большими щелочными свойствами, чем натрий, то он дольше удерживает щелочно-карбонатные комплексы от разделения с силикатным расплавом, и в калиевых комплексах это отделение происходит при кристаллизации более поздних порций расплава и при более низких температурах, чем в натриевых. С этим связана и различная рудоносность калиевых и натриевых пород, и связанных с ними карбонатитов. Отделяется от силикатного расплава не чисто карбонатная составляющая, а в первый этап силикатно-карбонатная, где карбонатной составляющей всего 20-40%. В натриевых комплексах из нее кристаллизуются фоскориты, камафориты, нельсониты и другие породы, так называемого, рудного комплекса. Притом, эти отделения содержат так же высокие концентрации фосфора. При кристаллизации этих пород накапливается карбонатная составляющая второго этапа, из которой в конечном счете и образуются сами карбонатиты. Это подтверждается, например, геологическими наблюдениями в карьере

Ковдорского массива (Кольский полуостров). Верхние горизонты его были сложены фоскоритами, а нижние (глубже 500 метров) в основном карбонатитами и переходными к ним разностями.

В калиевых комплексах от силикатной магмы отделяется так же силикатно-карбонатная составляющая, которая разделяется при кристаллизации на пироксен-микроклиновую, чисто микроклиновую, а в особых случаях еще и силикатную чароитовую (с Ba-Sr), и карбонатную (карбонатитовую) составляющую. Если карбонатная жидкость содержала высокие концентрации Ba и Sr, то она еще разделяется на Ba-Sr бенстонитовую часть, кальцитовую и кварц-кальцитовую. Фосфора в карбонатной части К-комплексов обычно мало, так как он в виде апатита отделился в раннюю стадию кристаллизации силикатной магмы в биотитовых пироксенитах. Зато в К-карбонатитах часто накапливается  $[SO_4]$  и F, из которых в гидротермальную стадию образуются целестин-баритовые и флюоритовые жилы. Карбонатитовые солевые расплавы содержат высокие концентрации щелочей, с которыми они образуют комплексные соединения в силикатной магме. При кристаллизации карбонатных минералов, в карбонатите эти щелочи отделяются в виде раствора и фенитизируют вмещающие породы. Если щелочная карбонатитовая магма не успела закристаллизоваться, а излилась из вулкана (как в Олдоньо-Ленгай), то из нее кристаллизуются щелочные карбонаты, которые легко растворимы в воде и поэтому не сохраняются в породе.

По времени отделения карбонатитовой жидкости и типу щелочности первичных силикатных комплексов можно выделить так же три формационных типа карбонатитов. В четвертый тип мы объединяем все карбонатитовые проявления неясного генезиса.

**Первый формационный тип** карбонатитов наименее дифференцированный и связан с недифференцированными К-ультраосновными кимберлитовыми магмами. Такие карбонатиты описывались Ковальским В.В. и Маршинцевым В.К. в кимберлитовой провинции Восточного Прианабарья [17]. Эти карбонатиты образуют жильные тела или брекчии в диатремовых структурах с ксенолитами кимберлитов. Так как первичная кимберлитовая магма содержит наибольшее количество карбонатной составляющей, чем другие магмы, с большим внутренним давлением  $CO_2$ . Это приводит ее к взрыву в приповерхностной зоне Земной Коры. При резком падении давления кимберлитовая магма разделяется на карбонатную и силикатную части, которые тут же вскипают. Силикатная часть образует кимберлитовую туфобрекчию, а карбонатная – газ  $CO_2$  и  $H_2O$  (при окислении водорода) и они тут же карбонатируют и серпентизируют кимберлитовую силикатную часть. Остаточный гидротермальный раствор кристаллизуется в виде кварц-карбонатных жил. В другом случае, если магма не взрывается, то кристаллизуются массивные кимберлиты (которые в Вост. Прианабарье называют пикритами), а

карбонатная составляющая отделяется в виде солевого расплава и кристаллизуется в виде даечных тел. Для таких карбонатитов характерна кимберлитовая ассоциация редких элементов (Cr, Ni, Co, Ba, Sr и редко Nb). Они, как и кимберлиты иногда содержат ксеногенные алмазы.

**Второй формационный тип** карбонатитов связан с ультраосновными-щелочными комплексами натриевой специализации. Это классические карбонатиты Кольской, Маймеча-Котуйской, Саянской и др. провинций. Отделение карбонатно-силикатной составляющей в них идет при более низких температурах при кристаллизации пироксенитов и ийолитов. Эти карбонатиты более дифференцированы, чем связанные с кимберлитовыми магмами, и содержат накопившиеся высокотемпературные редкие элементы: Nb, Ta и U. Силикатные минералы карбонатитов так же высокотемпературные и содержат в своей структуре радикал  $[\text{SiO}_4]$ - это гранаты, форстериты, клиногумиты и тд.

**Третий формационный тип** карбонатитов связан со щелочными комплексами калиевой специализации. Ранние породы в них представлены ультраосновными Vt-пироксенитами. Наиболее яркие представители этого типа Мурунский вулcano-плутон на Алданском щите, щелочные вулканы Африки и Монголии. К этому же формационному типу мы относим карбонатиты Маунтин-Пасс в США, Баюнь-Обо в Китае, Тамил-Наду в Индии. Отделение силикатно-карбонатной составляющей в них идет на еще более поздней стадии дифференциации магмы при кристаллизации сиенитов и гранитов. Силикатные минералы в карбонатитах представлены минералами с более обогащенными Si кремнекислыми радикалами - калиевыми полевыми шпатами, пироксенами и слюдами. В них редко встречаются минералы Nb и Ta, а характерны месторождения редкоземельных элементов, Ba – Sr, флюорита. В особых случаях встречаются самоцветы: чароит и дианит.

Второй и третий формационный типы уже были выделены [10], и мы только дополнили его новыми объектами, такими как Мурунский массив и др. [2, 26].

Природа в своих проявлениях разнообразна, и в четвертый формационный тип мы объединяем карбонатитовые проявления неясного генезиса. Например, в ультраметаморфическом процессе при притоке флюидов может происходить выплавление карбонатной составляющей, близкой к карбонатитам. Такие объекты известны в Индии, на Урале и в Сев. Прибайкалье (проявление Веселый).

Особый случай, когда карбонатитовый расплав извергается из современных вулканов в виде лав, туфов и силикатно-карбонатной пирокластики, как в Африке, Италии, Афганистане, Монголии. Для этих образований характерны довольно низкие концентрации редких элементов и высокие цифры меток изотопов кислорода (15-30 промилле), что вероятно связано с их смешением с кислородом воздуха и метеорными водами, которые подсасываются в вулкан при извержении и смешиваются с лавой.

Эти образования связаны генетически с ультраосновными-щелочными магмами и отделялись от них, они имеют право называться вулканогенными карбонатитами и их туфами.

### СВЯЗЬ ИЗОТОПИИ $Sr$ , $Nd$ , $C$ , $O$ С ГЕОДИНАМИЧЕСКИМ ПОЛОЖЕНИЕМ МАССИВОВ И ТИПОМ МАНТИИ, ИЗ КОТОРОЙ ОБРАЗОВАЛИСЬ МАГМЫ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ

Как известно, тип родоначальной мантии, из которой выплавляются глубинные породы, определяется по соотношениям изотопов  $Sr$  и  $Nd$ , с учетом возраста образования пород. Выделяются три главных типа мантии: деплетированная (обедненная) мантия, обогащенная мантия EM-1 и обогащенная мантия EM-2. Наиболее рационально выделяются поля этих типов мантии на диаграммах (рис. 2). Притом, правильнее наносить не эILON  $Sr$ , в расчет которого введены значения возраста, а отношение  $^{87}Sr/^{86}Sr$ . Значения возраста уже введены на этой диаграмме в эILON  $Nd$ , и вторичное внесение в нормирование одной и той же цифры на другую ось диаграммы автоматически «смазывает» математические связи между ними. Кроме того, при использовании на этой диаграмме значения эILON  $Sr$ , поля EM-1 и EM-2 очень сближаются, и из-за незначительной аналитической ошибки точки могут попасть не в то поле.

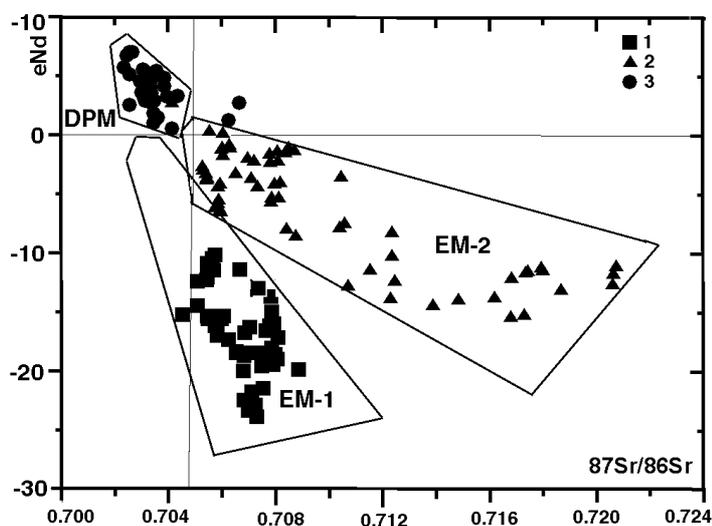


Рис. 2. Соотношение изотопов  $Sr$ - $Nd$  в щелочных, лампроитовых и карбонатитовых комплексах.

**Условные обозначения:** 1 – щелочные, лампроитовые, карбонатитовые комплексы рифтовых зон между Сибирской платформой и Алданским щитом, а также Северо-Американской платформой и Канадским щитом; 2 – щелочные, лампроитовые, карбонатитовые комплексы складчатых областей; 3 – щелочные и карбонатитовые комплексы обрамления Сибирской платформы. DPM – деплетированная мантия. Данные по лампроитам взяты из работ [2, 13, 17, 27], а карбонатиты дополнены данными [14, 16].

Для разных типов мантии отмечаются разные значения меток изотопов. Так для деплетированной мантии характерны плюсовые значения эpsilon Nd и значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в пределах 0,702-0,705, для обогащенной мантии EM-1 отмечаются отрицательные значения эpsilon Nd и значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  равные 0,705-0,709 и для обогащенной мантии EM-2 –это отрицательные значения эpsilon Nd и значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0,705-0,725. На границе значений трех мантийных меток существует небольшая промежуточная область. Раньше вызывало сомнение отнесение к мантийным, пород с метками изотопов Sr более 0,705. Однако, в несомненно мантийных породах - лампроитах Испании и алмазоносных лампроитах Австралии  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  доходят до значений 0,722.

Нами были получены первые данные по геохимии изотопов **Nd и Sr** многочисленных массивов щелочных пород и карбонатитов Сибири и Монголии [8] и их систематика привела к интересным геодинамическим выводам.

В различных геодинамических обстановках для образования пород щелочных и карбонатитовых комплексов характерны различные типы мантии. Так изотопные метки массивов, находящиеся в районах **обрамления Сибирской платформы, где имела место субдукция океанических базальтов**, попадают в поле деплетированной мантии. Это - массивы Восточно-Саянской провинции (Большезиминский, Среднезиминский, Тагнинский и Жидойский), Маймеч-Котуйской провинции (Гули и Ессей), Енисейского кряжа (Кия и Татарский), а так же Восточно-Алданской и Сэтэ-Даванской провинций (Арбарастах, Ингили и Горное Озеро).

Массивы **складчатых поясов** (районов завершенной складчатости), где в мантию по зонам Бенъофа **субдуцировался коровый материал**, попадают в поле с изотопными метками **обогащенной мантии EM-2**. Это карбонатитовые комплексы Монголии (Мушугай-Худук, Улугей Хид, Баян-Хушу, Лугингол, Бэлтсин-Гол), Бурятии (Халюта, Аршан, Южный, Ошурково и Ермаковка), карбонатиты Сев. Тянь-Шаня (Дарай-Пиоз), Сев. Прибайкалья (Бурпала), а также лампроиты Австралии, Испании. Высокие значения изотопов Sr в щелочных породах связаны не с контаминацией вмещающих пород, как считают многие исследователи, а механизмом рециклинга, когда коровым материалом контаминируется сама мантия, и из этой мантии с высокими значениями изотопов Sr выплавляется щелочная магма.

Массивы, образовавшиеся **во внутриконтинентальных рифтовых зонах** между Сибирской платформой и Алданским щитом (а также между Североамериканской платформой и Канадским щитом), где вообще **не было субдукции**, попадают в поле с изотопными метками наиболее глубинной **обогащенной мантии EM-1**. Это массивы Мурунский, Рябиновый, Якокутский, Билибинский, Ханинский и лампроиты Лейцит Хиллс, Монтаны, Смоки Бьют, Прери Крик. Выплавление этих массивов связано с

плюмовыми процессами. Однако возникает вопрос, каким образом из деплетированной мантии могут выплавиться такие рудоносные магмы щелочных пород. Это можно объяснить очень низкой степенью селективного плавления мантии при образовании магм щелочных пород. И при этом плавятся минералы, относительно обогащенные редкими элементами (гранат, ильменит, слюда).

Так как у нас в одних и тех же пробах анализировались не только изотопы Sr и Nd, но и C и O, то мы попытались перенести данные типа мантии, полученные из диаграммы соотношения изотопов Sr и Nd (рис. 2), для тех же проб на график соотношения изотопов углерода и кислорода [25]. Получилась довольно компактная картина разделения массивов по типам мантии (рис. 3).

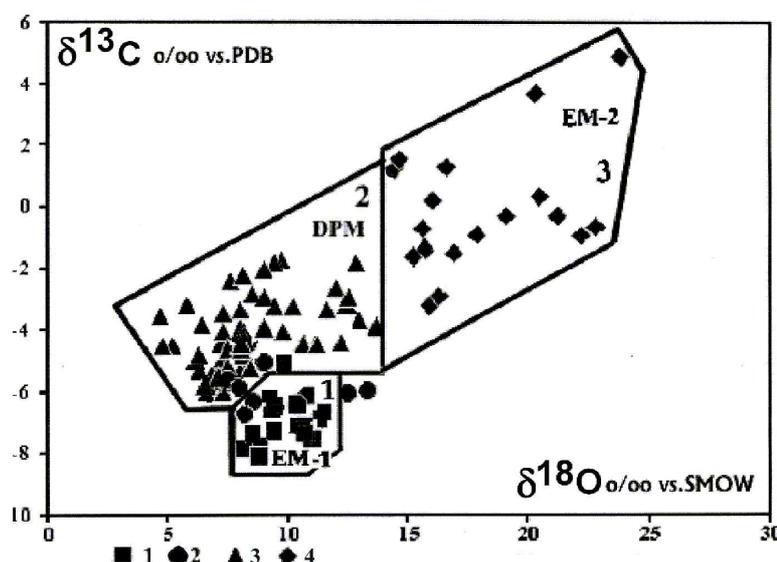


Рис. 3. Соотношения изотопов кислорода-углерода и типы мантии.

**Условные обозначения:** поле 1 – мантия EM-1, поле 2 – деплетированная мантия, поле 3 – мантия EM-2. Точки пород массивов: 1 - Мурун, Хани, 2 – Билибинский, Ингили, Арбарастах, 3 – массивы обрамления Сибирской платформы, 4 – массивы складчатых областей.

В поле 3 попали точки соотношения изотопов из карбонатитов массивов районов завершённой складчатости (Монголия, Бурятия, Сев. Прибайкалье, Ю. Тянь-Шань и др.). Их первичные магмы образовались из обогащенной мантии EM-2. Ранее изотопные метки в поле 3 для карбонатитов объяснялись захватом при их образовании атмосферного кислорода и поверхностных вод [20, 21]. Этот механизм действует для вулканогенных карбонатитов и их туфов, а для изученных интрузивных карбонатитов этот механизм действует, но как вторичный. При образовании пород зон завершённой складчатости захватывались поверхностные воды, и эти породы имели повышенные

значения тяжелого кислорода. Когда эти породы опускались по зонам Бенъофа на значительные глубины мантии, то смешивались с мантийным материалом, и в этой смешанной мантии изменялись изотопные метки по С, О и Sr. И когда из этой мантии выплавились магмы щелочных пород, то они уже имели эти новые метки. Так что более тяжелый кислород для этих щелочных магм не является доказательством их контаминации коровым материалом во время внедрения и кристаллизации магмы, так как в таком случае будут смешиваться все элементы, а не только изотопы (чего не наблюдается в природе). Такие высокие изотопные метки кислорода - это результат выплавления магм щелочных пород из уже контаминированной мантии.

В поле 2 попали точки карбонатитовых массивов района обрамления Сибирской платформы. Для них характерна деплетированная мантия.

И в поле 1 попали точки карбонатитовых массивов, образовавшихся в рифтовых зонах между Алданским щитом и Сибирской платформой или на самом щите. Такая характеристика изотопов характерна как для ультракалиевых комплексов Алданского щита Mz возраста (массивы Мурун и др.), так и для докембрийских K-массивов (массив Хани). Выплавление магм этих массивов связано с плюмовыми процессами, действовавшими на Азиатском континенте в это время. Изотопные метки более древних массивов Зап. Алдана (Арбарастах, Ингили и Горное Озеро) расположены на границе полей 1 и 2. Вероятно, такое их положение связано с отсутствием наших знаний о геодинамической обстановке этих районов в докембрии или с близостью их географического положения к окраине платформы с деплетированным типом мантии.

Исходя из вышесказанного, правомерно применять предложенную диаграмму для определения типа мантии для карбонатитов хотя бы Азиатского континента. Так как анализ изотопов кислорода и углерода намного дешевле и проще анализа изотопов Sr и Nd, вероятно применение этой диаграммы имеет смысл. Однако для новых (недавно открытых) районов карбонатитового магматизма необходимо подтверждать правильность определения типа мантии и данными по изотопии Sr и Nd.

Из геохимии этих изотопов можно сделать интересный вывод, что **рудоносные щелочные комплексы могут выплавляться из различных типов мантии и ее состав не очень влияет на их рудоносность. Вероятно, главным является малая степень селективного плавления мантии (менее 1 %) и привнос плюмами флюидных и щелочных компонентов, которые и стимулируют такое плавление. А далее, очень важной для накопления рудных компонентов является длительная дифференциация магмы и проходящие при ее кристаллизации процессы расслоения вещества.**

*Работа проводилась при финансовой поддержке РФФИ (гранты №.06-05-64416, 08-05-90002).*

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Владыкин Н.В.** Билибинский массив -расслоенный высокодифференцированный комплекс К-ультраосновных-щелочных пород// ДАН, 1996, т. 349, №6, с.972-975.
2. **Владыкин Н.В.** Петрология и рудоносность К-щелочных пород Монголо-Охотского ареала магматизма. Диссер. в форме научного доклада, Иркутск, 1997, с. 1-80.
3. **Владыкин Н.В.** Рудоносность карбонатитовых туфов К-щелочных комплексов Сибири и Монголии // 100-летие изучения карбонатитов Кольского п-ва, С.-П., с. 49-51.
4. **Владыкин Н.В.** Алданская провинция К-щелочных пород и карбонатитов: вопросы магматизма, генезиса и мантийных источников // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Иркутск, 2001, с. 18-45.
5. **Владыкин Н.В., Царук И.И.** Геология, химизм и генезис Ba-Sr («бенстонитовых») карбонатитов Мурунского массива // Геол. и геофиз., 2003, т. 44, № 4, с. 325-339.
6. **Владыкин Н.В., Виладкар Ш.С., Миузаки Т., Мохан Р.В.** Химическая характеристика карбонатитов Ю.Индии (провинция Тамил Наду) и проблема Ba-Sr «Бенстонитовых карбонатитов // Плюмы и глубинные источники щелочного магматизма. Иркутск, 2003, с. 20-45.
7. **Владыкин Н.В., Марикио Т., Миузаки Т.** Геохимия изотопов углерода и кислорода карбонатитов Сибири и геодинамика // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами. Иркутск, 2004, с 89-107.
8. **Владыкин Н.В.** Геохимия изотопов Sr иNd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. 2005, Иркутск, т. 2, с. 13-29.
9. **Егоров Л.С.** Ийолит-карбонатитовый плутонизм. Недра, 1991, 260 с.
10. **Гинзбург А.И., Самойлов В.С.** К проблеме карбонатитов // ЗВМО, 1983, в. 2, с. 164-176.
11. **Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В., Смирнов В.Н.** Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов в МНР // Изв. АН СССР, сер.геол., 1974, № 8, с. 38-49.
12. **Коваленко В.И., Самойлов В.С., Владыкин Н.В. и др.** Геохимическая характеристика пород приповерхностного карбонатитового комплекса в пустыне Гоби // Геохимия, 1977, № 9, с. 1313-1326.
13. **Коваленко В.И., Владыкин Н.В. и др.** Редкоземельные элементы в породах приповерхностных карбонатитовых комплексов МНР // Геохимия, 1977, № 12, с. 1831-1842.
14. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Владыкин Н.В. и др.** Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометального магматизма Центральной Азии //Петрология, 2002, т. 10, № 3, с. 227-253.
15. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Владыкин Н.В., и др.** Источники редкометального магматизма Центральной Азии и проблема плюмов// Глубинный магматизм, мантийные источники и проблема плюмов. Иркутск, 2002, с. 25-42.
16. **Кухаренко А.А., Орлова М.П., Буллах А.Г., и др.** Каледонский комплекс ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Сев. Карелии. Недра, 1965, 771 с.
17. **Маршинцев В.К.** Карбонатитовые образования Восточного склона Анабарского сводового поднятия. Якутск, 1974, 118 с.

18. **Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Покровский Б.Г и др.** Мезозойские карбонатиты Забайкалья: минеральный, химический и изотопный (O, C, S, Sr) состав и соотношения со щелочным магматизмом // *Петрология*, 2000, т. 8, № 3, с. 309-336.
19. **Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С.** *Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири.* М., Наука, 1972, 265 с.
20. **Покровский Б.Г.** () *Коровая контаминация мантийных магм.* М: Наука, 2000, 228 с.
21. *Carbonatites: genesis and evolution* (tdited by Keith Bell). London, 1989, 601 p.
22. **DePaolo В.Ж.** *Neodymium isotope geochemistry // An Introduction.* Springer Verlag, New-York, 1988.
23. **Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Wooley A.R.** *Alkaline Rocks and Carbonatites of the World.* London - Glasgow - New York - Melbourne - Madras.
24. **McCulloch M.T., Jaques A.L., Nelson D.R. and Lewis J.D.** Nd and Sr isotopes in kimberlites and lamproites from Western Australia: an enriched mantle origin // *Nature*, 1983, v. 302, № 31 March, p. 400-403.
25. **Powell J.L., Bell K.** Sr isotopic Studies of Alkalic Rocks: Localities from Australia, Spain and Western United States // *Contr. Mineral. Petrol.*, 1970, v. 27, p. 1-10.
26. **Vladykin N.V.** Malyi Murun volcano-plutonic complex: an example of ifferen tiated mantle magmas of lamproitic type // *Geoch. Intern.*, 2000, v. 38, sup.. 1, p. 573-583.
27. **Volmer R., Ogden P., Schilling J.-G., Kingsley R.H., Waggoner D.G.** Nd and Sr isotopes in ultrapotassic volcanic rocks from the Leucite Hills, Wyoming // *Contr. Mineral. Petrol.*, 1984, v. 87, p. 359-368.

## **Карбонатиты вулкана Олдоиньо Ленгаи, северная Танзания**

Зайцев А.Н., Петров С.В.

*Геологический факультет, Санкт-Петербургский государственный университет,  
Университетская наб. 7/9, Санкт-Петербург, 199034  
e-mails: burbankite@gmail.com, petrov64@gmail.com*

Вулкан Олдоиньо Ленгаи, расположенный в северной Танзании, является единственным действующим вулканом, из которого извергаются карбонатитовые лавы, пепел и лапилли. Главными минералами этих пород являются щелочные карбонаты ньеререйт  $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$  и грегориит  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , второстепенные минералы представлены флюоритом и сильвинном, как акцессорные присутствуют алабандин, апатит, магнетит, монтichelлит и др. Особенность карбонатитов является их неустойчивость при нормальных условиях. При контакте с атмосферой и метеорными водами сильвин, грегориит и ньеререйт растворяются и с течением времени на их месте, в результате процессов растворения, замещения и кристаллизации из поровых растворов происходит образование низко-температурных минералов, главным образом водных карбонатов натрия. Итогом всех этих процессов является образование «вторичных» карбонатитов, среди которых выделяются пирсонитовые, кальцитовые и шортитовые карбонатиты. При процессах изменения грегориит-ньеререйтовых карбонатитов происходит резкое изменение их химического состава (практически полная потеря Na, K, Cl и S) и изотопного состава углерода и кислорода (от мантийных величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в неизмененных карбонатитах до  $-1.95 \text{ PDB } \%$  и  $+24.12 \text{ SMOW } \%$  в кальцитовых карбонатитах). Изотопный состав стронция и неодима во «вторичных» карбонатитах не претерпевает изменений и остается таким же как и в первичных грегориит-ньеререйтовых карбонатитах. Данные по изотопному составу стронция и неодима так же указывают на то, что в пределах вулкана Олдоинье Ленгаи, в разное время, извергались различные по изотопному составу порции натрокарбонатитовой магмы.

### **ВВЕДЕНИЕ**

Вулканические карбонатиты относятся к числу очень редких горных пород, по данным А.Р. Вулли и А.А. Чёрч [38] такие карбонатиты установлены всего в 49 проявлениях, т.е. примерно 9% от общего числа известных карбонатитов [39]. Большинство вулканических карбонатитов распространено на африканском континенте, главным образом в Танзании, Кении и Уганде, эти породы описаны в Европе, в Италии и Германии, единичные проявления установлены в Америке, Азии и Гренландии. На территории России вулканические карбонатиты обнаружены на Кольском полуострове в вулканогенной толще района Контозеро [6, 7].

Вулкан Олдоиньо Ленгаи, расположенный в пределах рифта Грегори в северной Танзании, является единственным действующим вулканом, из которого извергаются карбонатитовые лавы, известные как грегориит-ньеререйтовые карбонатиты или натрокарбонатиты [2, 4, 5, 12-14, 19, 22, 26,

36, 41]. Особенностью карбонатитовых лав Олдоиньо Ленгаи является их обогащённость щелочными элементами натрием и калием (31.4-33.7 мас.%  $\text{Na}_2\text{O}$  и 6.3-8.7 мас.%  $\text{K}_2\text{O}$ ), а также серой (2.0-4.8 мас.%  $\text{SO}_3$ ), хлором (1.2-4.5 мас.%  $\text{Cl}$ ), фтором (1.2-3.5 мас.%  $\text{F}$ ) и фосфором (0.6-1.2 мас.%  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) и относительно невысокая температура магматического расплава, менее  $600^\circ\text{C}$ .

Олдоиньо Ленгаи это - симметричный стратовулкан конической формы. Абсолютная высота его составляет 2951.6 м над уровнем моря [8], с относительным превышением от подножья до вершины вулкана около 2000 м. На вершине вулкана расположено два кратера, разделенные хребтом высотой около 110 м – южный потухший кратер и северный активный кратер. Первое описание вулкана относится к 1870 г. – «Dóěnyo Ngái (Ngái Mountain). This mountain is very large. Sadi says that it is higher than Kílima Njáro, though not so massive. Its summit exhibits the same radiating and coruscant appearances as that of Kílima Njáro. Sadi says - "one moment it is yellow, like gold; the next, white, like silver; and again, black." This exactly agrees with the account given of the glittering or radiation of the summit of Kílima Njáro, by all the natives who have mentioned the subject to me. Sadi says that at night, numbers of "tawáfa " (lighted candles) ascend from the base of the mountain to the summit) [37, стр. 306].

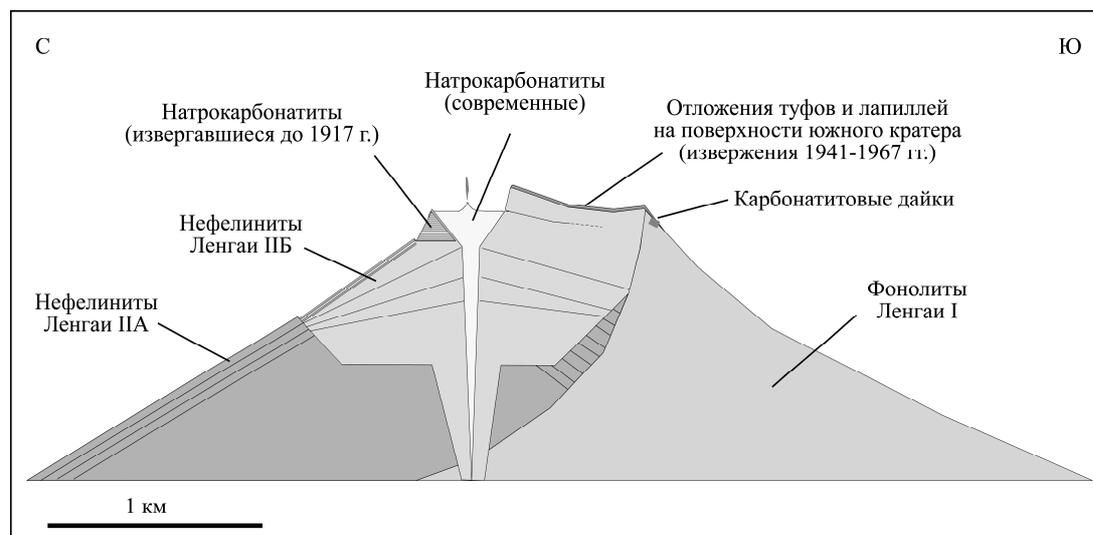


Рис. 1. Схематический разрез верхней части вулкана Олдоиньо Ленгаи [28].

Положение натрокарбонатитов извергавшихся до 1917 г. и карбонатитовых даек дано по данным Keller, Zaitsev [24], Zaitsev, Keller [40] и Zaitsev et al. [41].

Примерно на 90% вулкан сложен силикатными пирокластическими породами, туфами и агломератами фонолитового и нефелинитового состава, в которых встречаются прослойки лав фонолитов и нефелинитов [14, 28]; известны также и оливиновые мелилитолиты [25]. В составе агломератов присутствуют блоки интрузивных силикатных пород, таких как

пироксениты, ийолиты, уртиты и метасоматические породы фениты [16, 34]. Около 10% объема вулкана приходится на карбонатиты, которые слагают верхнюю часть Олдоиньо Ленгаи, отдельные лавовые потоки известны на восточном и западном склонах вулкана (рис. 1).

## **КАРБОНАТИТЫ ОЛДОИНЬО ЛЕНГАИ**

Вулканические карбонатиты Олдоиньо Ленгаи представлены эффузивными и эксплозивными горными породами. Примером первых являются лавовые потоки карбонатитов в северном кратере (рис. 2) [2, 14, 22, 27]. По сравнению с вулканическими силикатными породами, лавовые потоки карбонатитов характеризуются небольшими размерами по площади и мощности. Обычно карбонатитовые лавы Олдоиньо Ленгаи имеют мощность до 1 м при протяженности до 300 м. Однако, в результате последнего крупного извержения вулкана Олдоиньо Ленгаи в марте-апреле 2006 года произошло несколько излияний грегориит-ньеререитовых карбонатитов на расстояние около 3 км, шириной до 150 м и мощностью до 12 м. Общий объем карбонатитовой лавы за 10 дней извержения оценивается примерно в один миллион кубических метров [27].



**Рис. 2. Лавовый поток грегориит-ньеререитового карбонатита (черное).  
Октябрь 2000 года.**

Эксплозивные карбонатиты Олдоиньо Ленгаи представлены пирокластическими породами пеплами и лапиллями. Мощные выбросы карбонатитовых пеплов, т.е. рыхлых, неконсолидированных пород, наблюдались в 1966-67 годах [1] и 2007-08 годах [33]. Эти пеплы не являются чисто карбонатными и содержат переменное количество силикатных минералов, таких как нефелин, диопсид, гранат ряда шорломит-андрадит,

комбеит, волластонит, акерманит и магнетит [18, 33].

Карбонатитовые лапилли известны в нескольких обнажениях Олдоиньо Ленгаи, их образование наблюдалось автором во время полевых работ в 2000 году. Морфология лапиллей разнообразна, наблюдаются округлые, овальные лапилли, очень характерны так называемые «слёзы Пеле» или каплевидные лапилли, которые образуются при фонта-нировании лавы с высоким содержанием газовой фазы [21]; встречаются «коровые» лапилли, в центральной части которых присутствуют кристаллы силикатных минералов или кальцита, окруженные слоем мелкозернистой закаленной карбонатитовой лавы (рис. 3). В пироклас-тических отложениях вулкана Олдоиньо Ленгаи также установлен очень редкий тип «полых» лапиллей. Это округлые, овальные, каплевидные лапилли, которые состоят из пористой корки и пустотелой центральной части [12], отметим, что для всех карбонатитовых лапиллей Олдоиньо Ленгаи характерна высокая пористость.

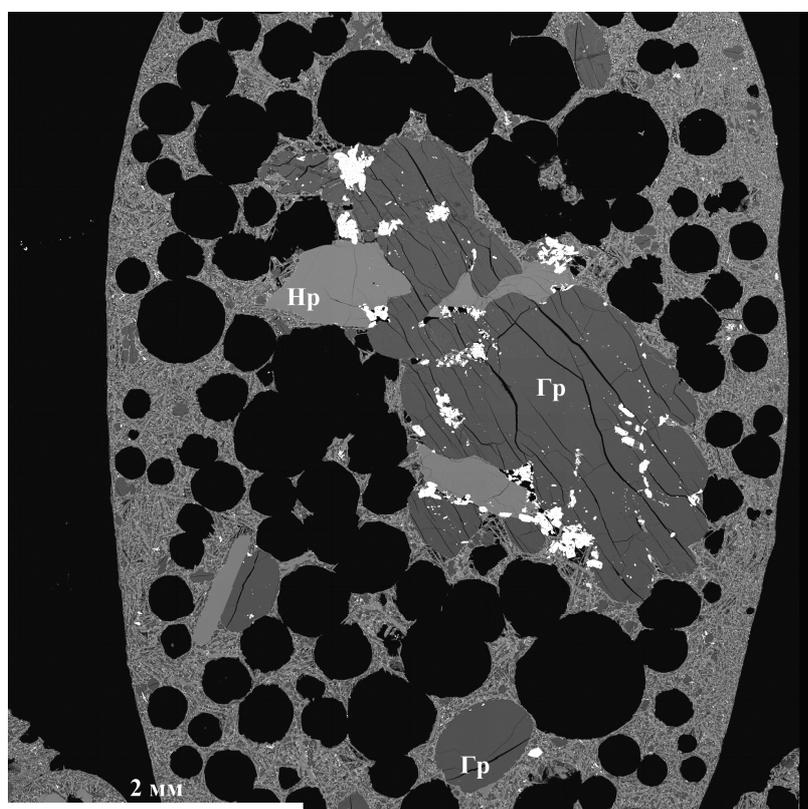


Рис. 3. Внутреннее строение «коровой» лапилли.

Гр – грегориит, Нр – ньеререйт, белые кристаллы – монтичеллит и пирротин. Черное – сферические поры. Изображение в обратно-рассеянных электронах.

В верхней части южного склона вулкана недавно были установлены карбонатитовые дайки секущие фонолитовую лаву [24]. Две дайки, расположенные примерно в 50 м друг от друга, имеют мощность 5-10 см и прослежены на расстоянии около 5 м. Характерно, что в приконтактной

части в фонолите не наблюдаются какие-либо изменения минерального состава.

Главными минералами карбонатитов Олдоиньо Ленгаи являются щелочные карбонаты ньеререит, идеальная формула которого  $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ , и грегориит  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , образующие фенокристаллы размером до нескольких миллиметров и наблюдающиеся в основной массе породы (рис. 3). Второстепенные минералы представлены флюоритом и сильвином, которые слагают основную массу карбонатитов. Как акцессорные присутствуют: алабандин, магнетит, фторапатит, монтичеллит, нейборит, сфалерит, галенит, пирротин, расвумит, минералы серии куспидин-ниокалит и ханнешит - карбонат из группы бурбанкита [19, 22, 30, 32, 36, 41].



**Рис. 4. Порошковатый налет термонаитра и нахколита (белое) на поверхности карбонатитовой лавы. 3 часа 20 минут после извержения. Октябрь 2000 года.**

Ньеререит и грегориит характеризуются весьма необычным химическим составом. Кроме «обычных» элементов примесей, таких как калий, стронций и барий, эти минералы содержат значимые количества фосфора и серы: в ньеререите установлено 0.8-1.5 мас.%  $\text{SO}_3$  и 0.2-0.8 мас.%  $\text{P}_2\text{O}_5$ , а грегориит содержит 3.4-5.8 мас.%  $\text{SO}_3$  и 1.3-4.6 мас.%  $\text{P}_2\text{O}_5$  [41]. Спектры комбинационного рассеяния, полученные для ньеререита и грегориита указывают на присутствие этих элементов в карбонатах в виде групп  $(\text{PO}_4)^{3-}$

и  $(\text{SO}_4)^{2-}$ . Однако вопрос, занимают ли эти группировки отдельные структурные позиции в ньерерите и грегориите или же они изоморфно замещают группу  $(\text{CO}_3)^{2-}$  пока остается открытым.

### НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ГРЕГОРИИТ-НЬЕРЕРЕИТОВЫХ КАРБОНАТИТОВ

Хорошо известно, что карбонатиты Олдоиньо Ленгаи неустойчивы в нормальных атмосферных условиях, при контакте их с атмосферой и метеорными водами, при температуре 8-43°C, минералы, слагающие карбонатиты, легко растворяются и разрушаются [22, 31, 40, 41]. Образцы неизмененных карбонатитов могут быть отобраны только в течении короткого промежутка времени, так как уже через несколько часов после затвердевания поверхность лавовых потоков карбонатитов покрывается порошковым налетом термонарита и нахколита (рис. 4) [40].

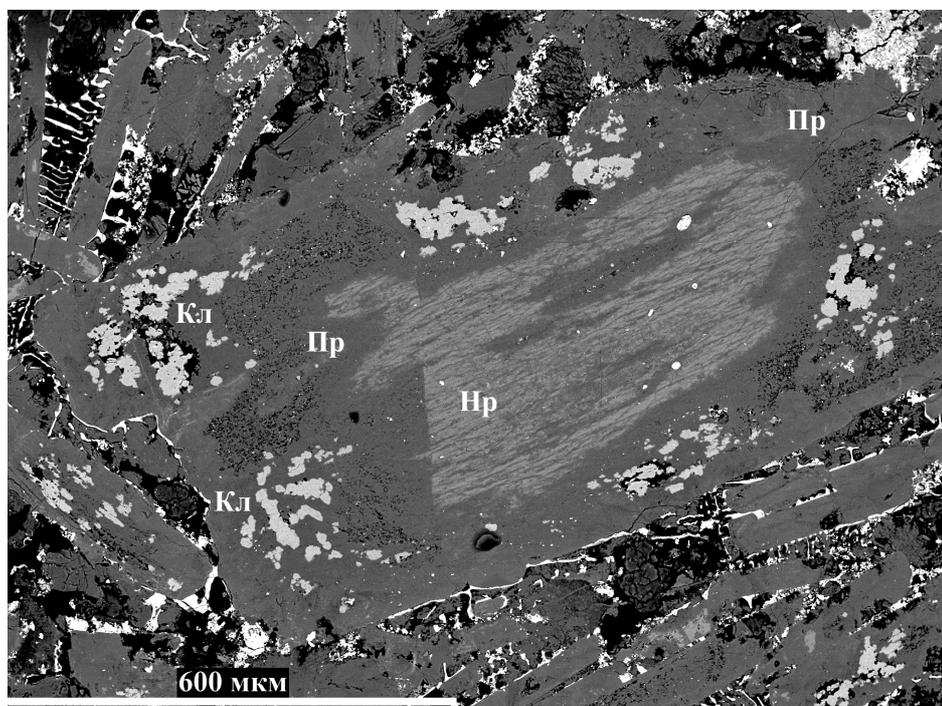


Рис. 5. Замещение ньерерита (Нр) пирссонитом (Пр) и образование кальцита (Кл) в краевых частях фенокристалла.

Изображение в обратно-рассеянных электронах.

В дальнейшем, в результате процесса растворения сильвина, грегориита и ньерерита, поровые растворы обогащаются разнообразными химическими элементами, такими как Na, Ca, K, Sr, Ba, P, S и другие. По всей видимости, что эти растворы являются высококонцентрированными рассолами с величиной pH около 8-10 [31, 40, 41]. Из них кристаллизуются новообразованные минеральные фазы карбонатитов - нахколит, пирссонит,

кальцит и шортит.

Практически в каждом образце измененного карбонатита Олдоиньо Ленгаи устанавливается замещение ньереррита пирссонитом, вплоть до образования полных псевдоморфоз (рис. 5). Одновременно наблюдается частичное растворение пирссонита и образование кальцита на месте пирссонита.

Таблица 1.

**Достоверно установление вторичные низкотемпературные минералы в измененных карбонатитах Олдоиньо Ленгаи.**

<b>Минералы</b>	<b>образованные при взаимодействии с атмосферой и метеорными водами</b>	<b>образованные при взаимодействии с фумарольными газами</b>
Нахколит $\text{NaHCO}_3$	+++	
Трона $\text{Na}_3\text{H}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	+++	
Термонатрит $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot x\text{H}_2\text{O}$	+++	
Пирссонит $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	+++	
Гайлюссит $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	++	
Шортит $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$	++	
Афтигалиит $\text{K}_3\text{Na}(\text{SO}_4)_2$	+	
Когаркоит $\text{Na}_3(\text{SO}_4)\text{F}$	+	
Шайрерит $\text{Na}_{21}(\text{SO}_4)_7\text{F}_6\text{Cl}$	+	
Якобсит $\text{MnFe}_2\text{O}_4$	+	
Баритокальцит $\text{CaBa}(\text{CO}_3)_2$	+	
Кальцит $\text{CaCO}_3$	+++	+++
Сера S		+++
Гипс $\text{Ca}(\text{SO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$		+++
Ангидрит $\text{CaSO}_4$		+++
Флюорит $\text{CaF}_2$	+	++
Барит $\text{BaSO}_4$		++
Целестин $\text{SrSO}_4$		+

**Примечание:** +++ главные минералы, ++ второстепенные минералы, + аксессуарные минералы. Составлено по данным Dawson et al. [17], Keller, Kraft [22], Mitchell [31], Zaitsev, Keller [40], Zaitsev et al. [41].

Таким образом в карбонатитах Олдоиньо Ленгаи образуются разнообразные низкотемпературные вторичные минералы, главным образом щелочные водосодержащие карбонаты - нахколит, трона, термонатрит, пирссонит, гайлюссит, шортит и кальцит (табл. 1). Результатом всех этих процессов является образование вторичных карбонатитов среди которых можно выделить пирссонитовые, кальцитовые и шортитовые [15, 17, 24, 40, 41].

Для северного кратера Олдоиньо Ленгаи характерна и фумарольная активность. Относительно горячие газы, содержащие главным образом  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , с небольшим количеством  $\text{H}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$  и  $\text{CH}_4$  [20, 29, 35], взаимодействуют с карбонатитами, и это приводит к появлению таких

необычных минералов для карбонатитовых комплексов как гипс, ангидрит и моногидрокальцит, также происходит образование кальцита, барита и целестина (табл. 1) [40]. Стенки фумарол при этом инкрустированы кристаллами самородной серы, размером до нескольких миллиметров.

Таблица 2.

### Вариации химического состава карбонатитов вулкана Олдоиньо Ленгаи.

Карбонатиты	Грегориит-ньереритовые		Пирссонитовые		Кальцитовые	
	среднее	стандартное	минимум	максимум	минимум	максимум
SiO <sub>2</sub> мас. %	0.22	0.08	0.06	0.20	0.40	2.50
TiO <sub>2</sub>	0.01		0.01	0.01	0.03	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01		0.01	0.01	0.01	0.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0.45	0.19	0.16	0.47	0.18	4.04
MnO	0.46	0.14	0.54	0.96	0.80	1.34
MgO	0.44	0.07	0.40	1.03	0.08	1.20
CaO	15.60	1.24	26.50	31.00	43.54	49.95
Na <sub>2</sub> O	32.35	0.42	20.48	24.13	0.82	2.91
K <sub>2</sub> O	7.63	0.77	0.25	2.29	0.16	0.36
SrO	1.36	0.08	1.60	1.91	2.37	3.96
BaO	1.28	0.31	1.05	1.63	0.51	5.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.89	0.19	0.74	1.25	0.66	2.68
CO <sub>2</sub>	32.24	1.31	30.65	34.85	25.87	34.40
Cl	3.38	1.00	0.01	0.08	0.05	0.13
SO <sub>3</sub>	2.75	0.69	0.25	0.40	0.02	0.93
F	2.48	0.74	1.32	2.88	2.99	11.04
H <sub>2</sub> O	0.14	0.14	6.41	12.00	0.69	2.13
-O=F,Cl	1.81					
Сумма	99.89					

**Примечание:** использованы данные по 25 анализам грегориит-ньереритовых карбонатитов [26], 9 анализам пирссонитовых карбонатитов и 7 анализам кальцитовых карбонатитов. При расчете среднего значения для грегориит-ньереритовых карбонатитов не использовались данные с высоким содержанием SiO<sub>2</sub> [(Simonetti et al. 1997)].

Изменение минерального состава карбонатитов Олдоиньо Ленгаи сопровождается и изменениями в их химическом составе (табл. 2) [40]. В пирссонитовых карбонатитах, по сравнению с грегориит-ньереритовыми карбонатитами, уменьшается содержание Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, SO<sub>3</sub>, Cl и увеличивается концентрация CaO и H<sub>2</sub>O. Кальцитовые карбонатиты Олдоиньо Ленгаи, по своему химическому составу, весьма близки к интрузивным карбонатитам. Исключением является фтор, содержание которого составляет 3.0-11.0 мас.% за счет присутствия реликтового флюорита.

### ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КАРБОНАТИТОВ

Исследования стабильных (C и O) и радиогенных (Sr, Nd и Pb) изотопов в неизмененных грегориит-ньереритовых карбонатитах Олдоиньо Ленгаи

свидетельствуют о глубинном мантийном источнике этих элементов [3, 4, 9, 11, 22-24]. Величины  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в карбонатитах варьируют в очень узком диапазоне значений и их средние значения составляют  $-6.80 \pm 0.41$  PDB ‰ и  $+6.51 \pm 0.51$  SMOW ‰ [23, 24]. Малые вариации характерны и для изотопных отношений стронция и неодима, которые составляют для  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0.70437-0.70446$  и для  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 0.51259-0.51268$  [3, 4, 9-11, 22]. На диаграмме первичных отношений Sr и Nd точки изотопных отношения располагаются рядом с пересечением линий современных значений для Bulk Earth и CHUR.

При низкотемпературном изменении грегориит-ньереритовых карбонатитов происходит существенное изменение изотопного состава углерода и кислорода. Величины  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в частично измененных карбонатитах составляют соответственно  $-6.4 - -6.3$  PDB ‰ и  $+11.8 - +17.4$  SMOW ‰, и доходят до  $-1.95$  PDB ‰ и  $+24.12$  SMOW ‰ в кальцитовых карбонатитах [24]. В тоже время изотопный состав стронция и неодима в пирссонитовых, кальцитовых и шортитовых карбонатитах, которые присутствуют в пределах северного активного картера, остается таким же, как и в неизмененных свежих грегориит-ньереритовых карбонатитах [3, 4].

Карбонатитовые дайки с южного склона вулкана и ксенолит карбонатита из нефелинитового агломерата в нижней части восточного склона вулкана резко отличаются по изотопному составу Sr и Nd от грегориит-ньереритовых, пирссонитовых и кальцитовых карбонатитов северного кратера. Для этих образцов установлены повышенные величины отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $0.70470-0.70475$  в дайках и  $0.70509$  в ксенолите) и низкие величины отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $0.51252-0.51253$  в дайках и  $0.51244$  в ксенолите) [3, 4]. Изотопные состав Sr и Nd в дайках и ксенолите близок к изотопному составу этих элементов в ассоциирующих фонолитах и нефелинитах [9].

## ВЫВОДЫ

Грегориит-ньереритовые карбонатиты, изливание которых наблюдается в пределах северного кратера вулкана Олдоиньо Ленгаи, неустойчивы при нормальных атмосферных условиях. Под воздействием атмосферной воды происходит растворение главных минералов этих пород грегориита, ньерерита и сильвина. В результате комбинации процессов растворения, метасоматического замещения и кристаллизации из поровых растворов происходит преобразование грегориит-ньереритовых карбонатитов в пирссонитовые, кальцитовые и шортитовые карбонатиты. Особым случаем изменения грегориит-ньереритовых карбонатитов является их взаимодействие с фумарольными газами, в результате которого происходит образование серы, гипса и ангидрита.

Наблюдаемые вариации в изотопном составе карбонатитов Олдоиньо Ленгаи, и сходство изотопного состава Sr и Nd в измененных натрокарбонатитах и ассоциирующих силикатных породах нефелинитах и

фонолитах позволяют предположить, что в пределах Олдоинье Ленгаи, в разное время, извергались различные по изотопному составу порции натрокарбонатитовой магмы.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Й. Келлеру, Ю. Клаудиусу, Д. Видерманну, Т. Вильямсу и Дж. Спратту за помощь при полевых работ и лабораторных исследований и Ф. Уолл и А.Г. Булаху за критические замечания и обсуждение результатов данной работы. Исследования выполнены при финансовой поддержке фонда Александр фон Гумбольдт и программы Мария Кюри в рамках 6 Рамочной программы Европейской Комиссии.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Горячев А.В.** Извержение Олдоинье Ленгаи // Природа, 1968, № 7, с. 86-92.
2. **Даусон Дж.Б.** Олдоинье-Ленгаи – действующий вулкан с потоками лав натровых карбонатитов. Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с. 169-181.
3. **Зайцев А.Н., Келлер Й., Биллстрем Ш.** Изотопный состав Sr, Nd и Pb в пирсонитовых, шортитовых и кальцитовых карбонатитах вулкана Олдоинье Ленгаи, Танзания // Доклады РАН, 2008 (в печати).
4. **Зайцев А.Н., Келлер Й., Спратт Дж., Джефриес Т.Е., Шарыгин В.В.** Химический состав ньерерита и грегориита из натрокарбонатитов вулкана Олдоинье Ленгаи, Танзания // Записки РМО, 2008, № 4, с. 101-111.
5. **Капустин Ю.Л., Поляков А.И.** Вулканогенные карбонатиты Восточной Африки // Записки ВМО, 1982. № 6, с. 639-655.
6. **Пятенко И.К., Сапрыкина Л.Г.** О находке карбонатитовых лав и пирокластитов в палеозойской осадочно-вулканогенной толще района Контозера на Кольском полуострове // Доклады АН СССР, 1976, т. 229. № 4, с. 963-966.
7. **Пятенко И.К., Осокин Е.Д.** Геохимические особенности Контозерского карбонатитового палеовулкана на Кольском полуострове // Геохимия, 1988, № 5, с. 723-737.
8. **Anderson H.** Young explorers survey Tanzanian volcano – Oldoinyo Lengai. Reporter// The Magazine of Leica Geosystems, 2005, v. 52, p. 4-7.
9. **Bell K., Dawson J.B.** Nd and Sr isotope systematics of the active carbonatite volcano, Oldoinyo Lengai // Carbonatite volcanism. Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 1995, p. 100-112.
10. **Bell K., Simonetti A.** Carbonatite magmatism and plume activity: implications from the Nd, Pb and Sr isotope systematics of Oldoinyo Lengai // Journal of Petrology, 1996, v. 37. p. 1321-1339.
11. **Bell K., Tilton G.R.** Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity // Journal of Petrology, vl. 42, p. 1927-1945.
12. **Church A.A., Jones A.P.** Hollow natrocarbonatite lapilli from the 1992 eruption of Oldoinyo Lengai, Tanzania // London, J. Geol. Soc., 1994, v. 151, p. 59-63.
13. **Church A.A., Jones A.P.** Silicate-carbonate immiscibility at Oldoinyo Lengai // J. Petrol., 1995, v. 36, p. 869-889.
14. **Dawson J.B.** The geology of Oldoinyo Lengai // Bulletin Volcanologique, 1962, v. 24, p.

- 349-387.
15. **Dawson J.B.** A supposed sovite from Oldoinyo Lengai, Tanzania: result of extreme alteration of alkali carbonatite lava // *Mineral. Mag.*, 1993, v. 57, p. 93-101.
  16. **Dawson J.B., Smith J.V., Steele I.M.** Petrology and mineral chemistry of plutonic igneous xenoliths from the carbonatite volcano, Oldoinyo Lengai, Tanzania // *Journal of Petrology*, 1985a, v. 36, p. 797-826.
  17. **Dawson J.B., Garson M.S., Roberts B.** Altered former alkalic carbonatite lava from Oldoinyo Lengai, Tanzania: inferences for calcite carbonatites lavas // *Geology*, 1987, v. 15, p. 765-768.
  18. **Dawson J.B., Smith J.V., Steele I.M.** 1966 ash eruption of the carbonatite volcano Oldoinyo Lengai: mineralogy of lapilli and mixing of silicate and carbonate magmas // *Mineral. Mag.*, 1992, v. 56, p. 1-16.
  19. **Dawson J.B., Pinkerton H., Norton G.E., Pyle D.M., Browning P., Jackson D., Fallick A.E.** Petrology and geochemistry of Oldoinyo Lengai lavas extruded in November 1988: magma source, ascent and crystallization. Carbonatite volcanism // *Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites*. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag., 1995b, p. 47-69.
  20. **Javoy, M., Pineau, F., Staudacher, T., Cheminee, J.L., Kraft, M.** Mantle volatiles sampled from a continental rift: the 1988 eruption of Oldoinyo Lengai (Tanzania) // *Terra Abstracts*, 1989, v. 1, p. 324.
  21. **Keller J.** Carbonatitic volcanism in the Kaiserstuhl alkaline complex: evidence for highly fluid carbonatitic melts at the earth's surface // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1981, v. 9, p. 423-431.
  22. **Keller J., Krafft M.** Effusive natrocarbonatite activity of Oldoinyo Lengai, June 1988 // *Bulletin of Volcanology*, 1990, v. 52, p. 629-645.
  23. **Keller J., Hoefs J.** Stable isotopic characteristics of recent natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai // *Carbonatite volcanism. Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites*. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 1995, p. 113-123.
  24. **Keller J., Zaitsev A.N.** Calcic carbonatite dykes at Oldoinyo Lengai, Tanzania: the fate of natrocarbonatite // *Canadian Mineralogist*, 2006, v. 44, p. 857-876.
  25. **Keller J., Zaitsev A.N., Wiedenmann D.** Primary magmas at Oldoinyo Lengai: the role of olivine melilitites // *Lithos*, 2006, v. 91, p. 150-172.
  26. **Keller J., Zaitsev A., Klaudius J.** Geochemistry and petrogenetic significance of natrocarbonatites at Oldoinyo Lengai, Tanzania // *Goldschmidt Conference Abstracts*, 2007, p. A475.
  27. **Kervyn M., Ernst G.G.J., Klaudius J., Keller J., Kervyn F., Mattsson H.B., Belton F., Mbede E., Jacobs P.** Voluminous lava flows at Oldoinyo Lengai in 2006: chronology of events and insights into the shallow magmatic system // *Bulletin of Volcanology*, 2008, v. 70, p. 1069-1086.
  28. **Klaudius J., Keller J.** Peralkaline silicate lavas at Oldoinyo Lengai, Tanzania // *Lithos*, 2006, v. 91, p. 173-190.
  29. **Koepenick, K.W., Brantley, S.L., Thompson, J.M., Rowe, G.L., Nyblade, A.A.** Volatile emissions from the crater and flank of Oldoinyo Lengai volcano, Tanzania // *Journ. Geophys. Res.*, 1996, v. 101, p. 13819-13830.
  30. **Mitchell R.H.** Carbonate-carbonate immiscibility, neighborite and potassium iron sulphide in Oldoinyo Lengai natrocarbonatite // *Mineral. Mag.*, 1997, v. 61, p. 779-789.
  31. **Mitchell R.H.** Mineralogy of stalactites formed by subaerial weathering of natrocarbonatite hornitos at Oldoinyo Lengai, Tanzania // *Mineral. Mag.*, 2006, v. 70, p. 437-444.
  32. **Mitchell R.H., Belton F.** Niocalite-cuspidine solid solution and manganoan monticellite from natrocarbonatite, Oldoinyo Lengai, Tanzania // *Mineral. Mag.*, 2004, v. 68, p. 787-799.
  33. **Mitchell R.H., Dawson J.B.** The 24th September 2007 ash eruption of the carbonatite

- volcano Oldoinyo Lengai, Tanzania: mineralogy of the ash and implications for formation of a new hybrid magma type // *Mineralog. Mag.*, 2007, v. 71, p. 483-492.
34. **Morogan V., Martin R.F.** Mineralogy and partial melting of fenitized crustal xenoliths in the Oldoinyo Lengai carbonatitic volcano, Tanzania // *American Mineralogist*, 1985, v. 70, p. 1114-1126.
35. **Oppenheimer C., Burton M.R., Durieux J., Pyle D.** Open path Fourier transform spectroscopy of gas emissions from Oldoinyo Lengai volcano, Tanzania // *Optics and Lasers in Engineering*, 2002, v. 37, p. 203–214.
36. **Peterson T.D.** Petrology and genesis of natrocarbonatite // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1990, v. 105, p. 143-155.
37. **Wakefield T.K.J. Jun.** Routes of native caravans from the coast to the interior of Eastern Africa, chiefly from information given by Sádi Bin Ahédi, a native of a district near Gázi, in Udigo, a little north of Zanzibar // *Journal of the Royal Geographical Society of London*, 1870, v. 40, p. 303-339.
38. **Woolley A.R., Church, A.A.** Extrusive carbonatites: a brief review // *Lithos*, 2005, v. 85, p. 1-14.
39. **Woolley A.R., Kjarsgaard B.A.** Carbonatite Occurrences of the World: map and database. Ottawa: Geological Survey of Canada, 2008, Open File 5796, CD-ROM and map.
40. **Zaitsev A.N., Keller J.** Mineralogical and chemical transformation of Oldoinyo Lengai natrocarbonatites, Tanzania // *Lithos*, 2006, v. 91, p. 191-207.
41. **Zaitsev A.N., Keller J., Spratt J., Perova E.N., Kearsley A.** Nyerereite – pirssonite – calcite – shortite relationships in altered natrocarbonatites, Oldoinyo Lengai, Tanzania // *Canadian Mineralogist*, 2008, v. 46 (в печати).

## **ОСОБЕННОСТИ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Похиленко Л.Н., Похиленко Н.П., Федоров И.И., Томиленко А.А.,  
Усова Л.В., Фомина Л.Н.

*Институт геологии и минералогии имени В.С.Соболева РАН, Новосибирск, Россия,  
e-mail: [lu@uiggm.nsc.ru](mailto:lu@uiggm.nsc.ru)*

Изучено 160 ксенолитов разных парагенетических типов из алмазоносных кимберлитовых трубок Удачная (133 образца), Мир (11 образцов) и не содержащей алмазы трубки Обнаженная (16 образцов) с целью создания объективной модели флюидного режима в вертикальном разрезе литосферной мантии Сибирской платформы. Методом хроматографического анализа определен компонентный состав флюида из минералов глубинных ксенолитов основного (эклогиты, пироксениты) и ультраосновного (гарцбургиты, дуниты, лерцолиты) парагенезисов. По программе NCh этот состав пересчитан на P-T-условия равновесия пород. Полученные результаты подтвердили разрозненные данные о том, что главными компонентами мантийного флюида являются вода, углекислота и метан. Рассчитанные значения  $fO_2$  для каждого образца позволили проследить общую тенденцию повышения восстановленности образцов с увеличением глубины их образования.

### **ВВЕДЕНИЕ**

Полученные за последние десятилетия результаты петрологических, геохимических, изотопно-геохимических исследований ксенолитов глубинных пород в кимберлитах показали широкий диапазон их типов [10, 2, 13, 8, 9, 11, 21], а также сложный мультистадийный характер эволюции субстрата литосферной мантии [31, 26]. В то же время, информация по составу летучих компонентов и окислительно-восстановительным условиям верхней мантии ограничена данными изучения включений в алмазах [24, 1, 12, 28, 20, 23, 19, 5] и сравнительно узкого набора мантийных пород в кимберлитах и щелочных базальтах [3, 15, 18, 22, 4, 30]. В данной работе предпринята попытка построения мантийного разреза с учетом полученных в ходе исследований значений  $fO_2$  для широкого спектра глубинных пород.

### **МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ**

Определение химического состава минеральных фаз исследуемых пород проводилось с использованием рентгеноспектрального микроанализатора марки SAMEBAХ-MICRO французской фирмы СAMEСА. В качестве эталонов использовались природные минералы, составы которых наиболее близки к ожидаемым составам анализируемых фаз. На основании полученных данных микрозондового анализа рассчитывали P-T параметры

образования ксенолитов. Расчет проводили по программе TEMPEST, предоставленной А.А. Финнерти в 1978 году и доработанной затем Т.М. Блинчик, и по программе TERRA, разработанной И.В. Ащепковым [16, 17].

Состав летучих из ксенолитов мантийных пород определялся методом газовой хроматографии на оригинальной установке, позволяющей из одной пробы порошкообразных материалов определять одновременно все интересующие газы ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{C}_2$ - $\text{C}_n$ ). Используемая установка и методика анализа подробно описаны в работе [7]. Калибровка хроматографической установки, осуществленная путем введения известных количеств чистых газовых компонентов, позволила установить погрешность определения компонентов:  $\text{CO}_2$ ,  $\text{C}_2$ - $\text{C}_n$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$  - 2 отн.%;  $\text{H}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  - 10 отн.%. Навеску образца (300 мг) помещали в V-образную кварцевую трубку, продували гелием, нагревали до  $200^\circ\text{C}$ , выделившиеся газы удаляли с целью избежать влияния на результаты анализа поверхностно-адсорбированных газов. Затем образец прокаливали в два этапа: в течение 10 минут при температуре  $600^\circ\text{C}$  и столько же после минутного перерыва при температуре  $1000^\circ\text{C}$ . Выделившуюся на каждом этапе газовую фазу направляли для анализа на хроматографы.

Равновесный молекулярный состав флюидов при P-T параметрах образования ксенолитов рассчитывали на основании хроматографических данных путем минимизации свободной энергии системы по программе HCh, разработанной Ю.В. Шваровым (МГУ, геологический факультет). Величину свободной энергии Гиббса (G), как и значения фугитивности кислорода для буферных равновесий железо-вюстит (IW), вюстит-магнетит (WM), графит- $\text{CO}$ - $\text{CO}_2$  (CCO), взяли из работы [14]. Фугитивность кислорода исследуемых пород считали на основании полученных данных по формуле  $f_{\text{O}_2} = P \cdot X_{\text{O}_2} \cdot \gamma$ , где P – общее давление,  $X_{\text{O}_2}$  – мольная доля кислорода,  $\gamma$  – коэффициент фугитивности кислорода. Расчеты флюидных компонентов основывались на предположении о закрытости системы и, следовательно, неизменности отношения  $\text{H}/(\text{O}+\text{H})$  при любых реакциях, протекавших между компонентами системы во время сброса температур и давлений при выходе пород на поверхность. Вторым важным моментом был избыток равновесного с флюидом свободного углерода, который, как показал Д. Пирсон с соавторами [25], имел место в литосфере кратонов в период их стабилизации.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Наиболее представительные микронзондовые анализы минералов из ксенолитов исследованных пород ультраосновных (гигантозернистые гарцбургит-дуниты, равномернозернистые шпинелевые и гранатовые перидотиты, катаклазированные перидотиты) и основных (эклогиты, пироксениты) парагенезисов приведены в таблице 1 (а, б, в). Результаты хроматографического анализа мономинеральных фракций характерных представителей всех групп исследованных ксенолитов приведены в таблице

2. Здесь же даны рассчитанные значения  $N/(O+N)$ , характеризующие степень окисленности-восстановленности пород. Рассчитанный компонентный состав флюида, равновесного с исследованными породами, приведен в таблице 3. Значения  $N/(O+N)$  исследованных мантийных пород в большинстве случаев находятся в пределах 0.60-0.68, опускаясь изредка до 0.53-0.58. В трех образцах катаклазированных перидотитов (УВ-448/89, УВ-495/89, УВ-242/89) это отношение составляет 0.3-0.4 (табл. 2), что свидетельствует о высокой степени окисленности этих образцов и, как следствие, приводит в расчетах к аномально высокому содержанию углекислоты в рассчитанном равновесном флюиде (табл. 3). В образце катаклазированного перидотита УВ-79/89 значение  $N/(O+N) = 0.78$  (табл. 2), то есть условия образования были восстановительные, а содержание метана во флюиде было выше, чем углекислоты и уступало лишь содержанию воды (табл. 3). В целом среди ультраосновных парагенезисов ксенолитов из кимберлитовых трубок Сибирской платформы среднее значение  $N/(O+N)$  выше всего для гарцбургит-дунитов: 0.65; для равномернозернистых перидотитов оно составляет 0.64, для катаклазированных перидотитов – 0.63. Для основных парагенезисов якутских трубок среднее значение  $N/(O+N)$  составляет 0.65.

Таблица 1а.

**Микрозондовый анализ (мас.%) гранатов из ксенолитов трубок Удачная (УВ), Мир (М), Обнаженная (О). Парагенезисы: д - дунит, г - гарцбургит, гшл – гранат-шпинелевый лерцолит, гл – гранатовый лерцолит, ккп – катаклазированный перидотит, экл – эклогит, пир – пироксенит.**

№ образца	п-зис	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Total
УВ574/89	д	41.8	0.02	17.1	8.72	7.14	0.45	21.97	2.60	0.004	99.85
УВ39/89	д	41.7	0.01	15.12	11.16	7.1	0.46	22.77	1.20	0.02	99.57
УВ17/91	г	42.1	0.02	17.77	7.61	7.08	0.36	23.07	1.39	0.04	99.42
УВ467/89	гшл	41.6	0	20.19	4.10	7.64	0.42	19.16	6.06	0.06	99.16
УВ531/89	гл	41.5	0	19.27	5.38	8.11	0.44	18.38	6.18	0,00	99.21
М120/72	гл	42.5	0.126	22.02	1.96	7.29	0.31	20.59	4.82	0.06	99.72
УВ79/89	ккп	41.2	-	17.23	9.01	7.19	-	19.21	6.17	-	100.00
УВ448/89	ккп	42.2	0.57	17.72	6.38	6.80	0.29	20.82	4.73	0.092	99.61
УВ-13/91	ккп	42.1	0.72	20.32	0.99	13.03	-	17.93	4.69	0.05	99.83
УВ464/86	экл	39.0	0.46	20.97	0.05	22.7	0.46	6.89	9.26	0.16	99.95
О/283	экл	41.8	0.04	23.9	0.17	13.00	0.37	13.70	7.22	0.05	100.3
М1/88	экл	41.8	0.16	22.88	0.05	11.85	0.30	18.43	3.98	0.09	99.54
О/407	пир	42.6	0.11	23.22	0.60	8.46	0.33	20.93	4.18	0.03	100.50
М31/01	пир	42.0	0.14	22.21	1.41	9.63	0.61	19.08	4.41	0.06	99.51
УВ11/99	пир	41.1	0.61	21.28	0.36	14.61	0.34	16.48	4.44	0.11	99.37

**Примечания:** Данные получены с использованием рентгеноспектрального микроанализатора марки САМЕВАХ-МІСRO французской фирмы САМЕСА в лаборатории рентгеноспектрального анализа ИГМ СО РАН, оператор – Усова Л.В.

Мольные доли главных компонентов флюида рассчитывались для всех доступных нам минералов ксенолитов. Так, для гарцбургит-дунитов в нашем распоряжении был оливин и, иногда, гранат. Для шпинелевых и гранат-

шпинелевых лерцолитов расчет велся только по оливину. В расчеты гранатовых лерцолитов и катаклазированных перидотитов к выше перечисленным двум минералам добавились пироксены. Составы флюидных систем почти половины эклогитов и подавляющего большинства пироксенитов рассчитывались по данным хроматографического анализа граната и пироксена. В большинстве случаев расчетные значения фугитивности кислорода и компонентного состава флюида совпадают для сосуществующих минералов.

Таблица 16.

**Микронзондовый анализ (мас.%) пироксенов из ксенолитов трубок Удачная (УВ), Мир (М), Обнаженная (О).**

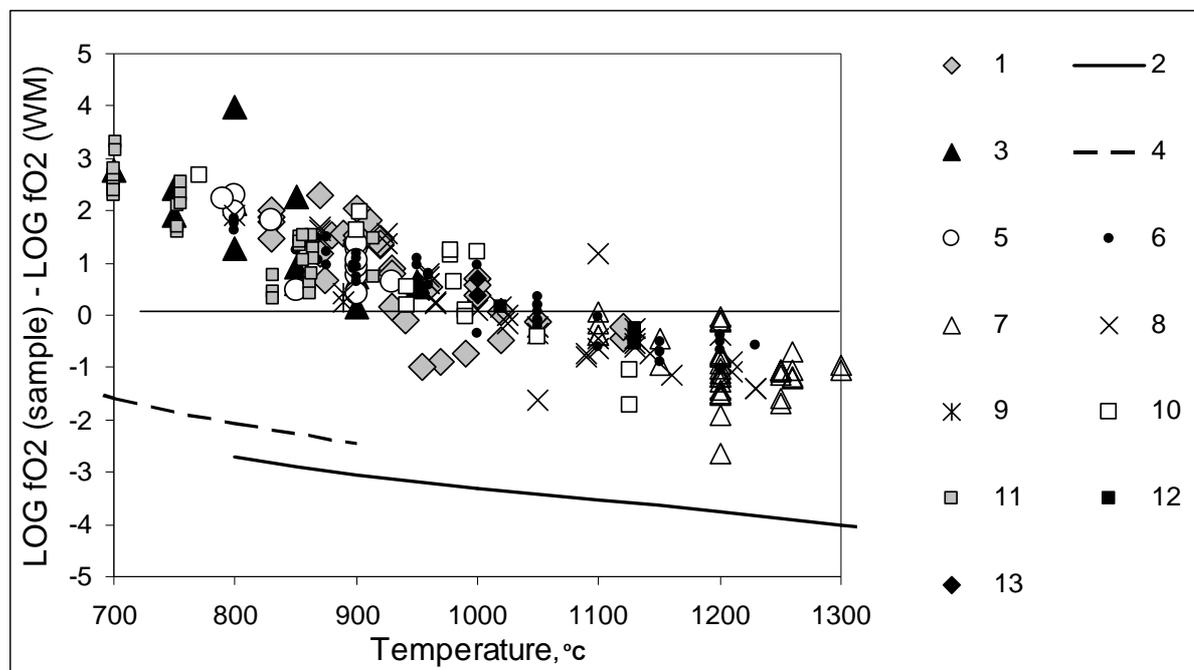
№ образца	п-зис	мин-л	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total
УВ17/91	г	Орх	57.99	0.007	0.351	0.22	4.36	0.087	36.54	0.094	0.037		99.68
УВ562/89	шл	Орх	56.51	0.025	2.73	0.573	4.89	0.113	35.53	0.34	0.043		100.75
УВ536/89	шл	Орх	56.54	0.014	2.51	0.475	4.86		35.22	0.32	0.008		99.95
УВ467/89	гшл	Орх	58.03	0.057	0.86	0.349	4.43		35.63	0.45	0.06		99.85
УВ531/89	гл	Орх	57.96	0	0.93	0.369	4.84	0.152	34.8	0.45	0.051		99.54
М120/72	гл	Орх	57.3	0.069	1.29	0.386	4.31	0.06	36.21	0.208	0.043	0.004	99.87
УВ79/89	ккп	Орх	57.77	0.169	0.56	0.438	5.32		34.42	0.89	0.235		99.797
УВ448/89	ккп	Орх	57.79	0.069	0.64	0.368	5.02	0.131	34.01	0.9	0.271	0.049	99.25
О/407	пир	Орх	58.29	0.11	1.11	0.15	4.41	0.07	35.31	0.24	0.04		99.73
УВ562/89	шл	Срх	53.76	0.061	3.36	1.42	1.49	0.07	15.87	21.89	1.48		99.40
УВ536/89	шл	Срх	53.8	0.003	2.45	0.841	1.6		17.23	23.1	0.455		99.48
УВ467/89	гшл	Срх	55.31	0.108	1.61	1.28	1.09		16.99	22.45	1.15		99.99
УВ531/89	гл	Срх	54.82	0.034	1.65	1.45	1.45	0.108	16.41	22.11	1.13		99.24
М120/72	гл	Срх	54.22	0.562	5.71	1.4	1.47	0.047	13.8	19.56	2.9	0.006	99.68
УВ79/89	ккп	Срх	55.03	0.292	1.34	1.63	3.3		18.45	17.57	1.63		99.24
УВ448/89	ккп	Срх	55.17	0.39	2.05	1.75	3.3	0.134	18.19	16.39	2.08	0.021	99.47
УВ-13/91	ккп	Срх	55.04	0.236	1.78	0.322	4.76		17.03	19.3	1.6		100.06
УВ464/86	экл	Срх	54.65	0.502	6.38	0.406	7.64	0.069	10.12	16.21	4.23	0.035	100.24
О/283	экл	Срх	53.2	0.19	8.72	0.16	2.55	0.03	11.5	19.1	3.51		98.96
М1/88	экл	Срх	56.85	0.46	8.51	0.05	2.26	0.04	11.13	15.05	5.58	0.01	99.95
О/407	пир	Срх	55.04	0.45	8.08	0.62	1.9	0.03	12.85	18.2	3.46		100.61
М31/01	пир	Срх	55.23	0.12	2.04	0.89	2.41	0.07	16.17	20.98	1.8	0.002	99.71
УВ11/99	пир	Срх	55.45	0.262	2.98	0.178	5.09	0.099	15.39	17.65	2.52	0.032	99.65

**Примечания:** Орх - ортопироксен, Срх – клинопироксен. Парагенезисы: г - гарцбургит, шл – шпинелевый лерцолит, гшл – гранат-шпинелевый лерцолит, гл – гранатовый лерцолит, ккп – катаклазированный перидотит, экл – эклогит, пир – пироксенит.

Данные получены с использованием рентгеноспектрального микроанализатора марки САМЕВАХ-МІСRО французской фирмы САМЕСА в лаборатории рентгеноспектрального анализа ИГМ СО РАН, оператор – Усова Л.В.

На рисунке 1 показаны  $fO_2$  всех исследованных ксенолитов, рассчитанные по данным хроматографического анализа для Р-Т условий равновесия пород и отнесенные к стандартному буферу WM. Фугитивности кислорода большинства образцов близки к буферу WM, и отличаются от него, как правило, не более чем на две логарифмических единицы. Наиболее окисленными из изученных ультраосновных пород являются шпинелевые

лерцолиты, поле которых полностью располагается выше буфера WM, как и поле гранат-шпинелевых лерцолитов. Поле самых глубинных из всего исследованного комплекса мантийных ксенолитов – катаклазированных перидотитов – лежит ниже нулевой отметки (WM). Гарцбургит-дуниты занимают промежуточное положение. Поле гранатовых перидотитов,



**Рис.1. Зависимость значений фугитивности кислорода гарцбургит-дунитов, катаклазированных перидотитов из трубки Удачная, эклогитов и пироксенитов из трубок Удачная, Мир, Обнаженная, гранатовых перидотитов из трубок Удачная, Мир (отнесенных к буферному равновесию WM) от температуры равновесия этих пород.**

**Условные обозначения:** 1 – гарцбургит-дуниты трубки Удачная, 2,4 – буфер WM при 5 и 2 ГПа, 3 – шпинелевые лерцолиты трубки Удачная, 5 – гранат-шпинелевые лерцолиты трубки Удачная, 6 – гранатовые лерцолиты трубок Удачная, Мир, 7 – катаклазированные перидотиты трубки Удачная, 8 – эклогиты трубок Удачная, Мир, 9 – эклогиты трубки Обнаженная, 10 – пироксениты трубок Удачная, Мир, 11 – пироксениты трубки Обнаженная, 12 – алмазоносные эклогиты, 13 – алмазоносный дунит.

имеющих очень широкий температурный диапазон, располагается как выше, так и ниже буфера WM, перекрываясь полностью с полями катаклазированных перидотитов, гарцбургит-дунитов и большей частью шпинелевых лерцолитов. Наиболее окисленными породами основных парагенезисов являются эклогиты и пироксениты безалмазной трубки Обнаженная, поля которых находятся полностью в области выше буфера WM. Значения фугитивности алмазоносных эклогитов тр. Удачная, Мир лежат практически в районе буферного равновесия WM. Близко к ним, но в несколько более окисленной области располагается алмазоносный дунит из тр. Удачная.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В работе Похиленко с соавторами [27] приведена модель вертикального разреза мантии центральных и окраинных районов Сибирской платформы на среднепалеозойское время (рис. 2-Г), а также северо-восточной части платформы на мезозойское время (рис. 3-Г). Согласно этой модели,

Таблица 1в.

Микрозондовый анализ (мас.%) оливинов и рудных минералов из ксенолитов трубок Удачная (УВ), Мир (М), Обнаженная (О).

№ образца	п-зис	мин-л	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	NiO	Total
УВ574/89	д	Ol	41.51	-	-	0.032	7.18	0.089	51.03	0.01	-	0.343	100.19
УВ39/89	д	Ol	41.46	-	-	0.017	6.96	0.1	51.37	0	-	0.337	100.24
УВ17/91	г	Ol	41.26	-	-	0.027	7.4	0.082	50.81	0.007	-	0.339	99.92
УВ562/89	шл	Ol	41.41	-	-	0.008	7.68	0.104	50.19	0.01	-	0.383	99.78
УВ536/89	шл	Ol	40.95	-	-	0	7.66	0.097	50.55	0.01	-	0.344	99.62
УВ467/89	гшл	Ol	41.45	-	-	0.01	7.33	0.089	50.63	0.01	-	0.421	99.93
УВ531/89	гл	Ol	41.61	-	-	0	7.5	0.097	50.46	0.01	-	0.347	100.02
М120/72	гл	Ol	40.91	0	0	0.009	7.64	0.105	50.38	0.006	0	0.403	99.46
УВ79/89	ккп	Ol	41.02	-	-	0.05	8.93	0.112	49.34	0.04	-	0.349	99.84
УВ448/89	ккп	Ol	41.47	-	-	0.053	7.89	0.118	50.03	0.04	0.043	0.32	99.92
УВ-13/91	ккп	Ol	39.59	-	-	0.001	14.15	0.159	45.65	0.032	-	0.141	99.72
УВ39/89	д	Sp	-	0.063	4.95	63.73	18.77	-	12.01	-	-	-	99.52
УВ562/89	шл	Sp	-	0.07	34.47	33.29	16.68	0.21	14.79	-	-	0.12	99.63
УВ536/89	шл	Sp	-	0.011	38.11	30.46	13.95	-	17.23	-	-	-	99.76
УВ467/89	гшл	Sp	-	0.893	7.85	59.45	18.79	-	12.58	-	-	-	99.55
УВ-13/91	ккп	Picro	-	50.97	0.35	0.58	36.6	0.2	10.78	-	-	0.07	99.55
УВ11/99	пир	Picro	0	49.18	0.646	1.02	39.34	0.228	9.6	0	0	-	100.15

**Примечания:** Ol - оливин, Sp - хромшпинелид, Picro – ильменит. Парагенезисы: д - дунит, г - гарцбургит, шл – шпинелевый лерцолит, гшл – гранат-шпинелевый лерцолит, гл – гранатовый лерцолит, ккп – катаклазированный перидотит, пир – пироксенит.

Данные получены с использованием рентгеноспектрального микроанализатора марки САМЕВАХ-МІСRO французской фирмы САМЕСА в лаборатории рентгеноспектрального анализа ИГМ СО РАН, оператор – Усова Л.В.

непосредственно под границей Мохо, являющейся границей раздела корамантия, в центральных районах на среднепалеозойское время преобладают шпинелевые лерцолиты с резко подчиненными гранатовыми пироксенитами и еще более редкими эклогитами. С глубин 65 - 70 км (P = 1,7 - 2,0 ГПа) начинается реакция гранатизации перидотитов, что выражается в развитии здесь пироп-шпинелевых перидотитов, сосуществующих с хромит-содержащими перидотитами высокой степени истощенности. Начиная с глубин порядка 80 - 100 км, в литосферной мантии преобладают чередующиеся ассоциации хромит-пироповых и собственно пироповых перидотитов. С глубин порядка 120 км и примерно до 180 км в разрезе мантии доминирующими разновидностями являются хром-пироповые гарцбургиты и дуниты. Глубже 180 км степень истощенности гарцбургит-дунитов начинает падать, и появляются истощенные лерцолиты. Корневые

Таблица 2.

**Представительные хроматографические анализы флюидных включений из минералов глубинных ксенолитов кимберлитовых трубок Удачная (УВ), Мир (М), Обнаженная (О).**

Образца	парагенезис	минерал	H/(O+H)	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CO	CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>	C <sub>5</sub> H <sub>12</sub>	C <sub>6</sub> H <sub>14</sub>
УВ-47/76	д	Ol	0.6511	29	527	0	0	27	1.5	-	-	-	-	-
УВ-15/93	д	Ol	0.671	150	1100	20	0	97	5	6	1	4	4	1
УВ-574/89	д	Ol	0.6162	59	140	0	0	26	3	4	1	4	4	1
УВ-409/86	д	Ol	0.6393	210	720	7	0	40	5	5	1	4	4	1
УВ-278/89	д	Ol	0.6775	7	101	1	0	0	0.5	0	0.5	0	0	0.5
УВ-386/86	д	Ol	0.6337	58	360	0	0	31	2	2	0	1	1	0.5
УВ-17/91	г	Ga	0.6522	130	1700	0	0	10	0	0	0	0	0	0
		Ol	0.6424	130	900	0	0	20	2	2	0.5	2	2	2
УВ-39/89	д	Ga	0.6601	270	5050	8	0	50	4.5	3	1	4	5	2
		Ol	0.626	190	940	0	0	90	5	3	1	3	3	1
УВ-305/89	д	Ol	0.6219	460	1560	2	0	10	4	4	0	2	2	1
УВ-446/89	шл	Ol	0.6437	230	1180	6	0	30	3	3	4	0.5	2	1
УВ-1467/89	шл	Ol	0.6724	20	420	7	0	75	3	2	0	1	2	1
УВ-562/89	шл	Ol	0.6197	13	53	0	0	4	0.5	0	0	0	0	0
УВ-536/89	шл	Ol	0.5652	160	220	0	0	15	2	3	0	2	2	1
УВ-467/89	гшл	Ol	0.6597	89	430	9.9	0	92	4	3	0.5	3	5	1.5
УВ-126/93	гшл	Ol	0.63	117	537	0	0	76	6	6.5	0.5	6	6.5	3
УВ-315/89	гл	Ol	0.6652	87	423	12	0	117	6	4.5	1	4	4.5	2
УВ-442/89	гл	Ol	0.6075	80	380	сл.	16	90	2	1	0	1	2	0.5
УВ-531/89	гл	Ol	0.5355	92	197	0	0	108	0	-	-	-	-	-
М-120/72	гл	Ga	0.6431	330	1630	10	0	29	2	1.5	0	1	1	1
		Срх	0.6698	620	7960	70	0	40	5	2	0.5	2.5	3	2
М-126/72	гл	Ga	0.6511	90	1170	0	0	30	1.5	1	0	1	2	1
		Срх	0.6541	1550	22500	0	0	110	10	3	0.5	4.5	6	4
УВ-525/89	ккп	Ga	0.6011	12	33	0	0	2	0	0	0	0	0	0
УВ-13/91	ккп	Ga	0.6533	440	4260	18	0	160	4	3	2	4	6	4
		Срх	0.6533	1170	10500	50	0	310	4	5	4	9	8	3
		Picro	0.6432	900	5800	10	0	42	3	2	1	4	6	2
		Ol	0.6242	610	2020	9	0	80	3.5	4	1	4	8	4
УВ-79/89	ккп	Ga	0.7766	68	131	36	0	121	2	-	-	-	-	-
УВ-242/89	ккп	Ga	0.4508	132	166	0	0	203	0	-	-	-	-	-
УВ-448/89	ккп	Ga	0.4074	69	73	0	0	129	0	-	-	-	-	-
УВ-495/89	ккп	Ga	0.3437	49	40	0	0	113	0	-	-	-	-	-
УВ-522/89	ккп	Ga	0.67	50	94	12	0	110	3	-	-	-	-	-
УВ-149/84	экл	Ga	0.6655	64	1879	5	0	5	0	0	0	0	0	0
УВ-464/86	экл	Ga	0.6552	1370	10900	56	0	127	18	13	5	9	11	4
УВ-1/91	экл	Ga	0.6549	300	3910	3	0	40	4	4	1	4	6	2
О-283	экл	Ga	0.6661	200	1670	20	0	50	3	1.5	0	1	2	1
		Срх	0.6755	600	8600	100	0	130	6	3	1	6	10	10
М-1/88	экл	Ga	0.6435	380	1930	10	0	20	1.5	0	0	1	4	2
		Срх	0.6445	2880	18400	50	0	120	6	2	0	3	8	3.5
МБ-1	экл	Ga	0.6482	49	583	0	0	15	0	-	-	-	-	-
М-75	экл	Ga	0.6575	67	560	6	0	38	0	-	-	-	-	-
УВ-11/99	пир	Ga	0.6967	60	1360	30	0	27	1.5	1	0	1	2	1
УВ-10/79	пир	Ga	0.5852	4	36	0	0	18.3	0	0	0	0	0	0
УВ-181/89	пир	Ga	0.6619	150	4270	3	0	20	3	2	0.5	2	2	1
О-1091	пир	Ga	0.5814	310	590	0	0	26	1.5	1.5	0	1	1	1
		Орх	0.6523	1010	4290	60	0	120	6	3	0.5	4	8.5	7
О-407	пир	Ga	0.6463	320	1860	10	0	40	3	1.5	0.5	1	2	0.5
		Срх	0.6506	1320	12200	20	0	80	6	2	0	4.5	6.5	4
		Орх	0.6629	580	9000	40	0	180	13	4	0.5	8.5	10	12
М-31/01	пир	Ga	0.6571	140	2610	0	0	13	1.5	0.5	0	1	2	1
		Срх	0.546	1940	2350	0	0	30	3	1	0	2	10	2

**Примечания:** Ga – гранат, Ol – оливин, Срх - клинопироксен, Орх – ортопироксен, Picro – ильменит. Парагенезисы: д – дунит, г – гарцбургит, шл – шпинелевый лерцолит, гшл – гранат-шпинелевый лерцолит, гранатовый лерцолит, ккп – катаклазированный перидотит, экл – эклогит, пир – пироксенит.

Данные получены методом газовой хроматографии на оригинальной установке в лаборатории термобарогеохимии ИГМ СО РАН, оператор – Фомина Л.Н.

части литосферной мантии, начиная с глубин порядка 200 - 210 км и до границы раздела литосфера – конвектирующая астеносфера, представлены катаклазированными перидотитами, несущими петрохимические и геохимические признаки вторичного обогащения, как результата метасоматического воздействия на них флюидов и расплавов астеносферного происхождения [27, 29].

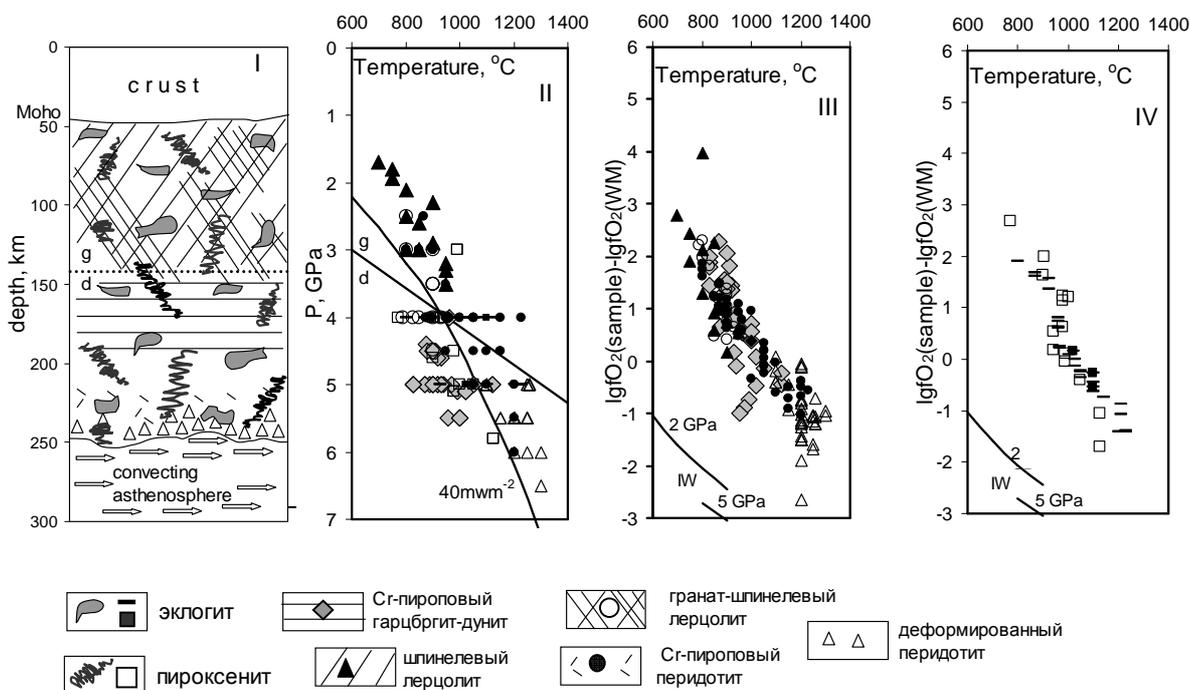


Рис.2. Вертикальные разрезы: I – разрез литосферы центральных районов Сибирской платформы на среднепалеозойское время [27], II – P-T-параметры равновесия исследованных пород, III – фугитивность кислорода изученных ксенолитов ультраосновных пород тр. Удачная, Мир, IV – фугитивность кислорода изученных ксенолитов основных пород тр. Удачная, Мир.

На рисунке 2, наряду с разрезом литосферы на среднепалеозойское время для центральных районов Сибирской платформы (рис. 2-I), приведены определенные в данной работе P-T-параметры равновесия мантийных пород этих районов из трубок Удачная, Мир (рис. 2-II), а также графики зависимости фугитивности кислорода от температуры для ксенолитов трубок Удачная, Мир как ультраосновных (рис. 2-III), так и основных (рис. 2-IV) парагенезисов. График P-T-параметров равновесия пород и графики  $\Delta \lg fO_2 - T, C$  расположены параллельно мантийному разрезу так, чтобы давление коррелировалось с глубиной, а поля фугитивности кислорода изученных пород – с положением этих пород в разрезе. Аналогичные графики для пород литосферной мантии северо-восточной окраины Сибирской платформы на мезозойское время (трубка Обнаженная) приведены на рисунке 3.

Таблица 3.

**Компоненты флюида по результатам пересчета хроматографических данных на условия равновесия мантийных пород трубок Удачная – УВ, Мир (М), Обнаженная (О).**

№ образца	п-зис	минерал	T, °C	P, ГПа	H <sub>2</sub> O	O <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CO	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>
УВ-47/76	д	Ol	1000	5	0.9634	6.35E-18	0.0005	0.0003	0.0352	0.0005
УВ-15/93	д	Ol	960	4	0.9788	1.28E-19	0.002	0.0001	0.0052	0.014
УВ-574/89	д	Ol	900	5	0.8894	5.28E-19	0.0003	0.0003	0.1097	0.0004
УВ-409/86	д	Ol	900	5	0.9374	4.14E-19	0.0004	0.0002	0.0612	0.0008
УВ-278/89	д	Ol	950	5	0.9725	4.77E-20	0.0033	0	0.0006	0.0235
УВ-39/89	д	Ol	900	4.5	0.9099	2.14E-19	0.0003	0.0002	0.0892	0.0004
УВ-305/89	д	Ol	900	4.5	0.9021	2.64E-18	0.0002	0.0002	0.0975	0
УВ-386/86	д	Ol	850	5	0.8537	9.83E-19	0.0002	0.0003	0.1455	0.0003
		Ga	850	5	0.9647	8.03E-20	0.0005	0.0001	0.0335	0.0012
УВ-17/91	г	Ga	1000	5	0.9828	6.44E-19	0.0006	0.0001	0.0157	0.0008
		Ol	1000	5	0.9454	2.21E-18	0.0003	0.0003	0.0538	0.0002
УВ-446/89	шл	Ol	800	2	0.9364	4.44E-22	0.0012	0.0003	0.0567	0.0055
УВ-1467/89	шл	Ol	950	3.5	0.9351	4.29E-19	0.0061	0.0008	0.0239	0.0342
УВ-562/89	шл	Ol	900	2.5	0.8836	1.20E-20	0.0009	0.0005	0.1135	0.0015
УВ-536/89	шл	Ol	850	3	0.7798	6.26E-19	0.0014	0.0014	0.2146	0.0028
УВ-467/89	гшл	Ol	900	3.5	0.9632	1.04E-19	0.0019	0.0003	0.0255	0.0092
УВ-126/93	гшл	Ol	900	3.5	0.9131	3.38E-19	0.001	0.0054	0.0829	0.0025
УВ-315/89	гл	Ol	900	4	0.9665	7.17E-20	0.0022	0.0002	0.0176	0.0134
УВ-442/89	гл	Ol	1050	4.5	0.8595	5.06E-17	0.0024	0.0021	0.1318	0.0044
УВ-531/89	гл	Ol	1000	4	0.7267	2.56E-17	0.0011	0.0024	0.2687	0.0012
М-110/72	гл	Ga	875	4	0.9435	9.67E-20	0.0008	0.0002	0.053	0.0024
		Срх	875	4	0.9664	5.00E-20	0.0011	0.0002	0.0274	0.0049
		Орх	875	4	0.9742	2.76E-20	0.0015	0.0001	0.0151	0.0091
М-126/72	гл	Ga	900	4	0.952	1.55E-19	0.0014	0.0004	0.0407	0.0055
УВ-79/89	ккп	Ga	1200	5.5	0.7191	2.37E-17	0.024	0.0003	0.0011	0.2554
УВ-242/89	ккп	Ga	1200	5.5	0.5782	8.66E-15	0.001	0.0054	0.415	0.0005
УВ-448/89	ккп	Ga	1200	5.5	0.5087	1.01E-14	0.0008	0.0058	0.4843	0.0003
УВ-495/89	ккп	Ga	1200	5.5	0.4127	1.21E-14	0.0006	0.0064	0.5801	0.0002
УВ-522/89	ккп	Ga	1200	5.5	0.9463	4.24E-16	0.0075	0.0012	0.0203	0.0247
УВ-525/89	ккп	Ga	1250	5.5	0.8487	2.98E-15	0.0025	0.0032	0.1427	0.0028
УВ-13/91	ккп	Ga	1100	5	0.9644	7.87E-17	0.0015	0.0007	0.0318	0.0017
		Срх	1100	5	0.9644	7.87E-17	0.0015	0.0007	0.0318	0.0017
		Picro	1100	5	0.9441	1.31E-16	0.0011	0.0008	0.0529	0.001
		Ol	1100	5	0.9047	2.30E-16	0.0008	0.0011	0.0929	0.0005
МБ-1	экл	Ga	1100	5	0.9558	1.06E-16	0.001	0.0005	0.0418	0.001
М-75	экл	Ga	1100	4	0.9227	6.48E-17	0.0071	0.0022	0.0454	0.0226
М-1/88	экл	Ga	950	4	0.934	1.92E-18	0.0018	0.0006	0.0577	0.0059
УВ-464/86	экл	Ga	1000	5	0.9714	8.43E-18	0.0007	0.0003	0.0267	0.0009
УВ-1/91	экл	Ga	800	4	0.9678	3.05E-21	0.0006	0.0001	0.029	0.0025
О-283	экл	Ga	900	2.5	0.9382	6.21E-20	0.0043	0.0005	0.0301	0.0269
УВ-10/79	пир	Ga	900	4	0.8241	7.07E-19	0.0006	0.0008	0.1735	0.001
УВ-181/89	пир	Ga	1000	4.5	0.9858	3.73E-18	0.0013	0.0001	0.012	0.0008
УВ-403/84	пир	Ga	1000	3	0.9246	2.94E-18	0.0052	0.0013	0.0483	0.0206
		Срх	1000	3	0.9291	2.07E-18	0.0063	0.0011	0.034	0.0295
УВ-11/99	пир	Ga	1100	6	0.9196	1.39E-17	0.01	0.0003	0.0031	0.067
		рх	1100	6	0.9642	6.21E-17	0.0049	0.0006	0.0137	0.0165
О-1091	пир	Ga	650	2	0.8167	2.75E-24	0.0003	0.0002	0.1815	0.0012
		Орх	650	2	0.952	6.01E-25	0.0009	0.0001	0.0397	0.0073
О-407	пир	Ga	850	2.5	0.9273	4.69E-20	0.0026	0.0006	0.0577	0.0117
		Срх	850	2.5	0.9327	4.09E-20	0.0028	0.0006	0.0503	0.0136
		Орх	850	2.5	0.9422	2.59E-20	0.0036	0.0005	0.0319	0.0219
МЗ1/01	пир	Ga	900	4.5	0.9779	1.28E-18	0.0004	0.0001	0.0216	0.0001
		Срх	900	4.5	0.7508	1.48E-17	0.0001	0.0002	0.2489	0

**Примечания:** Ga – гранат, Ol – оливин, Срх - клинопироксен, Орх – ортопироксен, Picro – ильменит. Парагенезисы: д – дунит, г – гарцбургит, шл – шпинелевый лерцолит, гшл – гранат-шпинелевый лерцолит, гранатовый лерцолит, ккп – катаклазированный перидотит, экл – эклогит, пир – пироксенит.

Самые глубокие из исследованных нами пород – катаклазированные перидотиты – занимают более широкий диапазон по  $\Delta \lg fO_2$ , чем ожидалось, учитывая их положение в мантийном разрезе (рис. 2-III). Это может объясняться разной степенью метасоматической проработки этой группы пород. Глубинные астеносферные флюиды, проникая по трещинам

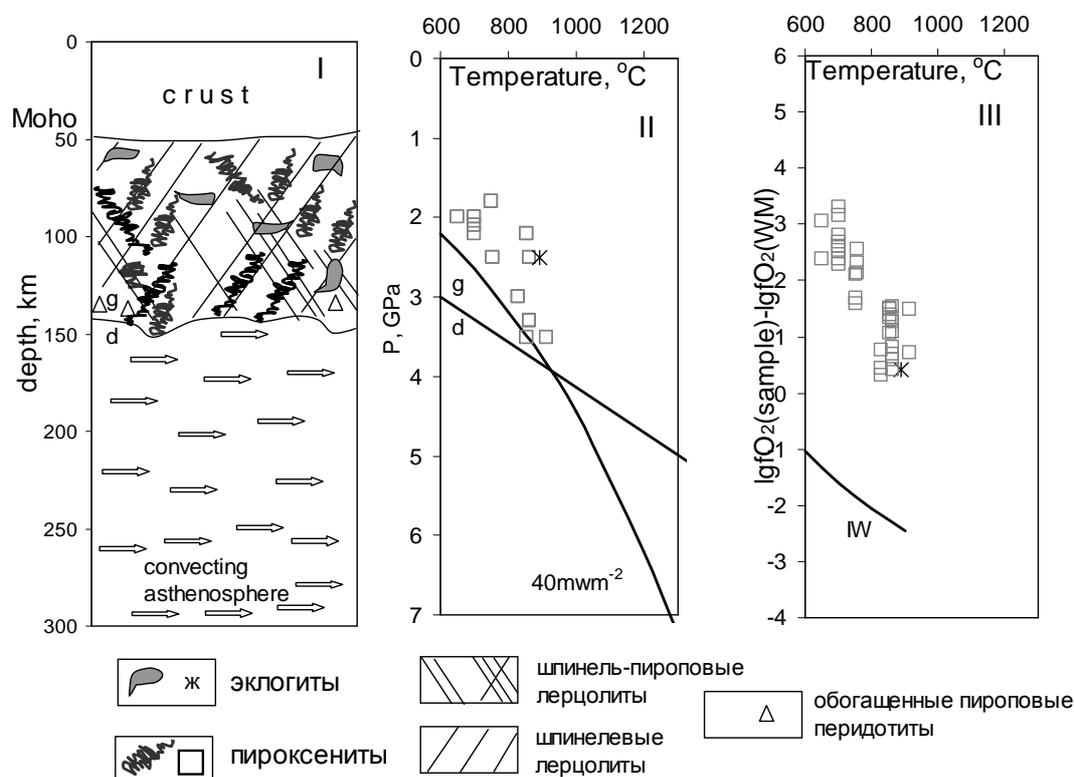


Рис.3. Вертикальные разрезы: I – разрез литосферы северо-восточной окраины Сибирской платформы на мезозойское время [Rokhilenko et al., 1999], II – P-T-параметры равновесия исследованных пород, III – фугитивность кислорода изученных ксенолитов основных пород тр. Обнаженная.

ослабленных зон, взаимодействовали с частью катаклазированных перидотитов, окисляя их до такой степени, что количество CO<sub>2</sub> в них становилось соизмеримо с количеством H<sub>2</sub>O (УВ-448/89, УВ-495/89, УВ-242/89). В то же время не подверженные метасоматозу катаклазированные перидотиты демонстрируют высокую степень восстановленности сосуществовавшего с ними флюида, заметную роль в котором играл CH<sub>4</sub> (УВ-79/89). Гарцбургит-дуниты, расположенные выше в разрезе литосферной мантии и занимающие более широкую область глубин, тоже имеют большие вариации фугитивности кислорода. Изначально эти породы, экстремально истощенные легкоплавкими компонентами, были, возможно, более восстановленными, о чем свидетельствует самое высокое среди исследованных пород отношение Н/(О+Н) (среднее для гарцбургит-дунитов: 0,65). В дальнейшем они тоже подверглись мультстадийному метасоматозу [26],

хотя несколько другого типа, чем катаклазированные перидотиты. Скорее всего, здесь имела место частичная карбонатизация с активными  $\text{CO}_2$ -флюидами, взаимодействующими с гарцбургит-дунитами и захватываемыми их минералами в виде включений (УВ-386/86, УВ-574/89, УВ-39/89, УВ-409/86, УВ-305/89) [27, 29, 6]. Образцы, представляющие собой участки мантии, оказавшиеся в стороне от этих процессов и сохранившие ранние флюидные характеристики, показали наряду с высокими значениями мольной доли воды во флюиде преобладание  $\text{CH}_4$  над  $\text{CO}_2$  (УВ-49/76, УВ-15/93, УВ-278/89). Менее деплетированные, чем гарцбургит-дуниты, занимающие верхнюю часть разреза литосферной мантии и в силу этого избежавшие вторичного обогащения шпинелевые лерцолиты были изначально более окислены, что отражается в существенной роли  $\text{CO}_2$  в компонентном составе сосуществующего с ними флюида (УВ-562/89, УВ-536/89).

Флюидные характеристики эклогитов и пироксенитов хорошо согласуются с их положением в разрезе литосферной мантии (рис 2-IV). Эклогит трубки Обнаженная (рис 3-III) показал большую восстановленность сосуществовавшего с ним флюида, чем предполагалось по его РТ-параметрам равновесия. Пироксениты этой трубки продемонстрировали хорошую согласованность между положением их в мантийном разрезе и степенью окисленности флюида, извлеченного из их минералов.

## **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Полученные результаты показали:

1. Окислительно-восстановительные условия образования всех изученных ксенолитов близки к буферному равновесию  $\text{WM}$ , отличия от которого обычно не превышают двух логарифмических единиц  $f\text{O}_2$ . В составе мантийного флюида преобладала вода, вторым по содержанию компонентом была углекислота, реже – метан. Содержания  $\text{CO}$  и  $\text{H}_2$  были, как правило, на порядок меньше.

2. Просматривается общая тенденция повышения восстановленности образцов с увеличением глубины их образования (то есть Р-Т параметров), хотя эта тенденция размывается и искажается вследствие посткристаллизационной метасоматической проработки пород. Именно с последним связано, например, наличие в трех образцах катаклазированного перидотита аномально высокого содержания  $\text{CO}_2$ .

3. Самыми окисленными из исследованных ультраосновных пород являются шпинелевые перидотиты литосферной мантии под трубкой Удачная, самыми восстановленными – неметасоматизированные гарцбургит-дуниты и катаклазированные перидотиты корневых частей мантии под этой трубкой.

4. Самыми окисленными из исследованных основных пород являются эклогиты и пироксениты литосферной мантии под не содержащей алмазы

трубкой Обнаженная. Эклогиты и пироксениты алмазоносных трубок Удачная, Мир показывают широкий спектр redox условий равновесия.

5. Точки значений  $\Delta \lg fO_2$  алмазоносных эклогитов из трубок Удачная, Мир и алмазоносного дунита из трубки Удачная лежат практически на линии буферного равновесия WM, демонстрируя средний уровень redox условий формирования материнских алмазоносных пород.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Буланова Г.П., Специус З.В., Лескова Н.В. Сульфиды в алмазах и ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии. Новосибирск, Наука, 1990, 119 с.
2. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983, 300 с.
3. Кадик А.А. Влияние окислительно-восстановительного состояния планетарного вещества на формирование углерод-насыщенных флюидов в верхней мантии Земли // Вестник ОГГГН РАН, 1999, N 4(10).
4. Кадик А.А., Жаркова Е.В., Специус З.В. Окислительно-восстановительные условия образования алмазодержащего кианитового эклогита в кимберлитовой трубке Удачная, Якутия // Доклады РАН, 1993а, с. 217-221.
5. Кадик А.А., Жаркова Е.В., Ефимова Э.С., Соболев Н.В. Электрохимические определения собственной летучести кислорода кристаллов алмазов. // Доклады РАН, 1993b, т. 328, № 3, с. 386-389.
6. Когарко Л.Н. Роль глубинных флюидов в генезисе мантийных гетерогенностей и щелочного магматизма // Геол. и геофиз., 2005, т. 46, № 12, с. 1234-1245.
7. Осоргин Хроматографический анализ газовой фазы в минералах (методика, аппаратура, метрология). Новосибирск. ИГиГ СО АН СССР. 1990.
8. Похиленко Н.П. Мантийные парагенезисы в кимберлитах, их происхождение и поисковое значение. Диссертация на соискание ученой степени д.г.-м.н. СО АН СССР, Ин-т геологии и геофизики, Новосибирск, 1990.
9. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Бойд Ф.Р., Пирсон Г.Д., Шимизу Н. Мегакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: минералогия, геохимические особенности и проблема происхождения // Геол. и геофиз., 1993, т. 34, № 1, с. 71-84.
10. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Наука, СО, Новосибирск, 1974.
11. Соловьева Л.В. Состав и эволюция верхней мантии под Сибирской платформой и проблема алмазообразования. Диссертация на соискание ученой степени доктора г.-м. наук, Иркутск, 1998.
12. Тальникова С.Б., Барашков Ю.П., Сворень И.Н. Состав и содержание газов в алмазах эклогитового и ультраосновного парагенезиса из кимберлитовых трубок Якутии // Докл. АН СССР, 1991, т. 321, № 1, с. 194-197.
13. Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харькив А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука, 1988.
14. Чепуров А.И., Федоров И.И., Сонин В.М. Экспериментальное моделирование процессов алмазообразования. Новосибирск, изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997.
15. Andersen T., O'Reilly S.Y., and Griffin W.L. The trapped fluid phase in upper mantle xenoliths from Victoria, Australia: implications for mantle metasomatism // Contrib. Mineral. Petrol., 1984, v. 88, p. 72-85.

16. **Ashchepkov I.V.** Clinopyroxene Jd barometer for mantle peridotites and eclogites and thermal conditions of the lithospheric keels of cratons and surroundings. // A Geo Odyssey. GSA Annual meeting. Boston, 2001, ID 11658.
17. **Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Vladykin N.V., Kuligin S.S., Malygina E.V., Pokhilenko L.N., Ovchinnikov Y.I.** Using of Jd-Di clinopyroxene thermobarometry for the mantle reconstruction. "Experiment in GeoSciences", 2001, v. 10, № 1.
18. **Daniels L.R.M., Gurney J.J.** Oxygen fugacity constraints on the Southern African lithosphere. // Contrib. Mineral. Petrol., 1991, v. 108, p. 154-161.
19. **Eggler D.H., Lorand J.P., Meyer H.O.A.** Sulfides, diamonds, mantle fO<sub>2</sub> and recycling // Fifth international kimberlite conference, extended abstracts, 1991, v. 5, p. 88-91.
20. **Izraeli E.S., Harris J.W., Navon O.** Brine inclusions in diamonds: a new upper mantle fluid. // Earth and Planetary Science Letters, 2001, v. 5807, p. 1-10.
21. **Jaques A.L., O'Neill H.S., Smith C.B., Moon J., Chappell B.W.** Diamondiferous peridotite xenoliths from the Argyle (AK) lamproite pipe, Western Australia // Contrib. Mineral. Petrol., 1990, v. 104, p. 255-276.
22. **Kadik A.A., Sobolev N.V., Zharkova Ye.V., Pokhilenko N.P.** Redox conditions of formation of diamond-bearing peridotite xenoliths in the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia // Geochem. Int., 1990, v. 27, № 3, p. 41-53.
23. **Klien-BenDavid O., Izraeli E.S., Hauri E.H., Navon O.** Mantle fluid evolution – a tale of one diamond // Lithos, 2004, v. 77, p. 243-253.
24. **Melton C.E., Giardini A.A.** The composition and significance of gas released from natural diamonds from Africa and Brazil // Amer. Mineral., 1974, v. 59, p. 775-782.
25. **Pearson D.G., Boyd F.R., Haggerty S.E., Pasters J.D., Field S.W., Nixon P.H., Pokhilenko N.P.** The characterization and origin of graphite in cratonic lithospheric mantle: a petrological carbon isotope and Raman spectroscopic study // Contrib. Mineral. Petrol., 1994, v. 115, p. 449-466.
26. **Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W., Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Shimizu N.** Re-Os, Sm-Nd, and Rb-Sr isotope evidence for thick Archaean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multistage metasomatism // Geochim. et Cosmochim. Acta, 1995, v. 59, № 5, p. 959-977.
27. **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<sup>th</sup> International Kimberlite Conference, Cape Town, 1999, v. II, p. 689-698.
28. **Schrauder M., Navon O.** Hydrous and carbonatitic mantle fluids in fibrous diamonds from Jwaneng, Botswana // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1994, v. 58, № 2, p. 761-771.
29. **Shimizu N., Pokhilenko N.P., Boyd F.R., Pearson D.G.** Trace Element Characteristics of Garnet Dunites/Harzburgites, Host Rocks for Siberian Peridotitic Diamonds // Proceedings of the VII<sup>th</sup> International Kimberlite Conference, Cape Town, 1999, Vol. II, p. 773-782.
30. **Simakov S.K.** Redox state of eclogites and peridotites from sub-cratonic upper mantle and connections with diamond genesis // Contrib. Mineral. Petrol., 2006, v. 151, № 3, p. 282-296.
31. **Smith D., Boyd F.R.** Compositional heterogeneities in phases in sheared lherzolite inclusions from African kimberlites // Proc. 4<sup>th</sup> Kimb. Conf., 1989, v. 2, № 14, p. 709-724.

## Эволюция континентальной литосферной мантии Сибири и взаимодействие с верхне девонским - нижне карбоновым плюмом

Ащепков И.В.<sup>1</sup>, Владыкин Н.В.<sup>2</sup>, Кулигин С.С.<sup>1</sup>, Алымова Н.В.<sup>2</sup>, Палесский С.В.<sup>1</sup>, Николаева И.В.<sup>1</sup>, Ротман А.Я.<sup>3</sup>, Карпенко М.А.<sup>3</sup>, Хмельникова О.С.<sup>1</sup>,

<sup>1</sup>ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup>Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия,

<sup>3</sup>ЦНИГРИ, АПРОСА, Мирный, Россия

Мономинеральная термобарометрия (МТВ) по данным микрозондовых анализов тяжелой фракции (ТФ) из кимберлитовых трубок Якутской алмазоносной провинции позволили построить ЮЮЗ-ССВ траверс [41] и определить строение мантийных колонн [32, 33, 35]. Пироксеновая (Орх и Срх) МТВ для мантийной литосферы (МЛ) под кимберлитовыми трубками Мир и Удачная дает 3 типа геотерм: кондуктивную низкотемпературную ветвь (ЛТ) и две высокотемпературных (НТ) ветви, отражая несколько этапов миграции расплавов. Оценки для гранатов, пироксенов, хромитов отражают структуру слоистой мантии, а для ильменита и, частично, хромита - ТР условия полибарической магматической системы протокимберлитовых расплавов в мантии; пикроильмениты трассируют ТР траектории миграции расплавов, а обогащенные Сг ильмениты - зоны взаимодействия и метасоматитов [32, 33, 35].

Полиминеральная ТВ [37, 53, 69] по ксенолитам дает ЛТ ветви [36]. Широкий разброс ТР параметров по МТВ ТФ [32, 33, 35] отражает разогрев вблизи магматических каналов. Т-Р-Х условия в нижней части мантийных колонн соответствуют разогреву под действием расплавов, которые кристаллизовали мегакристаллы. Интервал давления для суб-Са и пироксенитовых гранатов близки к оценкам по пикроильменитам, отражая процессы дифференциации на древних и «протокимберлитовых этапах», когда дуниты могли быть проводниками расплавов. Отдельные фазы кимберлитов тр. Юбилейная, Нюрбинская и других обнаруживают различия в строения МЛ. Спектры для ксенокристов минералов глубинных включений из тр. Юбилейная и Озерная также существенно различаются. Они (спектры) обнаруживают более существенное обогащение LILE элементами для тр. Озерная.

Слоистость МЛ, например для тр. Удачная и Зарница из 12-13 слоев [32, 33, 35], сопоставима с пиками гистограмм Re/Os возрастов [47] перидотитов. НТ- ТР оценки для пироксенитов и эклогитов соответствуют ~55-65, ~40-35 и ~50-52 кбар. Мантия под Алакитским полем подвержена многоэтапному метасоматозу. ТР оценки Fe- Сг-диоксидов, низко-Са, Ti- гранатов и ильменитов маркируют протокимберлитовую систему, флуктуации Р-Fe# гранатов и других минералов - слоистость в 10-12 слоев для МЛ под трубкой Мир. Основание литосферы и контактов магмапроводников подвержено Fe- метасоматозу. Гранаты и клинопироксены из верхней части мантии пироксенитового типа обнаруживают необычайно высокое LILE обогащение, типичное для метасоматитов.

Развитие протокимберлитовых, реконструированных по ильменитам магматических систем показывает постепенное увеличение обогащения Fe# и Сг в результате дифференциации и взаимодействия расплавов с перидотитами (AFC). Рост алмазов, возможно, происходит в зонах влияния протокимберлитовых систем и сопровождается разогревом мантийных колонн.

## **ВВЕДЕНИЕ**

Современные достижения наук о Земле, включая геохимию редких элементов мантийных пород и магм, изотопную геохимию и датирование, экспериментальную петрологию, привели к совмещению концепций тектоники плит и плюмовой динамики [8, 30, 63] и возникновению теории, позволяющей объяснить влияние глубинной геодинамики на относительно малоглубинные тектонические процессы, на развитие магматизма в различных геодинамических обстановках и расшифровать циклы мантийной активности [38, 63, 71]. Мантийные магмы выносят образцы глубинных ксенолитов в разных геодинамических обстановках [4, 8, 23, 36, 75] в основном в результате деятельности плюмов. В океанских горячих точках содержатся ксенолиты не только малоглубинной мантии, захваченные вблизи верхней магматической камеры [93], но иногда более глубинные породы и фазы, предполагающие присутствие расплавов кимберлитового типа, благодаря наличию магнапроводников, соединяющих подлитосферную и глубокую мантию. «Влажные» небольшие плюмы (finger plums) обычны в относительно молодых континентальных плитах на окраинах континентов, как в пределах Тихоокеанского кольца, так и в Среднеземноморье [60, 92]. Они (finger plums) трассируют рифтовые зоны в континентальной мантии в Восточной Африке [61] и Европе [60], и древние конвергентные границы, включая палеостровные дуги, как в Забайкалье и Монголии [4]. Источник этих плюмов, судя по сейсмическим данным [63, 88], расположен вблизи границы 410 км, где при субдукции превращение оливина в вадслеит, содержащий воду, способно приводить к накоплению воды [63, 89], которая понижает температуру плавления перидотита. Существуют изотопные и геохимические доказательства о присутствии субдукционных эклогитовых компонентов в магмах горячих точек и даже в коматиитовых расплавах [81].

## **ПЛЮМЫ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ МАГМАТИЗМ**

Долгое время кимберлиты считались специфическим типом расплавов, образованным особыми плюмами. Но в 90х годах было показано, что мезозойские кимберлиты являются результатом воздействия на основание литосферы горячих точек и отвечают следами миграции плит, как в Южной Америке [40] и в Северной Америке [48]. Однако в Сибири и в Балтийском секторе, включая Зимний Берег [61] большая часть кимберлитов извергалась одновременно с воздействием плюма в поздне-девонское - ранне-карбоновое время. В это время Балтика, Сарматия и Сибирь располагались близко [57]. В короткое время 350-360 млн. лет [1, 41] кимберлиты проявились на Сибирской платформе [23, 52] в протяженной линейной зоне ССВ простирания, пересекающий кратон от нижнего течения р.Лена на севере до бассейна р.Бирюса в южной части. Цепь отдельных полей, расположенных на разном расстоянии вдоль линейных зон, плотнее в северной части. Другая

линия соединяет Накынское и Мало-Ботуобинское поля. Вероятная следующая третья проницаемая зона намечается западнее (рис. 1). Тройная субпараллельная траектория характерна для Мезо-Кайнозойских кимберлитовых полей в Северной Америке [48], где она ассоциируется со следом горячей точки Метеор. В Сибири кимберлитовые поля близки по возрасту и не являются следом горячей точки, возможно, это результат сколовых трещины внутри континента, произведенных глубинным суперплюмом.



Рис. 1. Схема расположения кимберлитовых и карбонатитовых полей на территории Сибирской платформы по [52] с изменениями.

**Условные обозначения:** 1. Сибирская платформа. 2. Щиты. 3. Докембрийские кимберлиты. 4. Палеозойские кимберлиты. 5. Мезозойские кимберлиты. 6. Карбонатитовые массивы. 7. Вероятные районы локализации кимберлитов.

Кимберлитовые поля: 1. Мирнинское (Мало-Ботуобинское). 2. Накынское. 3. Алакитское. 4. Далдынское. 5. Верхнее-Мунское. 6. Чомурдайхское. 7. Севернэйское. 8. Западно-Укукитское. 9. Восточно-Укукитское. 10. Усть-Селигирское. 11. Верхнее-Моторчунское. 12. Мерчимденское. 13. Куойское. 14. Молодинское. 15. Толуопское. 16. Хорбусуонское. 17. Эбеляхское. 18. Старореченское. 19. Ары-Мастхское. 20. Дюкенское. 21. Лучаканское. 22. Куранахское. 23. Средне-Куонамское. 24. Средне-Котуйское. 25. Чадобецкое. 26. Тайчикуно-Нембинское. 27. Тычанское. 28. Муро-Ковинское. 29. Туманшетское. 30. Бело-Зиминское. 31. Ингашинское. 32. Чомполинское. 33. Тобук-Хатыстырское. 34. Хаара-Майское.

Внутренняя структура кимберлитовых Алакитского и Далдынского полей характеризуется регулярным распределением трубок (рис. 2). Большие продуктивные трубки расположены почти на равном расстоянии на

эллиптических траекториях. Такая структура типична для некоторых кайнозойских базальтовых вулканических плато и может быть результатом вращения головы плюма с периодическим подъемом «капель» расплава [49].

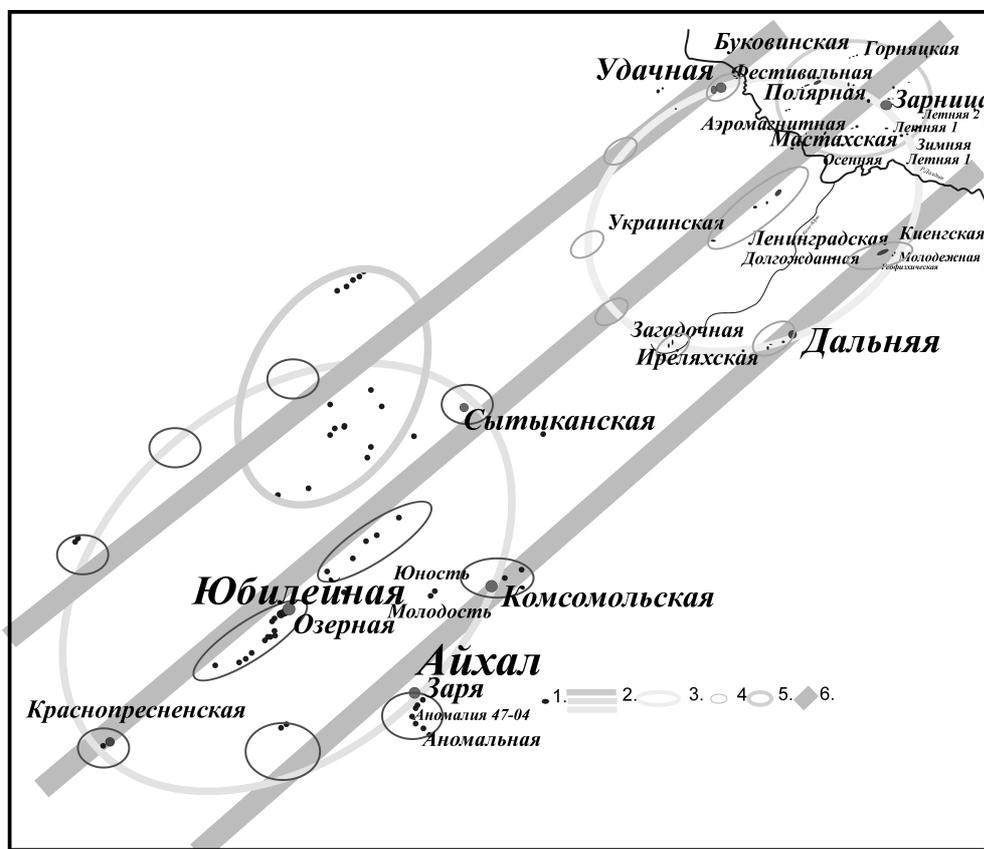


Рис. 2. Размещение кимберлитовых трубок в Далдынском и Алакитском кимберлитовых полях.

**Условные обозначения:** 1-кимберлитовые трубки; 2. зоны проницаемости в мантии; 3. контур влияния “плюмовой” капли; 4. вероятные области локализации кустов трубок, 5. область плотного рассеянного кимберлитового магматизма; 6. линейный зоны концентрации кимберлитового вулканизма или следы движения горячих струй.

Модель вращения плюма в пределах трещиной зоны была описана математически и, после этого, доказана экспериментально [39]. В Далдынском поле эллипсоидальная траектория не замкнута. Расположение отдельных кустов кимберлитов контролируется проницаемыми, главным образом, субширотными зонами в литосфере. Относительно большие трубки распложены вблизи линии Удачная - Зарница. Плотные сгущения трубок и полей в Далдынском поле, в его северной части, и в Алакитском - вокруг трубки Сытыканская, вероятно, являются проекцией магмавода плюма, который из-за положительной плавучести может сам подняться в литосферу, как диапир. Ранее было предложено, что концентрическая структура Далдынского поля - это результат диапиризма в мантии [10], но

концентрация больших трубок в периферийных зонах поля дает там самую высокую концентрацию расплавов, что не типично для мантийных диапиров.

### **СЛОИСТОСТЬ И РОСТ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО КИЛЯ.**

Слоистая структура литосферной мантии [30, 32, 33, 35, 41, 44, 45, 54, 56, 70, 73, 89] доказана сейсмическими методами и термобарометрическими реконструкциями. По гранатовой ТМ [80] выделяется 3-7 главных единиц, но комбинация нескольких МТБ методов [32, 33, 35] позволяет выделять до 9-13 горизонтов в мантии под тр. Удачная и другими большими трубками, как Мир (рис. 4). Общепринятая модель для роста литосферной мантии (SCML) – это подслаивание океанической и, вероятно, континентальной литосферы под континентальный киль кратона [74]. Согласно Re/Os датировкам сульфидов, она была сформирована в архее под Сибирью и другими материками [36, 41, 45, 47, 73, 74, 78, 79]. Некоторые данные указывают на продолжение формирования континентального киль в протерозойское и даже фанерозойское время [69, 74]. Согласно моделям только ядра кратонов были созданы в раннем архее [45, 70], а внешние части были сформированы в позднем архее в протерозойское и более позднее время [74]. Изучения детальных разрезов мантийных колонн показывают, что МЛ состоит из слоев контрастной природы, состоящих из триад эклогит–дунит–гарцбургит (лерцолит) [73], и имеет довольно разнообразные типы слоистости и геохимию слагающих пород. Киль мантии более тугоплавок, чем конвективная мантия и имеет положительную плавучесть из-за инверсии плотности оливин-расплав, около 80-85 кбар [28], в перидотитовой и базальтовых системах. Он представляет одновременно термальный, химический и механический пограничный слой [55]. Изначально киль мантии мог образоваться на этапе уплотнения флотировавшей «оливиновой каши» в раннем магматическом океане или в результате диапиризма мантии с высокой степенью плавления [51, 55, 70, 78]. Дальнейший механизм роста – подслаивание (underplating) океанских пластин [70, 74] мантии и, возможно, пород задугового клина мантии. Субдукция с эклогитизацией в широкой масштабе проявилась начиная с 2,7 млрд. лет [38, 63, 94], когда был достигнут максимум мощности МЛ и пик интенсивности формирования коры [71, 78, 94]. Аномально глубокие корни мантийной литосферы до сих пор отмечаются для отдельных районов Невольничье (Слэйв) кратона и других районов мира по данным томографии [51] и минеральной термобарометрии [16].

В мантии Мало-Ботуобинского района наряду с истощенными перидотитами, которые характерны для нижней части разреза в интервале 60-45 кбар, часто встречаются слабоистощенные перидотиты, в основном в интервале 45-25 кбар [12].

В МЛ Далдынского поля в среднем составы минералов и пород подобны к океанским абиссальным гарцбургитам, а эклогиты – океанским базальтам,

представляя собой типичные субдукционные пластины [63, 74]. В мантии, как под Алакитским полем, проявлен высокой степени метасоматоз с образованием рихтерита и щелочных пироксенов и высоким вкладом LILE, что характерно для метасоматоза блоков континентального типа (рис. 8, 9). Наличие не только Na-, но главным образом K- метасоматоза, может предполагать и обстановку континентальной окраины, удаленной от зон субдукции. Относительно примитивные составы мантии подобные перидотитам орогенных массивов находят только в малоглубинных горизонтах МЛ, главным образом в мезозойских трубках [44, 90], где они обычно слагают пироксенит-лерцолитовые серии [91], обычно на уровне 40 кбар. Их находят также в верхне-палеозойских трубках шпинелевой фации в виде мелкозернистых лерцолитов. Погружение мощных боков континентальной мантии под континентальный киль [41], как в современное время в Гималаях трудно предложить в больших масштабах, хотя высоко алмазоносные глиноземистые эклогиты Al-типа [86], которые наиболее близки к континентальной коре по составу, относятся к этому типу, а магнезиальные – к Mg-толеит-базальтовому. Следовательно, относительно слабоистощенные лерцолиты, как в средней части разреза под тр. Мир (Лазько и др., 2003), вероятно следует считать регенерированными под действием различного типа расплавов и флюидов.

Корреляция суперплюмовых событий с этапами роста коры [38] из-за субдукции [63] и увеличение мощности континентального кия близки по временным интервалам и имеют одни и те же причины [71]. Гистограмма времени образования коры [37] и изотопных отношений  $He^3/He^4$  [71] и гистограмма возрастов Re/Os для сульфидов из ксенолитов трубки Удачная [41], также, как и для других кратонов [70], очень сходны.

Образование слоистой структуры блоков МЛ, которые близки по строению и времени формирования на больших территориях, можно представить и во время суперплюмовых событий. Они сопровождались возникновением относительно мощных и горячих линз расплавов под материками и должны были препятствовать преобразованию базальтовой коры в эклогитовую и ее подплавлению. Это может объяснить относительную редкость эклогитов в структуре МЛ. Расплавленный материал взаимодействовал с мантийным клином и корой и образовывал более кислые расплавы, прорывал нижнюю кору и извергался на поверхность. Остаточная часть, преимущественно перидотитовых пластин (слэбов), была пододвинута под континент в результате пологой субдукции, сопровождаемой быстрой конвекцией в маловязкой астеносфере. После удаления и кристаллизации плюмовых и частичных расплавов эти пластины присоединялись к континентальному килю. Согласно этой модели толщина континентального кия не может превысить 300 км, будучи ограниченной границей инверсии плотности расплав-твердая фаза [28]. Однако, северная

группа материков Лавразии иногда обнаруживает признаки более мощной холодной литосферы [16, 31, 51].

## ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

Методы минеральной термобарометрии многочисленны. Наиболее хорошо отражают давление термометр Г. Брая - П. Келлера [37], ортопироксеновый барометр И. Мак-Грегора [64], а также клинопироксеновый термометр П. Нимиса - У. Тейлора [67] (рис. 3).

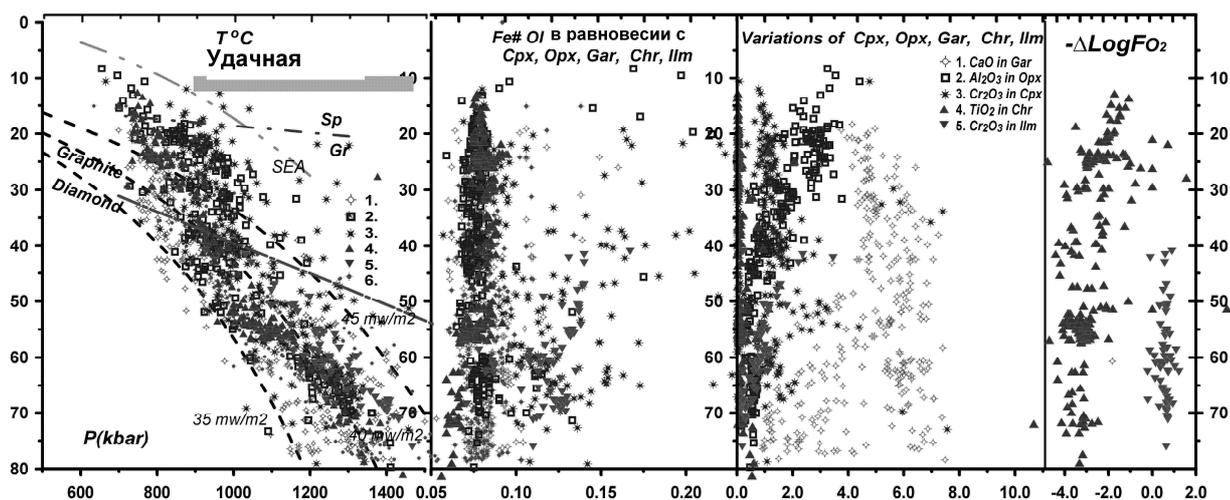


Рис.3. Корреляция оценок давления определенных по мономинеральным и полиминеральным методам геотермометров и геобарометров, а также значений железистости сосуществующего с минералами оливина Fe#Ol.

**Условные обозначения:** смотри надписи на осях. Крупные значки – по данным для ксенолитов из тр. Удачная, мелкие значки - по ксенолитам из базы данных, включающих анализы из опубликованных работ по ксенолитам из кимберлитов Мира.

Универсальное барометрическое уравнение для клинопироксенов [34] позволяет работать с перидотитами и эклогитами, обладая близкой точностью. Были получены уравнения для гранатов [6], хромитов и ильменитов [32, 33, 35]. Ранние варианты барометрических уравнений для 5-ти минералов [32, 33, 35] были доработаны для получения лучшего согласования с предварительным расчетом Fe# сосуществующих минералов для всех фаз. Это позволяет получить согласованные РТХ диаграммы мантийных колонн под кимберлитовыми трубками с использованием минералов ТФ, сравнить и реконструировать состав пород более надежно, чем с использованием только термобарометрии гранатов [42, 80] и данных их геохимии [47]. Простые корреляции времени образования пород с геохимическими характеристиками и с разделением на Архон, Протоном и Тектон [45, 70] могут быть скорректированы, потому что определенные по Re/Os возраста для сульфидов очень консервативны и часто не отражают плавления и изменения в составах силикатных минералов [85]. Обогащение

высокозарядными элементами может происходить при взаимодействии с расплавами, из которых кристаллизовались мегакристаллы. Обычные варианты мантийных разрезов, полученные с помощью методов гранатовой МТБ [42, 80], детализированы с применением комплекса 5-ти методов МТБ для разных минералов [32, 33, 35]. Зональности главных компонентов, сравнение данных МТБ и результатов, полученных по геохимии отдельных минералов, очень часто показывают неравновесность минералов ксенолитов [27, 29].

Оригинальная база данных минералов ксенолитов и ксенокристаллов >20000 микрондовых анализов и > 800 анализов TRE LAM ICP MS позволила сравнить общий состав перидотитов на разных уровнях мантийных колон и латеральных изменений для разных полей кимберлита. Эти данные будут обсуждены в другой статье.

### СЛОИСТАЯ СТРУКТУРА МАНТИЙНОЙ ЛИТОСФЕРЫ СИБИРИ

В большей части блоков мантии под кимберлитовыми полями Сибири количество слоев близко 10-13 [32, 33, 35], что согласуются с количеством суперплюмовых событий в докембрийской истории Земли [38, 63, 71] и, вероятно, является общим свойством МЛ, типичной не только для Сибири.

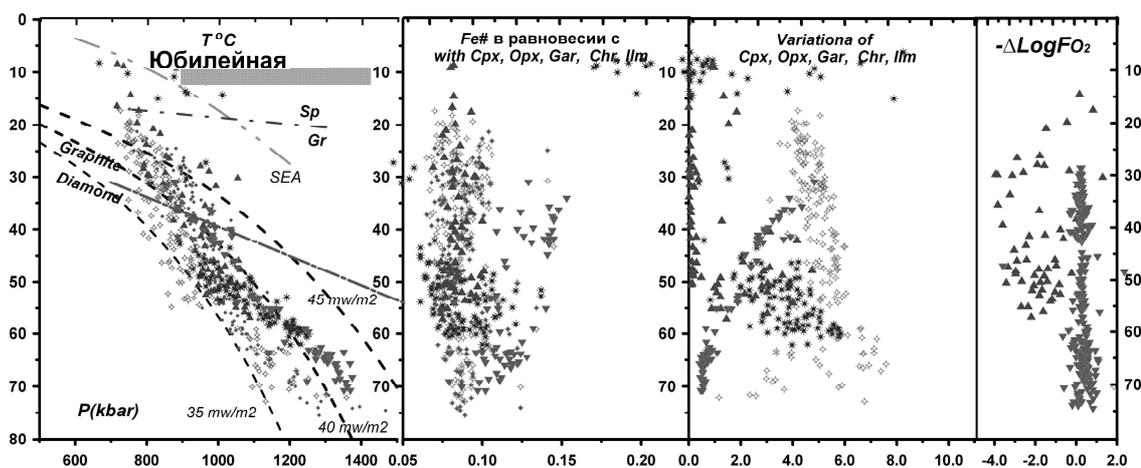


Рис. 4. РТ и РТХ диаграммы по анализам минералов ТФ из кимберлитовой тр. Юбилейная полученные по данным МТБ.

**Условные обозначения:** 1. Гранатовая МТБ: Т°С [53, мономинеральная версия]-Р (кбар) [6]; 2. ортопироксен: Т°С [37, Орх]-Р (кбар) [64]. 3. клинопироксен: Т°С [67 корректир.]-Р кбар [32-35]; 4. хромит: Т°С [90], мономинеральная версия)-Р (кбар) [32, 33, 35, Chr]; 5. ильменит: Т°С [90]-Р (кбар) - [Ashchepkov, Vishnyakova 2008, Ilm]; 6. Т°С [69, мономинеральная версия]-Р (кбар) [6].

Обычное разделением мантийной колонны на 2 части на уровне 40 кбар - общая характеристика МЛ [32, 33, 35]. Это обнаружено по излому тренда гранатов  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -СаО вблизи 4-5%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  [23]. Многочисленные ксенолиты пироксенитов из эклогитов, найденные в тр. Удачная и других трубках [75],

принадлежат к интервалу около 40 кбар как в тр. Мир (рис. 4). Обычны низкохромистые пироповые гранаты из верхней части мантии, судя по высоким содержаниям СаО и  $TiO_2$  пироксенитового типа. Породы верхней части разреза, выше перехода Gr-Sp, часто нагреты до  $1200^\circ C$ , что типично для ксенолитов щелочных базальтов [4, 34]. Это, вероятно, обусловлено влиянием расплавов плюмового типа на уровне верхней астеносферной линзы вблизи 20-30 кбар. Изломы геотермы с 2-3 уступами в интервале 40-20 кбар, по крайней мере в гранатовой фации, проявлены [32, 33, 35] под всеми трубками (Рис. 4 - 7). Нет никаких доказательств является ли это результатом концентрации расплавов вблизи физико-химических границ [70],

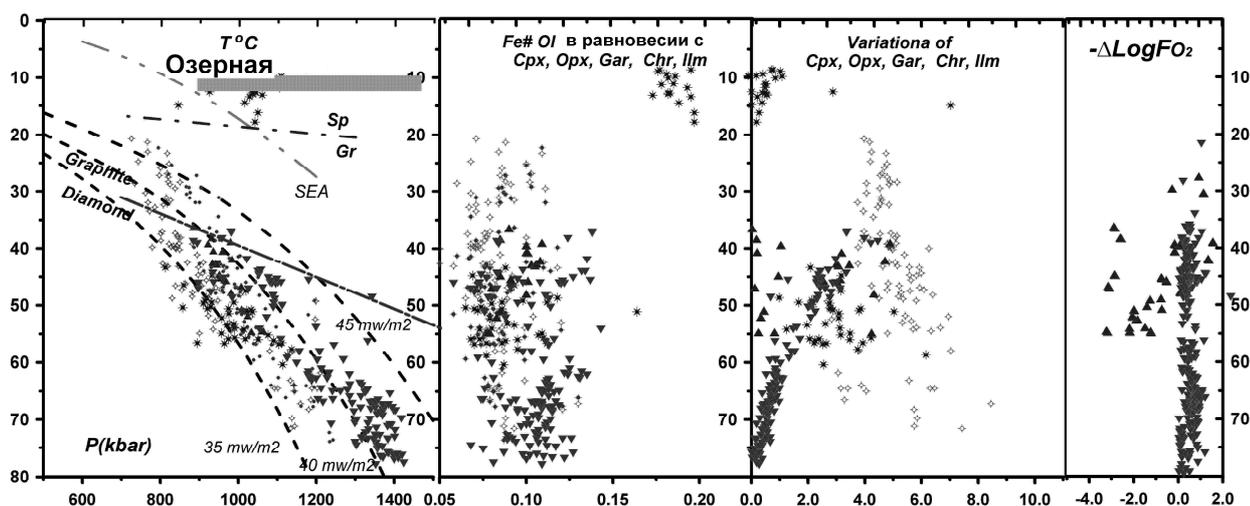


Рис. 5. РТ и РТХ диаграммы по анализам минералов ТФ из кимберлитовой тр. Озерная, полученные по данным МТБ.

Условные обозначения, как на рис. 4.

обусловлено ли характеристиками расплавов, или слоистость образована в результате присоединения снизу субдукционных пластин [73], согласно термобарометрии, найдены не только в нижней [73, 83], но в верхней части МЛ [90]. Слоистость подчеркнута синусоидальными и сложными колебаниями Fe# и СаО для гранатов, которые могут широко изменяться и в каждом горизонте (рис. 4 - 7). Очень часто проявлены несколько субпараллельных линий трендов P-Fe#, вероятно обусловленных просачиванием расплавов в мантийной колонне. Несколько горизонтов трассируются ильменитами Cr-типа или сгущениями ТР точек клинопироксена. Общая тенденция мантийных колонн от 40 до 65 кбар - непрерывное расхождение тренда СаО [23, 32, 33, 35] к основанию мантийной колонны (рис. 4 - 9), особенно заметное в 3-4 нижних горизонтах МЛ, выделенных под тр. Удачная и другими трубками [33], с появлением одновременно суб-Са и пироксенитовых тенденций в гранатах с глубиной. Обогащение Fe-Ti в минералах из основания мантийной литосферы, в

нижнем слое вблизи 60-55 кбар, присутствует в большой части МЛ изученных трубок. Обычно интервал давлений, определенный для мегакристаллов ильменита, совпадает с появлением суб-Са гранатов. Это может быть интерпретировано как просачивание или миграция расплавов, формировавших ильменит, с образованием истощенных дунитов – проводников расплавов. Результатом взаимодействия могут быть кноррингиты, обогащенные Ti, типичные для многих трубок, обнаруженные в контактовых зонах мегакристаллических образований [20, 65], которые формируются в каналах-проводниках магмы.

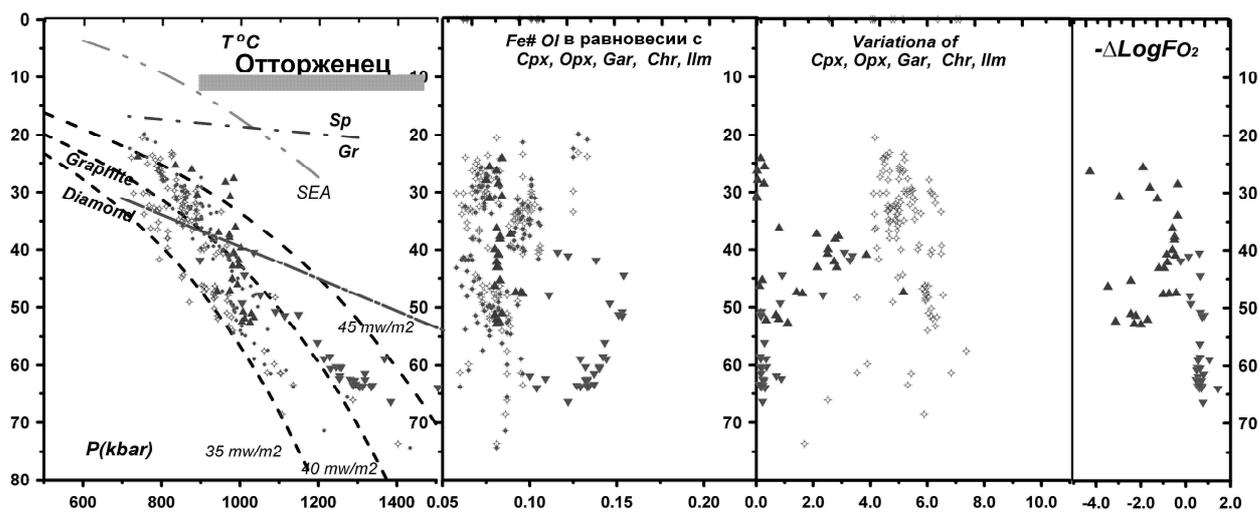


Рис. 6. PT и PTX диаграммы по анализам минералов ТФ из кимберлитовой тр. Отгорженец, полученные по данным МТБ.

Условные обозначения, как на рис. 4.

Деформированные перидотиты, типичные в интервале 70-60 кбар, представляют собой перидотиты подверженные влиянию плюмовых расплавов [20, 36], а деформационные “sheared” структуры - результат гидроразрыва. Подобный слой может быть сформирован из-за тектонических смещений и верхней части МЛ [72]. Причиной может быть также взаимодействие с протокимберлитами. Хрупкие деформации легко реализуются в зонах метасоматического взаимодействия перидотитов с флюидами и расплавами разной природы. Низко-Sr диопсиды типичны для многих мантийных колонн в Далдынском поле и также представляют собой продукт кристаллизации гибридных порций плюмового расплава с перидотитами. Они очень часто совпадают по TP условиям с оценками для ильменитов, и их родительские расплавы близки к примитивным перидотитам по TRE характеристикам. Большое количество алмазосодержащих полиминеральных ассоциаций относятся 45-64 кбар [21, 25, 58, 83, 87], но некоторые породы, в том числе безпироксеновые, должны быть отнесены к более высоким давлениям [18, 76, 82], судя по

значительному превышению кремния ( $Si > 3$ ) в гранатах. Самые глубинные горизонты  $> 70$  кбар, судя по включениям алмазе, могут быть сложены главным образом мегакристаллическими дунитами с пиропами [76], хромитами, гарцбургитами и эклогитами, наряду с высокотемпературными пироксенитами [75, 90]. Они, вероятно, представляют реликты субдукционных пластин, каналы движения расплавов и линзы пироксенитов,

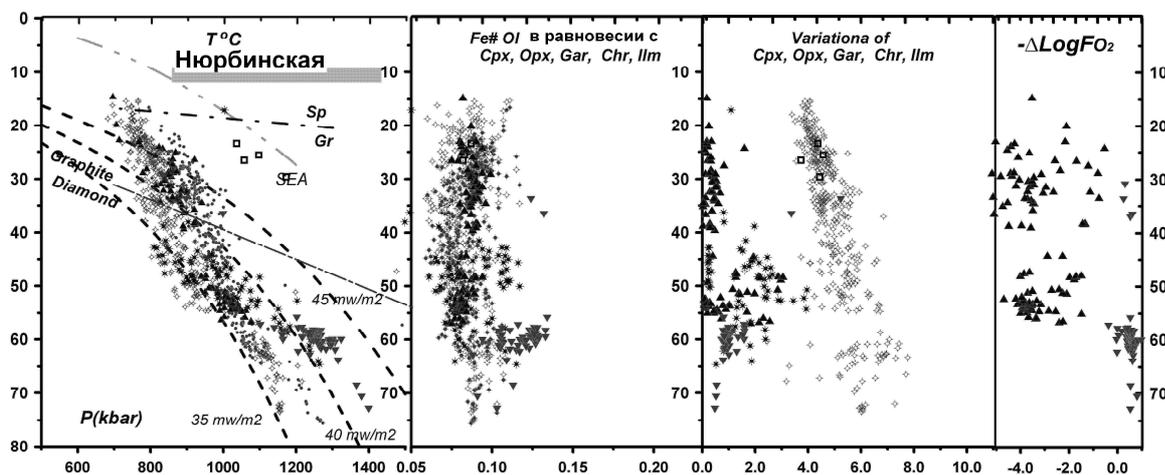


Рис. 7. PT и PTX диаграммы по анализам минералов ТФ из кимберлитовой тр. Нюрбинская, полученные по данным МТБ.

Условные обозначения, как на рис. 4.

оставленных плюмами. Это переходная часть от литосферы к астеносфере, где образуются большинство мегапироксенитов [20, 36, 66]. Контрастная слоистость, определенная по пироксеновой термобарометрия для МЛ под тр. Удачная [32-35], полагает субдукционную модель роста МЛ под Сибирской платформой, по крайней мере для Далдынского кимберлитового поля. Возраста, определенные по цирконам для эклогитов из нижней коры, показывают, что плюмовые события, отмеченные внедрениям расплавов в кору до извержений кимберлита [38, 63], вероятно, отражались также и на составе и строении перидотитов в мантийных колоннах. Многочисленные многоэтапные проявления метасоматоза, обнаруженные в ксенолитах эклогитов и перидотитов, приводят к широким вариациям составов главных и редких компонентов [82, 90]. Они сопоставимы с суперплюмовыми событиями [38, 41, 45, 63, 71]. Латеральные и вертикальные вариации структуры мантии под Сибирским кратоном [41, 44] были определены с помощью МТБ гранатов по вариациям их состава. Геохимические характеристики редких элементов обнаруживают вертикальную зональность, с помощью разделения на группы по методике CARP [47], с дальнейшим определением доли групп в разных интервалах давления. Несмотря на хорошую корреляцию  $Y$  с  $Al_2O_3$  с модальными составами перидотитов и с содержанием  $Cr$  и  $Y$  [45, 50], этот метод является косвенным. Тенденция

увеличения степени истощения нижней части мантийных разрезов при переходе к северу [41, 43] наблюдается, по нашим данным [32, 33, 35], и по другим минералам и полиминеральным парагенезисам. Глубина плавления обуславливает составы частичных расплавов, соответствующих положению котектик и эвтектик [50]. Однако, очень часто глубоко истощенные по модальному и валовому составу ксенолиты перидотитов Алакитского, Накынского и других полей содержат обогащенные составы пироксенов и гранатов.

## **ОБСУЖДЕНИЕ**

### ***Развитие магмапроводящих каналов и жильных систем***

Оценки TP параметров ильменитовых трендов (путей кристаллизации) по ильменитовой термобарометрии близки к TP определениям клинопироксенов в средних частях мантийных колонн [32, 33, 35]. Наиболее высокие значения (55 до 70 кбар) относятся к магмапроводникам и НТ метасоматитам вблизи основания литосферы под большими трубками. Минералы здесь часто обнаруживают образование из расплавов высоких степеней плавления и в безгранатовых ассоциациях. Сравнение данных TRE МТБ показывает рост REE и некогерентных компонентов вверх по разрезу. Наиболее обогащенные TRE составы материнских расплавов и метасоматиты определяются на уровне границы –гранат шпинелевого перехода, как в мантии под трубкой Мир [35]. Верхние метасоматические уровни вблизи 40 кбар совпадают с линзой пироксенитов, где развит гибрицизм плюмовых расплавов и переплавление метасоматитов. Пикроильмениты из кимберлитов Сибирской платформы, главным образом, сформированы при полибарическом фракционировании (AFC-типа) протокимберлитовых расплавов на стадии формирования систем магмапроводников с образованием протяженных трендов составов. Изломы трендов образуются из-за повторных, пульсирующих внедрений расплавов в мантии. Несколько уровней Cr-обогащения появляются при последовательных эпизодах ассимиляции магмой, из которой кристаллизовались ильмениты, перидотиты из стенок каналов и контактовых зон. На заключительных этапах развития в верхних этажах мантийных колонн обогащенные Cr ильмениты кристаллизуются в жилах и прожилках. Такие составы ильменитов характерны для метасоматитов из трубок Алакитского поля.

### ***Геохимические признаки эволюции мантийных колонн***

Для ксенокристов из большинства трубок (~30) определены содержания TRE элементов методом LAM ICP MS в аналитическом центре ИГМ СО РАН, аналитики Николаева И.В. и Палесский С.В.

Спектры минералов позволяют определить типы процессов, ответственных за эволюцию колонн МЛ под кимберлитовыми трубками. Для мощных каналов и магматических камер характерны бесхромистые

ассоциации и часто плоские REE спектры, что типично и для НТ метасоматитов. Серии спектров ильменитов с ростом некогерентных компонентов считались признаками кристаллизационной дифференциации в подошве литосферы [67]. Однако для ильменитов из Сибирских кимберлитов характерны тренды полибарического фракционирования и совместного роста Fe-Cr, а также конформные наклонные спектры роста REE. Для трендов метасоматитов из жил в гранатовых перидотитах. по ксенолитам из тр. Сытыканская и Комсомольская, Юбилейная и других, установлены рост Cr снижения Fe и спектры REE с высоким  $La/Yb_n$  отношением и уровнем REE, что наводит на мысль о существенной контаминации протокимберлитовых расплавов частичными выплавками из контактовых зон перидотитов. Продукты плавления метасоматитов, которые типичны для самых верхних частей магматических протокимберлитовых колонн, характеризуются очень высоким уровнем Cr-Ti и HFSE.

Ксенокристы из минералов перидотитового типа из тр. Юбилейная и Озерная имеют близкие характеристики и обнаруживают еще более существенно обогащенные спектры TRE [34] пироксенов и гранатов. Геохимические особенности пироксенов из концентрата тр. Юбилейная, из четырех интервалов по давлению, проанализированных на ICP MS, образуют почти прямые субпараллельные графики REE с высокими  $(La/Yb)_n$  отношениями и отличаются высокими Th-U концентрациями, Nb-Ta, Pb минимумами, соответствующими обогащению Na, Cr, и вычисленным глубинам по клинопироксеновой термобарометрии [6], и снижением Cs-Rb по сравнению с менее обогащенными LREE разностями, для которых характерны небольшие Ce минимумы. (Рис. 8). Асимметричный REE спектр с горбиком, типичный для гранатовых перидотитов, и пики Ta-Nb обнаружены лишь у паргаситового амфибола.

У флогопита - наклонный спектр также с обогащением высокочargedными элементами и пиком Rb. У проанализированных гранатов хромистость ( $Cr_2O_3$  10-3%) обратно связана с уровнем концентрации HREE, более глубокие имеют S-спектры и небольшие пики Th, U, минимумы Ti. Максимумы Pb и минимумы Sr характерны для всех гранатов, малохромистые разности обогащены  $TiO_2$ . Для ильменитов характерны W-образные REE спектры, уровень которых на спайдердиаграммах обратно связан с величиной пиков Nb, Ta, Zr, Hf, Ti. У двух хромитов концентрации HREE ниже, чем в ильменитах, отмечены небольшие пики Nb, Ta, Ti, U. В шпинелях Nb-Ta положительно коррелируют с LREE отрицательно. Слюда обнаруживает высокие для этого минерала и резко фракционированные REE графики и TRE спайдердиаграмму с высокими концентрациями LILE и HFSE, что соответствует сокристаллизации с рутилом, обнаруженного в сростках. наиболее хромистые, в основном субкальциевые и глубокие, гранаты и пироксены сформированы расплавами со сходными характеристиками растворением (вычислено по коэффициентам

распределения), с обогащением Th-U и минимумами высокозарядных элементов. Расплавы из которых кристаллизовались ильмениты и хромиты – отличаются от тех, из которых сформированы гранаты и клинопироксены

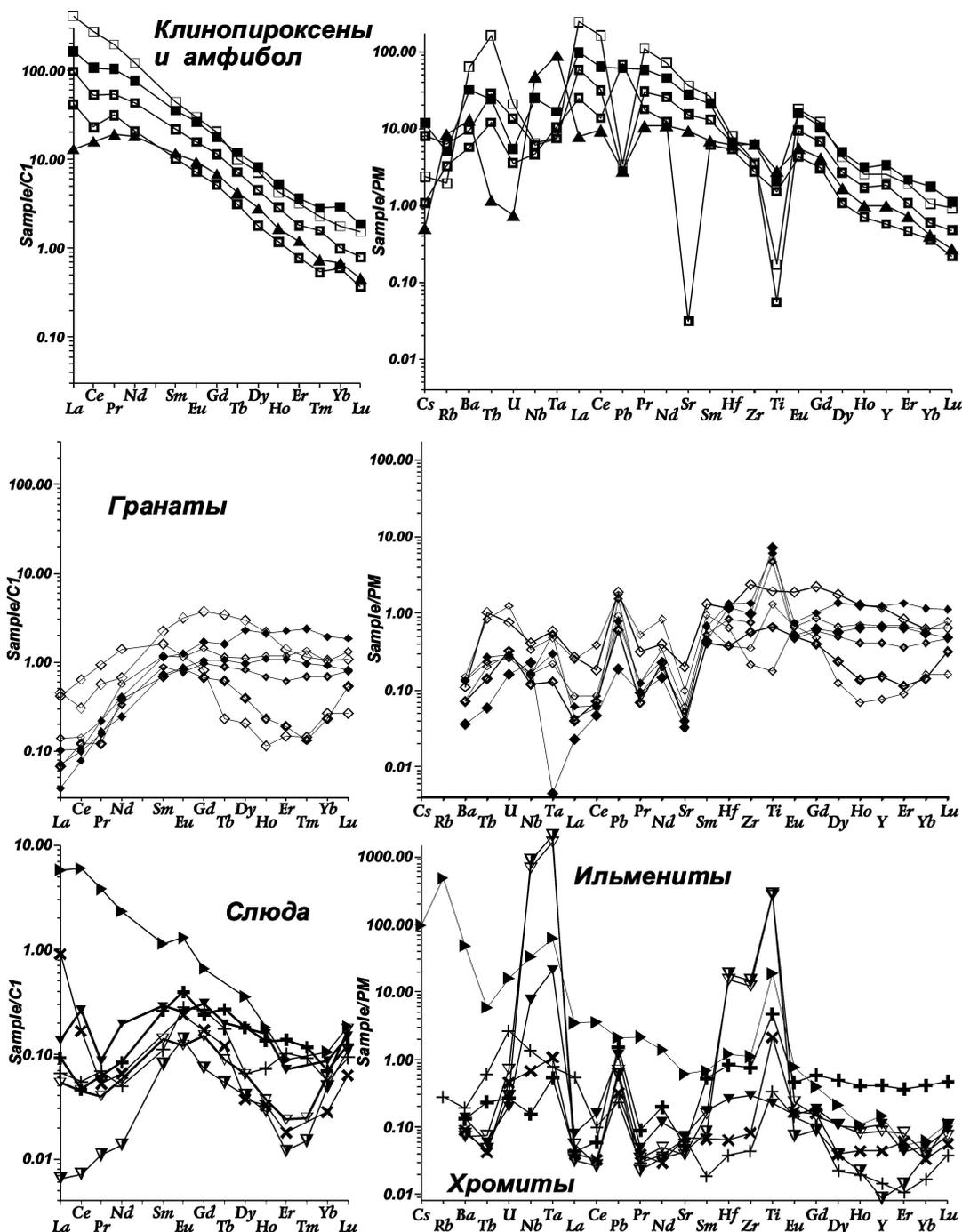


Рис. 8. Спектры REE и спайдердиаграммы для минералов тр. Юбилейная субстрате и прогреве, что заметно и на TP диаграмме (рис. 9). Для гранатов выше доля S-спектров, что совпадает с данными о масштабном просачивании расплавов в мантийной колонне тр. Озерная большим, чем в трубке Юбилейная. Пики Pb и глубокие минимумы Sr типичны, но иногда

наблюдается и обогащение Sr, обычное для эклогитовых гранатов. Здесь же присутствуют и максимумы Eu и часто Ce аномалии. Перидотитовые гранаты

**Озерная**

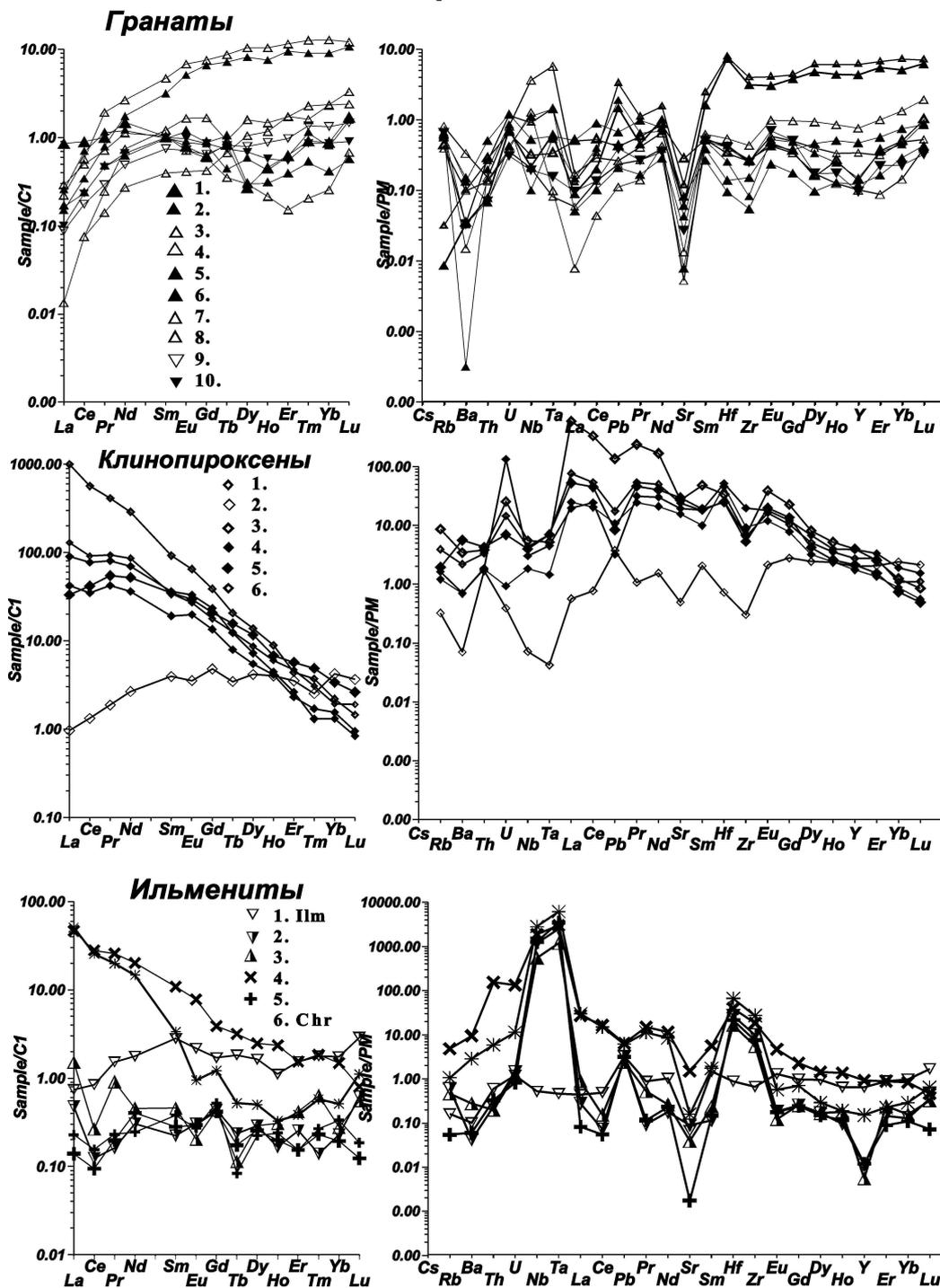


Рис. 9. Спектры REE и спайдердиаграммы для минералов тр. Озерная

, более низкими  $(La/Yb)_D$  отношениями и W-образными спектрами, вероятно хроматографическими. Сходные особенности геохимии подтверждают предположение, что ильмениты в конце тренда могли кристаллизоваться по AFC механизму с хромитов.

Минералы из тр. Озерная, в частности клинопироксены, в среднем имеют низкое  $La/Sm_n$  и  $La/Yb_n$  отношение и отвечают большим степеням плавления, чем из тр. Юбилейная, что говорит о более обогащенном тоже имеют небольшие Ce минимумы, то возможно связано со степенью окисления. Для перидотитовых ксенолитов из трубки Юбилейная характерна высокая степень истощения модально субстрата, однако Y-минимум, который прямо коррелируется с  $Al_2O_3$  в породе [45] и отражает степень истощения, не проявлен в перидотитовых минералах тр. Юбилейная и Озерная. Только для ильменитовых TRE спектров заметны Y-минимумы, которые проявлены также в спектрах ильменитов. Спектры многих проанализированных алмазов перидотитового типа также имеют Y-минимумы [46, 59], несмотря на то, что для них характерны признаки кристаллизации из существенно карбонатитовых или протокимберлитовых расплавов, как и для большинства алмазов Мира [46].

### ***Эволюция магматических источников***

ТР условия образования ильменита и других минералов реконструированы для мантийных колонн 3-х этапов активности очага под трубкой Юбилейная (Рис. 5 - 7) и позволяют оценить развитие термальных условий мантийного разреза и магматической системы [32, 33, 35]. Трубка составлена из нескольких фаз и тел. Отдельные фазы имеют собственные имена: тр. Озерная сечет основное тело, а тело Отторженец расположено в периферийной части на севере в таком же карьере. Ильмениты из ТФ автолитового кимберлита отражают активность на самом глубинном уровне (~70 кбар) и относительно высокотемпературные условия показывают НТ ТР путь продвижения протокимберлитовых расплавов зоны с изломом на 40-30 кбар. ТР определения для ильменита имеют широкий разброс в основании мантийной колонны с рассеянием между геотермами 42 к и 33 мвт-2 в результате взаимодействия. Расчеты ТР параметров для мантийной колонны под тр.Озерная обнаруживают также условия основания литосферы от 70 кбар. Рассеивание оценок ТР условий более высоко. Геотермы или ТР путь протокимберлитового расплава, который кристаллизовал ильменит, представляют более высокотемпературные условия, по сравнению с ранним этапом значений ТР для ильменитов из ТФ Отторженец (на границе карьера) геотерма 40 мвтм-2, формируя 4 отдельных группы от 65 кбар до 40 кбар, совпадающих с установленными для гранатов. Следовательно ТР условия, определенные для 3<sup>x</sup> этапов развития магматического очага, обнаруживают разницу параметров, установленных по всем минералам на разных стадиях, а для ильменита - с разогревом и увеличением степени разброса ТР параметров, что установлено также по ТР условиям для клинопироксена. Сравнение Fe# для сосуществующих оливинов обнаружило, что развитие магматического очага сопровождалось увеличением Fe#, особенно в верхней части МЛ. Последние фазы содержали фрагменты наиболее

дифференцированных колонн мантии с обогащенными высоко-Са составам гранатов и наоборот наиболее истощенными составами.

### ***Истощение- регенерация***

Обычная модель формирования МЛ основанная на Re/Os и других изотопных системах предполагает древнее образование структуры мантийного кила под материками [47, 73]. Но модельные возраста отражают события образования пород, а не более поздние магматические изменения [85], потому что Re/Os очень консервативная система и не реагирует на частичное плавления без существенного привноса сульфидного материала. Обычные перегибы трендов увеличения  $Cr_2O_3$ -, CaO- и Fe# совпадают со сгущениями TP оценок для ильменитов, которые прерывисто трассируют геотерму (45 мвТм-2), по-видимому, отражая условия промежуточных магматических камер. Мало-Cr ильмениты близки по изотопным характеристика кимберлитам [68] и являются наиболее чистыми производными материнского протокимберлитового расплава вместе с малохромитыми пиропами и клинопироксенами. Реакционные фазы вблизи магматических систем обогащены Ti и образуют метасоматические ассоциации, обычно в кровле относительно больших магматических источников (камер). Во многих ксенолитах обогащение Ti сопровождается увеличением Fe, которое типично для деформированных перидотитов основания литосферы [36, 20], но они обнаружены также на разных уровнях в мантийных колоннах, включая шпинелевую фацию. Этот случай фертилизации существует вблизи эволюционирующей протокимберлитовой системы, а непосредственные контакты [65] с мегакристаллическими ассоциациями подтверждают это заключение. Более древние события с обогащением кремнеземом [36] являются следствием реакции с субдукционными флюидами. Обычно зоны метасоматоза под влиянием плюмовых расплавов ограничивают основание литосферы. Вероятно, что водный и карбонатитовый типы метасоматоза отражают другие этапы изменения континентального кила [89], однако они также могли сопровождать отдельные импульсы внедрения глубоко эволюционированных протокимберлитовых расплавов. Геохимические характеристики мегакристаллов ильменитов малохромистого типа часто обнаруживают не типичные плюмовые черты с графикам TRE, соответствующими мало- или безгранатовым ассоциациям, вероятно дунитовым жилам. Хромиты, обогащенные Mg-Cr, с близкими характеристиками REE, типичны для включений в алмазы и не встречаются в обычных гарцбургитах. Распределения REE S- типа образуется при хромотографическом просачивании расплавов.

Обнаружив существенные различия в спектрах TRE и REE для одних и тех же групп минералов ксенокристов из двух фаз кимберлитов тр. Юбилейная – Озерная, можно предположить, что просачивание расплавов происходит практически по всей зоне вмещающих пород вблизи

магмапроводников, а процессы изменения проходя достаточно быстро в течение первых миллионов лет.

### ***Взаимодействие с протокимберлитовыми расплавами и рост алмазов.***

Термобарометрия перидотитов их включений и мантийных ксенолитов кимберлитов показывают, что ТР траектории клинопироксенов трассируют обычно не только низкотемпературный кондуктивный градиент, типичный для древней первичных субдукционных парагенезисов [37, 79], но и маркируют относительно высокотемпературные ассоциации [32, 33, 35, 41, 70] близкие по ТР условиям ильменитам и другим мегакристаллам. Даже алмазоносные эклогиты [26, 58, 83, 87] по ТР параметрам соответствуют областям разогрева и практически повторяют ТР траектории мегакристаллов ильменита в мантийных колоннах под трубками Удачная, Сытыканская и другими. Ассоциация ильменита с высокотемпературными перидотитами и его включения в облачные и другие типы алмазов [15, 17, 58, 82], наряду с геохимическими характеристиками алмазов, говорят о том, что образование алмазов - это результат воздействия эволюционирующей протокимберлитовой системы в нижней части мантийной колонны, которая в результате полибарического фракционирования превращается в карбонатитовую [46]. Индивидуальность алмазов даже в пределах разных фаз кимберлитовой трубки, как например Юбилейная [9], доказывает их быстрый рост. Пульсирующий характер фильтрации расплавов, вероятно, и был причиной многослойной зональности алмазов [7]. Включения мантийных ксенолитов полимиктового типа, вероятно, являются результатом роста ильменитов и других минералов магматической брекчии, окружавших каналы движения расплавов.

## **ВЫВОДЫ**

1. Мономинеральная термобарометрия доказывает многоэтапный пульсирующий характер миграции протокимберлитовых расплавов в мантийных колоннах под кимберлитовыми трубками.
2. Процессы разогрева и фертилизации в пределах зон движения расплавов также, как и истощения и образования дунитов, сопровождают зоны продвижения расплавов.
3. Продуктивность трубок кимберлита вероятно в большой степени определяется процессами эволюции протокимберлитовых расплавов незадолго до извержения кимберлитов.

*Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 05-05-64718, 03-05-64146; 08-05-00524-а. Работа содержит материалы хоздоговорных работ 77-2, 65-03, 02-05 ИГМ СО РАН и компании АЛРОСА.*

## **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. **Алымова Н.А.** Особенности ильменитов и ильменит-содержащих ассоциаций из кимберлитов Якутской провинции. Диссер. работа на соискание степени к.г.-м.н., Иркутск, ИГХ СО РАН, 2006, 175 с.
3. **Алымова Н.А., Костровицкий С.И., Иванов А.С., Серов В.П.** Пикроильмениты из кимберлитов Далдыносского поля Якутия // Докл. РАН, 2004, т. 395а, № 3, с. 444-447.
4. **Ащепков И.В., Андре Л.** Жильная дифференциация мантийных расплавов на примере пироксенитовых ксенолитов пикробазальтов Витимского плато // Геол. и геофиз., 2002, т. 43, № 4, с. 343-363.
5. **Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Николаева И.В., Палесский С.В., Логвинова А.М., Сапрыкин А.И., Хмельникова О.С., Аношин Г.Н.** О минералогии и геохимии мантийных включений и строении мантийной колонны кимберлитовой трубки Юбилейная, Алакитское поле, Якутия // Докл. РАН, 2004, т. 395, № 4, с. 517-523.
6. **Ащепков И.В.** Эмпирический гранатовый термобарометр для мантийных перидотитов // Геол. и геофиз., 2006, т. 47, № 10, с. 1075-1089.
7. **Буланова Г.П., Барашков Ю.П., Тальникова С.Б., Смелова Г.Б.** Природный алмаз - генетические аспекты. Новосибирск, Наука, 1993, 166 с.
8. **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.** Глубинная геодинамика (Deep-Level geodynamics) // Труды ОИГГМ СО РАН, Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994, 299 с.
9. **Зинчук Н., Коптиль В.И.** Минералогия алмазов из трубки Озерная, тела Отторженец, Первомайская и жилы Новогодняя, Якутия // Геол. рудн. месторожд., 2007, т. 49, № 4, с. 308-317.
10. **Илупин И.П.** Новые данные о неоднородности верхней мантии. Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 4, с. 974-976.
11. **Кулигин С.С.** Комплекс ксенолитов пироксенитов различных регионов Сибирской платформы. Диссер. работа на соискание степени к.г.-м.н., Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1997, 190 с.
12. **Лазько Е.Е., Роден М.Ф.** Гранатовые перидотиты и пироксениты в субконтинентальной литосфере центральной части Сибирского кратона (ксенолиты из трубки Мир) // Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2003, с. 307-318.
13. **Логвинова А.М., Зедгенизов Д.А., Соболев Н.В.** Пироксенитовый парагенезис многочисленных минеральных и вероятных флюидных включений в микроалмазе из кимберлитовой трубки Мир, Якутия // Докл. РАН, 2001, т. 380, № 3, с. 363-367.
14. **Малыгина Е.В.** Ксенолиты зернистых перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная. Диссер. на соискание ученой степени к.г.-м.н., Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2000, 195 с.
15. **Пономаренко А.И., Пономаренко Г.А., Харьков А.Д., Соболев Н.В.** Новые данные по минералогии включений ильменитовых гипербазитов из кимберлитовых трубок Западной Якутии // Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 4, с. 946-949.
16. **Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Мак-Дональд Дж. А., Холл А.Е., Ефимова Э.С., Зедгенизов Д.А., Логвинова А.М., Реймерс Л.Ф.** Кристаллические включения в алмазах из кимберлитов района Снэп-Лейк (кратон Слэйв, Канада): новые свидетельства аномального строения литосферы // Докл. РАН, 2001, т. 380, № 3, с. 374-379.
17. **Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Соболев В.С., Лаврентьев Ю.Г.** Ксенолит алмазоносного ильменит-пиропового лерцолита из кимберлитовой трубки "Удачная" (Якутия) // Докл. АН СССР, 1976, т. 231, с. 438-442.

18. **Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Бойд Ф.Р., Пирсон Г.Д., Шимизу Н.** Мегакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: минералогия, геохимические особенности и проблема происхождения // Геол. и геофиз., 1993, т. 34, № 1, с. 71-84.
19. **Похиленко Л.Н.** Особенности флюидного режима литосферной мантии сибирской платформы (по ксенолитам глубинных пород в кимберлитах). Диссер. на соискание ученой степени к.г.-м.н., Новосибирск, ИГМ.СО РАН, 2005, 225 с.
20. **Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н., Костровицкий С.И., Королюк В.Н., Суворова Л.Ф.** Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами // Геол. и геофиз., 2008, т. 49, № 4, с. 281-301.
21. **Соболев В.С., Най Б.С., Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г. Пospelova Л.Н.** Ксенолиты алмазоносных пироповых серпентинитов из трубки "Айхал", Якутия // Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 5, с. 1141-1143.
22. **Соболев Н.В., Тэйлор Л.А., Зуев В.М., Безбородов С.М., Снайдер Г.А., Соболев В.Н., Ефимова Э.С.** Особенности эклогитового парагенезиса алмазов кимберлитовых трубок Мир и Удачная (Якутия) // Геол. и геофиз., 1998, т. 39, № 12, с. 1667-1678.
23. **Соболев Н.В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Труды ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск: Наука, СО, 1974, № 183, 264 с.
24. **Соболев В.Н., Тэйлор Л.А., Снайдер Г.А., Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Харьков А.Д.** Уникальный метасоматизированный перидотит из кимберлитовой трубки Мир (Якутия) // Геол. и геофиз., 1997, т. 38, № 1, с. 206-215.
25. **Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Ефимова Э.С.** Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов // Геол. и геофиз., 1984, № 12, с. 63-80.
26. **Степанов А.С., Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Соболев Н.В.** Причины разнообразия морфологии и примесного состава алмазов из эклогита трубки Удачная // Геол. и геофиз., 2007, т. 48, № 9, с. 974-988.
27. **Тычков Н.С., Похиленко Н.П., Кулигин С.С., Малыгина Е.В.** Особенности состава и происхождения пиропов аномального состава из лерцолитов (свидетельства эволюции литосферной мантии Сибирской платформы) // Геол. и геофиз., 2008, т. 49, № 4, с. 302-318.
28. **Agee C. B.** Crystal-liquid density inversions in terrestrial and lunar magmas // Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1998, v. 107, p. 63-74.
29. **Agranier A., Lee C.-T.A.** Quantifying trace element disequilibria in mantle xenoliths and abyssal peridotites // Earth Planet. Sci. Lett., 2007, v. 257, p. 290-298.
30. **Anderson D. L.** New Theory of the Earth, Press., 2006.
31. **Artemieva I.M., Mooney W.D.** On the relations between cratonic lithosphere thickness, plate motions, and basal drag // Tectonophysics, 2002, v. 358, p. 211-231.
32. **Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Vladykin N.V., Logvinova A.M., Afanasiev V.P., Pokhilenko L.N., Kuligin S.S., Rotman A.Y., Khemelnikova O.S., Vishnyakova E. V.** Mantle sections beneath Yakutian kimberlites, thermobarometric study // 9<sup>th</sup> IKC, Long Abstract, 2008a, 9IKC-A-00385.
33. **Ashchepkov I.V., Pokhilenko N P., Vladykin N.V., Logvinova A.M., Afanasiev V.P., Pokhilenko L.N., Kostrovitsky S.I., Kuligin S.S., Stegnitsky Y.B., Rotman A.Y., Karpenko M.A., Mityukhin S.I., Vishnyakova E.V.** Geochemical evidence for mantle lithosphere heterogeneity of Siberian craton // 9<sup>th</sup> IKC, Long Abstr., 2008b, 9IKC-A-00386.
34. **Ashchepkov I.V.** More precise equation of the Jd-Di barometer // Herald of Earth Scienc. department RAS, 2003, № 1, p. 21.

35. **Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Vladykin N.V., Rotman A.Y., Afanasiev V.P., Logvinova A.M., Kostrovitsky S.I., Pokhilenko L.N., Karpenko M.A., Kuligin S.S., Malygina E.V., Stegnitsky Y.B., Alyмова N.A., Khmelnikova O.S.** Reconstruction of mantle sections beneath Yakutian kimberlite pipes using monomineral thermobarometry // *Geol. Soc. London, Sp. Pub.*, 2008c, v. 293, p. 335-352.
36. **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. Petrol.*, 1997, v. 128, p. 228-246.
37. **Brey G.P., Kohler T.** Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *Journal of Petrology*, 1990, v. 31, p. 1353-1378.
38. **Condie K.C.** Continental growth during a 1.9-Ga superplume event // *Journal of Geodynamics*, 2002, v. 34, p. 249–264.
39. **Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Gladkov I.N., Surkov N.V.** Parameters of hotspots and thermochemical plumes during their ascent and eruption // *Petrology*, 2006, v. 14, № 5, p. 477-491.
40. **Gibson S.A., Thompson R.N., Leonardos O.H., Dickin A.P., Mitchell J.G.** The late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil // *J Petrol.*, 1995, v. 36, p. 189–229.
41. **Griffin W. L., Ryan C. G., Kaminsky F. V., O'Reilly S. Y., Natapov L. M., Win T. T., Kinny P. D., Ilupin I. P.** The Siberian lithosphere traverse: Mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // *Tectonophysics*, 1999a, v. 310, p. 1–35.
42. **Griffin W.L., Cousens D.R., Ryan C.G., Sie S.H., Suter G.F.** Ni in chrome pyrope garnets: a new thermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1989, v. 103, p. 199–203.
43. **Griffin W.L., Fisher N.I., Friedman J., Ryan C.G., O'Reilly S.Y.** Cr–pyrope garnets in the lithospheric mantle. I. Compositional systematics and relations to tectonic setting // *J. Petrol.*, 1999b, v. 40, p. 679–704.
44. **Griffin W.L., Natapov L.M., O'Reilly S.Y., van Achterbergh E., Cherenkov A.F., Cherenkov V.G.** The Kharamai kimberlite field, Siberia: Modification of the lithospheric mantle by the Siberian Trap event // *Lithos*, 2005, v. 8, № 1, p. 167-187.
45. **Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Abe N., Aulbach S., Davies R.M., Pearson N.J., Doyle B.J., Kivi K.** The origin and evolution of the Archaean lithospheric mantle // *Precambrian Research*, 2003, v. 127, p. 19–41.
46. **Griffin W.L.; Araujo D.; O'Reilly S.Y.; Rege S.; van Achterbergh E.** Diamonds and carbonatites in the deep lithosphere: evidence of genetic links // 9IKC, Abstarcts, A-00102.
47. **Griffin W. L., Spetsius Z. V., Pearson N. J., O'Reilly S. Y.** In situ Re–Os analysis of sulfide inclusions in kimberlitic olivine: New constraints on depletion events in the Siberian lithosphere // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2002, v. 3, p. 1069.
48. **Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Creaser R. A.** The temporal evolution of North American kimberlites // *Lithos*, 2004, v. 76, p. 377– 397.
49. **Humphreys E.D., Dueker K.G, Schutt D.L., Smith R.B.** Beneath Yellowstone: tvaluating plume and nonplume models using teleseismic images of the upper mantle // *GSA Today*, 2000, v. 123, p. 1-7.
50. **Ionov D.A., Hofmann A.W.** Depth of formation of subcontinental off-craton peridotites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 261, p. 620–634.
51. **King S. D.** Archean cratons and mantle dynamics // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 234, p. 1-14.
52. **Kostrovitsky S.I., Morikiyo T., Serov I.V., Yakovlev D.A., Amirzhanov A.A.** Isotope-geochemical systematics of kimberlites and related rocks from the Siberian Platform // *Russian Geol. Geophys.*, 2007, v. 48, № 3, p. 272-290.

53. **Krogh E.J.** The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer - a reinterpretation of existing experimental data // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1988, v. 99, p. 44-48.
54. **Lee C.-T., Rudnick R.L.** Compositionally stratified cratonic lithosphere and geochemistry of peridotitic xenoliths from the Labait volcano Tanzania // *Proceed. of the VII IKC. The P.H. Nixon volume*, 1999, p. 728-735.
55. **Lee C.-T.A., Lenardic A., Cooper F., Niu C.M., Levander A.** The role of chemical boundary layers in regulating the thickness of continental and oceanic thermal boundary layers // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 230, p. 379-395.
56. **Lehtonen M.L., O'Brien H.E., Peltonen P., Johanson B.S., Pakkanen L.K.** Layered mantle at the Karelian Craton margin: P-T of mantle xenocrysts and xenoliths from the Kaavi-Kuopio kimberlites, Finland // *Lithos*, 2004, v. 77, p. 593-608.
57. **Levashova N.M., Mikolaichuk A.V., McCausland P.J.A., Bazhenov M.L., Van der Voo R.** Devonian paleomagnetism of the North Tien Shan: Implications for the middle-Late Paleozoic paleogeography of Eurasia // *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 257, p. 104-120.
58. **Logvinova A.M., Ashchepkov I.V.** Thermobarometry of diamond inclusions in Yakutian kimberlites // *Geochim. Cosmochim. Acta., Sp. Suppl.*, 2008.
59. **Logvinova A.M.; Taylor L.A.; Floss C.; Sobolev N.V.** Geochemistry of multiple diamond inclusions of harzburgitic garnets as examined in situ // *Int. Geol. Rev.*, 2005, v. 47, p. 1223-1233.
60. **Lustrino M., Wilson M.** The Circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province // *Earth Sci. Rev.*, 2007, v. 81, p. 1-65.
61. **Macdonald R., Rogers N.W, Fitton J.G., Black S., Smith M.** Plume-lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya Rift, East Africa // *Journal of Petrology*, 2001, v. 42, № 5, p. 877-900.
62. **Mahotkin I.L., Gibson S.A., Thompson R.N., Zhuravlev D.Z., Zherdev P.U.** Late Devonian Diamondiferous Kimberlite and alkaline picrite (proto- kimberlite) magmatism in the Archangelsk region, NW Russia // *Journal of Petrology*, v. 41, p. 201-212.
63. **Maruyama S., Santosh M., Zhao D.** Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary // *Gondwana Research*, 2007, v. 11, p. 7-37.
64. **McGregor I.D.** The system MgO- SiO<sub>2</sub>- Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: solubility of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions // *Amer. Mineral.*, 1974, v. 59, p. 110-119.
65. **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, № 1, p. 23-38.
66. **Moore R.O., Griffin W.L., Gurney J.J., Ryan C.G., Cousens D.R., Sie S.H., Suter G.F.** Trace element geochemistry of ilmenite megacrysts from the Monastery kimberlite, South Africa // *Lithos*, 1992, v. 29, p. 1-18.
67. **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.
68. **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.
69. **O'Neill H. St. C., Wall V. J.** The olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle // *Journal of Petrology*, 1987, v. 28, p. 1169-1191.
70. **O'Reilly S.Y., Griffin W.L.** Imaging global chemical and thermal heterogeneity in the subcontinental lithospheric mantle with garnets and xenoliths: Geophysical implications // *Tectonophysics*, 2006, v. 416, p. 289-309.

71. **Parman S.W.** Helium isotopic evidence for episodic mantle melting and crustal growth // *Nature*, 2007, v. 446, p. 900-903.
72. **Pasyanos M. E., Nyblade A.A.** A top to bottom lithospheric study of Africa and Arabia // *Tectonophysics*, 2007, v. 444, p. 27-44.
73. **Pearson D.G., Snyder G.A., Shirey S.B., Taylor L.A., Carlson R.W., Sobolev N.V.** Archaean Re-Os age for Siberian eclogites and constraints on Archaean tectonics // *Nature*, 1995, v. 374, p. 711-713.
74. **Pearson D.G.** The age of continental roots // *Lithos*, 1999, v. 48, p. 171-194.
75. **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 IKC. The P.H. Nixon volume*, 2000, p. 690-707.
76. **Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Boyd F.R., Sobolev N.V.** Megacrystalline dunites: sources of Siberian diamonds // *Carnegie Inst. Wash.*, 1991, yearb. 90, p. 11-18.
77. **Roden M.F., Patiño-Douce A.E., Jagoutz E., Laz'ko E.E.** High pressure petrogenesis of Mg-rich garnet pyroxenites from Mir kimberlite, Russia // *Lithos*, 2006, v. 90, № 1-2, p. 77-91.
78. **Rudnick R. L., Nyblade A. A.** The thickness and heat production of Archean lithosphere: Constraints from xenolith thermobarometry and surface heat flow, in *Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation: A Tribute to Francis R. (Joe) Boyd*, edited by Y. Fei, C. Bertka, and B.O. Mysen // *Geochem. Soc.*, 1999, p. 3-12.
79. **Rudnick R.L., McDonough W.F., O'Connell R.J.** Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere // *Chem. Geol.*, 1998, v. 145, p. 395-411.
80. **Ryan C. G.; Griffin W. L.; Pearson N. J.** Garnet geotherms: Pressure-temperature data from Cr-pyrope garnet xenocrysts in volcanic rocks // *J. Geophys. Res. B.*, 1996, v. 101, № 3, p. 5611-5625.
81. **Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K.** An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // *Nature*, 2005, v. 434, p. 590-597.
82. **Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Seryotkin Y.V., Yefimova E.S., Floss C., Taylor L.A.** Mineral inclusions in microdiamonds and macrodiamonds from kimberlites of Yakutia: a comparative study // *Lithos*, 2004, v. 77, iss. 1-4, p. 225-242.
83. **Sobolev V.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Sobolev N.V.** Diamondiferous eclogites from the Udachnaya pipe, Yakutia // *Inter. Geol. Rev.*, 1994, v. 36, № 1, p. 42-64.
84. **Sobolev N.V.** Deep-Seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Upper Mantle // *Am. Geophys. Union, Washington, D.C.*, 1977.
85. **Spetsius Z.V., Belousova E A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J.** Archean sulfide inclusions in Paleozoic zircon megacrysts from the Mir kimberlite, Yakutia: implications for the dating of diamonds // *Earth Planet Sci Lett.*, 2002, v. 199, № 1-2, p. 111-126.
86. **Spetsius Z.V.** Petrology of highly aluminous xenoliths from kimberlites of Yakutia // *Lithos*, 2004, v. 77, iss. 1-4, p. 525-538.
87. **Stachel T., Harris J.W.** The origin of cratonic diamonds - Constraints from mineral inclusions // *Ore Geol. Rev.*, 2008, v. 34, p. 5-32.
88. **Suzuki A., Ohtani E., Morishima H., Kubo T., Kanbe Y., Kondo T., Okada T., Terasaki H., Kato T., Kikegawa T.** In situ determination of the phase boundary between wadsleyite and ringwoodite in Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> // *Geophys. Res. Lett.*, 2000, v. 27, p.803-806.
89. **Tappe S., Foley S.F., Stracke A., Romer R.L., Kjarsgaard B.A., Heaman L.M., Joyce N.** Craton reactivation on the Labrador Sea margins: 40 Ar/39 Ar age and Sr-Nd-Hf-Pb isotope constraints from alkaline and carbonatite intrusives // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 256, p. 433-454.

90. **Taylor L.A., Gregory A., Keller S.R., Remley D.A., Anand M., Wiesli R., Valley J., Sobolev N.V.** Petrogenesis of group A eclogites and websterites: evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2003, v. 145, p.424-443.
91. **Taylor W.L., Kamperman M., Hamilton R.** New thermometer and oxygen fugacity sensor calibration for ilmenite and Cr-spinel-bearing peridotite assemblage // In: Gurney, J.J., 7<sup>th</sup> IKC Extended abstracts, Cape-Town, 1998, p. 891.
92. **Wilson M., Downes H.** Tertiary-Quaternary intra-plate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics // In: Gee D. & Stephenson R. (eds.) Geological Society, London, 2006, mem. 32, p. 147-166.
93. **Wirth R., Rocholl A.** Nanocrystalline diamond from the Earth's mantle underneath Hawaii // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 211, № 3, p. 357-369.
94. **Wyman D.A., Ayer J.A., Conceição R.V., Sage R.P.** Mantle processes in an Archean orogen: Evidence from 2,67 Ga diamond-bearing lamprophyres and xenoliths // *Lithos*, 2006, v. 89, iss. 3-4, p. 300-328.

## Молекулярно-массовое распределение газообразных углеводородов и проблема их происхождения в щелочных магматических комплексах

В.А. Нивин

*Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты;*  
*e-mail: [nivin@geoksc.apatity.ru](mailto:nivin@geoksc.apatity.ru)*

Изученные в окклюдированных и свободно выделяющихся газах Хибинского и Ловозерского нефелин-сиенитовых массивов соотношения предельных углеводородов сопоставлялись с таковыми в аналогичных и иных геологических обстановках. Вариации молекулярно-массового распределения алканов, соответствующего классическому Андерсона-Шульца-Флори, и величины отношения метана к этану согласуются с другими геохимическими и минералогическими данными и позволяют предполагать образование углеводородных газов в щелочных массивах преимущественно на постмагматическом этапе их формирования в ходе многостадийного процесса, включающего реакции окисления и дегидрогенизации, гетерогенно-каталитической полимеризации и конденсации. Важнейшей составляющей этого процесса, по-видимому, был abiогенный синтез типа Фишера-Тропша из исходных диоксида углерода и водорода.

### ВВЕДЕНИЕ

Примечательной особенностью ряда массивов нефелиновых сиенитов и фойдолитов (Хибинский и Ловозерский на Кольском полуострове, Заангарский и Кия-Шалтырь в Сибири, Илимауссак в Гренландии) и агпайтовых гранитов (Стрэйндж Лэйк в Канаде) является присутствие существенно углеводородных газов (УВГ) в концентрациях, намного превышающих обычные для магматических пород [17, 19, 45, 63, 73]. В большинстве случаев это окклюдированные газы (ОГ), находящиеся преимущественно в вакуолях флюидных включений в минералах. В Хибинском и Ловозерском вулканоплутонах известен и другой морфологический тип газов – свободно выделяющихся (СВГ), заполняющих системы в той или иной степени связанных трещин, преимущественно микротрещин, и другие полости в породах [19, 56 и др.]. Наряду с газообразным состоянием, восстановленные соединения углерода здесь представлены также мелкодисперсными битумоидами, углеродистыми минералами, органоминеральными и минералоорганическими соединениями, включая макропроявления твердого органического (в химическом смысле) вещества [55, 57].

Уже более полувека УВГ в щелочных массивах привлекают пристальное внимание исследователей, занимающихся проблемами геохимии, петрологии, рудо- и нефтидообразования [8, 19, 21, 22, 35 и др.]. Помимо научного, присутствие этих газов представляет и практический интерес,

обусловленный необходимостью прогнозирования выделений их горючих и взрывоопасных компонентов в рудничные горные выработки [18, 32], а также возможностью использования газометрических показателей для оценки напряженно-деформированного состояния породного массива и в качестве предвестников опасных динамических проявлений горного давления [34, 65]. Тем не менее, несмотря на многолетнюю историю исследований, вопросы источника, условий и механизма формирования углеводородов в нефелин-сиенитовых комплексах остаются предметом дискуссий, особенно оживившихся в последнее время [12, 15, 27, 36, 57, 58, 66, 68, 69, 72]. Обсуждаемые точки зрения на происхождение УВ основываются на новых результатах и данных термодинамических расчетов, лабораторных экспериментов, термобарометрии флюидных микровключений, измерений изотопного состава углерода и водорода. Представляется, что еще одним перспективным подходом к пониманию обсуждаемых вопросов, является изучение соотношений индивидуальных углеводородных компонентов в газах разных форм нахождения, в первую очередь, окклюдированных в породах и отдельных минералах [33, 38].

В настоящем докладе рассматривается молекулярно-массовое распределение (ММР) газообразных предельных углеводородов в щелочных массивах (главным образом, Хибинском и Ловозерском) и сопоставляется с таковым в других геологических обстановках. По комплексам Кольского полуострова и кимберлитам Зимнего берега использовался фактический материал, накопленный за многие годы в Геологическом институте КНЦ РАН и недавно систематизированный в электронном банке данных. При этом хроматографические анализы окклюдированных газов были проведены на разных приборах и с разной степенью полноты, но по единой, в общем, методике, с извлечением газов механическим измельчением образцов. Данные о составе УВГ в других комплексах заимствованы из литературы. Количество анализов для каждого отдельного минерала, типа или группы пород варьирует от 1-3 до 100 и более. Когда их было больше одного, для всех построений брались средние (медианы) значения.

В работе использованы следующие аббревиатуры:

АШФ - Андерсона-Шульца-Флори (распределение);

ДК - дифференцированный комплекс (Ловозерского массива);

ДРГ - диффузно-рассеянные газы;

ММР - молекулярно-массовое распределение;

ОГ - окклюдированные газы;

РФТ - реакции типа Фишера-Тропша;

СВГ- свободно (спонтанно) выделяющиеся газы;

УВ - углеводороды;

УВГ - углеводородные газы;

ЦКС - центральная кольцевая структура (Хибины);

ЭК - эвдиалитовый комплекс (Ловозерского массива).

## КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ ГАЗОВ НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВЫХ МАССИВОВ

В породах Хибинского и Ловозерского плутонов, кроме упомянутых выше двух форм нахождения (морфологических типов) газов: окклюдированных (микровключенных, газов закрытых пор) и спонтанно выделяющихся (струйных, газов свободной фазы), присутствуют переходные между ними по характеру локализации и степени мобильности газы, которые назывались сорбированными, остаточными газами открытых микротрещин [19], а позже предложено именовать диффузно-рассеянными - ДРГ [36].

Все морфотипы газовой фазы характеризуются качественно одинаковым составом, однако соотношения индивидуальных компонентов, главным из которых в большинстве случаев является метан, могут существенно варьировать. В подчиненных и микроколичествах постоянно присутствуют водород (нередко преобладает), этан и более тяжелые гомологи метана, непредельные углеводороды, аргон и гелий. Иногда обнаруживаются оксид и диоксид углерода, азот не воздушного происхождения и радиоактивные эманации, представленные изотопами радона. В составе хибинских газов, по сравнению с ловозерскими, и в ОГ, относительно СВГ и ДРГ, в среднем, ниже содержания водорода и гелия. Для всех газов характерны сравнительно тяжелый по изотопному составу углерод и изотопно-легкий водород [5, 7-9, 39, 58, 68]. Важной особенностью является обратное, по отношению к газам биогенного происхождения, распределение изотопов в индивидуальных углеводородах: в ряду  $\text{CH}_4 - \text{C}_2\text{H}_6 - \text{C}_3\text{H}_8$  концентрация  $^{13}\text{C}$  уменьшается.

Окклюдированные газы могут быть экстрагированы из образцов только путем их тонкого измельчения, растворения в кислотах или нагревания до высоких температур. Из-за присутствия битуминозного вещества извлечение ОГ для последующего хроматографического анализа механическим измельчением образцов пород и минералов в вакууме оказалось наиболее приемлемым. Окклюдированные газы в тех или иных количествах (от долей до  $350 \text{ см}^3$  на килограмм породы) встречаются во всех породах рассматриваемых массивов [19]. Важнейшими минералами-концентраторами их являются содалит, нефелин и калий-натриевый полевой шпат, повышенные содержания установлены также в анальците и титаномagnetите. Максимальный разброс газосодержания наблюдается в породах так называемой Центральной дуги, или, что точнее, кольца - главной структуры Хибинского массива, с которой пространственно и генетически связаны месторождения апатито-нефелиновых руд, и в рудных горизонтах ДК Ловозерского массива. Даже в однотипных, без видимых вторичных изменений, породах на расстоянии менее метра концентрации УВГ могут различаться на два порядка величины. И в Хибинских апатитовых, и в Ловозерских редкометальных месторождениях проявляется общая закономерность распределения ОГ: собственно рудные залежи отличаются сравнительно низким газосодержанием, а выше и ниже фиксируются

субсогласные повышенной газонасыщенности. Аналогичная газовая зональность наблюдается относительно многих пегматитовых тел. В Хибинах зоны повышенных содержаний ОГ, в значительной степени совпадающие с участками наложенной альбитизации, установлены также в нефелиновых сиенитах по обе стороны от упомянутой Центральной кольцевой структуры (ЦКС).

Скопления и зоны миграции свободно выделяющихся газов локальны. Не поддаются сколько-нибудь надежной количественной оценке ни содержание их в ненарушенном породном массиве, ни размеры коллекторов, при выходе которых на дневную поверхность, вскрытии их шпуром, скважиной или горной выработкой, такие газы самопроизвольно выделяются из массива. Обычным является сочетание преобладающего фильтрационного (струйного) и диффузионного истечения СВГ, реже наблюдается пробулькивание пузырьков газа через воду. Совсем редко и пока только в Хибинах фиксировались интенсивные кратковременные выбросы газа и промывочной жидкости из буровых скважин. Чаще всего интенсивность газовыделения резко снижается в первые десятки минут или часы после вскрытия резервуара. Дебит отдельных шпуров (глубиной до 2 м и диаметром 40 мм) и грифонов не превышал 0.5 л/мин, скважин – 5 л/мин, однако преобладают на 1 – 2 порядка меньшие значения этого показателя. Продолжительность подобного выделения варьирует от нескольких суток до 20 и более лет. Измеренное избыточное давление газов варьирует от 1 до 100 гПа, но, по некоторым оценкам, может достигать нескольких мегапаскалей [19, 35]. Свободным газам свойственны не только пространственные, но и разных порядков временные вариации, как химического и изотопного составов, так и динамики выделения [6, 7, 19, 34, 42]. Предполагается, что подобная нестабильность газометрических параметров обуславливается совокупным действием многих факторов, в числе которых геодинамические, сейсмические, гидрогеологические, космические и техногенные.

Диффузно-рассеянные газы находятся, в основном, в замкнутых и полуоткрытых, тонких и субкапиллярных микротрещинах и порах пород, удерживаясь, отчасти, в адсорбированном состоянии. В их перемещении преобладает диффузионный перенос. В лабораторных условиях эти газы извлекаются методом термовакуумной дегазации образцов. Как и окклюдированные газы, в разных и сопоставимых с ними количествах, ДРГ встречаются в массивах повсеместно.

## **КОНСПЕКТИВНЫЙ ОБЗОР ГИПОТЕЗ ПРОИСХОЖДЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ В ЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ**

Уже на начальном этапе изучения УВГ в Хибинах появилось несколько разных точек зрения на их генезис. Одна из них - присутствие этих газов, как и битумоидов, в различных порах щелочных пород - объясняла ассими-

лящей расплавом, при прохождении его через осадочные толщи, содержащегося там органического (биогенного) вещества и последующим его преобразованием [31 и др.]. Свободные газы также считались мигрировавшими из вмещающих осадочных пород. Высказывалось и предположение о происхождении органических соединений в массиве за счет реликтов отмерших организмов, привносимых циркулирующими подземными водами [13]. Рядом исследователей предполагалось наличие здесь потока УВГ с больших глубин, вероятно, подкоровых, продолжающегося вплоть до настоящего времени [25, 30]. При этом признавалось, что часть газов сингенетична породам массива и имеет магматическое происхождение. Согласно более популярной в то время гипотезе, образование УВГ происходило по реакциям абиогенного синтеза в процессе интрузии щелочных расплавов и в ходе становления массивов при изменяющихся термодинамических параметрах среды, преимущественно на магматическом этапе [44, 45].

Предположение о том, что источником углеводородов в нефелин-сиенитовых массивах было органическое вещество вмещающих пород докембрия, дальнейшего развития не получило. Напротив, была показана связь повышенных концентраций углеводородных газов в зонах экзоконтактов с формированием щелочных массивов [40, 48]. Особенно убедительными аргументами в пользу абиогенного синтеза этих газов стали изотопный состав углерода и распределение его изотопов в индивидуальных углеводородах [5-9, 62]. Однако недавно, для объяснения намечающегося тренда изотопного облегчения углерода окклюдированных УВГ от центральной части к периферии Хибинского плутона, снова была привлечена идея о контаминации магматогенного восстановленного флюида биогенным веществом, поступившим из вмещающих пород или при внедрении расплава, или позже с просачивающимися метеорными водами [58]. Гипотеза о неравномерном в пространстве и времени восходящем потоке восстановленных газов, если и не из мантии, то хотя бы из глубоких частей массивов, позже неоднократно получала поддержку и косвенные подтверждения, но, в основном, применительно к свободно выделяющимся газам [4-7, 26, 35, 56, 65, 66]. Представлений о до-, ранне- или позднемагматическом образовании всех или большей части окклюдированных УВГ придерживаются многие современные исследователи, опираясь на новые данные и результаты изотопных измерений, расчета фазовых равновесий и термобарометрии флюидных микровключений [15, 58, 61, 64, 68, 70]. При этом предполагается непосредственно мантийный источник или только углерода, или метана, или тяжелых УВ. Наиболее же аргументированной на сегодняшний день кажется точка зрения о формировании углеводородных газов, по крайней мере, их окончательного состава, преимущественно на постмагматическом этапе эволюции флюидно-минеральной системы. Эти представления основываются

на совокупности различных геолого-геохимических данных и наблюдений, в числе которых микроскопические, термометрия и рамановская спектроскопия флюидных включений, термодинамические расчеты, изотопный состав водорода, особенности распределения газов в породах и парагенных минералах [16, 19, 21, 23, 33, 39, 69, 70]. Одним из вероятных механизмов постмагматического образования УВГ, как в нефелин-сиенитовых, так и в щелочно-гранитных комплексах, считают абиогенный синтез по реакциям типа Фишера-Тропша (РФТ) из исходных  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2$  [12, 69, 72-74]. Диоксид углерода, по-видимому, был магматического происхождения. Хотя в процессе последних детальных исследований его присутствие надежно не установлено ни в первичных, ни во вторичных флюидных микровключениях в минералах нефелиновых сиенитов и фойдолитов [58, 68-70], достаточно широкое распространение карбонатов в Хибинском массиве, термодинамические расчеты [21, 23] и преобладание этого компонента в сухих газах, выделяющихся при пиролизе хибинских и ловозерских образцов [27] свидетельствуют о важной роли  $\text{CO}_2$  на определенных стадиях эволюции флюидного режима минералообразования. Водород мог поступить в систему как компонент глубинного мантийного плюма [29], инициировавшего палеозойский щелочной магматизм Кольской провинции [53, 77], а также генерироваться *in situ* при образовании таких минералов, как эгирин, магнетит, канкринит и цеолиты [69, 70]. Цеолиты же, наряду с другими алюмосиликатами и соединениями железа, могли быть катализаторами и промолутерами реакций абиогенного синтеза УВ [28]. Такие реакции могли начаться еще на магматическом этапе формирования массивов [50]. Учитывая продолжающуюся геодинамическую и сейсмическую активность Хибинского и Ловозерского массивов, неоднозначную взаимосвязь состава и распределения разных морфотипов газовой фазы, СВГ и ДРГ являются, по-видимому, результатом смешения в разных пропорциях газов, (1) оставшихся в микротрещинах при становлении щелочных комплексов после захвата флюидными включениями и потерь в процессе дегазации, (2) просачивающихся из глубоких частей массивов, где они до настоящего времени могут генерироваться по РФТ и (3) вновь образующихся за счет механо-химических реакций и частичного высвобождения ОГ в условиях постоянно изменяющегося напряженно-деформированного состояния породного массива [5, 6, 35, 66].

### **СООТНОШЕНИЕ ПРЕДЕЛЬНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ КАК ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ ГАЗООБРАЗОВАНИЯ**

Одним из основных показателей условий абиогенного образования углеводородов, включая синтез по РФТ, считается молекулярно-массовое распределение индивидуальных компонентов в получающемся продукте [28, 76 и др.]. В промышленности и лабораторных экспериментах на соотношения углеводородов, образующихся при таких реакциях, влияют

многие факторы. Так, присутствие катализатора, повышение температуры и доли  $H_2$  в исходном флюиде приводят к увеличению концентрации легких УВГ, в первую очередь  $CH_4$ , в продуктах реакции.

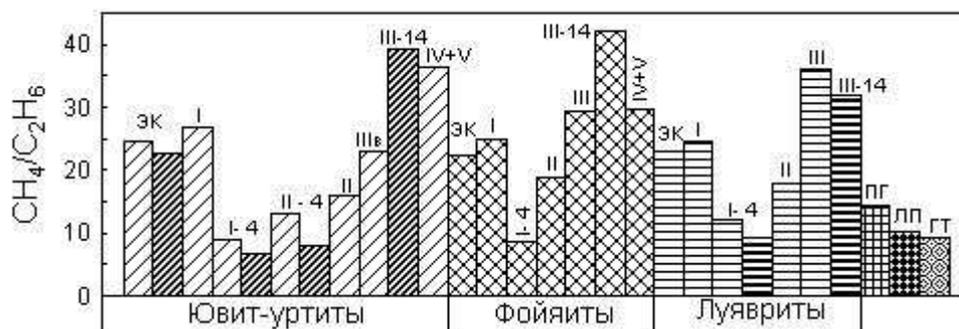


Рис. 1. Вариации средних метан-этановых отношений в микровключенных газах Ловозерского массива.

Породы и геологическое положение образцов: ЭК – эвдиалитовый комплекс; римские и арабские цифры – соответственно, номер серии и горизонта (сверху вниз) дифференцированного комплекса; более темной штриховкой показаны лопаритовые породы рудных залежей; в группу ювит-уртитов включены также ийолит-уртиты и малиньиты горизонта II-4; в – верхняя часть серии; ПГ – пегматиты, ЛП – лопаритит постмагматического генезиса, ГТ – гидротермалиты.

В некоторых природных обстановках отношения отдельных газовых компонентов, например  $CH_4/C_2H_6$ , используются в качестве геотермометра [60]. При изучении газонасыщенности минералов нефелин-сиенитовых массивов также была показана важная индикаторная роль данного отношения, уменьшение которого отражает, как и в геотермальных системах [60], снижение границы температурного интервала газообразования и захвата

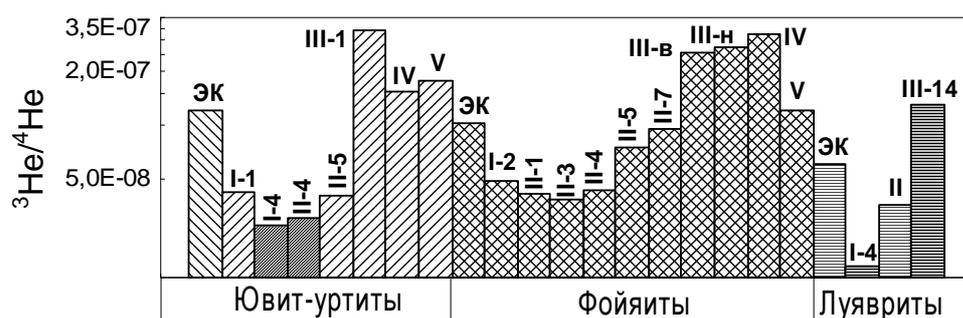


Рис. 2. Изменение отношения изотопов гелия в главных типах ловозерских пород.

флюидных включений [33]. Поскольку в последнем случае изучались большей частью породообразующие минералы, можно было ожидать, что и в породах в целом отношение  $CH_4/C_2H_6$  в окклюдированных газах будет не менее информативным показателем.

Наиболее благоприятным объектом для проверки этого предположения является Ловозерский массив. Преимущественным развитием здесь пользуются породы дифференцированного (ДК) и эвдиалитового (ЭК) комплексов. ДК сложен многочисленными (до 200) пологозалегающими,

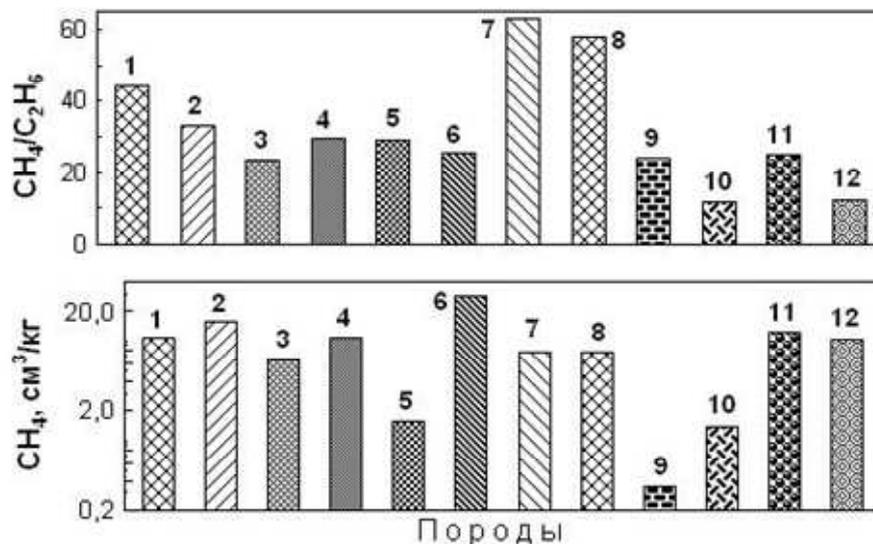


Рис. 3. Средние отношения  $CH_4/C_2H_6$  и концентрации метана в породах Хибинского массива.

Породы: 1 и 2 – хибиниты массивные и трахитоидные, 3 – рисчорриты, 4 – ийолит-уртиты, 5 – апатито-нефелиновые руды, 6 – льявочорриты, 7 и 8 – фойяиты трахитоидные и массивные, 9 – карбонатиты, 10 – альбититы, 11 – пегматоиды, 12 – гидротермалиты

ритмически чередующимися горизонтами (слоями) люавритов, фойяитов и уртитов, кристаллизация которых проходила в направлении снизу вверх. Здесь же, в основном, сосредоточены рудные (лопаритовые) залежи, считающиеся раннемагматическими [22]. В подчиненных количествах в состав комплекса входят также ювиты, ийолиты, малинбиты и др. Для маркирующих уртитовых и ниже залегающих люавритовых горизонтов, на зону контакта которых обычно приходится максимум рудной минерализации, принята номенклатура, включающая номер серии (сверху вниз по разрезу комплекса), и порядковый номер горизонта от верхней границы серии. В значительной своей части ДК перекрыт более поздними разнозернистыми эвдиалитовыми люавритами с отдельными пластами фойяитов, ювитов и эвдиалититов, образующими воронкообразное тело ЭК. В трех важнейших типах пород Ловозерского массива установлен практически одинаковый характер изменения в вертикальном разрезе среднего отношения  $CH_4/C_2H_6$ , которое несколько увеличивается при переходе от эвдиалитового комплекса к первой серии (без рудного горизонта в ее низах) ДК, затем существенно уменьшается в рудных залежах I-4 и II-4 и, далее, постепенно повышается, достигая максимума в нижней зоне третьей

серии (рудный горизонт III-14) и остается высоким в наиболее глубоких из вскрытых бурением частях разреза (рис. 1). По аналогии с минералами [33], минимальные значения и близость рассматриваемого показателя в породах, особенно в рудных горизонтах, нижней зоны первой и верхней части второй серий ДК таковому в гидротермалитах предполагают, что генерация углеводородов происходила здесь при сравнительно низких температурах на гидротермальной стадии формирования пород. Это предположение согласуется с последними минералогическими данными, указывающими на связь рудообразования в верхних сериях ДК с поздними низкотемпературными процессами [43]. Распределение изотопов гелия и аргона свидетельствует об очевидном вкладе метеорных вод в баланс флюидных компонентов в породах этой части разреза и ЭК, а также о наименьшей сохранности здесь первичного магматического флюида [37].

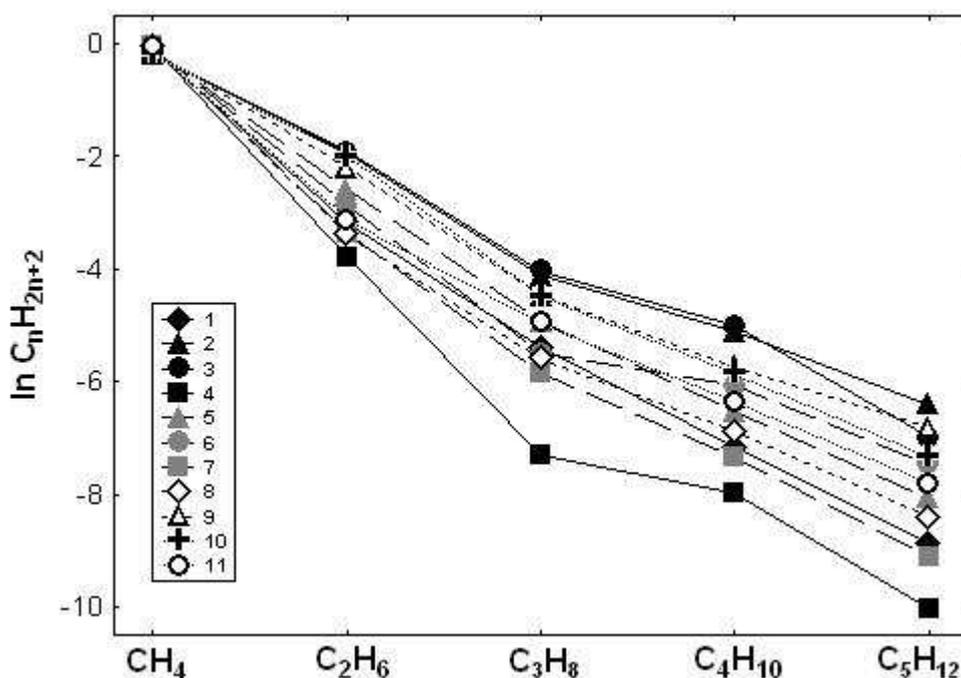


Рис. 4. Молекулярно-массовое распределение алканов в окклюдированных газах Ловозерского массива.

Породы: 1 - лопаритовые ювиты ЭК; 2 – рудные уртиты I-4, 3 – лопаритовые малиньиты и уртиты II-4 и 4 – ювит V серии ДК; 5, 6 и 7 – фойяиты I, II и III серий ДК; 8 – лувяриты ЭК; 9 – лопаритовые лувяриты I-4; 10 – лопаритит; 11 – гидротермалиты.

Потери последнего выражаются, в частности, в снижении величины отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , характер изменения которого очень похож на вариации  $\text{CH}_4/\text{C}_2\text{H}_6$  отношения (рис. 2). Рассчитанные температуры изотопного равновесия водорода между  $\text{H}_2$  и  $\text{CH}_4$  окклюдированных газов в уртитах горизонта I-4 оказались существенно ниже, чем в породах III серии ДК [39].

В породах рудоносного комплекса срединной кольцевой структуры Хибинского массива, где в максимальной степени проявлены различные постмагматические процессы, а также в карбонатитах и пегматитах, средние отношения метана к этану заметно ниже, чем в хибинитах и фойяитах (рис. 3). Еще ниже этот показатель в альбититах карбонатитового комплекса и гидротермалитах. При этом величина данного отношения не зависит от общего содержания в породах ОГ, определяемого, в основном, метаном.

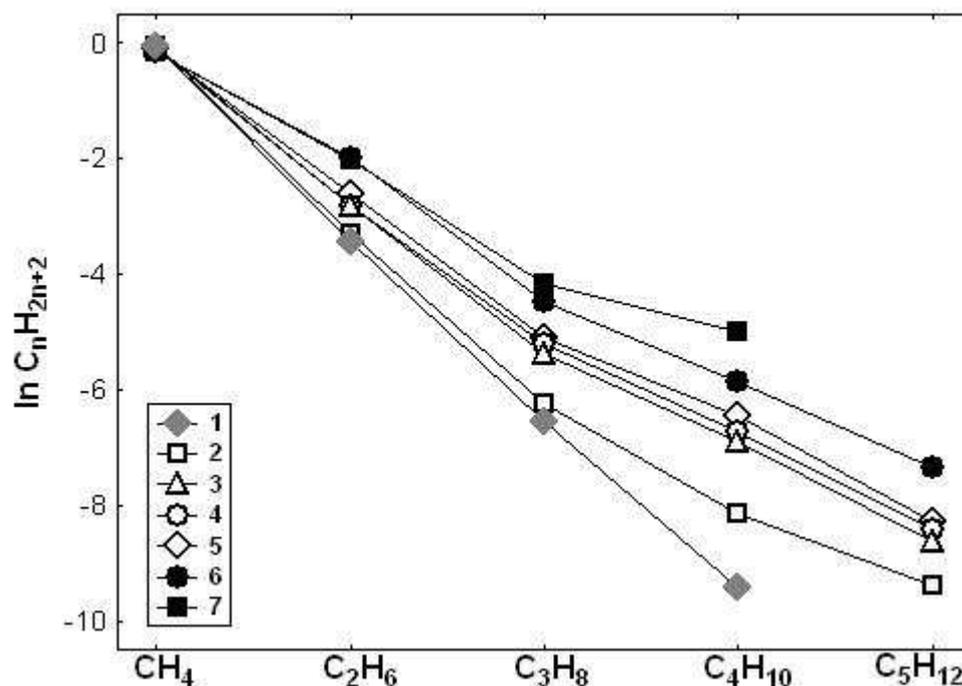


Рис. 5. ММР насыщенных углеводородов в газовых включениях ловозерских минералов.

Ассоциирующие клинопироксен (1), К-Na полевой шпат (2), содалит (3), нефелин (4), цеолиты (5) из ювит-уртита; 6 – лопаритит, 7 – лопарит гор. I-4.

В стационарных условиях промышленного синтеза Фишера-Тропша состав получающейся смеси предельных углеводородов обычно подчиняется классическому молекулярно-массовому распределению Андерсона-Шульца-Флори (АШФ), когда  $C_2/C_1 \approx C_3/C_2 \approx C_{n+1}/C_n$  и график в координатах  $C_1, \dots, C_n$  – логарифм концентраций этих компонентов представляет собой близкую к прямой линию [10, 28, 76]. При прочих равных параметрах угол наклона прямой увеличивается с ростом температуры. Соответствие классическому ММР состава природных УВ, включая газообразные, при относительно крутом наклоне линейной зависимости, часто считается критерием их abiогенного формирования по механизму РФТ, в отличие от более пологого распределения алканов, в месторождениях газов термогенного происхождения [1, 69, 73].

Молекулярно-массовое распределение алканов в ОГ Ловозерского массива, как и отношение  $\text{CH}_4/\text{C}_2\text{H}_6$ , зависит, в основном, от уровня разреза, а не от петрографического типа породы (рис. 4). Максимальным углом наклона отличаются ювиты V серии (самого глубокого из доступных горизонтов), а наиболее пологими оказались линии ММР углеводородов,

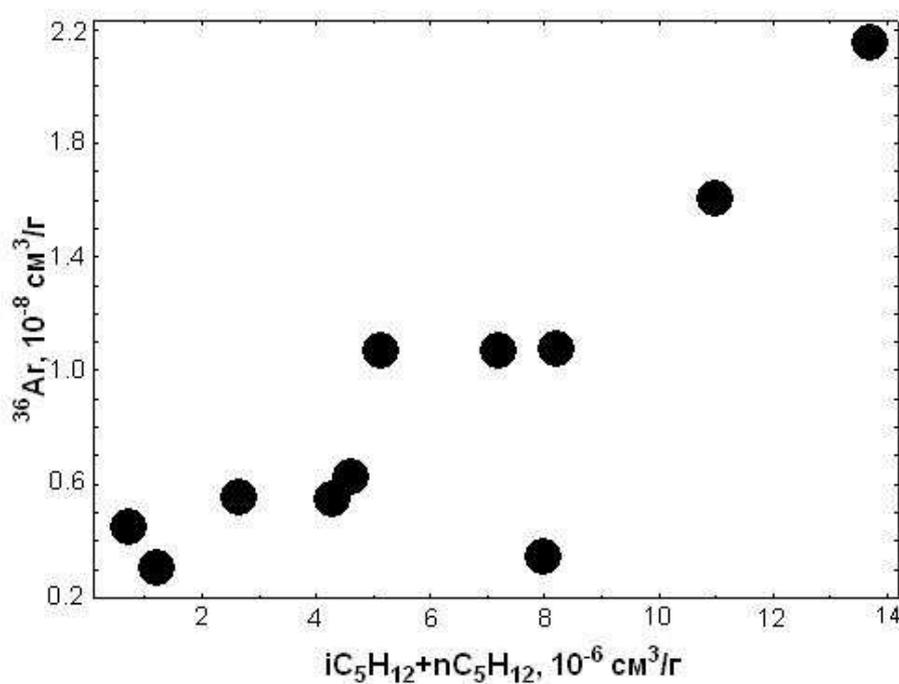


Рис. 6. Взаимосвязь концентраций пентанов и  $^{36}\text{Ar}$  в газах флюидных включений (породы ДК Ловозерского массива).

окклюдированных в лопаритовых урритах и малиньитах все тех же горизонтов I-4 и II-4 дифференцированного комплекса. Следовательно, и по данному показателю в этих горизонтах можно предполагать наименьшие температуры газообразования. Усредненные ММР углеводородов во всех остальных группах пород занимают промежуточное положение. Зависимость распределения УВГ в ловозерских породах от температурных условий газообразования находит подтверждение и в характере их ММР в минералах (рис. 5). Угол наклона линий распределения, а значит и предполагаемая температура генерации углеводородов, уменьшаются в парагенных минералах ювит-уррита от клинопироксена к щелочному полевоому шпату и, далее, к содалиту, нефелину и цеолитам. Именно в такой последовательности снижается порог температуры изменения первично магматических и образования более поздних минералов, а также формирования УВГ и захвата их во флюидные включения [33]. Относительно более высокая доля тяжелых газов в лопаритах отчасти может быть связана с их новообразованием в результате радиолиза метана [2]. О связи утяжеления УВГ со снижением температуры флюида и предполагаемым разбавлением его метеорными

водами может свидетельствовать положительная корреляция концентраций пентанов и легкого изотопа аргона (рис. 6). Наиболее вероятным основным источником последнего в этих породах были палеометеорные воды с растворенным в них воздухом [37]. Взаимосвязь концентраций  $^{36}\text{Ar}$  и более легких УВ газов не проявляется.

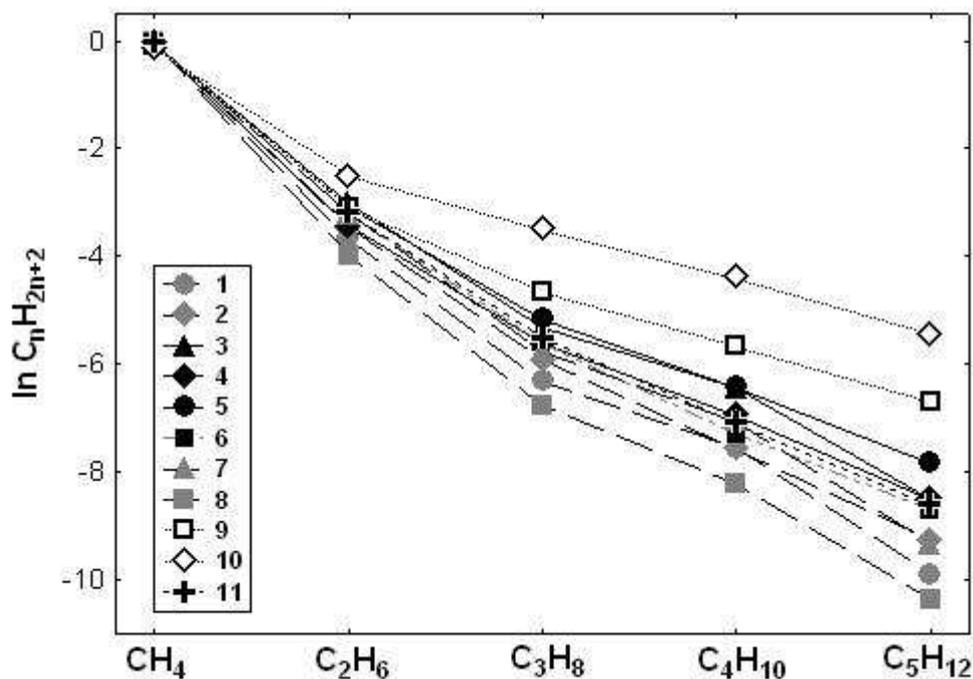


Рис. 7. Распределение индивидуальных УВ окклюдированных газов в породах Хибинского массива.

Породы: 1 и 2 – хибиниты массивные и трахитоидные, 3 – рисчорриты, 4 – уртиты, 5 – ийолиты, 6 – апатито-нефелиновые руды, 7 – льявочорриты, 8 – фойяиты, 9 – карбонатиты, 10- альбититы карбонатитового комплекса, 11 – пегматиты и гидротермалиты рудоносного комплекса.

Используя тот же подход, в Хибинском массиве можно предположить снижение температуры завершения газообразования и, вероятно, увеличение временного интервала этого процесса от фойяитов и массивных хибинитов к трахитоидным хибинитам и льявочорритам, и, далее, к породам рудного комплекса, включая рисчорриты, то есть, от периферии и ядерной части массива к центральной кольцевой структуре (рис. 7). Наименьшие углы наклона ММР предельных УВГ характерны для карбонатитов и относящихся к этому комплексу альбититов, связанных с той же ЦКС. И здесь такое заключение согласуется с другими геохимическими, в частности, изотопным составом кислорода и благородных газов, а также геологическими и минералогическими данными, свидетельствующими о неравновесности процессов формирования и интенсивного постмагматического преобразования пород этой структуры при очевидном участии метеорных

вод, роль которых возрастала в наиболее поздних минеральных ассоциациях [11, 14, 47, 53, 54].

В породах Илимауссакского массива относительно высоко-температурные УВГ обнаружены в наиболее ранних авгитовых сиенитах и преимущественно жильных луявритах, а в минералах наблюдается утяжеление УВ в ряду арфведсонит-нефелин-содалит-эвдиалит (рис. 8).

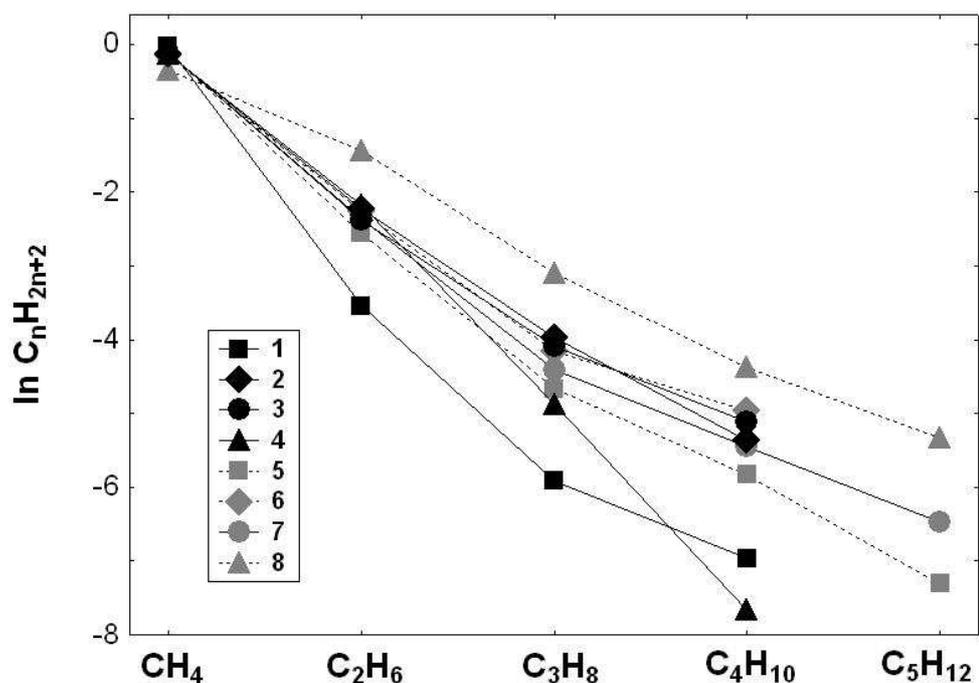


Рис. 8. Соотношение индивидуальных углеводородов в ОГ Илимауссакского массива.

Породы [PetersSerens1970]: 1 – авгитовый сиениты, 2- науяиты, 3 – содалитовые фойяиты, 4 – арфведсонитовые луявриты. Минералы [KonnerMads]: 5 – арфведсониты, 6 – содалиты, 7 – нефелины, 8 – эвдиалиты.

Сопоставление распределения УВГ разных форм нахождения показало, что формирование спонтанно выделяющихся газов происходило, по-видимому, при более высоких температурах и, очевидно, на больших глубинах по сравнению с газами, окклюдируемыми в породах в местах современной разгрузки СВГ (рис. 9). В Ловозерском массиве такие различия заметнее, вероятно, из-за тонкой расслоенности ДК и возможности миграции свободных газов на большие расстояния по лучше проницаемым зонам контакта разных пород. Отсюда понятно и отсутствие взаимосвязи состава и пространственного распределения ОГ и СВГ [36].

ММР алканов щелочногранитных пегматитов комплекса Стрэйндж Лэйк в Канаде, образовавшихся, как предполагается, при относительно низких температурах в результате синтеза по реакции типа Фишера-Тропша [73, 74] оказалось близким к таковому хибинских карбонатитов и ловозерских

лопаритовых уртитов (рис. 10). Распределения УВГ в кимберлитах, базальтах и гранитах существенно отклоняются от ожидаемого для РФТ, что может означать другой механизм их образования.

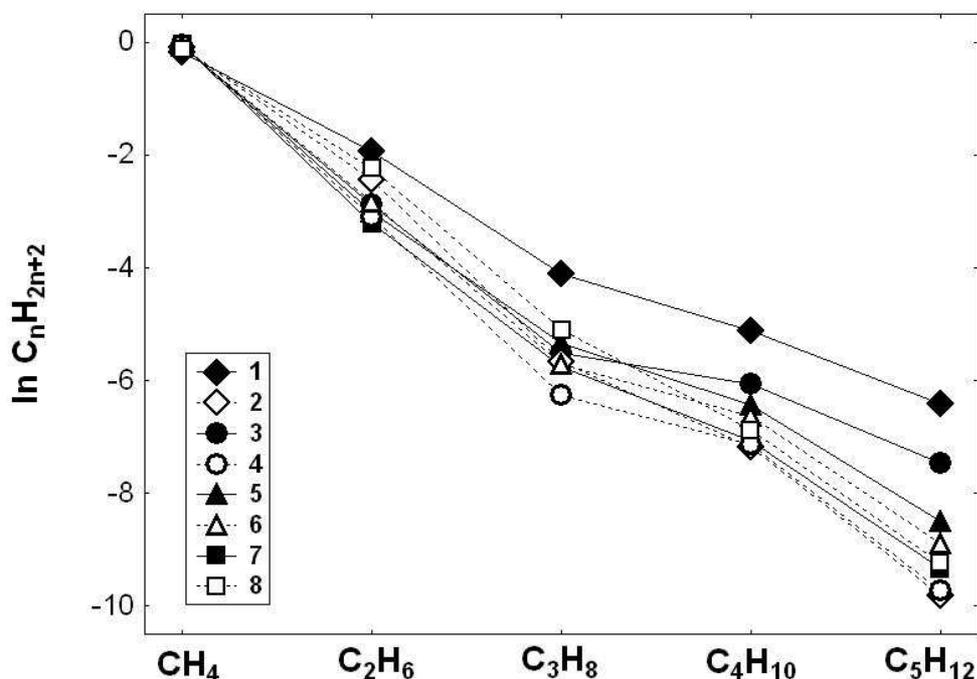


Рис. 9. ММР углеводородов в окклюдированных и свободно выделяющихся газах щелочных массивов.

1, 3, 5 и 7 – окклюдированные газы в уртитах I-4 и фойяитах П-4 ДК Ловозерского массива, в рихсчорритах и лявочорритах Хибин, соответственно; 2, 4, 6 и 8 – свободные газы в тех же породах.

На рисунке 11 показано ММР углеводородных газов свободной фазы в различных геологических обстановках. Все они, за исключением отобранных из жидкой лавы вулкана Толбачек [46], в той или иной степени соответствуют распределению АШФ. При этом алканы щелочных массивов, наряду со считающимися продуктами РФТ газами из кристаллических пород Канадского щита [75], отличаются относительно крутопадающими зависимостями, а газы промышленных месторождений [51, 71] и фумарольные [59] характеризуются значительно более пологим распределением.

Как и в экспериментах [10, 28], в природных условиях наблюдаемые отклонения распределений УВ от классического, по-видимому, отражают нестабильность термодинамических условий, неодноактность и/или продолжительность газообразования. Для нефелин-сиенитовых комплексов самым характерным из таких отклонений является относительно повышенное содержание бутанов (рис. 12), обусловленное, возможно, спецификой катализаторов РФТ, каковыми в данном случае могут выступать цеолиты. Типоморфные для этих комплексов цеолитоподобные

микropopистые водные титано-, ниобо- и цирконосиликаты также рассматриваются в качестве возможных катализаторов синтеза УВ [57].

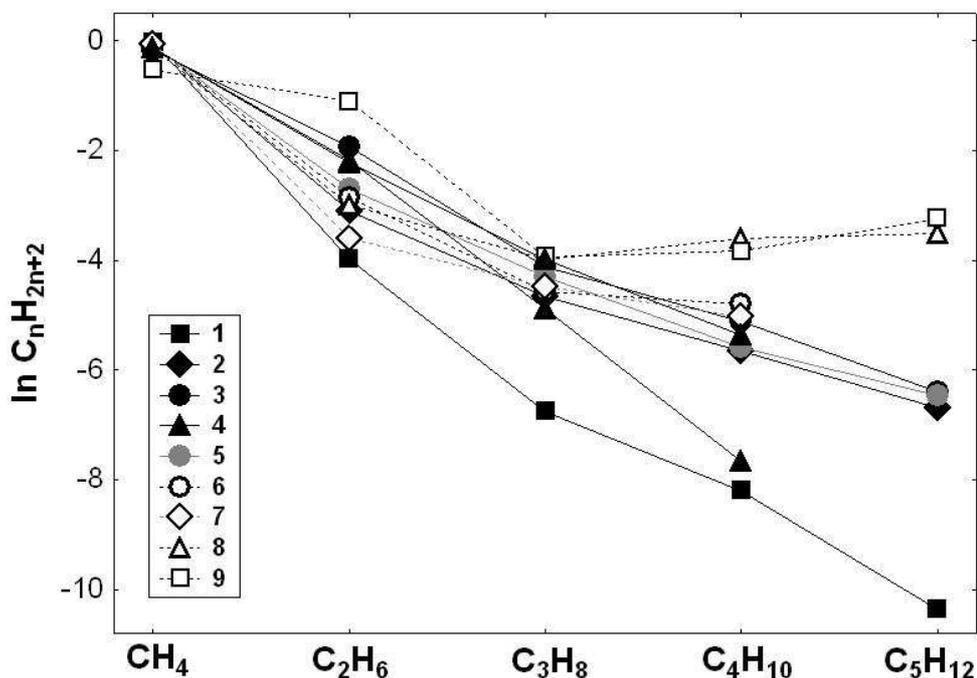


Рис. 10. Сопоставление ММР предельных углеводородов в окклюдированных газах различных комплексов.

Породы: 1 и 2 – фоййиты и карбонатиты Хибин, 3 – уртиты I-4 Ловозерского массива, 4 – арфведсонитовые лувриты массива Илимауссак [PetrSerens1970], 5 –щелочно-гранитные пегматиты комплекса Стрэйндж Лэйк (Канада) [Salvi1997], 6 и 7 – кимберлиты трубки Ермаковская (южное побережье Кольского полуострова) и Зимнего берега (Архангельская область), 8 – базальт района р. Виллой [Вдовыкин и др1981], 9 – гранит района оз. Байкал [Вдовыкин и др1981].

Выше приведенные данные могут свидетельствовать или, по крайней мере, не противоречат возможности формирования УВГ в нефелин-сиенитовых комплексах по реакциям типа Фишера-Тропша в достаточно широком температурном интервале, но, преимущественно, на постмагматическом этапе становления массивов. В таком случае утяжеление состава УВ обычно происходит при уменьшении доли молекулярного водорода в составе газовой фазы. Однако в ОГ Ловозерского массива распределение отношения  $\text{CH}_4/\text{H}_2$  оказалось почти синфазным таковому  $\text{CH}_4/\text{C}_2\text{H}_6$ -отношения (рис. 13), что указывает на более сложный, чем РФТ, механизм газообразования и относительно позднее возникновение некоторого избытка  $\text{H}_2$ . Синтез типа Фишера-Тропша мог быть лишь частью этого многостадийного процесса, включающего реакции окисления и дегидрогенизации, гетерогенно-каталитической полимеризации и конденсации УВ [12, 28, 49]. В ходе таких превращений, наиболее интенсивных, по-видимому, в зонах циркуляции метеорных вод, могли

одновременно получаться как летучие, так и нелетучие (продукты уплотнения по [49]) углеродистые вещества. К последним, вероятно, относятся наблюдаемые в лопаритовых рудах залежей I-4 и II-4 многочисленные микровыделения твердого органического вещества,

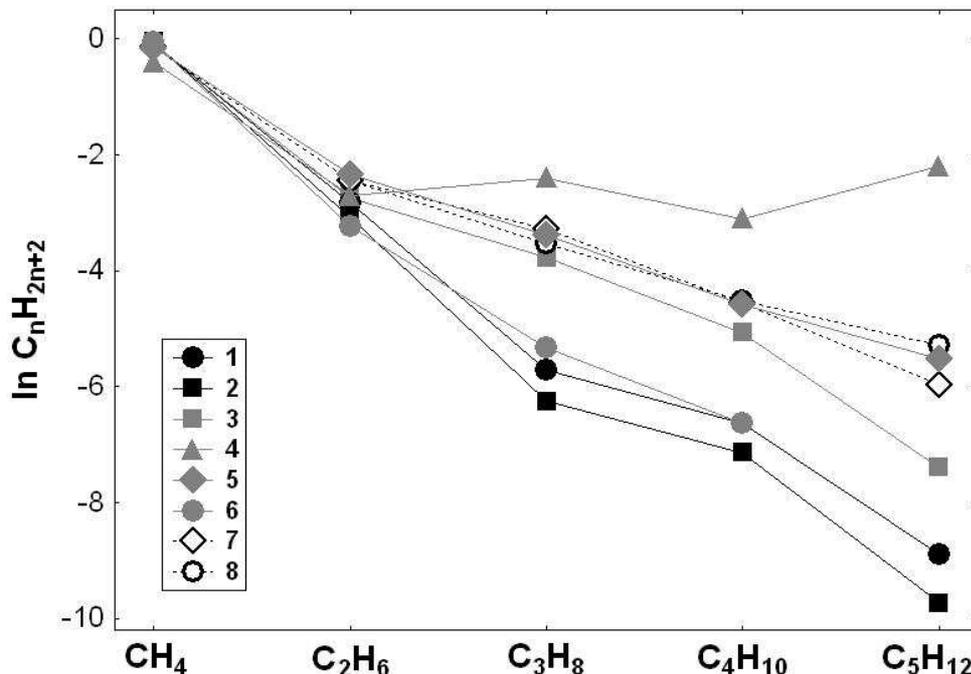


Рис. 11. Распределение алканов в газах свободной фазы разных геологических обстановок.

1 – Хибины (рисчорриты), 2 – Ловозерский массив (фойяиты), 3 – кимберлитовая трубка «Удачная» [Петерсилье,1964], 4 – жидкая лава вулкана Толбачек [Подклетнов1985], 5 - фумаролы вулкана Эль Чичон, Мексика [Сарассиони et al.,2004], 6- кристаллические породы Канадского щита [Shcerwood-Lollar1993], 7 – месторождения Северного моря [Prinz Нис1985], 8 – месторождения Волго-Уральского района [Справочник...].

развитые в интерстициях и по трещинам спайности минералов. И не случайно в породах центральной части именно этих рудных горизонтов установлены максимальные для массива валовые концентрации некарбонатного углерода (до 0.08 мас. %). Здесь же чаще всего наблюдаются практически не изученные микроскопические выделения, обычно пленочного типа, предположительно жидких битумоидов. Если верна идея о существовании в щелочных расплавах элементоорганических соединений [15, 57], наиболее интенсивное их разложение можно ожидать опять же в зонах смешения магматического флюида и метеорных вод. С инфильтрационными поверхностными водами могло поступать некоторое количество биогенного органического вещества, что отразилось в изотопном составе углерода метана в Хибинах [58]. Это предположение можно проверить детальным изучением изотопного состава углерода в породах ДК

Ловозерского массива. Сложностью и многообразием реакций образования УВ в открытых каталитических системах обусловлены, очевидно, широкие вариации их состава и содержания, а также некоторые трудно объяснимые

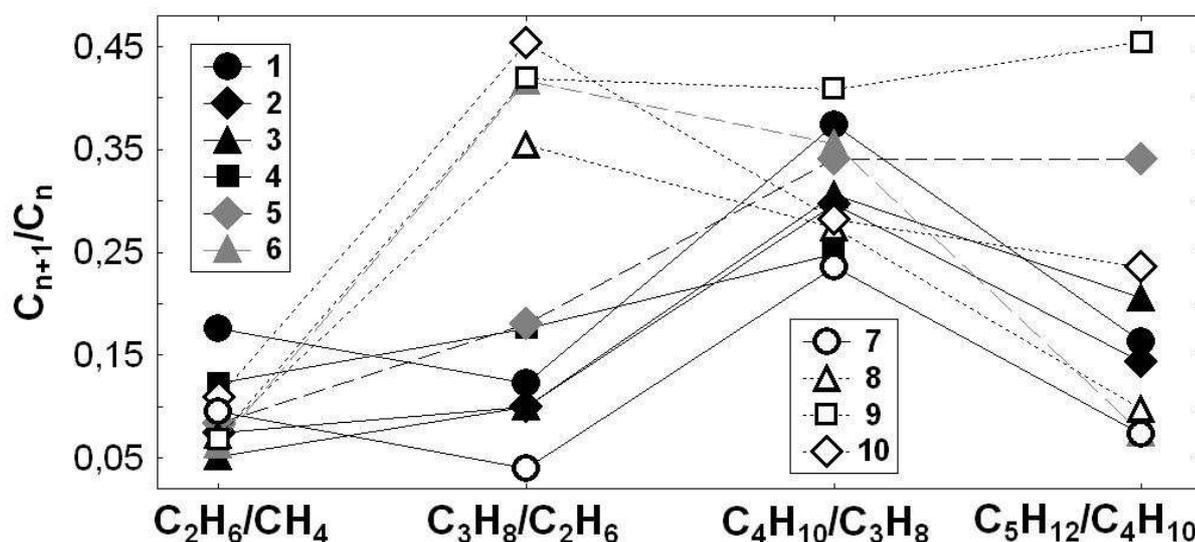


Рис. 12. Соотношения УВГ метанового ряда в газах разных форм нахождения.

ОГ: 1 и 2 – фойяиты и луавриты ДК Ловозерского массива, 3 и 4 – ричорриты и науайты Хибинского и Илимауссакского массивов, 5 – щелочногранитные пегматиты [Salvi]? 6 – кимберлиты трубки «Удачная». СВГ: 7 – ловозерские уртиты I-4, 8 – кимберлиты трубки «Удачная» [Петерс1964], 9 и 10 – газовые месторождения бывшего СССР [Справоч] и Северного моря [Prinz].

особенности и несогласованности изотопного состава углерода и водорода, в частности, необычно редкое для природных обстановок обеднение тяжелым изотопом углерода  $CO_2$  по сравнению с  $CH_4$  и параллельный тренд изотопного облегчения водорода и углерода с увеличением молекулярного веса алканов метанового ряда [39, 58, 68]. Изотопно-легким углеродом отличаются также наиболее низкотемпературные натровые карбонаты Хибинского массива [66].

## ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Для углеводородных газов в щелочных комплексах характерна пространственная изменчивость состава и, особенно, концентрации, часто в пределах долей метра даже в однотипных и однородных с виду породах. Если неравномерность локализации диффузно-рассеянных и, в большей степени, свободно выделяющихся газов контролируется, в основном, условиями их миграции после консолидации породного массива, то консервация окклюдированных УВГ происходила при его становлении. В случае магматического генезиса этих газов, пусть и захваченных во флюидные включения преимущественно на постмагматическом

(автометаморфическом) этапе формирования нефелин-сиенитовых комплексов, можно было бы ожидать их более равномерного распределения.

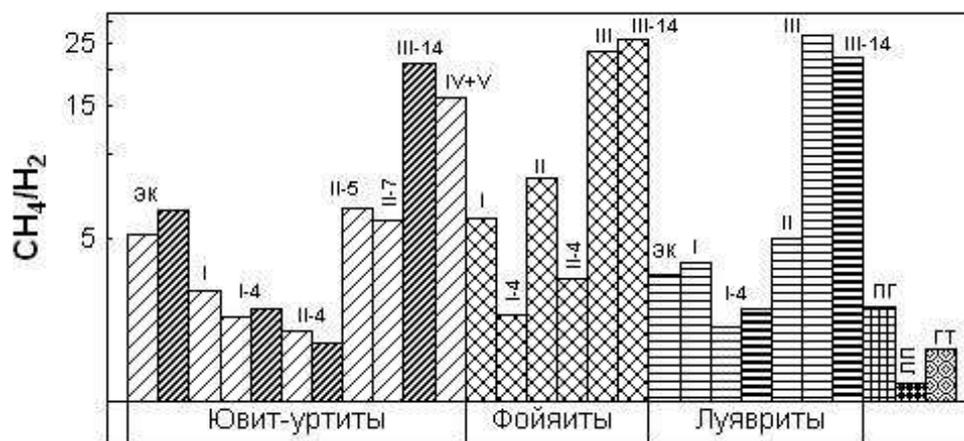


Рис. 13. Изменение отношения  $\text{CH}_4/\text{H}_2$  в ОГ пород Ловозерского массива.

Породы и геологическое положение образцов - см. рис. 1.

Непостоянство состава ОГ выражается, в частности, в вариациях отношения метана к этану. В вертикальном разрезе Ловозерского массива установлено синфазное его изменение в трех главных типах пород: ювитуритах, фойяитах и луювритах. Учитывая ранее выявленные различия минералов по величине данного показателя, предполагается, что в хибинских карбонатитах и альбититах, ловозерских породах рудных горизонтов I-4 и II-4 верхней части ДК и гидротермалитах обоих массивов, характеризующихся минимальными средними значениями  $\text{CH}_4/\text{C}_2\text{H}_6$ , формирование углеводородов завершилось при наиболее низких температурах, соответствующих гидротермальной стадии минералообразования. Это предположение согласуется с рядом других, изотопных геохимических и минералогических наблюдений.

Усредненные составы предельных углеводородов окклюдированных и свободно выделяющихся газов во всех породах и минералах щелочных комплексов в целом соответствуют классическому молекулярно-массовому распределению Андерсона-Шульца-Флори, которому подчиняются соотношения алканов в продуктах промышленного синтеза и природных реакций по типу Фишера-Тропша. При этом уменьшение угла наклона приближающихся к линейным распределений, означающее относительное увеличение доли более тяжелых компонентов, отражает снижение температуры газообразования. Различия ММР индивидуальных УВГ в разных типах пород и комплексах Хибинского и по разрезу Ловозерского массивов хорошо коррелируются с более представительными с точки зрения статистики данными по вариациям величины  $\text{CH}_4/\text{C}_2\text{H}_6$ . Судя по соотношениям метана и его гомологов снижение температуры или нижней

границы температурного интервала их формирования происходило в Хибинах от фойяитов и хибинитов к рудоносной Центральной кольцевой структуре с минимумом в карбонатитах и относящихся к этому же комплексу альбититах, а в Ловозерском массиве – снизу вверх по разрезу дифференцированного комплекса от пород V серии до лопаритового горизонта I-4 и, не столь явно, вниз от эвдиалитового комплекса до той же рудной залежи I-4 в нижней части первой серии ДК. Вариации ММР алканов в парагенных минералах ловозерского ювит-уртита указывают на снижение температуры газообразования в ряду клинопироксен – К-На полевой шпат – нефелин и содалит – цеолиты в соответствии с последовательностью завершения их постмагматических изменений. Состав УВГ в ОГ Илимауссакского массива, пегматитов щелочногранитного комплекса в Канаде и кимберлитов Кольского полуострова также подчиняются распределению АШФ, при этом их ММР (кроме илимауссакских) близки таковым наиболее тяжелых хибинских и ловозерских газов. В то же время распределения УВГ, например, в кимберлитах Зимнего берега Белого моря, гранитах и базальтах Сибири не соответствуют классическому, что подразумевает отличный от РФТ механизм их образования.

Формирование газов, спонтанно выделяющихся в Хибинском и Ловозерском массивах, происходило, по-видимому, при более высоких температурах и, очевидно, на больших глубинах по сравнению с газами, окклюдируемыми в породах на участках современной разгрузки СВГ. Следовательно, преобладающая до сих пор точка зрения о последовательной генерации основных морфотипов газов в одном и том же месте должна быть отвергнута. Из УВГ свободной фазы других геологических обстановок наиболее близкими к хибинским и ловозерским СВГ по характеру ММР оказались образовавшиеся предположительно путем абиогенного РФТ синтеза газы из кристаллических пород Канадского щита, а соотношение алканов в газах промышленных месторождений и фумарольных аналогично таковому в низкотемпературных ОГ нефелин-сиенитовых комплексов.

Одной из особенностей УВГ этих комплексов является относительно повышенное содержание бутанов, обусловленное, вероятно, спецификой катализаторов РФТ, в качестве которых могли выступать цеолиты и микропористые водные титано-, ниобо- и цирконосиликаты.

Вариации соотношений индивидуальных углеводородов метанового ряда в щелочных массивах и некоторые отклонения их ММР от ожидаемого при РФТ, распределение молекулярного водорода, общего некарбонатного углерода и битумоидов, свидетельствуют, что синтез из исходных  $H_2$  и  $CO_2$  мог быть лишь частью сложного многостадийного процесса образования УВ, включающего реакции окисления и дегидрогенизации, гетерогенно-каталитической полимеризации и конденсации и протекающего в достаточно широком поле меняющихся термодинамических параметров, но преимущественно на постмагматическом этапе становления массивов при

возможном участии циркулирующих метеорных вод, содержащих биогенное органическое вещество. Представляясь наиболее вероятным, этот механизм, тем не менее, не исключает других, очевидно, эндогенных источников и путей формирования углеводов в щелочных магматических системах.

Предполагаемая роль соотношений предельных УВГ как индикаторов условий и механизма их образования в нефелин-сиенитовых комплексах может быть проверена и подтверждена изучением изменения изотопного состава углерода, водорода и кислорода газов, пород и минералов по разрезу дифференцированного комплекса Ловозерского массива. Характер ММР алканов в определенной степени отражает и условия минералогенеза, особенно, на постмагматических стадиях формирования массивов.

*Работа выполнялась при финансовой поддержке ОНЗ РАН (проект 1.2.1).*

### ЛИТЕРАТУРА

1. **Баренбаум А.А.** Механизм формирования скоплений нефти и газа // Докл. РАН, 2004, т. 399, № 6, с. 802-805.
2. **Бяков В.М., Степанова О.П., Пименов Г.Г. и др.** Возможная роль ионизирующих излучений в синтезе углеводов в метансодержащем флюиде // Докл. АН СССР, 1990, т. 311, № 4, с. 952-955.
3. **Вдовыкин Г.П., Старобинец И.С., Стативко Г.С.** Газы в нефтегазопроизводящих и изверженных породах из обнажений Кавказа и Карпат // Геология нефти и газа, 1981, № 7, с. 55-58.
4. **Войтов Г.И.** Газовое дыхание Земли // Природа, 1975, № 3, с. 91-98.
5. **Войтов Г.И.** Изотопные характеристики спонтанных газов Хибин // Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 4, с. 975-978.
6. **Войтов Г.И.** О химической и изотопно-углеродной нестабильностях свободных газов (газовых струй) в Хибинах // Геохимия, 1991, № 6, с. 769-780.
7. **Войтов Г.И., Миллер Ю.М., Нивин В.А.** Об изотопно-углеродных нестабильностях  $CH_4$  свободных газов Ловозерского щелочного массива // Докл. РАН, 1992, т. 322, с. 681-685.
8. **Галимов Э.М.** Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Наука, 1973, 382 с.
9. **Галимов Э.М., Петерсилье И.А.** Об изотопном составе углерода углеводородных газов и  $CO_2$ , содержащихся в щелочных изверженных породах Хибинского, Ловозерского и Илимауссакского массивов // Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 4, с. 914-917.
10. **Глебов Л.С., Клигер Г.А.** Молекулярно-массовое распределение продуктов синтеза Фишера-Тропша // Успехи химии, 1994, т. 63, № 2, с. 192-202.
11. **Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н.** Тектонические перколяционные зоны в Хибинском массиве // Физика Земли, 1998, № 10, с. 40-45.
12. **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.
13. **Гусева А.Н., Красильникова М.П.** О составе органического вещества в породах Хибинского щелочного массива // Вестник МГУ, 1960, № 2, с. 68-69.
14. **Дудкин О.Б.** Гигантские концентрации фосфора в Хибинах. // Геология рудных месторождений, 1993, т. 35, № 3, с. 195-204.

15. **Зубков В.С.** Предпосылки мантийного генезиса тяжелых углеводородов в щелочных массивах континентальных плит // Щелочной магматизм, его источники и плюмы. Иркутск-Неаполь. Изд-во Института географии СО РАН, 2007, с. 186-211.
16. **Икорский С.В.** О закономерностях распределения и времени накопления углеводородных газов в породах Хибинского щелочного массива // Геохимия, 1977, № 11, с. 1625-1634.
17. **Икорский С.В.** Углеводородные газы в щелочных массивах // Геохимия, 1990, № 11, с. 1542-1547.
18. **Икорский С.В., Нивин В.А.** Опыт изучения горючих газов изверженных горных пород на руднике Ловозерского ГОКа // Горный журнал, 1984, № 11, с. 55-58.
19. **Икорский С.В., Нивин В.А., Припачкин В.А.** Геохимия газов эндогенных образований. СПб.: Наука, 1992, 179 с.
20. **Каржавин В.К., Вендилло В.П.** Термодинамическое равновесие и условия существования углеводородных газов в магматическом процессе // Геохимия, 1970, № 10, с. 1165-1173.
21. **Когарко Л.Н.** Проблемы генезиса апатитовых магм. М.: Наука, 1977, 234 с.
22. **Когарко Л.Н.** Проблемы генезиса гигантских апатитовых и редкометальных месторождений Кольского полуострова (Россия) // Геол. руд. месторожд., 1999, т. 41, № 5, с. 387-403.
23. **Когарко Л.Н., Костольяни Ч., Рябчиков И.Д.** Геохимия восстановленного флюида щелочных магм // Геохимия, 1986, № 12, с. 1688-1695.
24. **Когарко Л.Н., Хаин В.Е.** Щелочной магматизм в истории Земли: опыт геодинамической интерпретации // Докл. РАН, 2001, т. 377, № 5, с. 677-679.
25. **Кравцов А.И.** Газоносность Хибинских апатитовых месторождений // Вопросы геологии, минералогии и петрографии Хибинских тундр. М.-Л.: изд-во АН СССР, 1964, с. 77-88.
26. **Кравцов А.И., Григорук В.Н.** Геология и геохимия природных газов Хибинских апатито-нефелиновых месторождений // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 1972, № 3, с. 90-96.
27. **Кривдик С.Г., Нивин В.А., Кульчицкая А.А. и др.** Углеводороды и другие летучие компоненты в щелочных породах Украинского щита и Кольского полуострова // Геохимия, 2007, № 3, с. 307-332.
28. **Лapidус А.Л., Локтев С.М.** Современные каталитические синтезы углеводородов из окиси углерода и водорода // Журнал Всесоюз.химич.о-ва им. Д.И. Менделеева, 1986, т. XXXI, № 5, с. 527-532.
29. **Летников Ф.А., Дорогокупец П.И.** К вопросу о роли суперглубинных флюидных систем земного ядра в эндогенных геологических процессах // Докл. АН, 2001, т. 378, № 4, с. 535-537.
30. **Линде И.Ф.** О природных газах в горных породах Хибинского щелочного массива // Известия ВУЗов. Геология и разведка, № 9, 1961, с. 78-93.
31. **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, с. 286-289.
32. **Нивин В.А.** Основные принципы и меры газобезопасного ведения подземных горных работ на рудниках ПО "Апатит" // Горный журнал, 1991, № 8, с. 34-36.
33. **Нивин В.А.** Газонасыщенность минералов в связи с проблемой происхождения углеводородных газов в породах Хибинского и Ловозерского щелочных массивов // Геохимия, 2002, № 9, с. 976-992.

34. **Нивин В.А.** Вариации газо-геохимических полей как индикаторы геомеханического состояния пород и потенциальные предвестники горных ударов в магматических комплексах (на примере месторождений Хибинского и Ловозерского щелочных массивов) // Техногенная сейсмичность при горных работах: модели очагов, прогноз, профилактика. Сборник докладов Международного совещания. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2004, ч. 1, с. 142-151.
35. **Нивин В.А.** Угледородные газы свободной фазы в нефелин-сиенитовых магматических комплексах как продукт природного abiогенного синтеза // Генезис угледородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006, с. 130-138.
36. **Нивин В.А.** О формах нахождения водородно-угледородных газов в породах Хибинского и Ловозерского нефелин-сиенитовых массивов // Щелочной магматизм Земли и его рудоносность. Научное издание. Киев, 2007, с. 200-203.
37. **Нивин В.А.** Изотопы гелия и аргона в породах и минералах Ловозерского щелочного массива // Геохимия, 2008, № 5, с. 524-545.
38. **Нивин В.А.** Вариации состава угледородных газов в Ловозерском массиве и возможные геохимические следствия // Петрология и минерогения Кольского региона. Труды V Всероссийской Ферсмановской научной сессии, Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2008, с. 319-321.
39. **Нивин В.А., Девирц А.Л., Лагутина Е.П.** О природе газовой фазы Ловозерского массива по изотопному составу водорода // Геохимия. 1994. № 12. С. 1787-1793.
40. **Нивин В.А., Икорский С.В., Аведисян А.А.** Распределение угледородных газо и изотопов гелия в зоне контакта Ловозерского массива // Материалы семинара «Геохимия магматических пород», труды научной школы «Щелочной магматизм Земли». Москва, 2005, с. 110-112.
41. **Нивин В.А., Коноплева Н.Г., Икорский С.В.** Угледороды Хибинского и Ловозерского нефелин-сиенитовых магматических комплексов на Кольском полуострове как наглядный пример их abiогенного синтеза в природных условиях // Фундаментальные проблемы геологии и геохимии нефти и газа и развитие нефтегазового комплекса России. Под ред. акад. А.Н. Дмитриевского и акад. А.Э. Конторовича. ГЕОС: М., 2007, с. 28-46.
42. **Нивин В.А., Сывороткин В.Л.** Вариации содержаний молекулярного водорода в подпочвенном газе Хибинского массива // Геохимия магматических пород // Материалы XXV Всероссийского семинара Школа «Щелочной магматизм Земли», Санкт-Петербург – Москва, 2008, с. 117-119.
43. **Пахомовский Я.А., Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н.** Минералогия пород продуктивного комплекса г. Кедыквырпахк, Ловозерский массив, Кольский полуостров // Минералогия во всем пространстве сего слова. Труды III Ферсмановской научной сессии, Апатиты: Изд-во К & М, 2006, с. 128-131.
44. **Петерсилье И.А.** О происхождении угледородных газов и рассеянных битумов Хибинского щелочного массива // Геохимия, 1962, № 1, с. 15-29.
45. **Петерсилье И.А.** Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. М.-Л.: Наука, 1964, 171с.
46. **Подклетнов Н.Е.** Вулканогенное органическое вещество. М.: Наука, 1985, 128 с.
47. **Покровский Б.Г.** Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000, 228 с.
48. **Припачкин В.А.** Характер распределения газов в контактовой зоне Хибинского щелочного массива и вопросы их генезиса // Петрология, минералогия и геохимия. Серия «Вопросы геологии и металлогении Кольского полуострова», Апатиты: 1974, вып. 5. ч. 2, с. 295-306.

49. **Руденко А.П., Кулакова И.И.** Физико-химическая модель абиогенного синтеза углеводов в природных условиях // Журнал Всесоюз.химич.о-ва им. Д.И. Менделеева, 1986, Т. XXXI, № 5. с. 518-526.
50. **Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н.** Термодинамический анализ магнетит + титанит + клинопироксеновых равновесий в апатитоносной интрузии Хибинского щелочного комплекса // Щелочной магматизм, его источники и плюмы, Иркутск-Неаполь. Изд-во Института географии СО РАН, 2007, с. 38-47.
51. **Справочник по геологии нефти и газа** Под ред Н.А. Еременко. М.: Недра, 1984, 480 с
52. **Сывороткин В.Л.** Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М.: ООО «Геоинформцентр», 2002, 250 с.
53. **Толстихин И.Н., Каменский И.Л., Марти Б. и др.** Идентификация вещества нижнемантийного плюма в девонских щелочно-ультраосновных-карбонатитовых комплексах Кольского полуострова на основании изотопии благородных газов и радиоактивных элементов // Препр. Апатиты-Нанси-Брюссель, 1999, 97 с.
54. **Ульянов А.А., Устинов В.И., Турчкова А.Г., Пеков И.В.** Изотопный состав кислорода минералов из высокощелочных пород Хибинского массива (Кольский полуостров, Россия) // Вестн. МГУ, 2001, сер. 4. Геология. с. 54-63.
55. **Флоровская В.Н., Зезин Р.Б., Овчинникова Л.И. и др.** Диагностика органического вещества в породах и минералах магматического и гидротермального происхождения. М.: Наука, 1968, 152 с.
56. **Хитаров Н.И., Кравцов А.И., Войтов Г.И., и др.** Газы свободных выделений Хибинского массива // Советская геология, 1979, № 2, с. 62-73.
57. **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 массивов (Кольский полуостров) // Геохимия, 2006, № 7, с. 774-789.
58. **Beeskov 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, v. 91, p. 1-18.
59. **Capaccioni B., Taran Yu., Tassic F., Vaselli O., Mangani G., Macia J.-L.** Source conditions and degradation processes of light hydrocarbons in volcanic gases: an example from El Chicho'n volcano (Chiapas State, Mexico) // Chemical Geology, 2004, v. 206, p. 81-96.
60. **Darling W.G.** Hydrothermal hydrocarbon gases: 1. Genesis and geothermometry // Appl. Geochem., 1998, v. 13, № 7, p. 815-824.
61. **Konnerup-Madsen J.** A review of the composition and evolution of hydrocarbon gases during solidification of the Ilimaussaq alkaline complex, South Greenland // Geol. Greenl. Surv. Bull., 2001, v. 190, p. 163-170.
62. **Konnerup-Madsen J., Kreulen R., Rose-Hansen.** Stable isotope characteristics of hydrocarbon gases in the alkaline Ilimaussaq complex, south Greenland // Bull. Miner., 1988, v. 111, p. 567-576.
63. **Konnerup-Madsen J., Larsen E., Rose-Hansen J.** Hydrocarbon-rich fluid inclusions in minerals from the alkaline Ilimaussaq intrusion, South Greenland // Bull. Miner., 1979, v. 102, № 5-6, p. 642-653.
64. **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, № 12, p. 2231-2257.
65. **Nivin V.A., Belov N.I., Treloar P.J. and Timofeyev V.V.** Relationships between gas geochemistry and release rates and the geomechanical state of igneous rock massifs // Tectonophysics, 2001, v. 336, № 1-4, p. 233-244.

66. **Nivin V.A., Treloar P.J., Konopleva N.G. and 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, № 1-4, p. 93-112.
67. **Petersilie, I.A. & Sørensen, H.** Hydrocarbon gases and bituminous substances in rocks from the Ilmaussaq alkaline intrusion, South Greenland // *Lithos*, 1970, v. 3, p. 59-76.
68. **Potter J., Longstaffe F.J.** A gas-chromatograph, continuous flow-isotope ratio mass-spectrometry method for  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta\text{D}$  measurement of complex fluid inclusion volatiles: Examples from the Khibina alkaline igneous complex, northwest Russia and the south Wales coalfields // *Chemical geology*, 2007, v. 244, p. 186-201.
69. **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, NW Russia // *Lithos*, 2004, v. 75, p. 311-330.
70. **Potter J., Rankin A.H., Treloar P.J., Nivin V.A., Ting W., Ni P.** A preliminary study of methane inclusions in alkaline igneous rocks of the Kola igneous province, Russia: Implications for the origin of methane in igneous rocks // *EJM*, 1998, v. 10, № 6, P. 1167-1180.
71. **Prinzhofer A.A., Huc A.Y.** Genetic and post-genetic molecular and isotopic fractionations in natural gases // *Chem. Geol.*, 1995, v. 126, p. 281-290.
72. **Ryabchikov I.D., Kogarko L.N.** Magnetite compositions and oxygen fugacities of the Khibina magmatic system // *Lithos*, 2006, v. 91, p. 35-45.
73. **Salvi S., Williams-Jones A.E.** Fischer-Tropsch synthesis of hydrocarbons during sub-solidus alteration of the Strange Lake peralkaline granite, Quebec/Labrador, Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1997, v. 61, № 1, p. 83-99.
74. **Salvi S., Williams-Jones A.E.** Alteration, HFSE mineralization and hydrocarbon formation in peralkaline igneous systems: Insights from the Starng Lake Pluton, Canada // *Lithos*, 2006, v. 91, p. 19-34.
75. **Sherwood Lollar, B., Frape, S.K., Weise, S.M., Fritz, P., Macko, S.A., Welhan, J.A.** Abiogenic methanogenesis in crystalline rocks // *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1993, v. 57, p. 5087-5097.
76. **Szatmari P.** Petroleum formation by Fisher-Tropsh synthesis in plate tectonics // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1989, v. 73, № 8, p. 989-998.
77. **Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Marty B. et al.** Rare gas isotopes and parent trace elements in ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes, Kola Peninsula: identification of lower mantle plume component // *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 2002, v. 66, № 5, p. 881-901.

## Вулканические породы трубки Нюрбинская: отражение состояния верхней мантии региона от рифея до карбона, геодинамические следствия

Саблуков С.М.<sup>1</sup>, Саблукова Л.И.<sup>1</sup>, Стегницкий Ю.Б.<sup>2</sup>, Карпенко М.А.<sup>3</sup>,  
Спиваков С.В.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> ИИПК «РУСГЕО», Москва, Россия;

<sup>2</sup> ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», Мирный, Россия;

<sup>3</sup> Нюрбинский ГОК АК «АЛРОСА», Мирный, Россия;

<sup>4</sup> Мирнинская ГРЭ АК «АЛРОСА», Мирный, Россия

Комплексное изучение всех вулканических тел трубки Нюрбинская (докимберлитовых базитов, кимберлитов и посткимберлитовых базитов) показало резкие различия их по времени внедрения, типу и модельному возрасту мантийного источника, изотопно-геохимическим характеристикам. Кимберлиты трубки имеют значительно более древний возраст внедрения ( $D_{1\text{ems}}$ , 399,64,6 млн. лет) и более древний модельный возраст мантийного источника ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1100$  млн. лет, при  $\square\text{Nd} = +1,0$  и  $\square\text{Sr} = +25,2$ ) по сравнению с другими алмазоносными кимберлитами Якутской провинции. По данным К-Аг и Rb-Sr анализа наиболее вероятным возрастом докимберлитовых базитов является поздний рифей (703 млн. лет), а посткимберлитовых базитов – ранний карбон (328 млн. лет). Источником расплавов докимберлитовых базитов была древняя обогащённая литосферная мантия с вероятным участием древнего нижнекорового вещества (EM II,  $\square\text{Nd} = -12,2$ ,  $\square\text{Sr} = +54,6$ ;  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2450$  млн. лет). Источником расплавов посткимберлитовых базитов была деплетированная мантия с вероятным участием вещества молодой верхней коры ( $\square\text{Nd} = +4,7$ ,  $\square\text{Sr} = +43,7$ ;  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 770$  млн. лет). Наиболее яркими геохимическими отличиями петрографически однотипных, но разновозрастных тел базитов трубки является резко повышенное содержание Fe, Ti, Nb, Ta, V, Mn, P, Y, Zr, Hf, REE, Th, U, пониженная магнезиальность и пониженное содержание Al, Mg, Ni и Cr в посткимберлитовых (молодых) базитах по сравнению с докимберлитовыми (древними) базитами. В геохимическом отношении докимберлитовые базиты соответствуют высокоглинозёмистым известково-щелочным базальтам вулканических поясов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг зон субдукции, а посткимберлитовые базиты – резко геохимически обогащённым высокожелезистым и высокотитанистым внутриплитным толеитовым базальтам. Разновозрастные вулканические породы трубки Нюрбинской фиксируют временную эволюцию мантийных источников основных и ультраосновных магматических расплавов с позднего рифея до раннего карбона. Новые данные по составу позднерифейских базальтов с типоморфными, чётко проявленными и привязанными к характерной геодинамической ситуации изотопно-геохимическими особенностями могут внести бо'льшую определённую в палеогеодинамические реконструкции

образования и распада в Неопротерозое суперконтинента Родиния и эволюции во времени его составной части – Сибирского кратона.

## **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 пироба и хромшпинелида при практически полном отсутствии пикроильменита, по существенно флогопитовому составу основной массы кимберлитов, а также по необычно низкому содержанию всех некогерентных элементов за исключением калия, рубидия и фосфора [3, 6, 8, 12, 13, 26, 32]. Особенностью Накынского поля является также широкое развитие проявлений базальтового вулканизма в виде даек, штоков, хонолитов и др. [11, 13, 29, 31]. Изучению особенностей геологического строения, возраста, а также разных сторон вещественного состава кимберлитовых и базальтовых тел Накынского поля посвящена обширная литература – более 30 статей и разделов в монографиях, однако некоторые вопросы остаются либо неполно освещенными, либо дискуссионными. Среди известных к настоящему времени кимберлитовых объектов Накынского поля (трубки Ботуобинская и Нюрбинская, тела Мархинское и Майское) наиболее изученной является разрабатываемая с 2002 г. трубка Нюрбинская. Яркой особенностью трубки Нюрбинской, помимо наличия нескольких фаз внедрения кимберлитовых пород, является присутствие более древней интрузии дотрубочных базитов ксенолиты которой встречаются в кимберлитах), а также более молодой, прорывающей кимберлиты, посттрубочной интрузии базитов [11, 29, 31]. Поэтому комплексное изучение особенностей состава разновозрастных магматических тел трубки Нюрбинской представляет интерес для выявления возможных причин своеобразия кимберлитов Накынского поля, а также для выяснения особенностей эволюции во времени геодинамической ситуации региона, и состава верхней мантии региона.

## **ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ**

Комплексное изучение трубки Нюрбинская (август 2006г. – июнь 2008г.) включало в себя геологическую документацию керна скважин (32 скважины, около 3000 пог. м керна), изучение карьера, а также материала рудного двора. Изучалось геологическое строение трубки, минералогические, петрографические, изотопно-геохимические характеристики кимберлитовых пород и базальтов, состав породообразующих и глубинных минералов, а также петрографо-минералогические особенности мантийных ксенолитов.

Изучено 173 прозрачных шлифа, выполнено 6 минералогических анализов. Полный силикатный анализ (46 ан.) проводился методом классической «мокрой химии» в Аналитическом Центре ГИН РАН. ICP-MS анализ (46 ан.) проводился на анализаторе Elan-6100 DRC (Perkin Elmer),

лаборатория ФГУП ИМГРЭ МПР РФ. Рентгеноспектральный микроанализ минералов (912 ан.) проводился в лаборатории «Гинцветмет», на приборе "Samebaх-microbeam" при ускоряющем напряжении 20 kV, токе 15-20 nA. Изучение деталей поверхности минералов (26 ан.) проводилось в лаборатории ИГЕМ РАН, на растровом электронном микроскопе S-2300 HITACHI при увеличении до 5000 раз. Рентгенографический фазовый анализ образцов (7 ан.) проводился в лаборатории ФГУП ВИМС МПР РФ на рентгеновском дифрактометре "X' Pert PRO" (Phillips, Голландия). К-Ar изотопные характеристики образцов пород и монофракций минералов (10 ан.) определялись в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные характеристики образцов пород и монофракций минералов (Rb-Sr – 20 ан., Sm-Nd – 12 ан.) определялись на масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в Лаборатории ИГГД РАН (Санкт-Петербург).

### **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТРУБКИ НЮРБИНСКАЯ. ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИМБЕРЛИТОВ**

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 базитов (ксенолиты которой встречаются в кимберлитах) и более молодая, прорывающая кимберлиты посттрубочная интрузия базитов [13, 26, 29, 32].

Резкие рвущие контакты между геологическими телами трёх главных этапов вулканической активности (древними базитами, кимберлитами и молодыми базитами) указывают на значительный разрыв по времени их внедрения (когда предыдущая фаза внедрения уже успевала литифицироваться и охладиться). В то же время, внутри каждого из трёх главных этапов вулканической активности отдельные фазы внедрения были или значительно разорваны во времени (с образованием резких, иногда рвущих контактов), или внедрялись близкоодновременно с образованием контакта соприкосновения двух горячих рыхлых (нелитифицированных) тел. Разновременность внедрения геологических тел трёх главных этапов вулканической активности (фаз внедрения) подчёркивается, прежде всего, резкими рвущими контактами (разный *относительный* возраст тел), а также разным *абсолютным* возрастом этих тел.

По данным *многочисленных исследований* [13, 26] трубка характеризуется двухфазным внутренним строением: ранняя, *интрузивная* фаза внедрения представлена порфировым кимберлитом, образующим маломощную дайку север-северо-восточного простирания на северо-

восточном и юго-западном окончании трубки, а также присутствующим в виде небольших обломков и крупных ксенолитов-блоков (до 10-20 м) в породах второй фазы внедрения; вторая, завершающая, *вулканическая* фаза внедрения слагает, по сути, весь объём трубообразного тела, она образована автолитовой кимберлитовой брекчией. Внутреннее строение трубки осложняется интрузией долеритов, вскрытой скважинами на глубине более 300м. Кимберлиты трубки имеют крупнопорфировую структуру и образованы макрокристами оливина-1, фенокристами оливина-2 и (реже) флогопита-2, погружёнными в карбонат-флогопитовую основную массу с редкой тонкой вкрапленностью хромшпинелида. Кимберлитовые породы подверглись интенсивным постмагматическим (иногда гипергенным) преобразованиям, которые привели к значительному, иногда к практически полному замещению их вторичными минералами (на 60-100%).

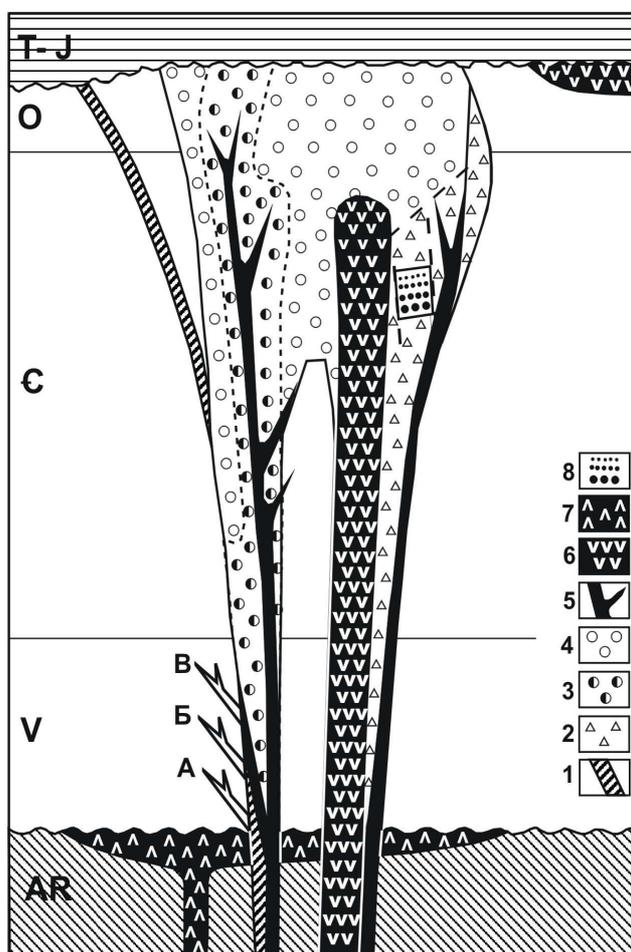


Рис. 1. Модель строения трубки Нюрбинская (разрез: ССЗ - ЮЮВ).

1 - Фаза 1, «дотрубочная» дайка крупнопорфирового кимберлита; 2 - фаза 2, эруптивная брекчия кимберлитов; 3 - фаза 3, туффзит и ксенотуффзит кимберлитов; 4 - фаза 4, ксенокластолава кимберлитов; 5 - фаза 5, крупнопорфировый кимберлит; 6 - посткимберлитовые базиты; 7 - докимберлитовые базиты, 8 - блок кимберлитовых пород кратерной фации.

По результатам *наших исследований* трубка Нюрбинская образована различными структурно-генетическими разновидностями пород, производных флогопитовых крупнопорфировых кимберлитов. С разной степенью достоверности можно выделить 5 субвертикальных внутренне однородных тел (фаз внедрения), из которых только 1-я и 4-я фазы частично соответствуют разновидностям пород, описанным в литературе (рис. 1).

**1-я фаза внедрения** – маломощная (0,1-0,5 м) «дорудная» дайка сильно изменённой лавы крупнопорфирового кимберлита (или порфирового кимберлита по [17]).

**2-я фаза внедрения** – сильно изменённая эруптивная брекчия кимберлитов (ксенотуфобрекчия кимберлитов по [17]) представляет собой фрагменты тела, сформированного эксплозивной фазой внедрения

вулканического материала, которая «прочистила» от осадочных пород трубообразный канал, что предопределило более спокойное внедрение материала последующих фаз вулканической активности.

**3-я фаза внедрения** – умеренно изменённый туффизит или ксенотуффизит кимберлита (туфобрекчия кимберлитов по [17]).

**4-я фаза внедрения** – умеренно изменённая ксенокластолава кимберлита (автолитовая эруптивная брекчия кимберлитов по [17]).

**5-я фаза внедрения** – умеренно изменённая лава и ксенолава крупнопорфирового кимберлита (или порфирового кимберлита по [17]). Большие интервалы порфировых кимберлитов (видимой мощностью до 40м) бо'льшей частью образованы геологическими телами отдельных фаз внедрения, а не ксенолитами прорванных пород (как в литературе [13, 26]). Подтверждением этому является, в том числе и то, что изученный контакт дайки порфирового кимберлита мощностью около 7м с туффизитом, имеет характер соприкосновения, «сваривания» без чёткой линии раздела, без нарушения элементов структур пород по обе стороны контакта (даже на микроуровне). Этот контакт имеет вид соприкосновения (или близко-одновременного внедрения) двух не остывших, не полностью литифицированных («рыхлых») тел или близко-одновременного внедрения двух порций одного расплава с разной степенью газонасыщенности.

Не исключено, что породы 3-й и 4-й (а может быть и 5-й) фаз внедрения представляют собой разные по газонасыщенности фации одного геологического тела, разные по времени порции единой фазы внедрения магматического материала.

Кроме этих геологических тел, доступных для изучения бурением, необходимо выделить и гипотетические геологические тела раннекимберлитовых или протокимберлитовых пород, которые представлены пока только в виде маломощных даек, ксенолитов и автолитов, но могут нести очень важную информацию об особенностях вещественного состава и процессах образования кимберлитов трубки Нюрбинская. Эти гипотетические тела характеризуются *полнокристаллическим* (хотя и мелкокристаллическим) строением основной массы, «экстремальными» геохимическими характеристиками и обозначены нами (в отличие от реальных тел трубки Нюрбинская) буквенными индексами: А, Б и В.

**Фаза А** – флюидальный афировый (спорадофировый) мелкокристаллический *апатит-оливин-карбонат-флогопитовый кимберлит* с элементами карбонатитовой природы. Текстура породы флюидальная, за счёт субпараллельной ориентировки лейст карбоната, флогопита и апатита.

**Фаза Б** - афировый (спорадофировый) мелкокристаллический, *апатит-пикроильменит-оливин-флогопитовый кимберлит* с признаками Fe-Ti-P метасоматоза. Порода характеризуется гипидиоморфнозернистой структурой (за счёт ксеноморфных выделений апатита и пикроильменита, выполняющих интерстиции между идиоморфными зёрнами оливина и флогопита – рис. 2) и

сланцеватой текстурой (за счёт субпараллельной ориентировки лейст флогопита).

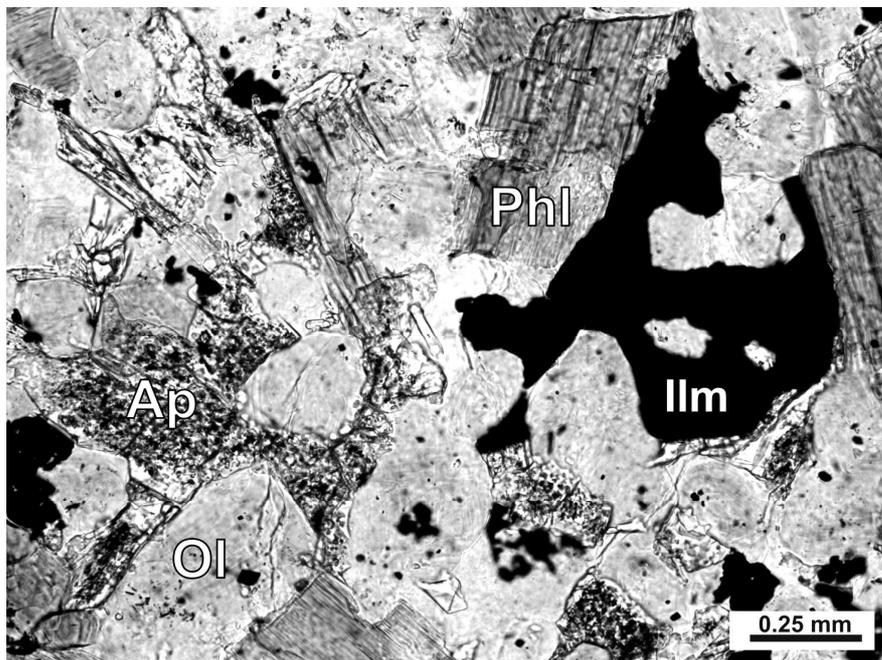


Рис 2. Фаза Б, мелкокристаллический апатит-пикроильменит-оливин-флогопитовый кимберлит (обр. Н-355).

Прозрачный шлиф, поляризованный свет. Ol – серпентинизированный оливин, Phl – флогопит, Ap – апатит, Ilm – пикроильменит.

**Фаза В** - крупнопорфировый *оливин-флогопитовый кимберлит лампрофирового типа* с признаками калиевого метасоматоза. Текстура пород однородная, массивная, реже отмечаются породы полосчатой текстуры (с чередованием порфировых и практически мономинеральных мелкокристаллических флогопитовых зон), а также включения концентрически-зонального строения с крупнопорфировой центральной зоной и почти афировой краевой зоной (возможный аналог «автолитов центрального типа» в кимберлитах).

Условно (пока условно, исследования продолжаются) можно выделить также **6-ю фазу образования** трубки Нюрбинская – *эпикластические породы кратерной фации*. Эрозионный срез трубки оценивается примерно в 480м [9] и даже 650 м (Тарабукин и др., 2003) поэтому кратерная фация *in situ* в трубке не сохранилась. Однако, в скв. № 9/420 на глубине около 450м встречен блок пород (пачка) мощностью не менее 5-8м, который характеризуется структурно-текстурными особенностями, типичными для пород кратерной фации. Блок образован параллельно-слоистыми вулканогенно-обломочными и вулканогенно-осадочными породами с очень хорошей степенью сортировки, причём зернистость пород постепенно уменьшается вверх по разрезу в ряду: туфоконгломераты – туфогравелиты –

туфопесчаники, а завершают разрез тонкообломочные известняки с исчезающе малой примесью туфогенного материала – то есть эта пачка пород характеризуется *градационной слоистостью* – типичным признаком пород кратерной фации. 20м выше и 20м ниже этой слоистой и сортированной осадочной пачки залегают зоны несортированных щебенисто-глыбовых брекчий вмещающих пород с примесью кимберлитового материала, которые тоже могут представлять породы кратерной фации (коллювиальные образования), однако, для этих пород принадлежность к кратерной фации, хотя и допустима, но не так очевидна. Возможно, этот сохранившийся блок пород кратерной фации был опущен в жерло по системе сбросов во время структурно-тектонической перестройки трубки, вызванной внедрением штока молодых посткимберлитовых базитов.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗНЫХ ТИПОВ КИМБЕРЛИТОВ

Содержание в изученных типах кимберлитовых пород макрокомпонентов и микроэлементов показано в таблицах 1 и 2. Особенности химического состава изученных пород, в целом, соответствуют их петрографическому составу, а некоторые колебания содержаний компонентов в петрографически однотипных породах обусловлены, прежде всего, разной степенью наложенной карбонатизации пород и разной степенью хлоритизации флогопита.

Очень сильно изменённые (карбонатизированные, хлоритизированные и окварцованные) или засорённые ксенолитами известняков и алевролитов кимберлитовые породы (крупнопорфировый кимберлит «дорудной» дайки *1-й фазы внедрения* и эруптивная брекчия кимберлита *2-ой фазы внедрения*, соответственно) лишь в общих чертах и по некоторым малоподвижным элементам характеризуют первичный состав кимберлитовых пород. В целом, по распределению основных малоподвижных компонентов, породы дорудной дайки близки порфировым кимберлитами 5-ой фазы внедрения, и лишь повышенное содержание фосфора (0,8-1,44%  $P_2O_5$ ) делает их более похожими на порфировые кимберлиты лампрофирового типа «раннекимберлитового этапа» - породы фаз «А» и «Б». Распределение макрокомпонентов и микроэлементов в породах *2-ой фазы внедрения* хорошо соответствует гибриднему характеру эруптивных брекчий - насыщенности ксеногенным карбонатным материалом и обломками порфировых кимберлитов ранних фаз внедрения.

Наиболее достоверно и объективно первичный состав кимберлитов трубки отражают умеренно изменённые туффизиты кимберлитов *3-ей фазы внедрения*, ксенокластолавы кимберлита *4-ой фазы внедрения* и лавы и ксенолавы крупнопорфирового кимберлита *5-ой фазы внедрения*. Для пород 3-й и 4-ой фазы внедрения характерна очень высокая магнезиальность (24,6-31,5% MgO, коэффициент магнезиальности  $K_{mg} = 84,0-90,1$ ), умеренное

содержание  $K_2O$  (0,44-1,29%),  $Al_2O_3$  (1,85-4,2%),  $FeO_{\text{общ.}}$  (5,88-8,87%), и пониженное содержание  $TiO_2$  (0,36-0,46%). Породы 5-й фазы внедрения отличаются от близких к ним по магнезиальности туффзитов и ксенокластолав 3-ей и 4-ой фазы внедрения повышенным содержанием  $TiO_2$  (0,49-0,69%),  $K_2O$  (1,18-2,54%),  $P_2O_5$  (0,51-0,85%), Sr (1060-1400 г/т). В случае очень высокого содержания флогопита, содержание  $Al_2O_3$  может увеличиваться до 6,62%.

Таблица 1.

## Химический состав вулканических пород трубки Нюрбинская (мас. %)

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
n	2	2	2	5	8	6	1	1	1	6	8	1	1
SiO <sub>2</sub>	24.93	36.35	28.02	30.53	32.13	34.74	19.08	34.58	38.72	48.03	46.21	43.84	44.21
TiO <sub>2</sub>	0.75	0.83	0.46	0.39	0.41	0.61	0.76	3.23	1.18	0.84	4.44	4.15	4.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.33	3.12	2.94	2.64	3.00	4.21	2.50	4.72	7.30	17.76	11.64	11.46	12.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.02	4.06	5.69	4.38	5.62	5.80	4.57	4.89	3.68	2.38	3.97	1.90	5.34
FeO	2.14	2.19	0.77	2.49	1.97	2.01	1.97	4.60	3.59	4.65	12.39	9.25	6.83
MnO	0.10	0.07	0.08	0.09	0.09	0.10	0.05	0.16	0.06	0.05	0.19	0.15	0.05
MgO	5.77	21.52	17.80	26.80	28.32	26.37	17.95	28.30	26.03	8.56	5.88	9.23	10.12
CaO	31.49	11.55	16.94	10.09	8.10	6.37	25.17	4.59	3.92	5.17	7.59	13.00	2.84
Na <sub>2</sub> O	0.09	0.24	0.37	0.16	0.16	0.29	0.12	0.17	0.22	1.55	1.79	0.99	0.88
K <sub>2</sub> O	0.11	2.65	1.41	0.86	0.77	2.10	1.11	2.01	4.43	2.89	2.41	0.65	4.94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.12	0.98	0.41	0.42	0.46	0.62	1.78	1.70	0.23	0.12	0.74	0.73	0.58
ппп.	27.78	15.80	24.52	20.53	18.43	16.19	24.34	10.51	9.90	7.48	2.30	3.84	6.94
Сумма	99.61	99.35	99.39	99.38	99.46	99.40	99.40	99.46	99.26	99.46	99.54	99.19	99.08
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.73	2.30	3.89	3.03	2.27	2.84	0.72	2.01	2.01	4.38	0.77	1.44	1.83
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.58	2.36	2.84	7.58	9.38	7.36	4.64	7.08	4.62	2.56	1.16	2.41	3.85
CO <sub>2</sub>	24.43	10.79	17.50	9.80	6.71	5.74	18.58	1.37	3.42	<0.2	<0.2	<0.2	0.90
Собщ.	0.07	0.11	0.35	0.12	0.08	0.09	<0.1	<0.1	0.11	<0.1	<0.1	<0.1	0.92

**Примечания:** n – количество анализов; №: 1- Фаза 1, «дотрубочная» дайка крупнопорфирового кимберлита; 2 - Фаза 2, автолит; 3 - Фаза 2, эруптивная брекчия кимберлитов; 4 - Фаза 3, туффзит кимберлитов; 5 - Фаза 4, ксенокластолава кимберлитов; 6 – Фаза 5, крупнопорфировый кимберлит; 7 – Фаза А, мелкокристаллический апатит-оливин-карбонат-флогопитовый кимберлит (обр. 16/138-513); 8 - Фаза Б, мелкокристаллический апатит-пикроильменит-оливин-флогопитовый кимберлит (обр. Н-355); 9 – Фаза В, крупнопорфировый оливин-флогопитовый кимберлит лампрофирового типа (обр. Н-384); 10 – докимберлитовые базиты (ксенолиты долеритов); 11 - посткимберлитовые базиты (долериты); 12 - посткимберлитовые базиты (стекло); 13 - базальт рядом с трубкой (обр. 4/660-65).

Изученные кимберлитовые породы характеризуются неравномерным, но, в целом, низким до умеренного (для пород кимберлитовой серии) содержанием некогерентных элементов. Содержание *крупноионных литофильных элементов (LILE)* можно считать умеренным, близким к среднему для пород кимберлитовой серии, например содержание калия (0,5-2,54 %  $K_2O$ ), редких щелочей: Rb (14,8-96,0 г/т) и Cs (0,23-1,32 г/т); щелочноземельных элементов: Sr (162-768, до 944 г/т) и Ba (199-730 г/т). В то же время породы характеризуются очень низким содержанием *высокозарядных элементов (HFSE)*: Zr (46-73, до 117 г/т), Hf (0,98-1,78 г/т), редких металлов: Nb (17,9-55,0 г/т), Ta (0,81-2,04 г/т) и обычно связанного с ними Ti (0,36-0,69 до 0,88.%  $TiO_2$ ), очень низким содержанием

радиоактивных элементов (0,92-2,23 г/т Th, 0,36-2,16 г/т U) и редкоземельных элементов (45-80, до 90 г/т  $\Sigma$ REE). Туффизиты и ксенокластолавы кимберлитов 3-й и 4-й фаз внедрения по распределению некогерентных элементов практически не различаются. Породы лавового облика (порфиновые кимберлиты разных фаз внедрения) отличаются от вулканокластических пород (туффизитов, ксенокластолав) повышенным содержанием практически всех некогерентных элементов.

Таблица 2.

Микроэлементный состав вулканических пород трубки Нюрбинская (ppm).

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
n	2	2	2	5	8	6	1	1	1	6	8	1	1
Be	3.37	3.00	2.56	2.48	2.69	3.60	6.32	1.98	1.76	1.20	2.15	4.10	1.30
Sc	13.92	13.0	7.49	7.69	8.07	11.82	20.2	35.27	18.80	41.2	34.4	33.5	24.3
V	79	102	67	61	61	65	194	92	44	241	381	320	317
Cr	1248	1876	549	660	699	1143	1234	1010	2008	398	26	21	52
Mn	411	564	566	615	516	570	359	730	389	234	1280	734	262
Co	65.2	74.1	36.8	51.5	51.5	60.3	24.1	55.4	124.2	38.8	40.1	34.4	55.7
Ni	590	985	643	969	850	901	499	865	1277	280	53	104	76
Cu	36.0	65.9	24.2	15.9	9.7	8.8	5.5	14.8	33.7	69.7	264.0	130.2	118.9
Zn	2246	41	32	36	31	39	19	74	45	33	126	125	107
Ga	10.8	8.0	6.1	5.2	4.9	6.4	4.5	11.5	13.3	14.4	25.4	22.8	21.1
Rb	4.2	93.1	45.3	26.1	20.2	50.3	34.0	65.8	148.6	29.0	43.4	11.3	36.9
Sr	184	381	299	343	415	502	207	242	82	543	767	624	419
Y	11.5	10.2	9.9	8.0	7.5	7.0	22.0	9.0	2.4	8.7	56.9	57.2	19.3
Zr	85.3	106.9	80.4	60.1	59.6	63.0	215.7	149.2	32.0	76.3	465.1	456.6	266.6
Nb	31.8	51.1	20.8	20.9	20.2	24.0	90.3	39.1	7.6	4.9	51.6	53.9	34.8
Mo	0.69	1.33	2.25	1.02	1.54	1.14	0.69	1.16	0.77	2.79	3.01	1.23	1.98
Cd	0.16	0.19	0.14	0.18	0.20	0.28	0.15	0.18	0.06	0.13	0.41	0.33	0.21
Cs	0.37	0.71	1.22	0.54	0.37	0.66	0.47	1.66	1.03	0.43	0.59	0.42	0.15
Ba	77	714	377	301	272	554	141	292	736	705	359	262	673
La	14.0	13.9	13.0	9.8	8.54	12.0	34.5	21.9	6.1	9.5	45.7	54.6	29.7
Ce	28.7	31.2	27.0	21.4	19.0	25.4	89.0	43.2	11.2	17.8	102.0	118.0	66.9
Pr	4.0	4.3	3.5	2.9	2.7	3.6	12.9	6.2	1.5	2.2	14.3	16.0	9.4
Nd	17.9	18.9	14.8	12.8	11.9	15.3	53.9	27.3	5.8	8.6	61.5	66.8	39.7
Sm	3.98	3.90	3.01	2.70	2.65	3.08	10.65	5.89	1.13	1.69	14.04	14.80	7.94
Eu	1.07	1.21	0.71	0.78	0.77	0.88	2.77	1.51	0.31	0.66	3.76	5.05	2.40
Gd	3.61	3.18	2.58	2.27	2.33	2.53	8.19	4.75	0.91	1.70	13.75	14.13	6.26
Tb	0.47	0.40	0.34	0.31	0.32	0.33	1.03	0.56	0.12	0.27	2.13	2.14	0.88
Dy	2.35	1.94	1.83	1.60	1.63	1.64	5.26	2.62	0.60	1.67	12.46	12.37	4.73
Ho	0.41	0.33	0.34	0.29	0.30	0.29	0.90	0.42	0.10	0.35	2.41	2.39	0.86
Er	0.95	0.76	0.90	0.72	0.73	0.69	2.06	0.87	0.25	0.96	6.29	6.19	2.14
Tm	0.12	0.10	0.13	0.10	0.10	0.09	0.26	0.10	0.04	0.14	0.86	0.83	0.29
Yb	0.67	0.51	0.78	0.57	0.57	0.51	1.45	0.56	0.24	0.88	5.17	5.02	1.71
Lu	0.09	0.07	0.11	0.08	0.08	0.07	0.20	0.07	0.04	0.13	0.73	0.71	0.24
Hf	1.91	1.97	1.73	1.29	1.39	1.54	4.16	5.79	1.09	1.99	11.27	10.85	6.58
Ta	1.76	1.98	0.77	0.84	0.93	1.38	3.09	6.33	0.81	0.31	3.66	3.58	2.52
W	1.00	3.29	3.74	0.80	10.13	5.64	-	-	-	-	-	-	-
Pb	4.55	2.59	2.05	1.85	1.90	2.28	1.61	6.53	5.79	7.39	2.18	1.87	4.57
Th	1.23	1.07	1.93	1.22	1.09	1.10	7.01	1.40	0.32	1.61	5.11	5.37	4.08
U	1.85	0.54	1.00	0.49	0.44	0.33	1.55	0.47	0.86	0.30	1.47	1.98	1.06

Примечание: см. Таблицу 1.

В целом, полученные нами геохимические характеристики главных типов кимберлитовых пород трубки Нюрбинская близки к данным, опубликованным в литературе [8, 13, 26, 32], в то же время включения

кимберлитовых пород раннекимберлитового этапа образования выделяются из общего ряда кимберлитовых пород трубки Нюрбинская экстремальными (высокими и низкими) содержаниями элементов, в том числе (и прежде всего) некогерентных (табл. 1, 2).

Афировый мелкокристаллический **апатит-оливин-карбонат-флогопитовый кимберлит фазы «А»** (обр. 16/138-513) отличается от типичных кимберлитовых пород трубки повышенным содержанием CaO, CO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O (1,11%), а главное - имеет максимальное среди всех пород трубки содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (1,78%), V (194 г/т), Be (6,32 г/т), Y (22 г/т), Zr (215 г/т), Hf (4,16 г/т), □REE (223 г/т), Th (7 г/т), второе по величине содержание Nb (90,2 г/т) и Ta (3,09 г/т) при высоком Nb/Ta отношении (29,2). Такое распределение микроэлементов (вместе с существенно карбонатным составом породы) может подчёркивать связь этой породы с карбонатитовым процессом или метасоматозом KREEP-типа.

Афировый мелкокристаллический **апатит-пикроильменит-оливин-флогопитовый кимберлит фазы «Б»** (обр. Н-355) при очень высоком содержании MgO (28,3%), характеризуется высоким же содержанием K<sub>2</sub>O (2,01%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4,72%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (1,70%), а главное – очень высоким содержанием TiO<sub>2</sub> (3,23%), Sc (35,2 г/т) и Ta (6,33 г/т), характерным для кимберлитовых пород Fe-Ti-серии [20] или кимберлитов группы 1 [24], при очень низком Nb/Ta отношении (6,2). Такие геохимические особенности могут подчёркивать связь этой породы с протокимберлитовым расплавом [18] и отражать воздействие процессов Fe-Ti-P метасоматоза.

Крупнопорфировый **оливин-флогопитовый кимберлит лампрофирового типа фазы «В»** (обр. Н-384) при очень высоком содержании MgO (26,03%), и повышенном содержании TiO<sub>2</sub> (1,18%), характеризуется максимальным содержанием Ni (1277 г/т), Co (124 г/т), Cr (2008 г/т), а также Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (7,30%), K<sub>2</sub>O (4,43%) и Rb (148 г/т). В то же время для него характерно минимальное содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,23%), Sr (82 г/т), Y (2,4 г/т), Zr (32 г/т), Hf (1,1 г/т), Nb (7,6 г/т), Th (0,32 г/т), □REE (28 г/т), при очень низком Nb/Ta отношении (9,3). Эти геохимические особенности хорошо соответствуют существенно флогопитовому составу этой породы, образованной, вероятно под воздействием мантийного щелочного калиевого (Rb-K) метасоматоза.

Очень интересно распределение редкоземельных элементов в различных кимберлитовых породах трубки при низком в целом их содержании (сумма REE = 45,0-81,4 до 90,1 г/т). Характер нормированных по хондриту линий распределения лантаноидов для изученных разнообразных кимберлитовых пород необычен и однотипен (различия отмечаются только в абсолютных значениях содержаний REE), что подчёркивает генетическое единство всех изученных кимберлитовых пород трубки (рис. 3). Линии имеют вид «флексурного перегиба», они характеризуются пологим положительным наклоном в области тяжёлых и лёгких лантаноидов (La/Yb)<sub>N</sub> = 9 – 20) и

несколько более крутым положительным наклоном в области средних лантаноидов. Причём, если в области тяжёлых лантаноидов линии изученных пород аналогичны линии *кимберлитов Al-серии* Зимнего Берега, то в области лёгких лантаноидов линии пород трубки Нюрбинской совпадает с линией предельно геохимически истощённых *оливиновых мелилититов Al-серии* Архангельской провинции. (Такой же «промежуточный» характер между алмазонасными кимберлитами и оливиновыми мелилититами Al-серии имеет распределение в породах трубки и некоторых других элементов, например, тантала и скандия). Максимальные содержания лантаноидов отмечаются для мелкокристаллического *оливин-карбонат-флогопитового кимберлита фазы «А»* (с признаками карбонатитовой природы), а минимальные – для крупнопорфирового *оливин-флогопитового кимберлита лампрофирового типа фазы «В»* (продукта практически чисто щелочного, Rb-K мантийного метасоматоза).

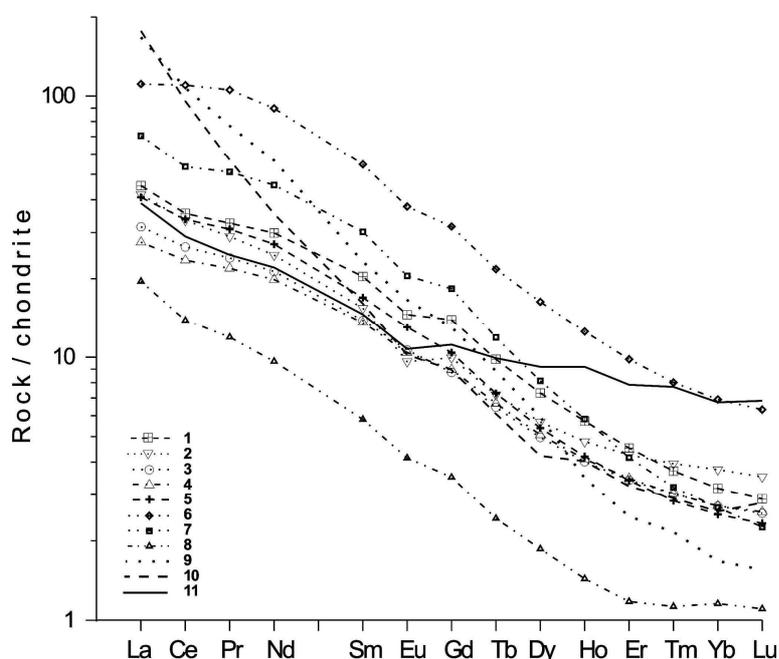


Рис 3. Нормированное по хондриту [4] распределение REE в кимберлитовых породах трубки Нюрбинская.

1 - Фаза 1, «дотрубочная» дайка крупнопорфирового кимберлита; 2 - Фаза 2, эруптивная брекчия кимберлитов; 3 - Фаза 3, туффизит и ксенотуффизит кимберлитов; 4 - Фаза 4, ксенокластолава кимберлитов; 5 - Фаза 5, крупнопорфировый кимберлит; 6 – Фаза А, мелкокристаллический апатит-оливин-карбонат-флогопитовый кимберлит; 7 – Фаза Б, мелкокристаллический апатит-пикроильменит-оливин-флогопитовый кимберлит; 8 - Фаза В, крупнопорфировый оливин-флогопитовый кимберлит лампрофирового типа; 9 – кимберлиты Fe-Ti серии (группа 1); 10 – кимберлиты Al-серии (группа 2); 11 – оливиновые мелилититы Al-серии Архангельской провинции.

В целом, (с учётом возможного перераспределения элементов в условиях метасоматических и гипергенных преобразований) изученные породы Трубки Нюрбинской по общим геохимическим особенностям приближаются к кимберлитам группы 2 Южной Африки и кимберлитам Al-

серии Архангельской алмазоносной провинции и прежде всего, кристаллокластическим туффизитам кимберлитовых трубок Золотицкого куста (что отмечалось и ранее [8, 12]), а по очень низкому содержанию  $TiO_2$ , Ta, Nb, Th, U, LREE они проявляют большее сходство даже с предельно геохимически истощёнными оливиновыми мелилититами А1-серии Зимнего Берега и Онежского полуострова [20]. В то же время, включения пород раннекимберлитового этапа образования выделяются из общего ряда кимберлитовых пород трубки Нюрбинская экстремально высокими и низкими содержаниями многих элементов, что подчёркивает значительную роль при образовании трубки процессов щелочного (Rb-K) метасоматоза, Fe-Ti-P метасоматоза, а также KREEP метасоматоза и элементов карбонатитового процесса. При этом состав *апатит-пикроильменит-оливин-флогопитового кимберлита фазы «Б»* близок составу дифференцированных кимберлитовых пород Fe-Ti-серии Зимнего Берега [20] или кимберлитов группы 1 [24].

### **ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДРЕВНИХ (ДОКИМБЕРЛИТОВЫХ) БАЗИТОВ**

Для того чтобы изучить особенности состава достоверно докимберлитовых базитов и достоверно посткимберлитовых базитов, необходимо было отбирать образцы из магматических тел базитов с прямыми (непосредственными, а не косвенными) геологическими признаками времени их внедрения относительно кимберлитов трубки Нюрбинская – то есть образцы тел базитов, у которых характер контакта с кимберлитами не вызывает сомнений.

В керне ни одной из 32-х просмотренных нами скважин не удалось увидеть тела дотрубочных базитов, которые были описаны в литературе [11, 29, 31]. В то же время многие исследователи отмечают присутствие в кимберлитах трубки Нюрбинская ксенолитов «умеренно-щелочных долеритов» [11], или «угловатых осколков траппов» [29], что, естественно, определяет докимберлитовый возраст этих долеритов.

Поэтому единственной возможностью получения материала из тел заведомо докимберлитовых базитов были поиски ксенолитов базитов в кимберлитовых породах. Поиски ксенолитов базитов проводились в карьере и на рудном дворе, для изучения отобрано 11 ксенолитов долеритов (кстати, по внешнему облику очень похожих на посттрубочные долериты).

Ксенолиты дотрубочных долеритов встречаются в туффизитах и ксенокластолавах (автолитовых брекчиях) кимберлитов трубки Нюрбинская достаточно часто, они имеют размеры 6-20см и характеризуются обычно овальными, нередко геометрически правильными формами. Кайма поверхностных вторичных изменений ксенолитов небольшая – 3-6мм, внутренние части образцов имеют достаточно свежий облик. У отдельных ксенолитов проявлены концентрические элементы шаровой (до

скорлуповатой) отдельности. Цвет пород стандартный, тёмно-серый, окраска однородная.

В структурном отношении породы в целом однотипны, большая их часть представлена массивными равномернозернистыми мелкокристаллическими долеритами с размером зёрен 1-1,5мм (реже 0,7-1,0мм), и лишь два образца (Н-275 и Н-412) имеют порфировидную структуру (размер гломеропорфировых вкрапленников клинопироксена и плагиоклаза 1-1,5мм) и тонкокристаллическую долеритовую структуру основной массы (с размером зёрен 0,2-0,3мм). Текстура пород однородная, массивная, миндалины в породах

Таблица 3.

**Химический состав минералов докимберлитовых и посткимберлитовых базитов  
трубки Нюрбинская (мас. %)**

№	Обра- зец	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	BaO	SrO	Сумма	
1	Н-329	ilm	-	50.55	0.00	0.05	47.56	1.09	0.14	-	-	-	-	-	99.39	
2			-	49.12	0.39	0.07	48.96	0.75	0.27	-	-	-	-	-	99.56	
3			-	50.02	0.08	0.02	48.20	0.48	0.25	-	-	-	-	-	99.05	
6		plag	52.56	0.04	28.55	0.02	0.55	0.00	0.08	11.56	3.93	1.00	0.32	0.00	98.61	
7			50.32	0.01	30.32	0.00	0.53	0.00	0.06	13.92	3.52	0.27	0.06	0.00	99.01	
8			53.93	0.07	27.59	0.00	0.72	0.01	0.11	10.76	5.06	0.60	0.02	0.09	98.96	
9		Ti-mgt	-	12.65	1.69	0.09	79.33	0.21	0.12	-	-	-	-	-	94.09	
10			-	14.21	0.36	0.10	79.89	0.30	0.13	-	-	-	-	-	94.99	
11			-	16.51	1.77	0.10	76.80	0.33	0.19	-	-	-	-	-	95.70	
12		22/380- -231.5	cpx	49.24	1.37	2.31	0.09	11.33	0.31	14.09	18.66	0.23	0.00	-	-	97.63
13				49.03	1.29	2.18	0.01	13.74	0.32	13.99	16.79	0.26	0.02	-	-	97.63
14	49.11			0.99	1.80	0.00	14.10	0.39	13.11	18.15	0.33	0.00	-	-	97.98	
15	ilm		-	50.90	0.12	0.03	46.74	0.61	0.82	-	-	-	-	-	99.22	
16			-	50.45	0.03	0.03	47.50	0.58	0.55	-	-	-	-	-	99.14	
17			-	50.17	0.05	0.03	48.09	0.57	0.46	-	-	-	-	-	99.37	
18	plag		54.44	0.07	27.83	0.00	0.54	0.00	0.08	10.94	5.09	0.38	0.00	0.00	99.37	
19			53.41	0.14	28.22	0.02	0.63	0.00	0.14	11.79	4.42	0.34	0.00	0.05	99.16	
20			53.73	0.10	27.94	0.00	0.75	0.05	0.10	11.67	4.49	0.28	0.07	0.17	99.35	

**Примечания:** 1-11 (обр. Н-329) – докимберлитовый долерит; 12-20 (обр. 22/380-231.5) – посткимберлитовый долерит.

отсутствуют. Породы в разной степени изменены, клинопироксен (40-50% объёма породы) полностью замещён вторичными минералами (единичные зёрна оливина тоже замещены), но таблитчатые кристаллы плагиоклаза (40-50%) во многих образцах имеют неожиданно свежий облик. Плагиоклаз в целом соответствует лабрадору An<sub>62</sub> (при колебаниях состава An<sub>46</sub> - An<sub>83</sub> – табл. 3). Рудный минерал (3-5% объёма породы) представлен мелкими 0,1-0,3мм (до 0,5мм) ксеноморфными (интерстициальными) или идиоморфными выделениями титаномагнетита и марганцовистого ильменита (табл. 3). Встречено также одно зерно умереннохромистого магнезиального хромшпинелида.

## ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МОЛОДЫХ (ПОСТКИМБЕРЛИТОВЫХ) БАЗИТОВ

Непосредственно в трубке Нюрбинская посткимберлитовый характер тела базитов определяется всеми исследователями по отчётливому секущему контакту с кимберлитами и по прекрасно проявленным эндоконтактовым изменениям (закалкой базитов) и экзоконтактовым изменениям (своеобразному «скарнированию» кимберлитов) [26, 29]. В то же время некоторые исследователи считают, что дайка или шток базитов, вскрытый бурением в трубке Нюрбинская, образован и докимберлитовыми, и посткимберлитовыми базитами (!!!) [11].

Посткимберлитовые базиты были изучены нами по керну 4-х скважин (32/265, 16/400, 22/420, 22/380), вместе с зоной контакта базитов с кимберлитами (кроме того, изучен керн скважины № 4/660, которая вскрыла под юрскими отложениями в 200м к юго-востоку от трубки тело базальтов невыясненной морфологии и времени внедрения).

Во всех 4-х скважинах вскрыт контакт тела базитов с кимберлитами, не оставляющий сомнений в посткимберлитовом внедрении базитов, однако характер этого контакта в каждой из скважин имеет свои особенности и не всегда благоприятен для изучения.

Скважина 22/380 вскрыла тело базитов на контакте с метасоматизированными туффизитами кимберлитов на глубине 217 м. Здесь в кимберлитовые породы внедрялись крупные «капли» магматического расплава, застывшие в виде «протуберанцев», апофиз базальтовых стёкол мощностью 1-1,5 см, длиной 15-20 см и имеющих монолитное, однородное строение. Ниже фиксируется контакт основного тела базитов с кимберлитами, имеющий сложное, зональное строение. Вдоль контакта с кимберлитами порода представлена базальтовым стеклом, но мощность этой стекловатой зоны (в отличие от стекловатых «протуберанцев») небольшая, всего 1-3 мм. Затем следует зона мелкопорфировых базальтов (2м), имеющая неоднородное строение, проявленное как в резкой, но без разрыва сплошности смене структурного облика породы, так и в присутствии жилоподобных базальтовых образований (геохимически идентичных), что предполагает неоднократное, порционное внедрение базальтового расплава. Зона базальтов быстро переходит в зону тонкокристаллических долеритов с редкими миндалинами и далее в среднекристаллические долериты с характерными скелетными кристаллами ильменита (рис. 4). Состав минералов в породах этой скважины аналогичен составу минералов в породах скв. 32/265 (табл. 3). Практически на всём изученном интервале (214-233м) и даже в зоне непосредственного контакта кимберлитов и базитов породы имеют неожиданно «свежий» облик: монолитное строение практически без трещин и жильной минерализации, что вполне благоприятно для геохимических исследований.

Таким образом, структурные особенности посткимберлитовых базитов и характер их контакта с кимберлитами («протуберанцы» закалочного базальтового стекла) указывает на внедрение базальтового расплава в уже остывшие, холодные кимберлитовые породы, что косвенно может указывать на значительный разрыв во времени внедрения кимберлитов и базальтов. Для изотопно-геохимических исследований были отобраны образцы наиболее свежих пород из скважин 32/265 и 22/380.

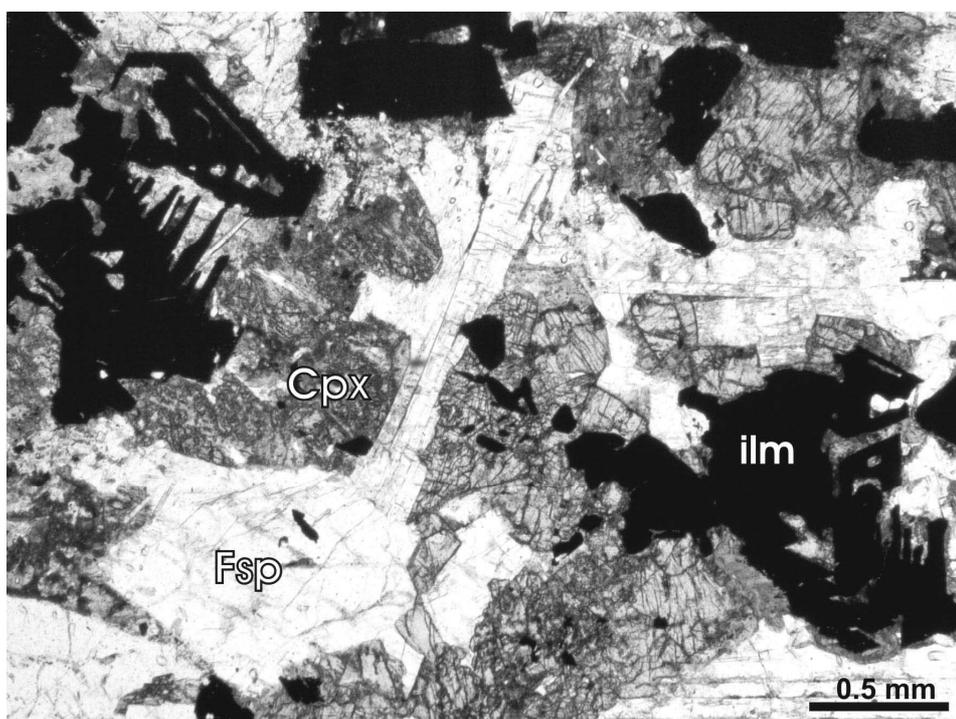


Рис 4. Посткимберлитовый долерит (обр. 32/265-500).

Прозрачный шлиф, поляризованный свет. Cpx – клинопироксен, Fsp – плагиоклаз, Ilm – ильменит.

В целом, докимберлитовые и посткимберлитовые долериты в петрографическом отношении схожи, однако посткимберлитовые долериты имеют более свежий облик (сохраняется клинопироксен – авгит), имеют менее основной состав плагиоклаза ( $An_{54}$  против  $An_{62}$ ) и содержат гораздо больше (в 2-4 раза) рудного минерала, представленного, прежде всего ильменитом (а не титаномагнетитом, как в докимберлитовых долеритах).

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ БАЗИТОВ

Для получения статистически представительных геохимических характеристик тел базитов трубки Нюрбинская было изучено 6 образцов докимберлитовых базитов с минимально возможной степенью вторичных изменений и 9 свежих образцов разных структурных разновидностей посткимберлитовых базитов (табл. 1,2).

Анализ полученных цифровых данных и построенных геохимических диаграмм показывает, что петрографически однотипные, но явно разновременные вулканические тела базитов (разделённые этапом внедрения кимберлитов), характеризуются не просто отчётливо разными, а **кардинально разными геохимическими характеристиками.**

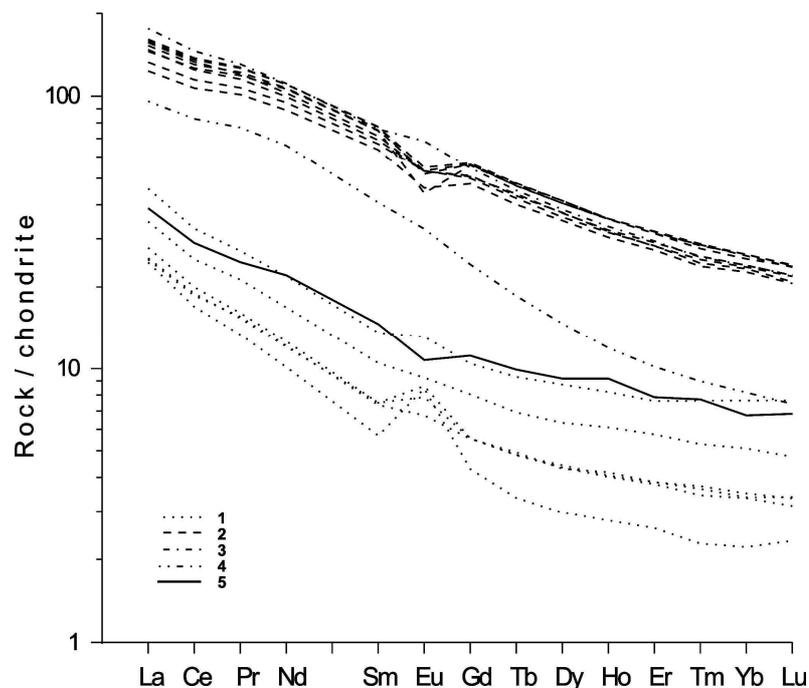


Рис. 5. Нормированное по хондриту [4] распределение REE в базитовых породах трубки Нюрбинская.

1 – докимберлитовые базиты; 2-4 – посткимберлитовые базиты: 2 – долериты, 3 – базальтовое стекло, 4 – тело базальтов в 200 м к юго-востоку от трубки Нюрбинская (обр. 4/660-65); 5 – оливиновые мелилититы Al-серии Архангельской провинции.

Примерно одинаково содержание в докимберлитовых и посткимберлитовых базитах только  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и Co. Докимберлитовые базиты по отношению к посткимберлитовым базитам обогащены  $\text{Al}_2\text{O}_3$  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 базиты по отношению к более древним, докимберлитовым базитам резко обогащены подавляющим большинством элементов:  $\text{FeO}_{\text{общ}}$ , CaO, Be, V, Ga, Rb, Cs, Sr, (в 1,5-2,5 раза),  $\text{TiO}_2$ , MnO,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , 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. Интересен также и характер распределения редких земель в базитах трубки Нюрбинская (рис. 5). Характер нормированной по хондриту линии распределения

лантаноидов для изученных докимберлитовых и посткимберлитовых базитов однотипен, но посткимберлитовые базиты обогащены REE примерно в 5 раз по сравнению с докимберлитовыми базитами, и характеризуются отчётливо проявленным Eu минимумом, в то время как у докимберлитовых базитов отчётливо проявлен Eu максимум. В геохимическом отношении докимберлитовые долериты соответствуют геохимически деплетированному источнику, а посткимберлитовые долериты – резко геохимически обогащённому источнику. Докимберлитовые базиты трубки Нюрбинской в геохимическом и Nd-Sr-изотопном плане (в том числе по древнему модельному возрасту мантийного источника) наиболее близки оливиновым мелилититам Al-серии Архангельской алмазоносной провинции (рис. 5).

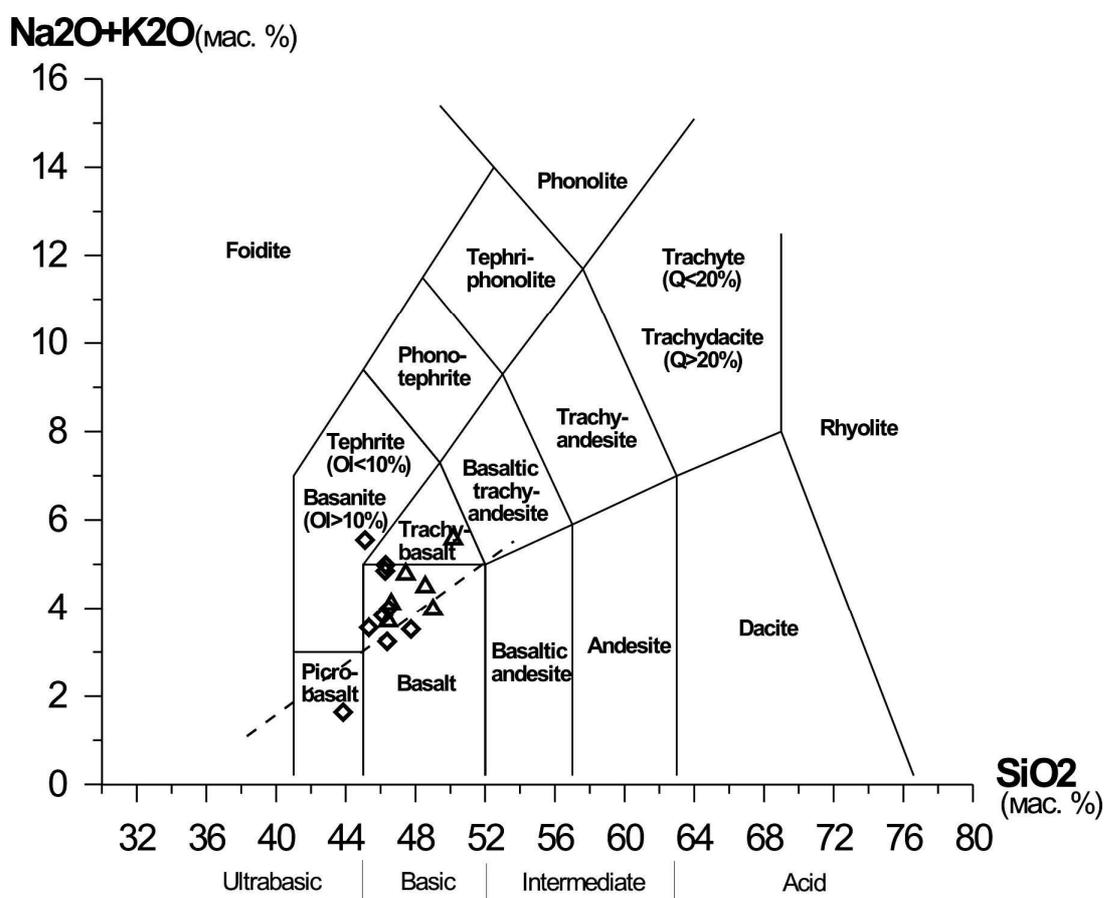


Рис. 6. Химический состав базитов трубки Нюрбинская (диаграмма [14]).

Треугольники – ксенолиты докимберлитовых базитов; ромбы – посткимберлитовые базиты.

Использование классификационных геохимических диаграмм позволяет определить типы базитов, представленных в трубке Нюрбинская. Так на диаграмме  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (рис. 6) и докимберлитовые и посткимберлитовые базиты занимают примерно одинаковое положение в области субщелочной, меньше толеитовой серии. Однако многие исследователи (см. выше) указывали на явно наложенный, метасоматический

характер высокой щёлочности этих пород. По результатам наших исследований, в образцах тела посткимберлитовых базитов, по мере удаления от контакта с кимберлитами, постепенно меняется не только структурный план базитов (от базальтового стекла до почти габбро-долеритов), но и поведение щелочей. При этом наиболее близкие к первичным содержания и соотношения щелочей характерны для базальтового стекла и наиболее удалённых от контакта (на 15м) габбро-долеритов, в то время как при приближении к контакту с кимберлитами увеличивается общее содержание щелочей, прежде всего, за счёт  $K_2O$  (табл. 1). Поэтому использование щелочей для диагностики этих пород вряд ли корректно. А на классификационных диаграммах AFM и Al – Fe+Ti – Mg (рис. 7, 8), отчётливо видно, что дотрубочные базиты принадлежат известково-щелочной серии (calc-alkaline series), а посттрубочные базиты – толеитовой серии.

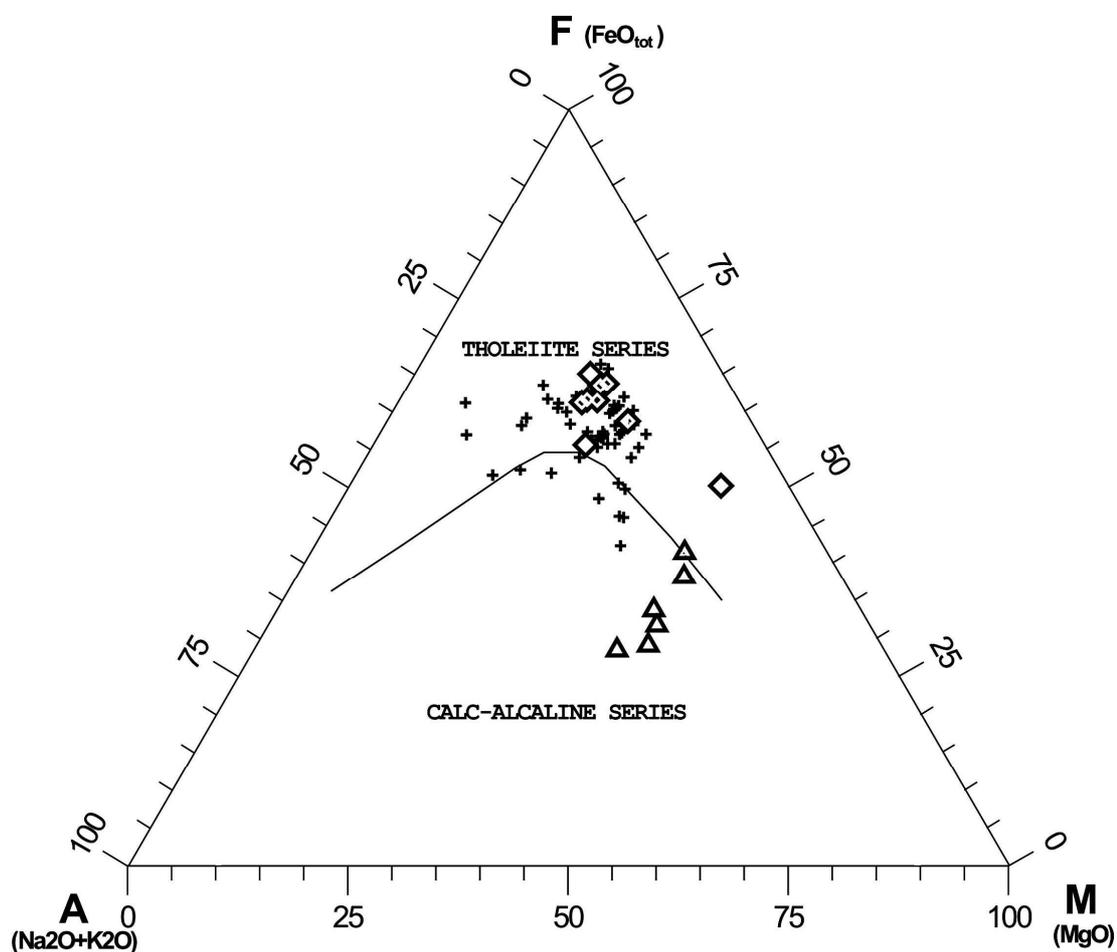


Рис. 7. Химический состав базитов трубки Нюрбинская (диаграмма AFM [19])

Треугольники – ксенолиты докимберлитовых базитов; ромбы – посткимберлитовые базиты; крестики – базиты Накынского поля по данным предыдущих исследований [11, 26, 31].

Естественно, что такие невероятно резкие геохимические различия предполагают и совершенно разные тектонические обстановки образования

дотрубочных и посттрубочных базитов. В геохимическом отношении докимберлитовые базиты соответствуют высокоглинозёмистым известково-щелочным базальтам вулканических поясов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг зон субдукции [15], а посткимберлитовые базиты – резко геохимически обогащённым высокожелезистым и высокотитанистым внутриплитным толеитовым базальтам (рис. 11).

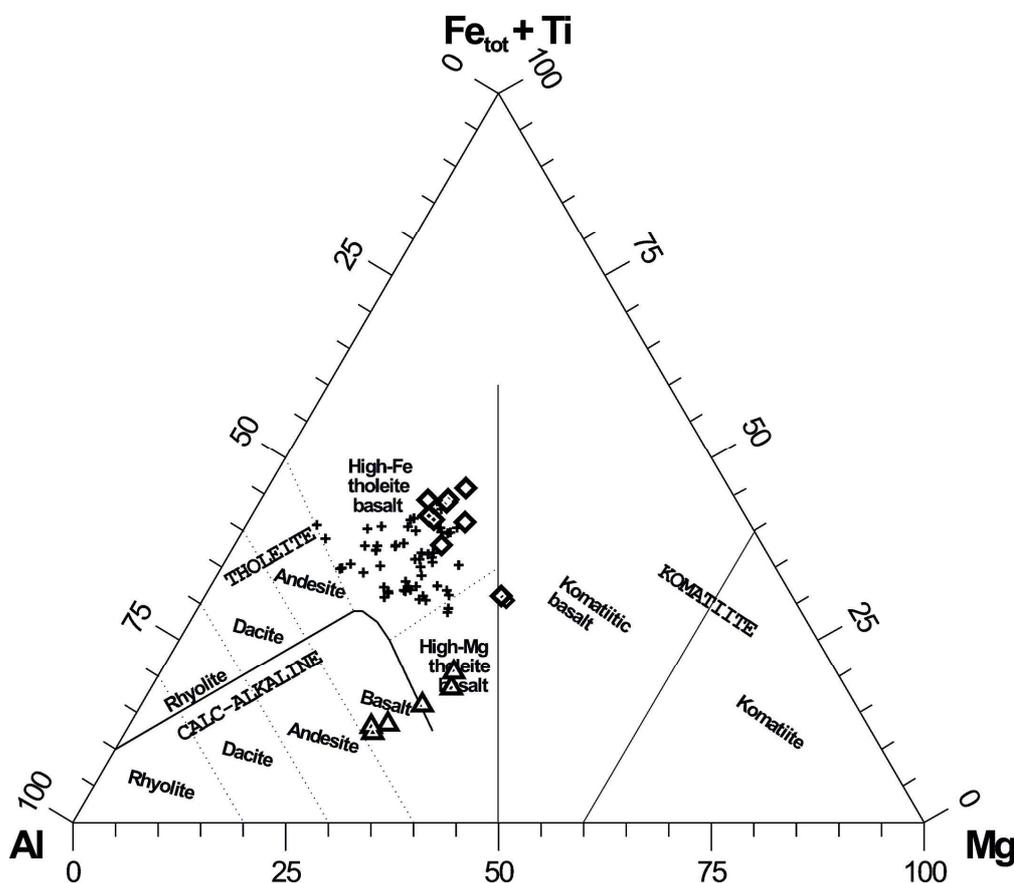


Рис. 8. Химический состав базитов трубки Ньюбинская (диаграмма A-FT-M [19]).

Треугольники – ксенолиты докимберлитовых базитов; ромбы – посткимберлитовые базиты; крестики – базиты Накынского поля по данным предыдущих исследований [11, 26, 31].

При этом, тело базитов, вскрытое скважиной в 200м к востоку от трубки (обр. 4/660-65) по своим геохимическим характеристикам очень похоже на посткимберлитовые базиты трубки Ньюбинская (хотя и не идентично им), и образовалось, вероятно, в тот же, поздний этап магматической активности.

В то же время анализ *опубликованной литературы* (см. выше) показывает, что приведённые в ней геохимические характеристики и докимберлитовых и посткимберлитовых базитов Накынского поля различаются очень слабо – на диаграммах точки составов и тех и других занимают одни и те же области (рис. 7, 8). Вероятно, все исследователи изучали только *посткимберлитовые базиты*, при этом выделение среди этих базитов толеитовых и щелочных разновидностей, вряд ли оправдано,

поскольку основывается только на распределении легкоподвижных щелочей, без учёта других, более «устойчивых» классификационных признаков. На основных классификационных диаграммах опубликованные анализы всех изученных разными исследователями базитов соответствуют толеитовым базальтам (рис. 7, 8).

Как отмечалось выше, невероятно резкие геохимические различия предполагают совершенно разные тектонические обстановки образования дотрубочных и посттрубочных базитов, а значит, возможно, и резко разный возраст их образования, и разные изотопные характеристики.

## ВОЗРАСТ КИМБЕРЛИТОВ, ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ БАЗИТОВ

Трубка Нюрбинская прорывает породы нижнего ордовика и перекрывается отложениями нижней юры. Учитывая только эти геологические данные, неопределённость времени внедрения трубки составляет около 280 млн. лет, поэтому уточнение возраста трубки Нюрбинской (обычно одновременно с другой трубкой Накынского района - Ботуобинской) предпринималось неоднократно разными исследователями. Несмотря на применение высокоточных изотопных методов (Ar-Ar, Rb-Sr, иногда в комплексе) имеются серьёзные расхождения в результатах радиогеохронологических определений. По данным разных исследователей возраст трубки Нюрбинская колеблется от 450 до 332 млн. лет [1, 2, 13, 23, 30].

Проведённое нами в 2006 г. одновременное изучение одних и тех же образцов пород K-Ar и Rb-Sr методом позволило считать достоверно определённым возрастом внедрения трубки Нюрбинская **399,64,6** млн. лет – ранний девон, граница между пражским и эмским веком D<sub>1</sub>ems-prg [21]. Для возможного уточнения возраста кимберлитов трубки Нюрбинская дополнительно были выполнены Rb-Sr-изотопные анализы концентрически-зонального крупнопорфирового *оливин-флогопитового кимберлита лампрофирового типа фазы «В»* (обр. Н-384) – вала породы и существенно флогопитовой основной массы. Как видно из рисунка 9, рассчитанный Rb-Sr изохронный возраст по 7-ти точкам пород трубки Нюрбинская (включая 5 Rb-Sr анализов, выполненных в 2006г.) составляет **394,26,2** млн. лет (СКВО=1,6), что в целом не противоречит абсолютному возрасту, определённому нами ранее Rb-Sr методом (**399,64,6** млн. лет) и K-Ar методом (**399,88** млн. лет) [21].

Таким образом, выполнение дополнительных анализов позволило подтвердить ранее определённый возраст внедрения кимберлитов трубки Нюрбинская: **399,64,6** млн. лет – ранний девон, граница между пражским и эмским веком D<sub>1</sub>ems-prg или - ранний девон, начало эмского века D<sub>1</sub>ems<sup>1</sup>.

Для определения возраста дотрубочных базитов были отобраны пробы из наименее изменённых центральных зон крупных ксенолитов долеритов. Для Rb-Sr анализа подготовлен материал вала пород двух образцов и

немагнитная фракция породы класса крупности  $-0,5+0,25$  мм, представленная полевым шпатом. Наиболее внятный результат определения изохронного возраста получается при использовании двух образцов вала пород (Н-329 и Н-332) и немагнитной фракции образца Н-329. Рассчитанный по 3-м точкам Rb-Sr изохронный возраст пород составляет 70382 млн. лет ( $N=3$ , первичное  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,707500,00015$ ; СКВО=1,9), что соответствует позднему рифею.

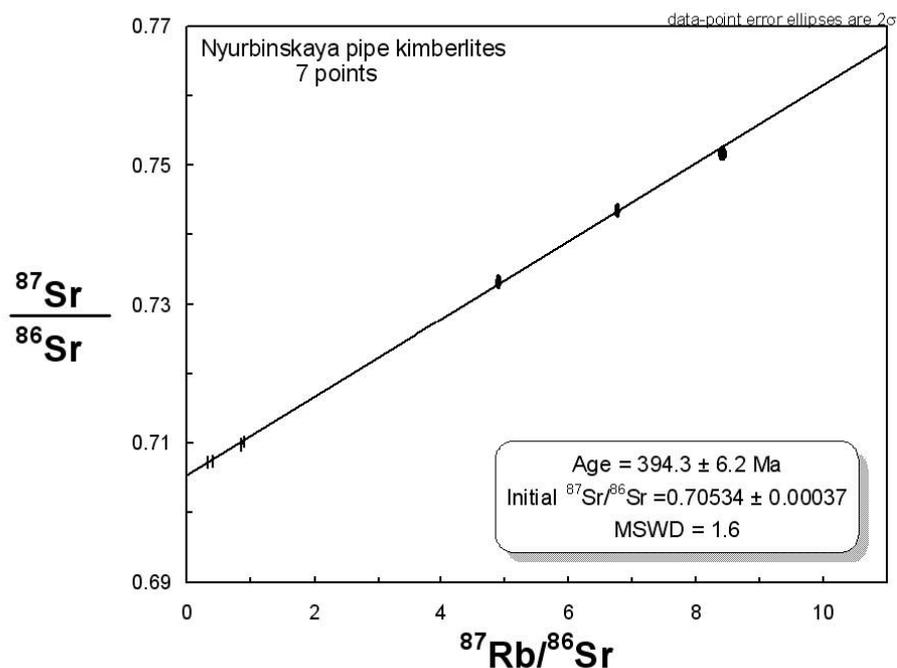


Рис. 9. Rb-Sr изохронная диаграмма кимберлитов трубки Нюрбинская.

Для K-Ar анализа подготовлен материал вала пород трёх образцов пород класса крупности  $-0,5+0,25$  мм. Один образец показал позднерифейский возраст, два других – раннекарбонный возраст. Не исключено, что могло произойти омоложение возраста пород ксенолитов в результате привноса калия – наиболее «молодые» образцы характеризуются очень высоким содержанием калия.

Таким образом, наиболее вероятным возрастом внедрения докимберлитовых долеритов можно считать **70382** млн. лет – поздний рифей. Этот древний возраст хорошо соответствует необычным геохимическим характеристикам докимберлитовых базитов.

Для определения возраста посттрубочных базитов были отобраны пробы из разных типов наиболее свежих пород тела базитов, интрузирующего трубку. Для Rb-Sr анализа подготовлен материал вала пород трёх образцов (22/380-217 – базальтовое стекло, 32/265-475,3 – мелкокристаллический долерит, 32/265-497,7 – крупнокристаллический долерит), а также I-III электромагнитная фракция обр. 32/265/497,7-ОМ и немагнитная фракция пород класса крупности  $-0,5+0,25$  мм, представленная полевым шпатом

образцов 32/265-475,3-П и 32/265-497.7-П. Судя по полученным результатам, Rb-Sr система в теле базитов нарушена, причём наиболее внятный результат определения изохронного возраста получается при использовании двух образцов вала пород (22/380-217 и 32/265-475,3) и немагнитной фракции образца 32/265-475,3 – то есть пород с проявленными признаками быстрого застывания и значит слабой дифференциации. Рассчитанный по 3-м точкам Rb-Sr изохронный возраст пород составляет 26920 млн. лет ( $N=3$ , первичное  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7080700,00040$ ; СКВО=0,36), что соответствует ранней Перми, но вряд ли соответствует действительности.

Для Sm-Nd анализа подготовлен материал трёх фракций одного образца крупнокристаллического долерита: вала породы обр. 32/265-497,7, I-III электромагнитной фракции и немагнитной фракции. Рассчитанный по 3-м точкам Sm-Nd изохронный возраст пород составляет 325140 млн. лет ( $N=3$ , первичное  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,512480,00013$ ; СКВО=1,9), что соответствует раннему Карбону, и вызывает большее доверие, однако слишком велика ошибка определения.

Для K-Ar анализа подготовлен материал вала трёх образцов пород тела базитов, интрузирующего трубку, а также один образец из тела базальтов, вскрытого скважиной в 200 м к Ю-В от трубки (обр. 4/660-65). Результаты определений возраста достаточно близки (328-356 млн. лет, до 369 млн. лет у обр. 4/660-65), наиболее достоверным, вероятно, можно считать возраст закалочной фазы тела базитов - базальтового стекла (обр. 22/380-217) – **3284** млн. лет – ранний карбон. Этот возраст совпадает с Sm-Nd изохронным возрастом (хотя и определённым со значительной ошибкой). Этот возраст практически совпадает также и с возрастом посткимберлитовых базитов, определённым ранее различными исследователями [11, 26, 31].

Наиболее вероятным возрастом внедрения посткимберлитовых долеритов можно считать **3284** млн. лет – ранний карбон. Этот возраст вполне соответствует завершающей стадии среднепалеозойской тектономагматической активизации.

Таким образом, три главных этапа вулканической активности трубки Нюрбинская резко различаются по времени проявления: 1-й этап, древние базиты – поздний рифей, **70382** млн. лет; 2-й этап, кимберлиты - ранний девон, **399,64,6** млн. лет; 3-й этап, молодые базиты – ранний карбон, **3284** млн. лет.

## ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КИМБЕРЛИТОВ, ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ БАЗИТОВ

Все изученные образцы кимберлитов характеризуются повышенными значениями  $\square\text{Sr}$  (от +17,1 до +39,5), что возможно связано с влиянием корового субдукционного компонента и (или) с постмагматическими изменениями пород. В то же время значения  $\square\text{Nd}$  изученных пород (от -0,7 до +2,1) характерны для мантийного источника типа BSE или слабо

деплетированной мантии, что сближает кимберлиты трубки Нюрбинская с кимберлитами группы-1 Южной Африки [24] и с кимберлитовыми породами Fe-Ti-серии Зимнебережного района Архангельской алмазонасной провинции. В целом, кимберлиты трубки Нюрбинская характеризуются средними параметрами:  $\epsilon_{Nd}^t = +1,0$ ,  $\epsilon_{Sr}^t = +25,2$ . Модельный возраст мантийного источника кимберлитов трубки Нюрбинская по отношению к деплетированной мантии ( $T_{Nd}(DM)$ ) по 5-ти изученным образцам составил 1,110 млн. лет, что точно соответствует этому возрасту, определённом для трубки Нюрбинская ранее [8, 12]. В то же время, модельный возраст алмазонасных кимберлитов других полей Якутии заметно более молодой -  $T_{Nd}(DM) = 0,6-0,7$  млрд. лет [3].

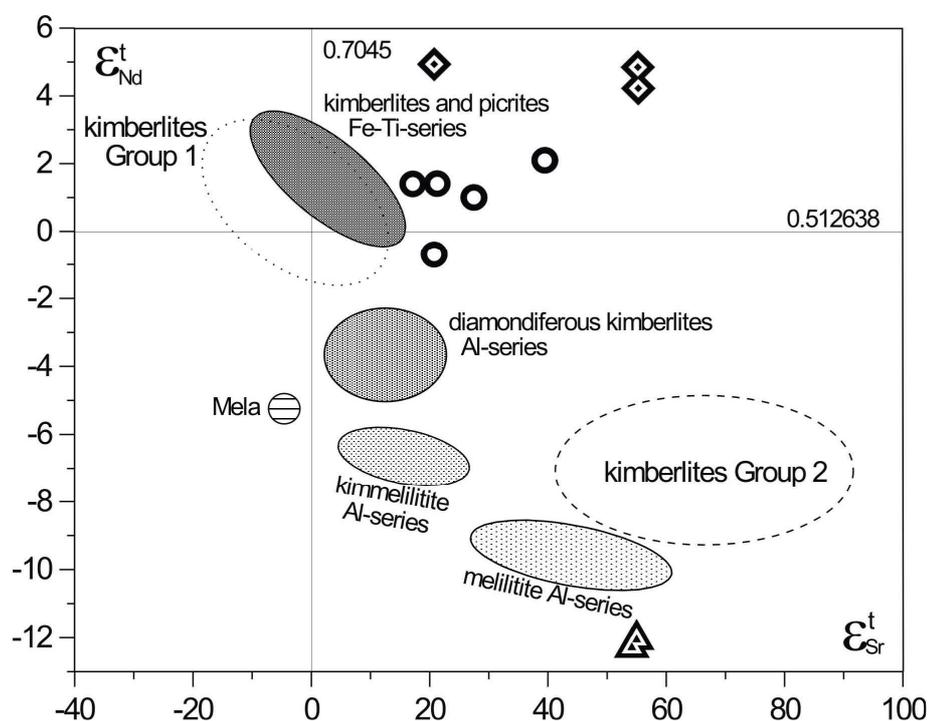


Рис. 10. Sr-Nd изотопный состав вулканических пород Трубки Нюрбинская по сравнению с вулканическими породами Зимнего Берега (Архангельская провинция [22]).

Кружки – кимберлиты различного типа; треугольники – ксенолиты докимберлитовых базитов; ромбы – посткимберлитовые базиты.

Для определения типа мантийного источника дотрубочных базитов трубки Нюрбинская были изучены Nd-Sr изотопные характеристики двух образцов. Анализ полученной информации показывает, что источником расплавов дотрубочных базитов была древняя обогащённая литосферная мантия (EM II,  $\epsilon_{Nd}^t = -12,2$ ,  $\epsilon_{Sr}^t = +54,6$ ) с модельным возрастом  $T_{Nd}(DM) = 2450$  млн. лет с вероятным участием древнего нижнекорового вещества субдукционного происхождения (рис. 10). Этот древний модельный возраст мантийного источника, так же как и древний возраст самого внедрения долеритов хорошо соответствует необычным геохимическим

характеристикам докимберлитовых базитов. По древнему модельному возрасту и изотопно-геохимическим характеристикам докимберлитовые базиты близки оливиновым мелилититам Al-серии Архангельской алмазоносной провинции (Зимнего Берега и Онежского полуострова).

Для определения типа мантийного источника посттрубочных базитов были изучены Nd-Sr изотопные характеристики трёх образцов трубки Нюрбинская. Анализ полученной информации показывает, что источником расплавов посткимберлитовых долеритов была умеренно деплетированная мантия ( $\epsilon_{Nd} = +4,7$ ,  $\epsilon_{Sr} = +43,7$ ) с модельным возрастом  $T_{Nd}(DM) = 770$  млн. лет с вероятным участием вещества молодой верхней коры (рис. 10).

Нашими исследованиями не подтвердился определённый ранее совершенно одинаковый модельный возраст всех типов базитов и кимберлитов Накынского поля -  $T_{Nd}(DM) = 1100$  млн. лет [31]. Докимберлитовые базиты ( $T_{Nd}(DM) = 2450$  млн. лет) по этому показателю резко отличаются не только от посткимберлитовых базитов ( $T_{Nd}(DM) = 770$  млн. лет), но и от кимберлитов ( $T_{Nd}(DM) = 1100$  млн. лет).

Таблица 4.

**Изотопные характеристики вулканических пород трубки Нюрбинская.**

Вулканические тела	Возраст, млн. лет	$\epsilon_{St}$	$\epsilon_{Nt}$	$T_{Nd}(DM)$ , млрд. лет
<b>Кимберлиты:</b> <i>Мало-Ботуобинского, Далдыно-Алакитского и Верхнее-Мунского районов [3,5]</i>	320-370	-5	+3	0,6-0,7
<b>Трубка Нюрбинская:</b>				
3. посткимберлитовые базиты	328+/-4	+43,7	+ 4,7	0,770
2. кимберлиты	399,6+/-4,6	+25,2	+ 1,0	1,110
1. докимберлитовые базиты	703+/-82	+54,6	-12,2	2,450

Таким образом, посткимберлитовые долериты очень близки по модельному возрасту мантийного источника алмазоносным кимберлитам Мало-Ботуобинского и Далдыно-Алакитского района ( $T_{Nd}(DM)=0,6-0,7$  млрд. лет, [3]), близки они кимберлитам этих районов и по возрасту внедрения и по основным ярким геохимическим особенностям. В то же время по этим показателям докимберлитовые базиты и кимберлиты трубки Нюрбинская резко отличаются и от посткимберлитовых базитов и от алмазоносных кимберлитов других районов Якутии (табл. 4).

### **ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ КИМБЕРЛИТОВ, ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ БАЗИТОВ**

Кимберлитовая трубка Нюрбинская представляет собой сложнопостроенный вулканический комплекс, образованный разными фазами внедрения собственно кимберлитов, а также более древней интрузией

дотрубочных базитов (ксенолиты которой встречаются в кимберлитах) и прорывающей кимберлиты посттрубочной интрузией базитов.

Для кимберлитов трубки Нюрбинской характерно смешение признаков вещественного состава, типоморфных с одной стороны для кимберлитов группы-1, с другой стороны – для кимберлитов группы-2. Не похожи они (причём по разным признакам) и на кимберлиты «промежуточного изотопного типа», к которым можно отнести кимберлиты месторождения им. Ломоносова, кимберлиты силлов Гуаньямо, Венесуэла и некоторые кимберлиты Бразилии.

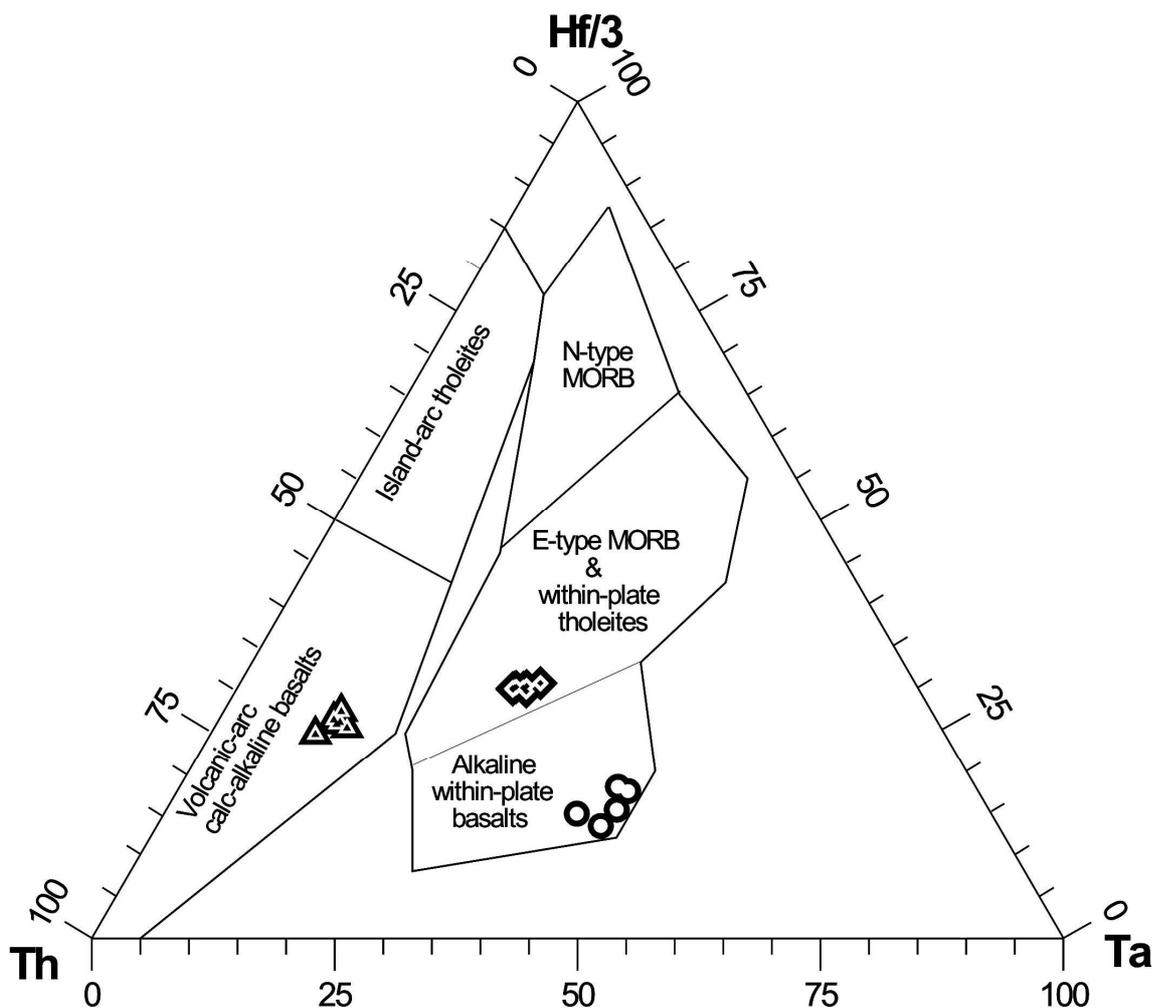


Рис. 11. Химический состав вулканических пород трубки Нюрбинская (диаграмма [27]).

Кружки – кимберлиты различного типа; Треугольники – ксенолиты докимберлитовых базитов; ромбы – посткимберлитовые базиты.

В целом, по комплексу характеристик вещественного состава, кимберлиты трубки Нюрбинской принадлежат к особой разновидности кимберлитов, более приближенных к типичным кимберлитам Якутии и кимберлитам группы-1 по типу мантийного источника, по общему набору мантийных ксенолитов. В их составе так же присутствуют признаки

астеносферного воздействия на мантийный субстрат, но само это воздействие проявлено в очень редуцированном виде – практически только в виде интенсивного калиевого метасоматоза, в то время как воздействие железотитанового метасоматоза (характернейшего признака кимберлитов группы-1) почти не заметно. Геохимические характеристики пород трубки Нюрбинской (очень высокая степень ультраосновности и особенно, очень низкое содержание некогерентных элементов) показывают на геохимически истощённый характер мантийного источника, который подвергся минимальному обогащению вследствие наложенного мантийного метасоматоза.

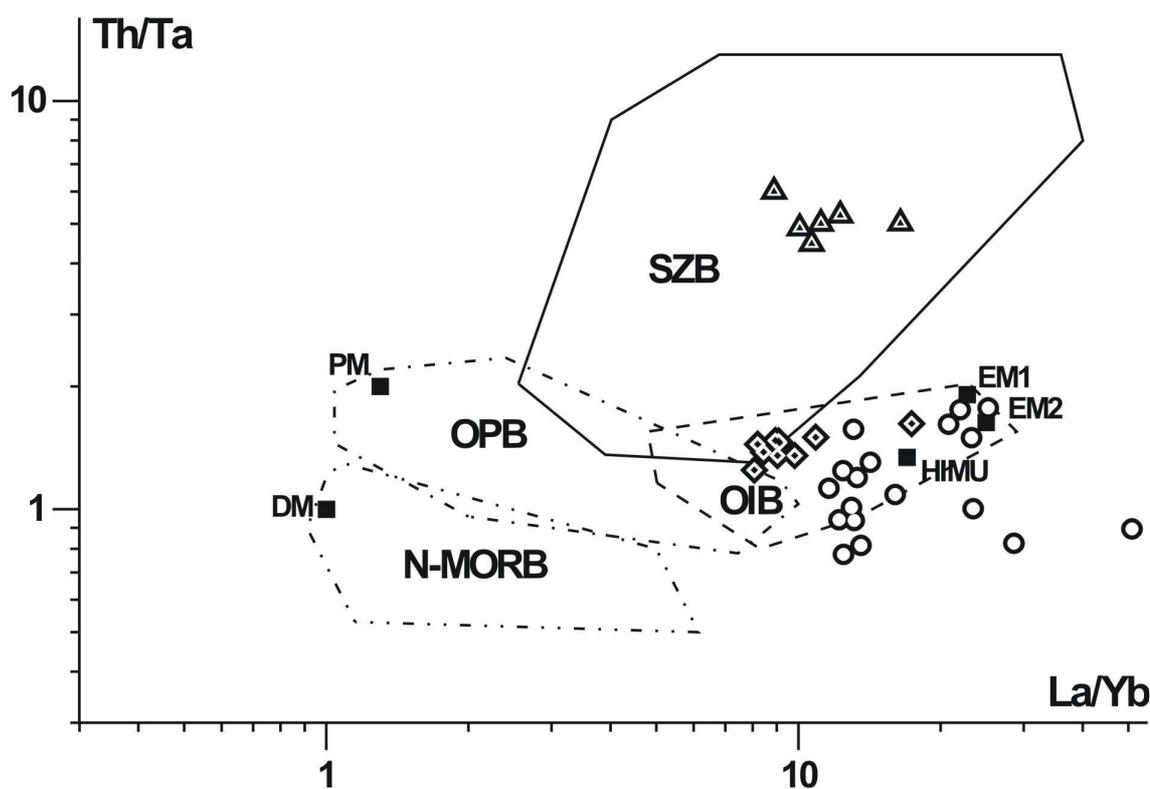


Рис. 12. Химический состав вулканических пород трубки Нюрбинская (диаграмма Tomlinson et al., 2001).

OIB – базальты океанических островов, OPB – базальты океанических плато, N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов. Кружки – кимберлиты различного типа; Треугольники – ксенолиты докимберлитовых базитов; ромбы – посткимберлитовые базиты.

Как показали наши детальные комплексные исследования, разновозрастные тела базитов не принадлежат к единому среднепалеозойскому этапу активизации Сибирской платформы. Напротив, дотрубочные и посттрубочные базиты образовались в совершенно различных возрастных и геодинамических обстановках, что и обусловило кардинальные различия их геохимических и изотопных характеристик.

В геохимическом отношении докимберлитовые базиты трубки Нюрбинская резко обеднены почти всеми некогерентными элементами и

полностью, по всем позициям соответствуют высокоглинозёмистым известково-щелочным базальтам вулканических поясов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг зон субдукции [15], а по яркости проявленных геохимических особенностей, наверное, могут считаться **петротипом** вулканитов подобной геодинамической обстановки для Сибирского кратона. Полностью соответствуют этому типу геодинамической обстановки и изотопные характеристики докимберлитовых базитов, несомненно отражающие значительную роль процессов субдукции в формировании их мантийного источника. Проявления базитов близкого возраста, состава и тектонической приуроченности отмечены, например, в Шарыжалгайском выступе Сибирской платформы [7], однако типоморфные геохимические признаки проявлены в дотрубочных базитах трубки Нюрбинская более ярко и отчётливо.

В то же время более молодые, раннекарбоновые посткимберлитовые базиты по отношению к более древним, докимберлитовым базитам резко обогащены подавляющим большинством элементов: FeO<sub>общ.</sub>, CaO, Be, V, Ga, Rb, Cs, Sr, (в 1,5-2,5 раза), TiO<sub>2</sub>, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Cu, Zn, Y, Zr, Hf, REE, Th, U, (в 3-6 раз), а Nb и Ta – более чем в 10 раз! По своим геохимическим и изотопным характеристикам посткимберлитовые базиты соответствуют резко геохимически обогащённым низкоглинозёмистым, высокожелезистым и высокотитанистым внутриплитным толеитовым базальтам рифтогенной серии, характерных и для рифтогенного режима развития активных континентальных окраин [15].

В геохимическом отношении докимберлитовые базиты соответствуют геохимически деплетированному источнику, а посткимберлитовые базиты – резко геохимически обогащённому источнику.

По особенностям распределения редких элементов на диаграмме [27] докимберлитовые базиты трубки Нюрбинская соответствуют известково-щелочным базальтам вулканических поясов, кимберлиты соответствуют внутриплитным щелочным базальтам, а посткимберлитовые базиты – внутриплитным толеитовым базальтам (рис. 11). На диаграмме Tomlinson et al., 2001 докимберлитовые базиты трубки Нюрбинская соответствуют базальтам зон субдукции, а кимберлиты и посткимберлитовые базиты – базальтам океанических островов (рис. 12).

## **ПРИЗНАКИ ДО-ПЛЮМОВОГО И ПОСТ-ПЛЮМОВОГО СОСТОЯНИЯ МАНТИИ**

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. 13). 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. 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.)[3].

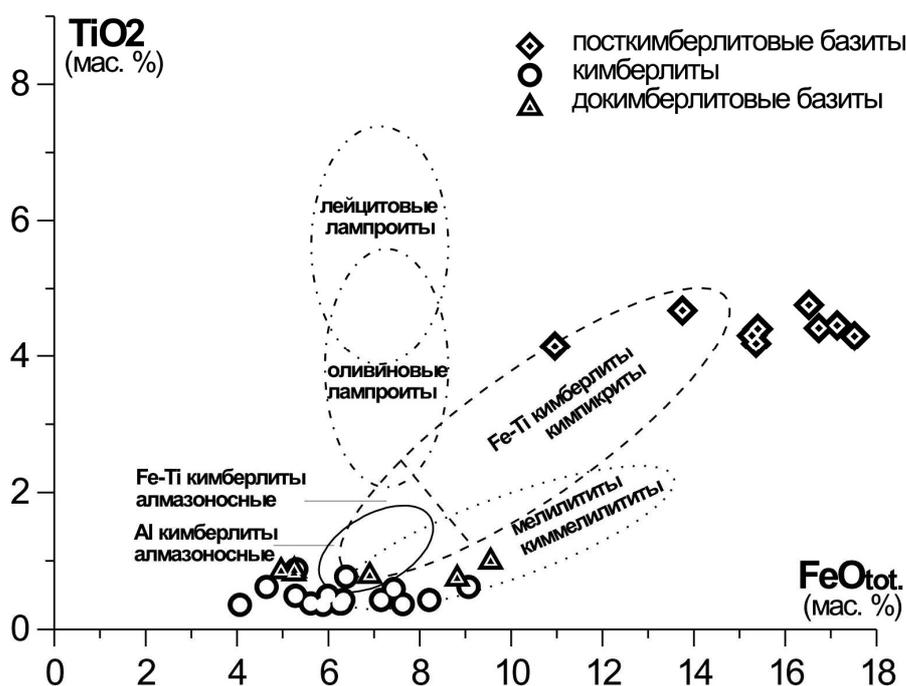


Рис. 13. Химический состав вулканических пород трубки Нюрбинская в координатах:  $FeO_{tot}$  -  $TiO_2$ .

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 трубки Нюрбинской и более молодыми кимберлитами других районов Якутии 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 изотопно-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 [22]). 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.

## **ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ БАЗИТОВОГО И КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА**

Учитывая позднерифейский возраст достоверно «докимберлитовых» базитов, необходимо дополнительно обосновывать или корректировать существующие представления о приуроченности кимберлитов, докимберлитовых и посткимберлитовых базитов к одной и той же среднепалеозойской эпохе, к одним и тем же структурно-тектоническим элементам, единым магмоконтролирующим структурам [26]. В том числе нуждается в дополнительном обосновании возможность присутствия в Накынском поле девонских *докимберлитовых* базитов, а также тезис о том,

что кимберлиты могли использовать при внедрении зоны разломов докимберлитовых базитов (что можно расценивать, как структурно-поисковый признак, но что противоречит здравому смыслу – базальтовая магма могла скорее «закупоривать» и цементировать разломные зоны, а не делать их более проницаемыми). Нельзя исключить вероятность того, что не кимберлиты наследовали разломные зоны *докимберлитовых базитов*, а, напротив, кимберлитовые зоны разломов в какой-то мере использовались для внедрения расплавами *посткимберлитовых базитов*. Хотя, судя по рисунку 2,62 [9] и рисунку 1 [10], рисунок развития магмоконтролирующих разломов кимберлитов и базитов серьёзно различается, поэтому предполагаемая связь структурной позиции проявлений базитового и кимберлитового вулканизма в Накынском поле далеко не очевидна.

### **ПРИЗНАКИ СУБДУКЦИИ В ДРЕВНИХ БАЗИТАХ И КИМБЕРЛИТАХ, РАСПАД РОДИНИИ**

Выявление нового для Средне-Мархинского района типа базальтового магматизма – позднерифейских высокоглинозёмистых известково-щелочных базальтов, типичных для вулканических поясов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг зон субдукции, подчёркивает заметное влияние субдукционных процессов на литосферную мантию региона. Возможно, именно влиянием субдукционных процессов объясняются не только необычные значения изотопных отношений кислорода в ксенолитах алмазоносных эклогитов трубки Нюрбинская [25], но и необычное строение и состав минералов мантийных ксенолитов, изученных нами [22]. Не исключено, что влиянием субдукционных процессов в значительной степени обусловлена и общая «необычность» и оригинальность вещественного состава кимберлитов Накынского поля.

Время образования дотрубочных долеритов – поздний рифей (**70382** млн. лет) – время кардинальной тектонической перестройки Северной Азии. *«Среди позднерифейских тектонических структур Северной Азии различаются Сибирский кратон, микроконтиненты с корой преимущественно рифейского возраста и **позднерифейские островные дуги**. Формирование этих структур произошло примерно на рубеже **700 млн. лет**, когда суперконтинент Родиния, включавший в виде составной части Сибирский кратон, и обрамлявший его шельф, фрагменты которого представляют микроконтиненты, были вовлечены в процессы рифтогенеза. Раскол Родинии связывается с воздействием на его литосферу Тихоокеанского мантийного суперплюма, и сопровождался рассредоточенными на огромной территории проявлениями внутриплитного магматизма»* [28].

Как отмечено в [16]: *«Раскрытие бассейна между Сибирью и Лаврентией... происходило постепенно..., наподобие современного Красноморского рифта, но при существенной сдвиговой компоненте. Такой*

геодинамической обстановке могло способствовать формирование субдукционной зоны на таймырской окраине Сибири, где активный островодужный вулканизм отмечается уже с рубежа 960 млн. лет». Наши исследования показали, что субдукционная зона с вулканизмом, типичным для активных континентальных окраин и зрелых островных дуг в позднем рифее (на рубеже 700 млн. лет) существовала не только на северной, таймырской окраине Сибири (Центрально-Таймырская островная дуга [16]), но и на восточной окраине Сибири, в том числе в районе современного Накынского кимберлитового поля (Накынский сегмент активной континентальной окраины и, возможно, Верхоянская островная дуга) (рис. 14).

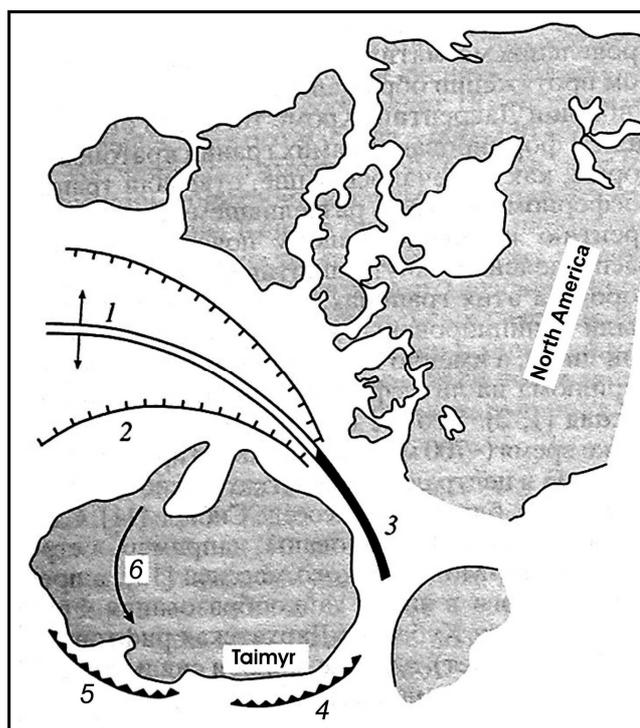


Рис. 14. Схема формирования позднерифейского-вендского раскола между Сибирью и Лаврентией (для возраста около 600 млн. лет) [33, с нашими дополнениями].

1- ось раскола (спрединга) и направление разрастания океанического бассейна, сформированного в интервале 750-600 млн. лет; 2 – борта океанического бассейна; 3 - ось раскола, образовавшегося в интервале 600-550 млн. лет; 4, 5 – зоны аккреции и субдукции позднего рифея-венда, (4 – Таймырский сегмент, 5 – Накынский сегмент); 6 – направление вращения крата, заданного расколом с Лаврентией.

Полученные новые данные по составу докимберлитовых позднерифейских базальтов с типоморфными, чётко проявленными и привязанными к характерной геодинамической ситуации изотопно-геохимическими особенностями должны помочь внести бóльшую определённую в палеогеодинамические реконструкции образования и распада в неопротерозое суперконтинента Родиния и эволюции во времени его составной части – Сибирского крата.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное изучение всех вулканических тел трубки Нюрбинская (докимберлитовых базитов, кимберлитов и посткимберлитовых базитов) показало резкие различия их по времени внедрения, типу и модельному возрасту мантийного источника, изотопно-геохимическим характеристикам. В геохимическом отношении докимберлитовые долериты соответствуют высокоглинозёмистым известково-щелочным базальтам вулканических поясов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг зон субдукции, а посткимберлитовые долериты – резко геохимически обогащённым высокожелезистым высокотитанистым внутриплитным толеитовым базальтам рифтогенного режима развития региона. Разновозрастные вулканические породы трубки Нюрбинской фиксируют временную эволюцию мантийных источников основных и ультраосновных магматических расплавов с позднего рифея до раннего карбона. Выявление нового для Средне-Мархинского района типа базальтового магматизма – позднерифейских высокоглинозёмистых известково-щелочных базальтов, подчёркивает заметное влияние субдукционных процессов на литосферную мантию региона. Возможно, именно влиянием субдукционных процессов, а также более древним, «доплюмовым» возрастом внедрения в значительной степени обусловлена и общая «необычность» и оригинальность вещественного состава кимберлитов Накынского поля.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность всем геологам и сотрудникам технических служб Нюрбинского ГОКа, Мирнинской ГРЭ и ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» за предоставленную возможность изучения стенок карьера, материала рудного двора, керна скважин и всемерную помощь в проведении полевых работ. Авторы искренне благодарны сотрудникам аналитических лабораторий, без высокопрофессиональной помощи которых эта работа не могла быть выполнена.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **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 ICS. Cape Town. Extended Abstracts, 1998, p. 9-10.
2. **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.
3. **Богатилов О.А., Кононова В.А., Голубева Ю.Ю. и др.** Петрогеохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // Геохимия. 2004, № 9, с. 915-939.
4. **Boynton W.V.** Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.) Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984, p. 63-114.

5. **Брахфогель Ф.Ф.** Геологические аспекты кимберлитового магматизма Северо-Востока Сибирской платформы. Якутск, 1984, 128 с.
6. **Cherny S.D., Fomin A.S., Yanygin Yu.T., Banzeruk V.I , Kornilova V.P.** Geology and composition of the Nakyn field kimberlite pipes and diamond properties (Yakutia) // 7-th ICS. Cape Town. Extended Abstracts, 1998. p. 9-10.
7. **Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Пономарчук В.А.** Неопротерозойские дайковые рои Шарыжалгайского выступа – индикаторы раскрытия Палеоазиатского океана // Докл. РАН, 2000. т. 375. № 4. с. 504-508.
8. **Голубева Ю.Ю., Первов, В.А., Кононова В.А.** Низкотитанистые алмазоносные кимберлиты – новый петрогеохимический тип. Сравнение Накыньских (Якутия) и Золотицких (Архангельская область) разновидностей // Региональная геология и металлогения, 2006, № 27, с. 15-25.
9. **Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А., Кычкин В.Р., Сулейманов А.М.** Россыпи алмазов России. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2007. 457 с.
10. **Игнатов П.А., Бушков К.Ю, Толстов А.В., Яныгин Ю.Т.** Картирование скрытых сдвиговых кимберлитоконтролирующих структур в Накыньском поле // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях: Материалы конференции, посвящённой 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». Якутск: «Изд-во ЯНЦ СО РАН», 2008, с. 325-331.
11. **Киселёв А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н., Чернышёв Р.А., Никифоров А.В.** Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Вилюйского рифта: состав, источники, геодинамика // Петрология, 2006, т. 14, № 6, с. 626-648.
12. **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.
13. **Корнилова В.П., Фомин А.С., Зайцев А.И.** Новый тип алмазоносных кимберлитовых пород на Сибирской платформе // Региональная геология и металлогения, 2001, № 13-14, с. 105-117.
14. **Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. et al.,** 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
15. **Мартынов Ю.А.** Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере Северо-Западной Пацифики). Владивосток. Дальнаука. 1999, 218 с.
16. **Метёлкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.** Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геол. и Геоф., 2007, т. 48, № 1, с. 42-59.
17. **Милашев В.А.** Термин "кимберлит" и классификация кимберлитовых пород // Геол.и Геоф., 1963, № 4, с. 42-52.
18. **Похиленко Н.П., Агашев А.М., Вавилов М.А., Соболев Н.В.** Петролого-геохимические характеристики кимберлитов особо глубинного происхождения, особенности их прогнозирования и поисков, потенциальное экономическое значение // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА», современное состояние, перспективы, решения. Дополнительные материалы, Мирный. 2003, с. 147-151.
19. **Rickwood P.C.** Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // Lithos, 1989, v. 22, p.247-263.
20. **Саблуков С.М.** О петрохимических сериях кимберлитовых пород. //Докл.АН СССР, 1990, Т.313, N 4, с.935-939.

21. 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 Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». Москва. Доклады, 2007, т. 5, с. 209-212.
22. 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 // Труды VII Международного Семинара «Щелочной магматизм, его источники и плюмы», Иркутск-Неаполь, 2007, с. 168-186.
23. Shamshina E.A., Zaitsev A.I. New age of Yakutian kimberlites // 7-th ICS. Cape Town. Extended Abstracts, 1998, p.783-784.
24. Smith, C.B., Gurney, J.J., Skinner, E.M.W., Clement, C.R., Ebrahim, N. Geochemical character of Southern African kimberlites. A new approach based on isotopic contents // Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1985, v. 88, p. 267-280
25. Специус З.В., Тейлор Л., Валей Д. Химизм и  $d^{18}O$  гранатов в алмазоносных ксенолитах из трубки Нюрбинская // Труды VI Международного Семинара «Глубинный магматизм, его источники и плюмы». Иркутск-Мирный, 2006, с. 71-95.
26. Томшин М.Д., Фомин А.С., Корнилова В.П., Чёрный С.Д., Яныгин Ю.Т. Особенности магматических образований Накынского кимберлитового поля Якутской провинции // Геол. и геофиз., 1998, т. 39, № 12, с. 1693-1703.
27. Wood D.A. The application of the Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett., 1980, v. 50, p. 11-30.
28. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Мантийные плюмы в фанерозойской истории Северной Азии // Труды III Международного Семинара «Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма», Иркутск-Хабаровск, Изд-во ИрГТУ, 2003, с. 5-35.
29. Занкович Н.С., Зинчук Н.Н. Петрографо-минералогические характеристики кимберлитовых пород разных фаз внедрения трубок Накынского поля // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж, 2001, с. 54-72.
30. Зайцев А.И., Корнилова В.П., Фомин А.С., Томшин М.Д. О возрасте кимберлитовых пород Накынского поля (Якутия) // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж, 2001, с. 47-53.
31. Земнухов А.Л., Зайцев А.И., Копылова А.Г., Томшин М.Д., Яныгин Ю.Т. Базитовый магматизм Ханнья-Накынского междуречья // Геология алмаза – настоящее и будущее. Воронеж, 2005, с. 482-494.
32. 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) // Геология алмаза – настоящее и будущее. Воронеж, 2005, с. 807-824.
33. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. (2001) Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // Доклады РАН, т. 379, № 1, с. 94-98.

## Геохимические типы кимберлитов и условия их генерации

Лапин А.В.<sup>1</sup>, Толстов А.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ИМГРЭ, г.Москва, [lapin@imgre.ru](mailto:lapin@imgre.ru)

<sup>2</sup>Ботуобинская ГРЭ, г.Мирный, [a.tolstov@bgre.alrosa-mir.ru](mailto:a.tolstov@bgre.alrosa-mir.ru)

Ряд кимберлитовых проявлений, выявленных за последние десятилетия в России, отличается от классических представителей этой магматической формации некоторыми существенными особенностями, а именно пониженными содержаниями титана и нередко полным отсутствием ильменита, а так же относительно невысоким количеством минералов-спутников алмаза и, прежде всего, пирропа. К таким проявлениям относятся кимберлиты Архангельской алмазонасной провинции Накынского поля в Средне-Мархинском районе Якутии. Однако, наиболее ярким свидетельством аномальности этих проявлений служит необычайно высокая контрастность их геохимических параметров по отношению к параметрам пород, которые традиционно рассматриваются в качестве формационного петротипа алмазонасных кимберлитов. Контрастные различия устанавливаются прежде всего для содержаний редких и радиоактивных HFS элементов (Ce, Nb, Zr, U, Th), а так же для отношений Ce/Y, Nb/Zr. Они проявляются и в индивидуальных особенностях корреляционных связей элементов (Ce-Y; Ce-P; Nb-Ti и др.) в двух группах кимберлитов.

Высокая степень геохимической контрастности двух групп кимберлитов, очевидно, имеющая глубокие генетические причины, дает основания для выделения особого геохимического типа этих пород, отличающегося отрицательной аномалией HFS редких и радиоактивных элементов (кимберлитов типа D) и их противопоставления породам формационного петротипа кимберлитов (кимберлитам типа N), характеризующимся умеренно повышенными содержаниями HFS элементов.

Ведущим фактором, определяющим распределение некогерентных HFS элементов в мантийном источнике кимберлитов, является мантийный метасоматоз, вызванный потоками ювенильных флюидов, который во всех случаях сопровождается значительным привносом щелочей, титана и высокозарядных редких и радиоактивных элементов. Поэтому в качестве мантийного источника кимберлитов геохимического типа N есть все основания рассматривать литосферный субстрат, метасоматизированный под воздействием ювенильных флюидов. Очевидно так же, что генерация кимберлитов типа D происходит в иных условиях. Геохимические особенности кимберлитов этого типа и их приуроченность к коллизионным окраинам древних кратонов позволяют считать, что эти породы генерируются из литосферного субстрата, метасоматизированного при участии летучих, поступающих из субдуцированной океанической коры.

## ВВЕДЕНИЕ

Глубинные мантийные магмы, генерирующиеся во внутриплитных обстановках, наиболее типичными представителями которых служат щелочные ультраосновные кимберлитовые и карбонатитовые магмы, отличаются повышенной щелочностью, высокой флюидонасыщенностью и повышенными концентрациями высокозарядных литофильных редких и радиоактивных элементов.

Выплавление подобных флюидонасыщенных магм из относительно сухого пиролита невозможно, поэтому принято считать, что необходимым условием их генерации является предваряющий процессы плавления глубинный метасоматоз, инициированный флюидными потоками ювенильных эманаций, главными компонентами которых являются углекислота, вода, пятиокись фосфора, щелочи и редкие элементы. Термофлюидные потоки ювенильных эманаций, являющиеся частью общего процесса дегазации мантии, связаны с серией фазовых превращений, происходящих при конвективном перемещении вещества мантии, и с распадом метастабильных фаз в условиях перехода от высоких давлений к более низким. Вероятно, в этих превращениях принимают участие такие глубинные фазы как карбиды, фосфиды и гидриды металлов, а так же плотные структурные модификации оливина и других силикатов. Таким образом, согласно этим представлениям, выплавление наиболее глубокогогенерированных флюидонасыщенных щелочных ультраосновных магм, характерных для внутриплитных обстановок, обусловлено фундаментальными процессами первичной дифференциации состава Земли и эволюции ее строения.

Геологическими формами проявления ювенильных флюидных потоков наряду с рассеянной диссипацией глубинных эманаций может служить функционирование так называемых горячих точек планеты – областей длительного сосредоточенного истечения термофлюидных потоков, а так же мантийных плюмов – обширных областей восходящего движения (всплывания) нагретого мантийного вещества, сопровождающегося формированием внутри кратонов крупных сводовых поднятий, в осевых частях которых развиваются рифтовые структуры глубокого заложения, которые служат зонами повышенной проницаемости для глубинных флюидов и расплавов.

Наряду с этим в последние десятилетия с развитием плейттектонической теории решающая роль в генерации глубинных мантийных магм все чаще отводится процессам рециклинга вещества Земной коры, включая и его летучие компоненты, осуществляемого в рамках субдукционного механизма. В зонах субдукции признаки проникновения слэбов океанической коры прослеживаются до глубины 400-600 км, а их горизонтальная проекция может простираться на 1000 и более километров, перекрывая значительные области кратонов.

Таким образом, к настоящему времени наметилось два вероятных способа метасоматической подготовки мантийного субстрата предваряющей выплавление глубинных внутрикратонных магм. Один из них связан с первичной дифференциацией земного вещества - процессом дегазации планеты и проявляется в потоках ювенильных флюидных эманаций, несущих углекислоту, пятиокись фосфора, щелочи и редкие металлы. Другой заключается во вторичном перераспределении дифференцированного вещества планеты, осуществляемом в ходе субдукции океанической коры, сопровождаемой рециклингом ее вещества и прежде всего ее летучих компонентов.

Несмотря на то, что в связи с активной экспансией плейттектонической теории в последнее время все большей популярностью пользуется второй из названных способов метасоматической подготовки мантийного субстрата, здравый смысл не позволяет *a priori* отдавать предпочтение вторичному процессу перед первичным и в действительности задача заключается по видимому в установлении реальной роли каждого из указанных механизмов. Очевидно, что решение этой задачи предполагает необходимость разработки достаточно эффективных критериев, которые позволяли бы различать магматические продукты, генерированные при участии ювенильных флюидов либо летучих, активизированных в процессе рециклинга вещества субдуцированной океанической коры.

Целью настоящей публикации является выявление таких критериев на основе анализа корреляционных связей между геохимическими особенностями глубокогенерированных магматитов и их геодинамической позицией.

## **ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ КИМБЕРЛИТОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ**

Одним из существенных достижений последних лет стало выявление геохимической неоднородности кимберлитов, которая была впервые продемонстрирована в связи с открытием и изучением Архангельской провинции [1, 7]. Геохимические параметры кимберлитов этой провинции оказались существенно отличными от параметров алмазоносных пород традиционных алмазоносных районов Якутии, которые считаются формационным эталоном алмазоносных кимберлитов [1]. Позднее после открытия алмазоносных кимберлитовых трубок в Средне-Мархинском районе (Накынское поле) геохимическая неоднородность кимберлитов была установлена и внутри самой Якутской алмазоносной провинции [2, 5, 7, 9]. Сходные с архангельскими и накынскими породами геохимически аномальные кимберлиты недавно выявлены так же в провинции Слейв, Канада [15, 26].

Причина столь близкого по времени и относительно позднего открытия целого ряда необычных проявлений кимберлитов вероятно заключается в

аномальных свойствах этих пород. Они отличаются крайне низкими содержаниями ильменита, отсюда их слабая намагниченность и низкая контрастность в магнитном поле. Содержания в породах пироба – главного минерала-индикатора кимберлитов - часто ненамного превышает содержание алмаза, что затрудняет использование традиционного шлихового метода поисков. Эти особенности сразу же привлекли к себе внимание и выдвинули на первый план необходимость разработки специального прогнозно-поискового комплекса для аномальных кимберлитов этого типа [15].

Последующие детальные исследования выявили необычно высокую контрастность геохимических параметров этих недавно выявленных проявлений кимберлитов по отношению к параметрам пород, которые традиционно рассматриваются в качестве формационного петротипа алмазоносных кимберлитов. Выявленная неоднородность кимберлитов, как формационного типа, и выделение в нем контрастных геохимических типов имеет важное значение для эффективного минерагенического прогнозирования и перспективной оценки щелочных ультраосновных магматитов, поскольку позволяет более точно обозначить параметры потенциально алмазоносных объектов. В то же время выяснение природы геохимической неоднородности кимберлитов представляет несомненный научный интерес, так как обеспечивает необходимые условия для создания адекватных петрологических моделей наиболее глубокогенерированных магматических формаций. Как показывает предварительный анализ геохимическая неоднородность кимберлитов имеет непосредственное отношение к рассматриваемой в настоящей статье проблеме и может пролить свет на возможные вариации в условиях генерации глубинных магм.

С целью углубленного исследования рассматриваемой проблемы, получения представительных параметров контрастных геохимических типов пород и анализа вероятной природы геохимической неоднородности кимберлитов авторы провели сравнительное петрохимическое изучение кимберлитов Средне-Мархинского района и традиционных алмазоносных районов Якутии. При обсуждении полученных результатов использованы данные по геохимии кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции, заимствованные из работ [1, 8, 22].

В таблице 1 для компактности приведены средние составы кимберлитов из различных трубок, в то время как при последующей графической интерпретации результатов и построении петрохимических и геохимических диаграмм, используются результаты анализа индивидуальных проб кимберлитов исследуемых объектов.

Для интерпретации полученных результатов прежде всего сопоставим составы исследуемых пород по содержаниям главных компонентов. Такое сопоставление может быть выполнено как путем сравнения средних содержаний компонентов, так и более наглядным графическим способом с помощью петрохимических диаграмм, отображающих положение полей

Таблица 1.

**Содержания главных компонентов (мас.%) и элементов -примесей (ppm) в  
кимберлитах Якутии.**

Поле	Мирнинское			Алакит-Мархинское			Далдынское		Среднее из 1-8			Накыское			Среднее из 10-12
	Мир (10)	Интернациональная (10)	Им. XXIII съезда (6)	Тажаная (13)	Юбилейная (6)	Ай-хал (4)	Комсомольская (6)	Удачная (4)	Среднее из 1-8	Ботубинская (10)	Нюрбинская (10)	Тело Майское (3)	Среднее из 10-12		
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13		
SiO <sub>2</sub>	31,39	33,40	23,60	33,47	32,62	25,05	32,46	25,13	29,64	30,55	29,80	32,55	30,97		
TiO <sub>2</sub>	1,06	0,40	0,66	1,06	1,01	0,62	1,69	0,98	0,94	0,58	0,42	0,41	0,47		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,57	2,52	2,56	3,12	1,10	2,21	2,71	2,15	2,37	3,42	3,75	3,71	3,63		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,54	6,21	3,78	4,32	6,10	4,87	9,22	5,43	5,81	6,30	5,65	7,99	6,65		
MnO	0,13	0,12	0,12	0,09	0,10	0,05	0,10	0,07	0,10	0,11	0,14	0,03	0,09		
MgO	28,7	28,67	20,32	21,81	32,52	23,19	25,75	20,43	25,17	27,16	22,72	25,94	25,27		
CaO	10,24	7,96	21,87	13,57	7,81	16,64	8,05	20,45	13,32	11,61	13,29	11,57	12,16		
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,62	0,21	0,11	<0,003	0,14	0,03	0,06	0,18	0,01	0,00	0,17	0,06		
K <sub>2</sub> O	0,88	1,16	0,52	0,71	0,12	0,97	0,49	0,94	0,72	1,58	0,92	1,45	1,32		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,44	0,51	0,75	0,24	0,42	0,22	0,32	0,42	0,67	0,41	0,67	0,58		
ppp	17,85	18,32	24,09	19,57	18,20	25,70	19,23	23,90	20,85	16,56	22,36	15,54	18,15		
сумма	99,88	99,80	99,40	100,33	99,79	99,84	99,94	99,83	99,52	98,55	99,45	100,02	99,34		
Be	2,90	2,97	2,43	1,38	1,17	2,33	1,42	1,56	2,02	5,59	2,67	3,06	3,77		
Ti	6717	2819	3506	6493	6363	4097	10987	6110	5887	4102	2655	-	-		
V	103	63,95	69,65	91,50	76,40	68,86	122	87,93	85,41	74,28	465	50,53	59,96		
Cr	618	774	1475	1127	842	607	811	570	853	899	584	1852	1072		
Mn	751	550	389	970	844	556	746	518	666	572	584	302	486		
Co	74,42	68,16	47,31	57,65	90,21	75,00	92,04	65,75	71,32	69,08	66,49	55,20	63,59		
Ni	1189	1355	762	814	1698	1258	1295	1060	1179	1261	1546	1906	1571		
Cu	27,88	32,86	17,14	30,24	23,18	26,61	59,91	27,41	30,65	20,52	24,10	26,15	23,59		
Zn	161	40,22	172	52,46	45,69	32,19	77,36	77,58	82,31	81,51	42,72	18,93	47,72		
Ga	7,56	6,65	5,70	4,48	5,02	6,42	6,77	5,90	6,06	7,18	7,45	5,50	6,71		
Rb	30,12	23,66	10,43	17,28	8,64	27,82	31,50	31,66	22,64	38,01	12,11	47,07	32,40		
Sr	1017	990	836	467	111	636	226	787	634	767	314	1115	732		

Таблица 1. Продолжение.

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Y	12,14	11,43	13,26	12,39	5,11	11,24	7,54	8,41	10,19	11,14	7,45	4,50	7,70
Zr	152	143	153	106	78,73	133	110	95,02	121	89,33	63,28	49,77	67,46
Nb	148	122	129	109	129	138	121	136	129	36,67	20,27	24,30	27,08
Mo	2,60	4,60	0,93	1,71	1,98	2,18	2,97	2,33	2,41	1,54	1,12	0,30	0,99
Cs	0,26	0,10	0,23	0,24	0,13	0,26	0,55	0,80	0,32	0,23	0,22	0,80	0,42
Ba	783	701	707	488	106	1215	361	602	620	681	145	589	472
La	68,59	80,23	105	73,17	50,96	80,58	42,03	59,79	70,04	17,18	20,02	8,51	15,24
Ce	136	153	185,76	141	97,44	152	72,66	110	131	35,10	29,45	17,97	27,51
Pr	14,92	16,43	19,78	14,98	10,16	16,04	7,65	11,55	13,94	4,63	4,25	3,06	3,98
Nd	52,07	55,64	67,34	51,45	33,57	54,97	26,39	38,96	47,55	19,33	16,30	13,33	16,32
Sm	7,51	7,59	8,97	7,35	4,44	7,57	3,77	5,33	6,57	4,01	2,83	3,14	3,33
Eu	1,91	1,87	2,14	1,62	1,06	2,05	1,04	1,33	1,63	1,15	0,80	0,86	0,94
Gd	4,74	4,63	5,45	4,61	2,62	4,45	2,38	3,15	4,00	3,23	2,23	2,70	2,72
Tb	0,59	0,56	0,65	0,56	0,31	0,56	0,32	0,40	0,49	0,44	0,30	0,39	0,38
Dy	2,81	2,57	2,90	2,65	1,34	2,55	1,53	1,87	2,28	2,26	1,54	1,86	1,89
Ho	0,45	0,41	0,46	0,43	0,20	0,41	0,27	0,31	0,37	0,38	0,27	0,33	0,33
Er	1,05	0,94	1,02	0,94	0,44	0,97	0,69	0,75	0,85	0,93	0,67	0,80	0,80
Tm	0,14	0,12	0,13	0,13	0,05	0,12	0,10	0,09	0,11	0,12	0,09	0,11	0,11
Yb	0,79	0,69	0,72	0,63	0,33	0,69	0,57	0,55	0,62	0,69	0,55	0,67	0,64
Lu	0,11	0,10	0,10	0,09	0,04	0,09	0,08	0,07	0,09	0,10	0,07	0,10	0,09
Hf	3,47	2,99	3,46	2,29	1,96	3,01	2,71	2,23	2,77	1,97	1,44	1,58	1,66
Ta	2,60	1,77	7,79	8,47	2,70	1,34	1,95	3,50	3,77	0,72	0,50	1,32	0,85
W	1,04	96,70	-	-	1,01	3,20	1,68	1,76	17,56	0,83	0,65	0,34	0,61
Pb	0,88	0,83	-	-	0,88	0,60	3,30	0,92	1,23	1,39	1,22	1,56	1,39
Th	7,60	7,44	14,96	11,92	6,13	7,70	4,12	6,77	8,33	1,17	0,91	1,46	1,18
U	2,76	2,94	1,54	1,99	1,98	2,87	1,72	2,42	2,28	0,52	0,52	0,63	0,56

**Примечания:** В скобках – количество проб. Главные компоненты определены рентгеновским флуоресцентным методом в Институте Геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, аналитик Л.Д. Холодова; элементы-примеси – методом JCP-MS в ИМГРЭ, Москва, аналитик Д.З. Журавлев.

составов исследуемых пород в координатах содержаний и отношений показательных элементов. В таблице 2 дается сравнение средних содержаний некоторых характерных компонентов в 2<sup>ых</sup> группах кимберлитов. Здесь обращает внимание повышенное среднее содержание глинозема в

кимберлитах Накынского поля Якутии и Золотицкого поля Архангельской провинции по сравнению с породами традиционных алмазоносных районов Якутии. Одновременно с глиноземом в породах увеличивается среднее содержание щелочей ( $K_2O$  и  $Na_2O$  в кимберлитах Золотицкого поля и  $K_2O$  в кимберлитах Накынского поля).

Таблица 2.

Средние содержания некоторых характерных компонентов (мас.%) в кимберлитах традиционных алмазоносных районов и Средне-Марханского района Якутии, а так же Золотицкого поля Архангельского алмазоносного региона.

Породы	$Na_2O$	$K_2O$	$Al_2O_3$	$TiO_2$	$Al_2O_3+Na_2O+K_2O$
Кимберлиты традиционных алмазоносных районов Якутии	0,18	0,72	2,37	0,94	4,21
Кимберлиты Средне-Мархин-ского района Якутии	0,06	1,32	3,63	0,47	5,48
Кимберлиты Золотицкого поля Архангельского алмазоносного района	1,01	1,06	3,09	0,89	5,16

Примечательно так же, что кимберлиты Накынского поля в среднем значительно беднее титаном по сравнению с кимберлитами традиционных алмазоносных районов Якутии. В то же время для кимберлитов Золотицкого поля различия в содержании титана не столь контрастны, притом, что эти породы, как и породы Накынского поля практически не содержат ильменита и титан присутствует в них в виде титинсодержащего хромита, хромовой ульвошпинели и сфена [4]. Очевидно, что это обстоятельство, а именно отсутствие или крайне низкое содержание в породах такого характерного минерала кимберлитов как ильменит отражает специфические условия генерации аномального типа кимберлитов.

Соотношения составов рассматриваемых новых проявлений кимберлитов с составом формационного петротипа наглядно видны на диагностических петрохимических диаграммах для кимберлитов и конвергентных пород [10]. На рисунке 1 изображены составы кимберлитов Накынского поля и составы пород традиционных алмазоносных районов Якутии, которые приняты в качестве формационного эталона. Из этого рисунка следует, что индикаторные петрохимические параметры кимберлитов Накынского поля в подавляющем большинстве случаев находятся в пределах интервалов значений, свойственных породам формационного петротипа.

Некоторая специфичность кимберлитов Накынского поля проявляется в преимущественной группировке их фигуративных точек в части

кимберлитового поля с наиболее низкими содержаниями титана (рис. 1в), а так же в незначительном смещении этих точек в сторону более высоких значений параметра  $(Al_2O_3+Na_2O+K_2O)$  (рис. 1б). Однако, эти особенности не дают оснований для противопоставления рассматриваемых групп кимберлитов по петрохимическому составу, который исходя из полученных данных представляется достаточно однородным.

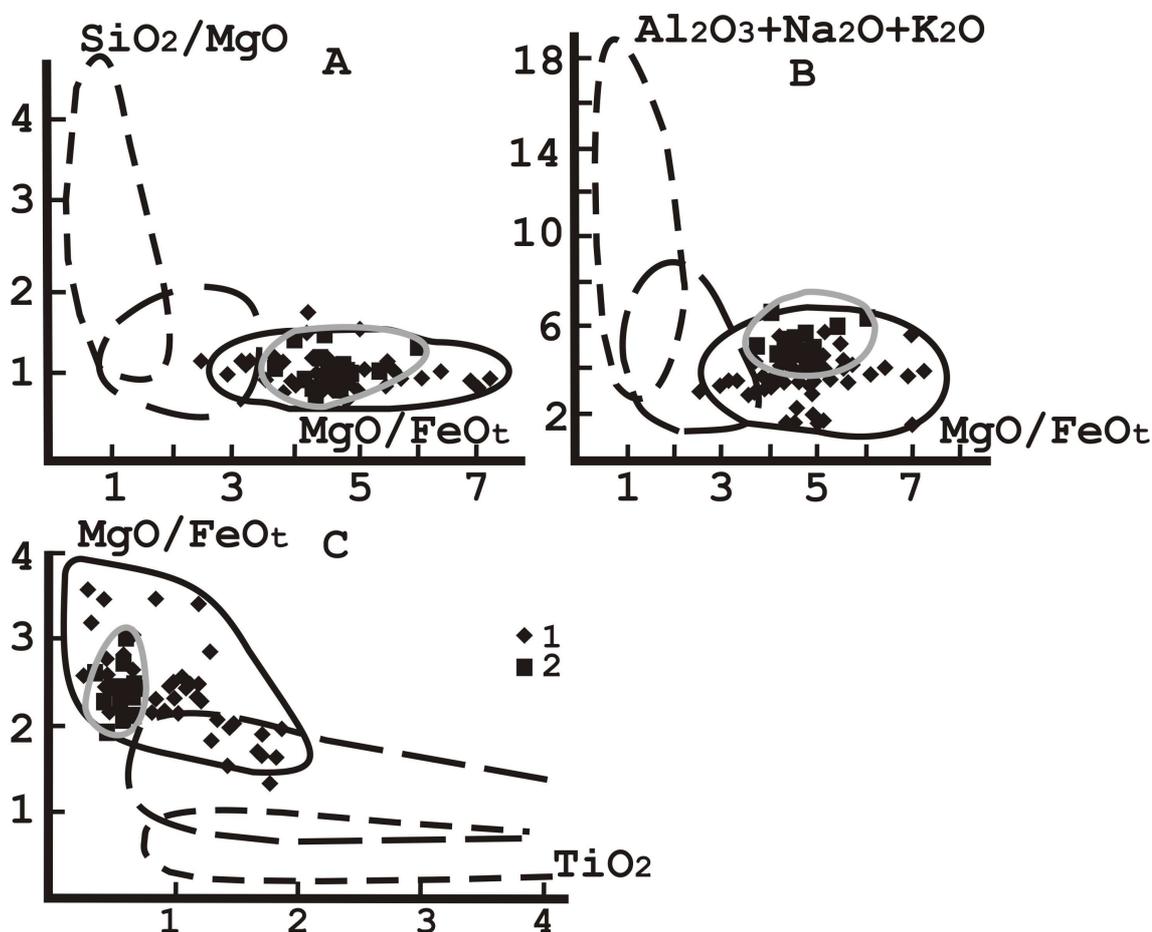


Рис. 1. Положение фигуративных точек кимберлитов традиционных алмазоносных районов и Средне-Мархинского района Якутии на диаграммах:  $SiO_2/MgO - MgO/FeO_t$  (а);  $(Al_2O_3+Na_2O+K_2O) - MgO/FeO_t$  (б);  $MgO/FeO_t - TiO_2$  (в).

1 – трубки Мир, Интернациональная, Удачная, Айхал, Юбилейная, Комсомольская, им. XXIII съезда, Таежная, Дачная; 2 – трубки Ботуобинская, Нюрбинская.

Сплошной линией оконтурено поле алмазоносных кимберлитов, длинным пунктиром – поле кимпикритов, коротким пунктиром – поле альпикритов. Сплошной серой линией показана область кимберлитов Средне-Мархинского района.

В то же время весьма существенные различия между недавно выявленными проявлениями кимберлитов и породами формационного петротипа устанавливаются при сравнении их геохимических параметров. По целому ряду геохимических параметров эти группы кимберлитов столь контрастны, что это дает основание для выделения двух геохимических типов пород. Основной геохимический тип соответствует формационному

петротипу кимберлитов, в качестве которого могут рассматриваться породы традиционных алмазоносных районов Якутии – Мало-Ботуобинского, Далдыно-Алакитского и Верхне-Мунского. Породы этого типа характеризуются умеренно повышенными содержаниями высоkozарядных редких и радиоактивных элементов.

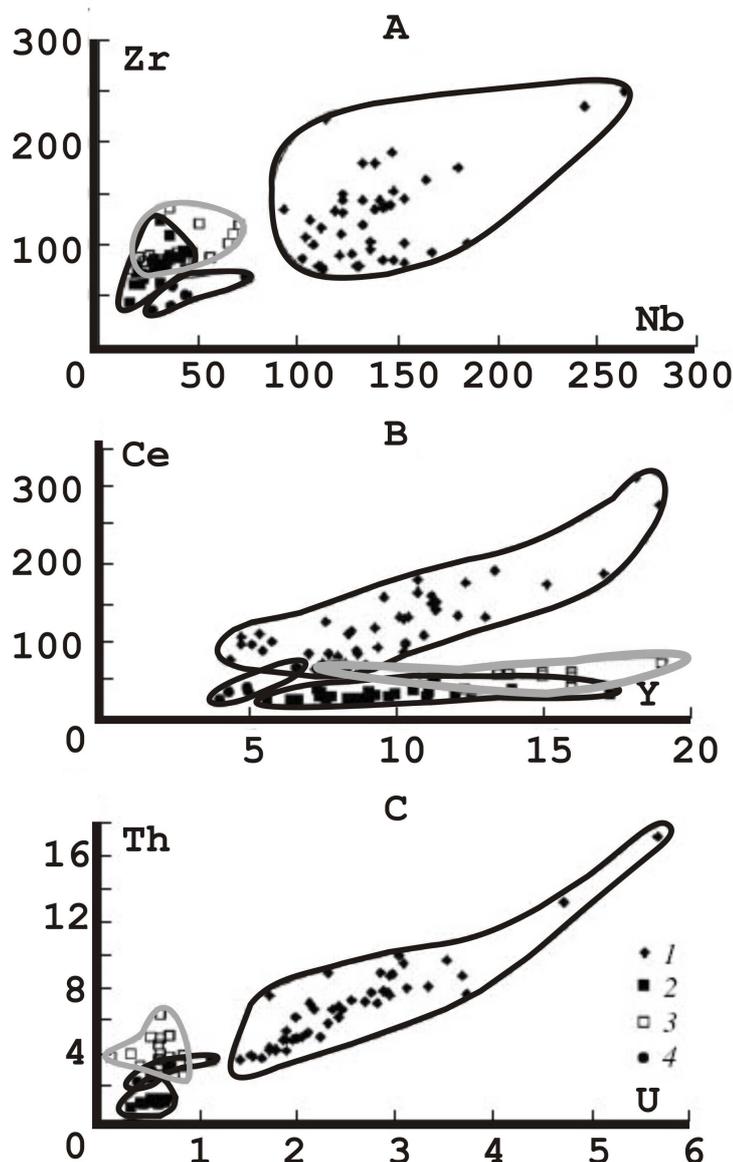


Рис. 2. Зависимость между содержаниями Zr и Nb (а), Ce и Y (б), Th и U (в) в кимберлитах Накынского и Золотицкого полей и традиционных алмазоносных районов Якутии.

1 – кимберлиты традиционных алмазоносных районов Якутии (трубки Мир, Интернациональная, Удачная, Айхал, Юбилейная, Комсомольская, им. XXIII съезда, Таежная, Дачная); 2 – кимберлиты Накынского поля Якутии (трубки Ботуобинская, Нюрбинская); 3 – кимберлиты Золотицкого поля Архангельской провинции (трубки им. Ломоносова, Пионерская, Карпинского); 4 – трубка им. В. Гриба в Верхотинском поле Архангельской провинции.

С этими породами резко контрастируют кимберлиты Накынского поля, отличающиеся существенно пониженными концентрациями Nb, Ta, Ce, U и Th. Этот геохимический тип кимберлитов определяется отрицательной аномалией высоко-

зарядных редких и радио-активных элементов, а так же пониженными по сравнению с другими проявлениями кимберлитовых пород концентрациями титана и более низкими величинами отношений Ce/Y, Nb/Zr и Th/U. Кроме кимберлитов Накынского поля подобные характеристики свойственны так же породам алмазоносных трубок Архангельской провинции [1, 2, 8, 9]. Средние содержания и индикаторные отношения элементов в различных

Таблица 3.

## Средние содержания (ppm) и индикаторные отношения элементов в геохимически контрастных проявлениях кимберлитов

Породы	Nb	Ta	Zr	Hf	Ce	Y	U	Th	Sr	Ba	Rb
Кимберлиты традиционных алма-зональных районов Якутии, трубки Мир, Интернациональная, Удачная, Айхал, Юбилейная, Комсомольская (79)	136,1	3,8	118	2,2	140,5	10,5	2,66	7,95	700	621	27,8
Кимберлиты Средне-Мархинского рай-она (23), трубки Ботуобинская (10), Нюрбинская (10) и тело Майское (3)	24,7	1,05	66,8	1,66	27,8	7,9	0,63	1,46	790	481	35,8
Кимберлиты Золотицкого поля, трубки Ломоносовская, Пионерская, Карпинс-кого 1 и 2 (17)	39,4	1,8	100,3	2,74	55,07	14,04	0,58	4,13	415	708	26,4
Кимберлиты трубки им. В. Гриба (4)	44	2,09	50,2	1,1	41,16	4,99	0,67	2,97	239	248	17,3
Кимберлиты Виктор Норт, провинция Слейв, Канада (1)	42	1,12	24,0	0,62	30,5	2,5	0,55	1,98	384	252	4,5

Породы	Cr	Ni	V	Ti	Zr/Nb	Nb/Ta	Ce/Y	Th/U	Rb/Sr	Sr/Ba
Кимберлиты традиционных алма-зональных районов Якутии, трубки Мир, Интернациональная, Удачная, Айхал, Юбилейная, Комсомольская (79)	732	1260	87	7660	0,87	35,8	13,38	2,99	0,04	1,13
Кимберлиты Средне-Мархинского района (23), трубки Ботуобинская (10), Нюрбинская (10) и тело Майское (3)	1226	1364	57,6	2563	2,63	24,5	3,61	2,32	0,05	1,65
Кимберлиты Золотицкого поля, трубки Ломоносовская, Пионерская, Карпинс-кого 1 и 2 (17)	1077	1296	95	5555	2,5	21,9	3,9	7,14	0,08	0,59
Кимберлиты трубки им. В.Гриба (4)	1100	1610	109	5996	1,14	21,1	8,25	4,43	0,07	0,96
Кимберлиты Виктор Норт, провинция Слейв, Канада (1)	904	1737	61,2	6437	0,58	37,5	12,3	3,63	0,01	1,52

**Примечания:** \*в скобках – количество проб.

При составлении таблицы кроме оригинальных данных А.В.Лапина использованы источники: (Архангельская алмазоносная провинция, 1999; Beard et al., 2000).

геохимических типах кимберлитов приведены в таблице 3, которая свидетельствует о высокой степени геохимической контрастности этих пород.

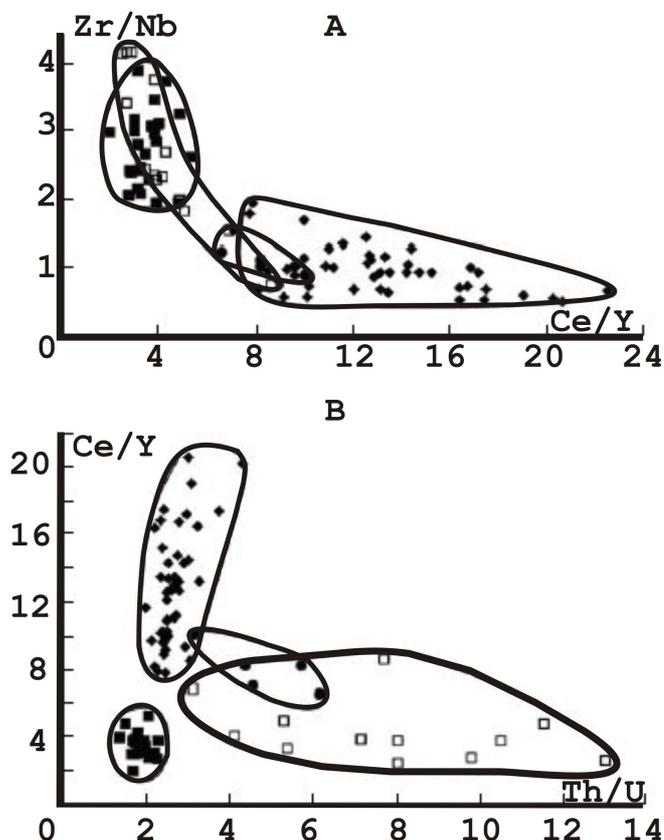


Рис. 3. Зависимость между отношениями  $Zr/Nb$  и  $Ce/Y$  (а);  $Ce/Y$  и  $Th/U$  (б) в кимберлитах различных геохимических типов.

Условные обозначения те же, что и на рис. 2.

Разделение кимберлитов на два геохимических типа четко проявляется на графиках зависимости между содержаниями высокочargedных литофильных элементов  $Zr - Nb$  (рис. 2а),  $Ce - Y$  (рис. 2б),  $U - Th$  (рис. 2в) и их индикаторными отношениями  $Zr/Nb - Ce/Y$  (рис. 3а) и  $Ce/Y - Th/U$  (рис. 3б). На всех графиках породы Накынского поля отчетливо обособляются от кимберлитов традиционных алмазоносных районов Якутии, занимая положение, сходное с породами Золотицкого поля и трубки им. В. Гриба в Верхотинском поле Архангельской алмазоносной провинции. Обращает внимание, что на графиках, помещенных на рисунках 2 и 3, фигуративные точки кимберлитов трубки им. В. Гриба занимают положение, промежуточное между полями кимберлитов Золотицкого и Накынского полей с одной стороны и породами традиционных алмазоносных районов Якутии - с

другой. Это обстоятельство, а так же присутствие ильменита в кимберлитах трубки им. В. Гриба говорит о переходном характере кимберлитов этой трубки, которые сочетают в себе признаки как того так и другого типа пород.

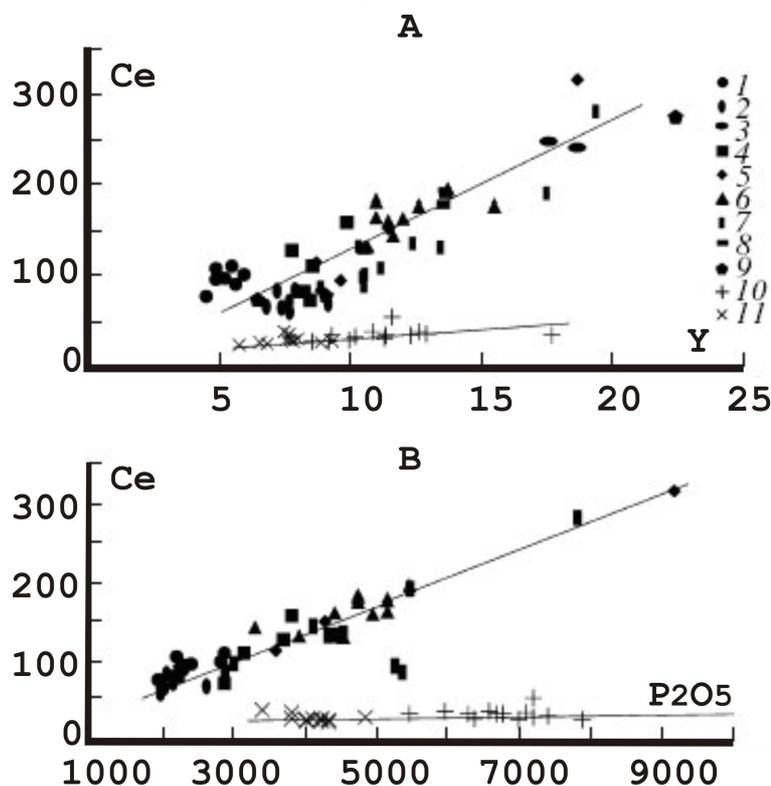


Рис. 4. Зависимость между содержаниями Ce и Y (а), а так же Ce и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (б) в кимберлитах Средне-Мархинского района и традиционных алмазоносных районов Якутии.

1 – тр. Юбилейная, 2 – тр. Комсомольская, 3 – тр. Дачная, 4 – тр. Удачная, 5 – тр. Айхал, 6 – тр. Интернациональная, 7 – тр. Мир, 8– тр. Им. XXIII съезда, 9– тр. Таежная, 10– тр. Ботуобинская, 11 – тр. Нюрбинская.

Анализ геохимических различий двух типов кимберлитов свидетельствует о том, что они имеют глубокие генетические причины, которые отражают специфику мантийных источников этих пород. На это указывает характер зависимости между содержаниями Ce и Y (рис. 4а) и Ce и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (рис. 4б) в двух группах кимберлитов. На диаграмме Ce-Y (рис. 4а) породы каждой из трубок традиционных алмазоносных районов Якутии преимущественно занимают свои характерные области, которые в совокупности располагаются на общей линии регрессии. Породы трубок Ботуобинская и Нюрбинская в Накынском поле так же занимают характерные для каждой из трубок, частично перекрывающиеся области,

связанные единой линией регрессии, положение которой существенно отличается от предыдущей как углом наклона, так и значительно более низким уровнем содержаний церия. Диаграмма зависимости между содержаниями Се и Y (рис. 4а) демонстрирует значительные различия не только в концентрации цериевых земель, но и в составе РЗЭ в кимберлитах двух рассматриваемых групп. Это же подтверждается рисунком 5, на котором изображены спайдерограммы распределения редких земель в кимберлитах. Более пологий наклон кривых распределения РЗЭ в породах Накынского поля отражает значительное снижение в них концентраций легких лантаноидов и относительно большую роль в их составе тяжелых лантаноидов и иттрия, по сравнению с кимберлитами традиционных алмазоносных районов Якутии.

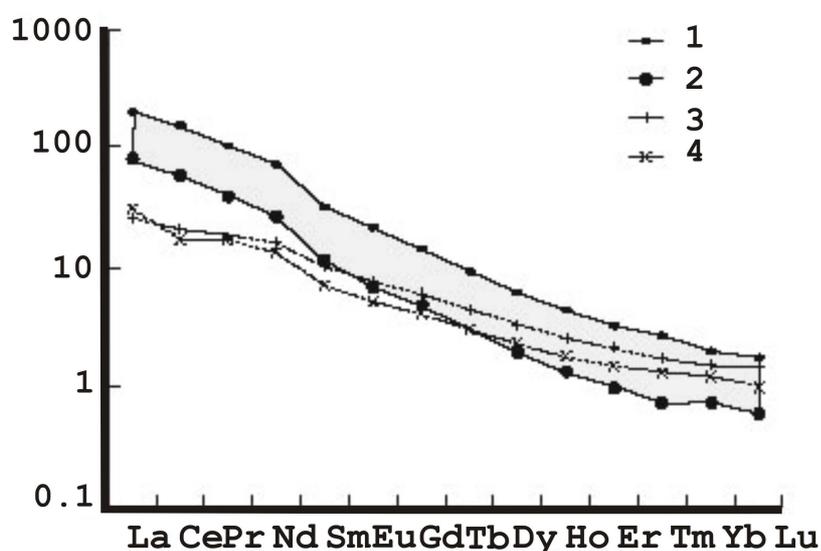


Рис. 5. Нормализованное к пиролиту (Mc Donough, Sun, 1995) распределение редкоземельных элементов в кимберлитах традиционных алмазоносных районов (Мало-Ботуобинского и Далдыно-Алакитского) и Средне-Мархинского района Якутии.

Серым цветом выделена область составов РЗЭ кимберлитов традиционных алмазоносных районов Якутии: 1, 2 – крайние составы этой области (1 – кимберлиты трубки Дачная, 2 – кимберлиты трубки Юбилейная); 3, 4 – кимберлиты Средне-Мархинского района (3 – трубка Ботуобинская, 4 – трубка Нюрбинская).

Аналогичные соотношения наблюдаются на диаграмме Се -  $P_2O_5$  (рис. 4б), на которой две корреляционные прямые – одна для кимберлитов из традиционных алмазоносных районов Якутии, а другая – для пород Накынского поля указывают на преобладание различных форм нахождения цериевых земель в двух типах кимберлитов – преимущественно фосфатной в первом случае и силикатной или окисной – во втором.

Весьма показательные соотношения выявляются на графике зависимости между содержаниями ниобия и титана (рис. 6). Породы

Накынского поля группируются в области низких концентраций ниобия вдоль четкой корреляционной прямой, которая ограничена интервалом низких содержаний титана. В отличие от них кимберлиты традиционных алмазоносных районов Якутии располагаются в области значительно более высоких концентраций ниобия и охватывают значительный интервал содержаний титана, варьирующий от низких до умеренно высоких. При этом в общей совокупности фигуративные точки пород из отдельных трубок, как правило, занимают свой ограниченный интервал содержаний титана, в пределах которого нередко наблюдается прямая корреляция между содержаниями ниобия и титана, отличающаяся наклоном линии регрессии от корреляционной прямой для кимберлитов Накынского поля.

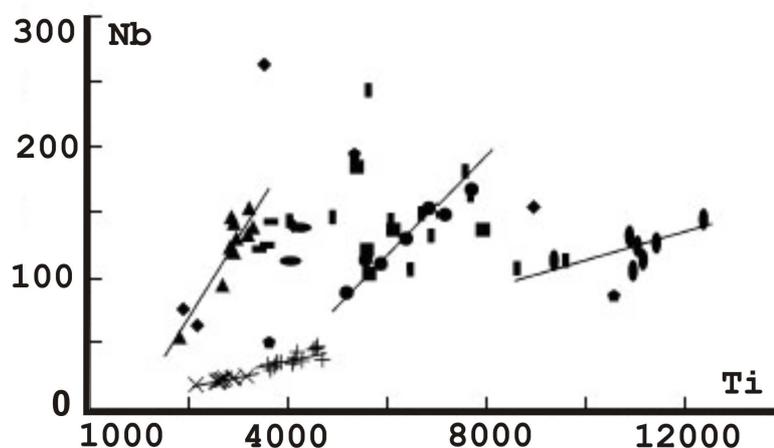


Рис. 6. Зависимость между содержаниями Nb и Ti в кимберлитах Средне-Мархинского района и традиционных алмазоносных районов Якутии.

Условные обозначения соответствуют рисунку 4.

Примечательно, что характер корреляционных связей между ниобием и титаном в кимберлитах этого типа меняется в зависимости от уровня содержаний титана. При низких содержаниях титана линия регрессии имеет крутой наклон (трубка Интернациональная), при котором незначительное увеличение содержаний титана сопровождается резким ростом концентраций ниобия. По мере роста содержаний титана наклон линий регрессии выполаживается и при высоких содержаниях титана значительное увеличение его содержаний сопровождается слабым ростом концентраций ниобия. Закономерное изменение характера корреляционных связей между ниобием и титаном, заключающееся в постепенном выполаживании линий регрессии по мере роста содержаний титана, свидетельствует о генетической общности кимберлитов традиционных алмазоносных районов Якутии. Подобный характер линии регрессии, вероятно, обусловлен тем, что ниобий, как элемент с более высоким, по сравнению с титаном, зарядом и более низким эффективным

ионным радиусом, обладает способностью преимущественно входить в титановые минералы на ранних стадиях их кристаллизации. Обособленное положение кимберлитов Накынского поля, не подчиняющееся общей для кимберлитов традиционного типа тенденции связи ниобия и титана, подчеркивает возможность не только геохимического, но и генетического противопоставления двух типов кимберлитов.

## О ПРИРОДЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ КИМБЕРЛИТОВ

Как следует из проведенного анализа, по сравнению с петрохимическими геохимические параметры кимберлитов гораздо более вариативны и изменяются в весьма широких пределах. Эти изменения носят закономерный систематический характер, что дает основание для выделения контрастных геохимических типов пород. Наличие контрастных геохимических типов алмазоносных кимберлитов свидетельствует не только о геохимической, но и о генетической неоднородности этого формационно-минерагенического типа магматитов. Природа неоднородности кимберлитов недостаточно ясна и заслуживает специального анализа. Очевидно, что она связана со спецификой источников, из которых генерируются эти породы, либо с различными условиями их генерации.

Резкие геохимические различия между петрохимически достаточно однородными кимберлитами дают основания для вывода об отсутствии корреляции между геохимическими и петрохимическими параметрами этих пород, которые, вероятно, формируются под влиянием различных факторов. Состав пород по главным компонентам определяется, преимущественно, составом мантийного субстрата в области магмагенерации, который в условиях начального плавления и флюидизации инкорпорируется в кимберлит, составляя значительную долю его вещества. Таким образом, петрохимические особенности кимберлитов являются функцией параметров, которые так же как и алмазоносность пород задаются глубиной из зарождения. Отсюда неизбежная корреляция алмазоносности кимберлитов прежде всего с их петрохимическими параметрами и распределением когерентных элементов [13, 17, 29].

В то же время ведущим фактором, определяющим геохимический облик пород, в частности, распределение в них некогерентных HFS элементов, вероятно, является неоднократно повторяющийся процесс метасоматического преобразования мантийных пород под воздействием глубинных флюидов, либо летучих элементов, отделившихся в ходе рециклинга вещества субдуцированной коры. Процессы мантийного метасоматоза, проявляющиеся как задолго до выплавления кимберлитов, так и непосредственно перед их генерацией, могут обусловить возникновение

геохимически неоднородных субстратов и последующее зарождение геохимически специализированных типов глубинных магм, обладающих признаками индивидуальных мантийных источников.

В качестве альтернативного способа формирования геохимической и изотопной неоднородности мантийных субстратов и их магматических производных нередко рассматривается так же смешение примитивного мантийного источника с обогащенными литосферными источниками типа EM-1 или EM-2. Такое объяснение привлекается, в частности, для изотопных характеристик лампроитов и оранжееитов, которые сильно отличаются от изотопных параметров кимберлитов группы 1. Учитывая сходство изотопных характеристик обогащенных источников с изотопными параметрами нижней коры, в качестве одного из возможных вариантов такого взаимодействия рассматривается субдукция коры – более молодой ( $Pr_3$ ) в случае источника EM-2 или более древней ( $Ar_3-Pr_1$ ) в случае источника EM 1. Считается при этом, что субдукция коры может обеспечить поступление необходимых для плавления летучих и привнос несовместимых элементов.

Хотя трудно отрицать принципиальную возможность реализации субдукционного механизма, однако, можно привести немало аргументов в пользу того, что глубинные термофлюидные потоки (мантийные струи) и связанный с этими потоками метасоматоз имеют более универсальное значение и могут приводить к результатам, сходным с теми, которые провоцируются процессом субдукции. Имеются прямые доказательства того, что во многих случаях неоднородность состава мантийного субстрата, оказывающая непосредственное влияние на геохимический облик кимберлитов и конвергентных с ними пород, возникает в результате мантийного метасоматоза, наиболее обычным проявлением которого является развитие флогопит-ильменитового парагенезиса. В кимберлитах этот парагенезис присутствует в виде включений флогопит-ильменитовых и флогопитизированных гипербазитов, деформированных ксенокристаллов флогопита, крупнокристаллических стяжений и желваков ильменита.

Анализ показывает, что геохимические особенности кимберлитов прямо зависят от присутствия в породах минералов метасоматического флогопит-ильменитового парагенезиса и от их количества. Так, породы, практически лишенные ильменита (кимберлиты Накынского поля Якутии и Золотицкого поля в Архангельской провинции) отличаются аномально низкими содержаниями не только титана, но и ниобия, циркония, а так же тория, урана и церия. Напротив, повышенные содержания ильменита в кимберлитах и кимпикритах обычно сопровождаются ростом концентраций ниобия, циркония и некоторых других элементов. Это наглядно демонстрируют кимпикриты Либерии, содержащие повышенное количество ксенолитов ильменита [28]. В этих породах увеличение содержания титана четко коррелируется с ростом концентраций ниобия, циркония и хрома, главным носителем которых является ильменит (рис. 7).

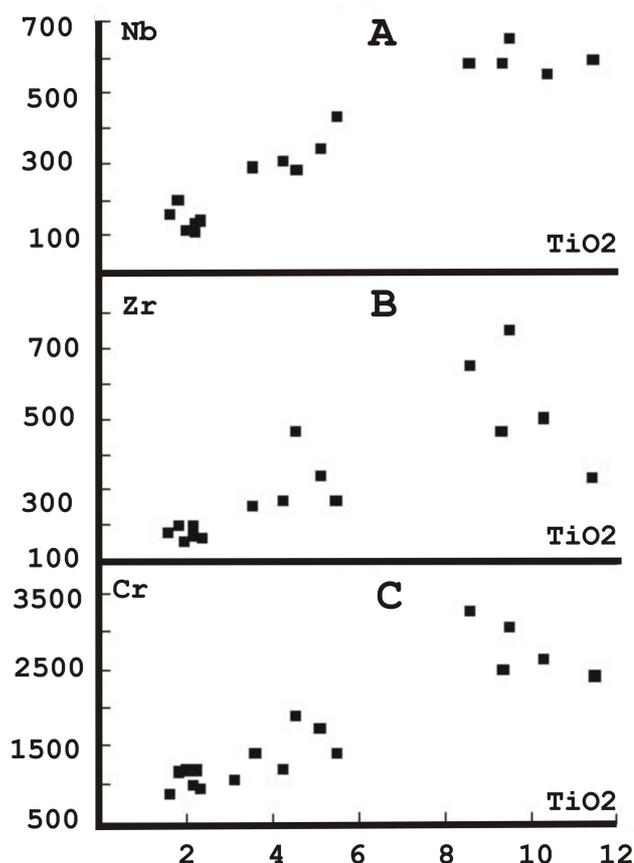


Рис. 7. Зависимость между содержаниями  $\text{TiO}_2$  (в мас.%) и концентрациями ниобия (а), циркония (б) и хрома (в), (ppm) в кимберлитах Либерии.

Как отмечалось выше, процессы глубинного метасоматоза, вероятно, проявляются неоднократно, имеют различную геохимическую специализацию и могут существенно различаться как уровнем концентрации, так и соотношениями несовместимых элементов. В пользу многократного проявления глубинного метасоматоза мантийных пород свидетельствуют широко варьирующие значения модельного возраста мантийного источника кимберлитов, лампроитов и конвергентных с ними пород (табл. 4). Как следует из таблицы 4, каждой группе кимберлитов и конвергентных пород, так же как и каждому геохимическому типу кимберлитов соответствует определенный интервал модельных возрастов мантийного источника.

Такие интервалы устанавливаются для кимберлитов большинства трубок традиционных алмазоносных районов Якутии ( $\approx 600 - 700$  млн. лет), внутри этой группы обособляются кимберлиты трубок Удачная и Айхал ( $\approx 700 - 900$  млн. лет). Для кимберлитов Накынского поля модельный возраст варьирует от 800 до 1240 млн. лет, при этом он индивидуален для каждой из трубок (1180 – 1240 млн. лет для тр. Нюрбинская и 832 – 979 млн. лет для

трубки Ботуобинской). Близки к этим интервалам модельные возраста кимберлитов Золотицкого поля ( $\approx 1200 - 1300$  млн. лет) и кимберлитов трубки им. В. Гриба ( $\approx 880 - 1050$  млн. лет). Обращает внимание обособленная позиция модельных возрастов источника пород лампроитового семейства – оливиновых лампроитов Костамукши и маджгаванитов Индии, которые имеют наиболее древние значения, обычно превышающие 2 млрд. лет и достигающие 2,6 – 2,7 млрд. лет.

Таблица 4.

Модельный возраст по Nd кимберлитов, лампроитов и конвергентных пород

№ ан.	№ проб	Порода	Трубка, район	Абсол. возраст пород	T(DM)	T(DM2)
1	038/284/154	кимберлит	Юбилейная	360	601	703
2	508/1040	"	Айхал	360	790	898
3	«Инт»	"	Интернациональная	360	588	668
4	Г-751	"	Интернациональная	360	632	732
5	В-584	"	Мир	360	617	704
6	В-585	"	Мир	360	637	732
7	502/865	"	Удачная	360	779	960
8	513/1050	"	Удачная	360	687	802
9	113/251	"	Комсомольская	358	604	700
10	Г-887	"	Нюрбинская	364	1242	1204
11	Г-889	"	Нюрбинская	364	1180	1209
12	Е-410	"	Ботуобинская	364	832	779
13	Е-412	"	Ботуобинская	364	979	935
14	16/4/305	"	Ботуобинская	364	911	868
15	П-1490/937-941	"	Пионерская	350	1346	1368
16	Л-488/723-726	"	Ломоносовская	350	1209	1376
17	Г-9Ц/981	"	Им. В. Гриба	350	878	1050
18	77/243-246	кимпикрит	Терский берег	350	1000	1253
19	М-52	маджгаванит	Маджгаван	1140	2510	2392
20	М-52а	"	Маджгаван	1140	1729	1947
21	17-Э	олив. лампроит	Костомукша	1230	2183	2649
22	31	"	Костомукша	1230	2174	2673

**Примечание:** Анализ изотопного состава Nd выполнен в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Коррекция на фракционирование неодима производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению  $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,241578$ . Нормализованные отношения приводились к значению  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511860$  в международном изотопном стандарте La Jolla.

Геохимическая специализация метасоматических процессов, вероятно, зависит от многих факторов, в числе которых временной и геохимический этап эволюции Земли, характер фазовых превращений в недрах планеты, глубина зарождения и источник ювенильных эманаций и т.д. Доказательством реальности существования геохимически специализированных мантийных метасоматических процессов могут служить породы лампроитовой ветви щелочного ультраосновного магматизма – оливиновые лампроиты и маджгаваниты. Геохимическая аномальность этих пород проявляется в беспрецедентном для пород

ультраосновного состава уровне концентрации в них Ti, Zr, Ce, K, Rb, Ba, P, F при повышенных отношениях Zr/Nb, Ce/Y, Ba/Sr [6, 11]. Тот факт, что концентрации большинства указанных элементов в породах лампроитовой ветви значительно выше, чем в породах коры трудно объяснить с позиции смешения и рециклинга корового материала. В то же время эти данные, а так же древний модельный возраст источника лампроитовых пород свидетельствуют в пользу участия древнего глубинного метасоматоза в формировании геохимически специализированного субстрата, обогащенного несовместимыми элементами и радиогенными изотопами.

Прямым подтверждением проявления древнего метасоматоза мантийных пород, имеющего геохимическую специализацию, близкую к специализации лампроитовых пород, может служить описанный З.В. Специусом [19] случай метасоматоза в гранат-ортопироксеновом включении в кимберлитах трубки Удачная. В этом включении установлено присутствие вторичной ассоциации метасоматических минералов: флогопит + рутил + циркон, которые развиты между зернами граната и ортопироксена и часто пересекают гранат. Модальный состав включения: Орх – 30,4%; Gr – 29,4%; Fl – 36,6%; Ru – 3,0%; Zr – 0,6%. Pb – U возраст циркона, определенный З.В. Специусом, составляет 1,8 млрд. лет. Судя по составу метасоматической ассоциации, этот древний метасоматический процесс имеет K – Ti – Zr специализацию, близкую к специализации лампроитовых магм.

Примеры геохимически специализированных проявлений кимберлитов и конвергентных с ними пород мы встречаем в различных провинциях Мира. К ним относятся породы района Коиду в Сьера-Леоне (Nb, Ce, Th, U), трубки Ариес в Зап. Австралии (Nb, Th), провинции Альто Паранаиба в Бразилии (Zr, Ce, U) [9, 21, 23, 24].

Основываясь на этих данных, а так же на результатах геохимического изучения включений метасоматически измененных ультрабазитов в кимберлитах [12] можно заключить, что во всех случаях метасоматические изменения мантийных пород под влиянием глубинных флюидов сопровождаются ростом концентраций характерных элементов примесей и прежде всего несовместимых высокозарядных редких и радиоактивных элементов. Это позволяет дать более обоснованную интерпретацию происхождения специфического геохимического типа кимберлитов, который представлен породами Накынского поля Якутии, а так же Золотицкого поля и трубки им. В. Гриба в Архангельской провинции и характеризуется отрицательной аномалией высокозарядных редких и радиоактивных элементов. Для кимберлитов этого типа характерны так же исключительно низкие концентрации титана и почти полное отсутствие ильменита. Все это ставит под сомнение роль глубинного метасоматоза в формировании этих пород и их мантийного источника и позволяет отдавать предпочтение варианту литосферного субстрата, метасоматизированного под воздействием флюидов, поступающих из субдуцированной коры [5]. Этот пример, по-

видимому, может рассматриваться как геохимический прецедент, отражающий участие процессов субдукции и рециклинга корового вещества в генезисе кимберлитов.

О возможном участии субдукционных процессов в генезисе алмазоносных кимберлитов Золотицкого поля Архангельской провинции свидетельствуют исследования, выполненные О.Г. Сорохтиным с соавторами [17]. Согласно указанному источнику, анализ тектонического развития Карело-Кольского региона, а так же интерпретация имеющегося геологического материала с позиции тектоники литосферных плит показывает, что Карело-Кольский архейский мегаблок континентальной коры обрамляется с юго-запада двумя шовными зонами поддвига океанических литосферных плит свекофенского возраста (1900 млн.лет назад), возникшими в связи с закрытием Свекофенского палеоокеана. Обе зоны падают на северо-восток под Карело-Кольский архейский мегаблок. Выполненная цитированными авторами экстраполяция плоскости погружения восточной зоны палеосубдукции позволяет наметить области возможного размещения надсубдукционного щелочного ультраосновного карбонатитового и кимберлитового магматизма в северо-восточной части Балтийского щита и прилегающей территории севера Восточно-Европейской платформы, при этом отмечается совпадение этих областей с реальными территориями развития карбонатитов и кимберлитов в этом регионе.

Примененная к геохимически аномальным кимберлитам Средне-Мархинского района Сибирской алмазоносной провинции субдукционная модель так же не встретила существенных противоречий. Кимберлиты размещаются в пределах Мархинского гранит-зеленокаменного террейна, который сочленяется с соседними террейнами с образованием Сибирского кратона в условиях коллизии 1,8-1,9 млн.лет назад в процессе закрытия палеопротерозойского океана. Этому предшествовало образование островных дуг в палеопротерозойском океане и формировании метаморфизованных осадочных и вулканогенных поясов, по набору отложений сходных с отложениями активных и пассивных окраин [16]. Вероятно эти условия благоприятствовали широкому проявлению процессов субдукции древней океанической коры. Косвенным подтверждением участия субдукционных процессов в формировании кимберлитов Средне-Мархинского района служит преобладание среди гранатов алмазного парагенезиса эклогитовых составов, а именно пироп-альмандинов из магнезиально-железистых эклогитов [20], а так же тот факт, что эклогитовый парагенезис составляет более 50% всей совокупности включений в алмазах трубки Ботуобинская [14].

## **ВЫВОДЫ**

Геохимическое изучение кимберлитов Средне-Мархинского района и их сравнение с кимберлитами традиционных алмазоносных районов Якутии подтверждают разделение кимберлитов на два геохимических

типа. Один из них представлен породами традиционных алмазоносных районов Якутии, параметры которых соответствуют формационному петротипу кимберлитов. Другой, наряду с кимберлитами Средне-Мархинского района, включает породы Золотицкого поля и трубки им. В. Гриба в Архангельской провинции, а так же кимберлиты провинции Слейв в Канаде и может рассматриваться как геохимически аномальный тип. Полученные представительные параметры двух типов кимберлитов свидетельствуют о высокой степени геохимической контрастности этих пород, а индивидуальные особенности корреляционных связей элементов в породах двух типов указывают на то, что их различия имеют глубокие генетические причины.

Контрастные различия устанавливаются прежде всего для группы несовместимых высокозарядных редких и радиоактивных HFS элементов, включающей Ce, Nb, Zr, U и Th. Индикаторную роль играют так же отношения элементов Ce/Y, Nb/Zr, Th/U. Контрастные геохимические различия между петрохимическими однородными кимберлитами подчеркивают гетерогенную природу этих пород и их мантийного источника. Высокая степень геохимической контрастности двух групп кимберлитов, имеющая глубокие генетические причины, дает основание для выделения особого геохимического типа этих пород, который отличается отрицательной аномалией HFS редких и радиоактивных элементов (кимберлитов типа D). Эти породы могут быть противопоставлены породам формационного петротипа (кимберлитам типа N), которые характеризуются умеренно повышенными содержаниями HFS элементов.

В отличие от главных компонентов и геохимически тесно связанных с ними совместимых элементов-примесей (Cr, Ni, Co, V и др.), содержания которых задаются составом мантийного субстрата и зависят от глубины генерации кимберлитов, ведущим фактором, определяющим распределение несовместимых HFS элементов, вероятно, являются процессы метасоматического преобразования мантийных пород под воздействием глубинных флюидов, либо летучих, отделившихся в ходе рециклинга вещества субдуцированной коры. Процессы мантийного метасоматоза, проявляющиеся как задолго до выплавления кимберлитов, так и непосредственно перед их генерацией могут обусловить возникновение геохимически неоднородных субстратов и последующее зарождение геохимически специализированных типов глубинных магм, обладающих признаками индивидуальных мантийных источников.

Геохимическая специализация глубинных метасоматических процессов, вероятно, зависит от многих факторов, детальное изучение которых является задачей дальнейших работ. Свидетельством реальности существования геохимически специализированных метасоматических процессов могут служить некоторые проявления кимберлитов и конвергентных с ними пород, такие как Коиду в Сьера-Леоне, Ариес в Зап.

Австралии, Альто Паранаиба в Бразилии, а так же оливиновые лампроиты Западной Австралии и другие проявления лампроитовой ветви щелочного ультраосновного магматизма. Метасоматические изменения мантийных пород под воздействием глубинных флюидов постоянно сопровождаются значительным ростом концентраций щелочей, титана и несовместимых высокозарядных редких и радиоактивных элементов. Это может служить дополнительным аргументом в пользу того, что породы Средне-Мархинского поля, так же как и другие проявления кимберлитов с отрицательной аномалией HFS элементов генерируются из литосферного субстрата, метасоматизированного под воздействием флюидов, поступающих из субдуцированной коры.

Петрогеохимическое изучение кимберлитов и анализ их геохимической неоднородности позволяют противопоставить две группы компонентов, участвующих в составе этих пород. К одной из них относятся главные породообразующие компоненты, а так же когерентные элементы-примеси (Cr, Ni, Co, V и др.), содержания которых задаются составом преобладающей матрицы мантийного субстрата в области магмогенерации – гранатовых перидотитов, которые в условиях начального плавления и флюдизации инкорпорируются в кимберлит, составляя значительную долю его вещества. С этим связана наблюдаемая корреляция алмазности кимберлитов прежде всего с их петрохимическими параметрами и распределением когерентных элементов-примесей. Вторую группу образуют высокозарядные несовместимые редкие и радиоактивные элементы, а также в большей степени титан и щелочи, для которых ведущим фактором распределения являются неоднократно повторяющиеся процессы метасоматического преобразования мантийных пород под воздействием глубинных флюидов, либо летучих, отделившихся в процессе рециклинга вещества субдуцированной коры.

Таким образом, полученные данные подчеркивают гетерогенную природу кимберлитов и их мантийного источника. Важно отметить, что согласно полученным данным на графиках с участием HFS элементов кимберлиты аномального геохимического типа D образуют самостоятельные поля, обособленные от полей кимберлитов типа N. Это подтверждает представление о генетической своеобразии каждого из двух геохимических типов кимберлитов и о различных условиях их генерации. Это служит еще одним аргументом в пользу необходимости проведения специальных исследований всех аспектов формирования кимберлитов типа D, включая особенности их структурно-тектонической позиции.

В связи с этим примечательно, что подобное же разделение на два контрастных геохимических типа ранее было установлено и для лампроитов. Согласно О.А. Богатикову, И.Д. Рябчикову и В.А. Кононовой

с соавторами [3] лампроиты, сформировавшиеся во внутриплитных обстановках, отличаются повышенными содержаниями титана и высокозарядных редких элементов (Zr, Nb, Ce, La и др.), в то время как в надсубдукционных коллизионных обстановках континентальных окраин формируются низкотитанистые породы, относительно бедные HFS элементами. Подобная гетерогенность наиболее глубокогенерированных формаций, вероятно, отражает глобальные закономерности мантийного магматизма, источником которого могут служить как субстраты, метасоматизированные под влиянием ювенильных глубинных флюидов, так и субстраты, преобразованные под воздействием летучих, заимствованных из субдуцированной коры.

Проведенный анализ и полученные на его основе выводы имеют ряд существенных следствий. Тот факт, что среди кимберлитов N типа и D типа встречаются как высокоалмазоносные так и слабоалмазоносные породы говорит об отсутствии зависимости алмазоносности кимберлитов от механизма метасоматической подготовки субстрата и свидетельствует в пользу того, что алмаз является протоминералом мантийного субстрата, который образуется в процессе первичной дифференциации земного вещества до воздействия на мантийные породы ювенильных флюидов, либо летучих, связанных с рециклингом вещества субдуцированной океанической коры. Последующие процессы метасоматоза и плавления мантийного вещества, а так же его транспортировки кимберлитовой магмой к поверхности могут сопровождаться дроблением, дорастанием или растворением протокристаллов алмаза. Этот вывод согласуется с изотопными данными, свидетельствующими о древнем возрасте значительной части алмазов в кимберлитах (3,1 - 3,5 млрд.лет).

Тот факт, что все известные алмазы кимберлитовые тела Накынского и Золотицкого полей сложены породами аномального D типа, в то время как в традиционных алмазоносных районах Якутии представлены только кимберлиты N типа, говорит о наличии тенденции к пространственному разобщению двух геохимических типов кимберлитов. В то же время нельзя исключить возможность пространственного совмещения двух типов кимберлитов, когда в метасоматической подготовке мантийного субстрата участвуют как ювенильные флюиды, так и летучие, регенерированные в процессе субдукции океанической коры. В пользу такой возможности косвенно свидетельствует как переходный характер кимберлитов трубки им. В. Гриба, так и присутствие в Архангельской провинции в ассоциации с алмазоносными кимберлитами кимпикритов, которые по своим геохимическим параметрам соответствуют как умеренно обогащенным HFS элементами породам, так и породам с отрицательной аномалией этих элементов. Общей тенденцией, вероятно, является преимущественная

приуроченность кимберлитов N типа к внутренним, а кимберлитов D типа к окраинным частям древних кратонов.

Приведенные выше данные существенно меняют представления о кимберлитах как геохимическом объекте. Они имеют ряд петрологических и поисковых следствий. Для петрологии важна возможность получения надежных критериев участия субдукционных процессов в мантийном метасоматозе и магматизме. Для минерогенеза алмаза существенно то, что, как уже отмечалось, степень алмазоносности кимберлитов не зависит от их геохимического типа, и, следовательно, алмаз, скорее всего, относится к протоминералам мантийного субстрата, последующие метасоматоз и плавление которого, а так же транспортировка глубинного вещества кимберлитовой магмой, могут сопровождаться дроблением, дорастанием или растворением алмаза. Наконец, адекватный геохимический образ кимберлитов, существенно отличный от традиционных представлений, имеет важное значение для прогнозирования алмазоносности новых проявлений магматитов и алмазопоисковой геохимии.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Архангельская алмазоносная провинция** (геология, петрография, геохимия, минералогия) / Под ред. О.А. Богатикова. М., Моск. Гос. Универ., 2000б 524 с.
2. **Богатиков О.А., Кононова В.А., Голубева Ю.Ю. и др.** Петрогеохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // Геохимияб 2004б № 9, с. 915-939.
3. **Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др.** Лампроиты. М., Наука, 1991б 301с.
4. **Вержак В.В.** Геологическое строение, вещественный состав, условия образования и методика разведки месторождения алмазов им М.В.Ломоносова // Автореф. канд. дисс., М., Моск. Гос. Универ., 2001, 36 с.
5. **Голубева Ю.Ю., Первов В.А., Кононова В.А.** Низкотитанистые алмазоносные кимберлиты – новый петрогеохимический тип // Тез. Докл.на каф., посвящ. 50<sup>ти</sup> летию открытия первой алмазоносн. Трубки Зарница. Санкт-Петербург., ВСЕГЕИ, 2004, с. 96-99.
6. **Джейкс А., Луис Дж., Смит К.** Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М., Мир, 1989, 430 с.
7. **Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатиков О.А. и др.** Геохимическая гетерогенность кимберлитов Якутии: вопросы генезиса и алмазоносность // Петрология, 2005, № 13, с. 493-509.
8. **Кононова В.А., Левский Л.К., Первов В.А. и др.** Sr-Nd изотопные характеристики мантийных источников калиевых ультрабазитов и базитов Севера Восточно-Европейской платформы // Петрология, 2002, № 10, с. 493-509.
9. **Лапин А.В., Толстов А.В.** Проблема геохимической неоднородности кимберлитов // Прикладная геохимия, 2005, вып. 7, кн. 2, с. 77-93.
10. **Лапин А.В., Толстов А.В., Лисицин Д.В.** Кимберлиты и конвергентные породы. ИМГРЭ, Москва, 2004, 226 с.
11. **Лапин А.В., Харьков А.Д.** Геохимические особенности включений ильменит-флогопитовых гипербазитов в кимберлитах и роль флюидных процессов в дифференциации мантии // Докл. АН, 1980, т. 255, с. 1269-1271.
12. **Лапин А.В., Харьков А.Д.** Маджгаваниты – особый петрогеохимический тип алмазоносных магматитов // Геохимия, 2003, № 11, с. 1-10.
13. **Милашев В.А.** Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. Недра, Ленинград, 1965, 160 с.

14. **Митюхин С.И., Специус З.В.** Включения в алмазах из кимберлитовой трубки Батуобинская // Геология и геофизика, 2005, т. 46. № 13, с. 1246-1258.
15. **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 // Матер. Всерос. Совещания «Алмазоносность Тимано-Уральского региона». Сыктывкар, 2001, с. 19-21.
16. **Розен О.М., Манаков О.В., Суворов В.Д.** Коллизионная система Северо-востока Сибирского кратона и проблема алмазоносного литосферного кия // Геотектоника, 2005, № 6, с. 42-67.
17. **Сардаских Н.Н., Благулькина В.А.** Петрографические и петрогенетические отличия кимберлитов от пород, сходных с ними по некоторым признакам // Зап. Всерос. Минерал. О-ва, 1969, ч. 98, вып. 4, с.415-421.
18. **Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О.** Происхождение алмазов и перспективы алмазоносности Восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1996, 146 с.
19. **Специус З.В.** Процессы метасоматоза и частичного плавления в ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии: приложение к генезису алмаза // В кн. «Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами». Труды IV Международного семинара. Иркутск – Улан Удэ, 2004, с. 107-143.
20. **Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.** Коренные месторождения алмазов мира. М, Недра, 1998, 555с.
21. **Araujo A.L.N., Carlson R.W., Gaspar J.C., Bizzi L.A.** Petrology of Kamafugites and Kimberlites from the Alto Paranaiba Alkaline Province, Minas Gerais, Brasil // Contrib. Mineral. Petrol., 2001, v. 142, p. 163-177.
22. **Beard A.D., Downes H., Hegner E., Sablukov S.M.** Geochemistry and Mineralogy of kimberlites from Arkhangel'sk Region N W Russia: evidence for transitional Kimberlite magma types // Lithos, 2000, v. 51, p. 47-73.
23. **Carlson R.W., Esperance S., Svisero D.P.** Chemical and Os isotopic study of Cretaceous potassic rocks from Southern Brazil // Contrib. Mineral. Petrol., 1996, v. 125, p. 393-405.
24. **Edwards D., Rock N.M.S., Taylor W.R., Griffin B.J., Ramsay R.R.** Mineralogy and petrology of the Aries Diamondiferous Kimberlite Pipe, Central Kimberley Block, Western Australia // J. Petrology, 1992, v. 33, p. 1157-1191.
25. **Mitchell R.H.** Kimberlites, orangites and related Rocks. Us. Plenum Press. NY, 1995, 410 p.
26. **Pochilenko N.P., Mc Donald J.A., Agashev A.M. Clarke D.B. Wright K.J.** Kimberlites and carbonatites of the Snap Lave/King Lake dike system: structural setting, petrogeochemistry and petrology of a unique type of association // Jn: VIII Intern Kimb. Conf., long Abstract, Victoria, Canada, 2003.
27. **Smith C.B., Gurney J.J., Skinner E.M., Clement C.R., Ebrahim N.** Geochemical character of Southern African Kimberlites: a new approach based on isotopic constraints // Trans Geol. Soc. S. Africa, 1985, v. 88, p. 267-280.
28. **Taylor W.R., Tompkins L.A., Haggerty S.E.** Comparative Geochemistry of West African Kimberlites (Evidence for a micaceous Kimberlite endmember of sublitospheric origin) // Geochim. Cosmoch. Acta, 1994, v. 58, № 19, p. 4017-4037.
29. **Vasilenko V.B., Zinchuk N.N. Krasavchikov V.O et al.** Diamond potential estimation based on kimberlite major element chemistry // J.Geochem. Explor., 2002, v. 76, p. 93-112.

## **Щелочно-ультраосновные массивы Кондерского комплекса - их петрографо-минералогические особенности и благороднометалльная минерализация**

А.М. Ленников, В.В. Иванов, Р.А. Октябрьский

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток*

Приведена обобщенная петрографо-минералогическая информация о платиноносных щелочно-ультраосновных массивах кондерского комплекса, развитых на юго-востоке и севере центральной части Алданского щита. Кратко охарактеризована благороднометалльная минерализация, связанная с этими интрузивами, оценены условия формирования вмещающих пород и оруденения.

### **ВВЕДЕНИЕ**

*Кондерский комплекс* щелочно-ультраосновных массивов с дунитовым ядром представлен наиболее крупным из них Кондерским платиноносным массивом, локализованным на юго-востоке Алданского щита, а также Чадским, Сыбахским и Дарьинским, обнаруженным южнее, и Инаглинским, расположенным на севере центральной части щита. Сформировались они на глубинах 1-2 км [2, 6] и представлены в разной степени эродированными образованиями, что обусловило различия в объемах слагающих их пород и сказалось на россыпеобразующем платинометалльном потенциале [24]. С учетом этих различий к наименее эродированным нами отнесены Сыбахский и Дарьинский массивы, к более эродированным – Кондерский и Инаглинский и к наиболее вскрытому эрозией – Чадский массив. К этому же комплексу, по ряду признаков, мы относим массив о. Феклистова в Шантарском архипелаге [10], который по эродированности близок Чадскому массиву.

Возрастное положение Кондерского массива и его аналогов дискуссионно. По геологическим данным [7, 50] и недавним изотопным определениям Rb-Sr, Sm-Nd и Re-Os методами [15, 58] нижний возрастной предел для хромитсодержащих дунитов не может быть моложе среднего рифея.

### **ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВОВ КОНДЕРСКОГО КОМПЛЕКСА**

*Кондерский массив.* На уровне современного эрозионного среза он прорывает песчанико-алевролитовую толщу рифея, перекрывающую архейский кристаллический фундамент Алданского щита с образованием куполовидной структуры [7, 20]. Во внешней части её, сложенной неравномерно ороговикованными песчаниками и алевролитами рифея, породы контактового ореола шириной свыше 500 м представлены главным

образом кордиерит-биотитовыми роговиками ( $f_{\text{Cor}}=46-60\%$ ;  $f_{\text{Bi}}=68-73\%$ ) с магнетитом, турмалином и андалузитом. Во внутренней зоне экзоконтакта, превышающей 100 м, эти роговики подверглись складчатым деформациям при формировании интрузива и преобразованы в мелкозернистые гранат-кордиерит-биотитовые и кордиерит-биотит-мусковитовые гнейсы ( $f_{\text{Gr}}$  до 96%;  $f_{\text{Bi}}$  более 60 %) с магнетитом, гомоильменитом, ганитом, турмалином, силлиманитом и андалузитом [16]. Гнейсированные роговики местами перемежаются с пластовыми телами карбонатных пород, доломитовыми и апопериклазовыми бруситовыми мраморами, форстерит-бруситовыми кальцифирами, монтичеллитовыми, монтичеллит-мелилитовыми, гроссуляр-фассаитовыми, везувиановыми и волластонитовыми скарнами, содержащими иногда клинтонит, скаполит, клиногумит, глиноземистую шпинель, редкую титано-магниевою шпинель-кандилит, гейкилит, перовскит и пирротин [24]. По показаниям геотермобарометров [16], максимальные температуры формирования пород контактового ореола Кондерского интрузива составляли 700-900°C при  $f_{\text{O}_2}=10^{-11}-10^{-8}$  МПа.

Гипербазиты, слагающие большую часть Кондерского щелочно-ультраосновного массива, представлены преобладающими дунитами, занимающими его центральную округлую часть диаметром около 6 км, и клинопироксенитами, обрамляющими дунитовое ядро и образующими ряд дуговых и субкольцевых тел [1, 7]. Дуниты в эндоконтакте постепенно сменяются клинопироксеновыми псевдооливинитами с магнитным ликвидусным феррихромитом, отсутствующими лишь на востоке ядра. Клинопироксенитовое обрамление последнего в этой части расширяется до 600 м, но в остальных местах оно не превышает 200 м. При этом в его составе вблизи дунитов развиты преимущественно оливиновые клинопироксениты, к периферии массива переходящие в магнетитовые и обычно безоливиновые разновидности. Те и другие слагают также маломощные (до 1 м) мелко-среднезернистые дайки в приконтактной части дунитового тела, а флогопитсодержащие магнетитовые клинопироксениты образуют ряд даек в юго-западном секторе дунитового ядра (рис. 1). Установлено также, что в оливиновых клинопироксенитах западной части обрамления на расстоянии до 180 м от контакта с дунитами присутствуют толстоплитчатые автолиты и шпирь(?) железистых дунитов [24].

Дуниты Кондерского массива представлены, в основном, порфиридовидными мелко-среднезернистыми разновидностями с массивной текстурой, в которых размеры зерен оливина варьируют от долей до десятков мм, а в реже встречающихся пегматоидных дунитах достигают 5-7 см в длину, содержат тонкие коричнево-бурые пластинки ильменита (?) и хромшпинелевые дендриты. При этом мелкозернистые дуниты развиты в краевой части ядра, постепенно переходя к периферии от среднезернистых разновидностей, за исключением его восточной части, где зафиксирован резкий переход к крупнозернисто-пегматоидным оливиновым пироксенитам.

Основная же масса ядра сложена среднезернистыми дунитами, местами переходящими в крупнозернистые и, по данным бурения [7], преобладающими на глубине, начиная примерно с 200 м.

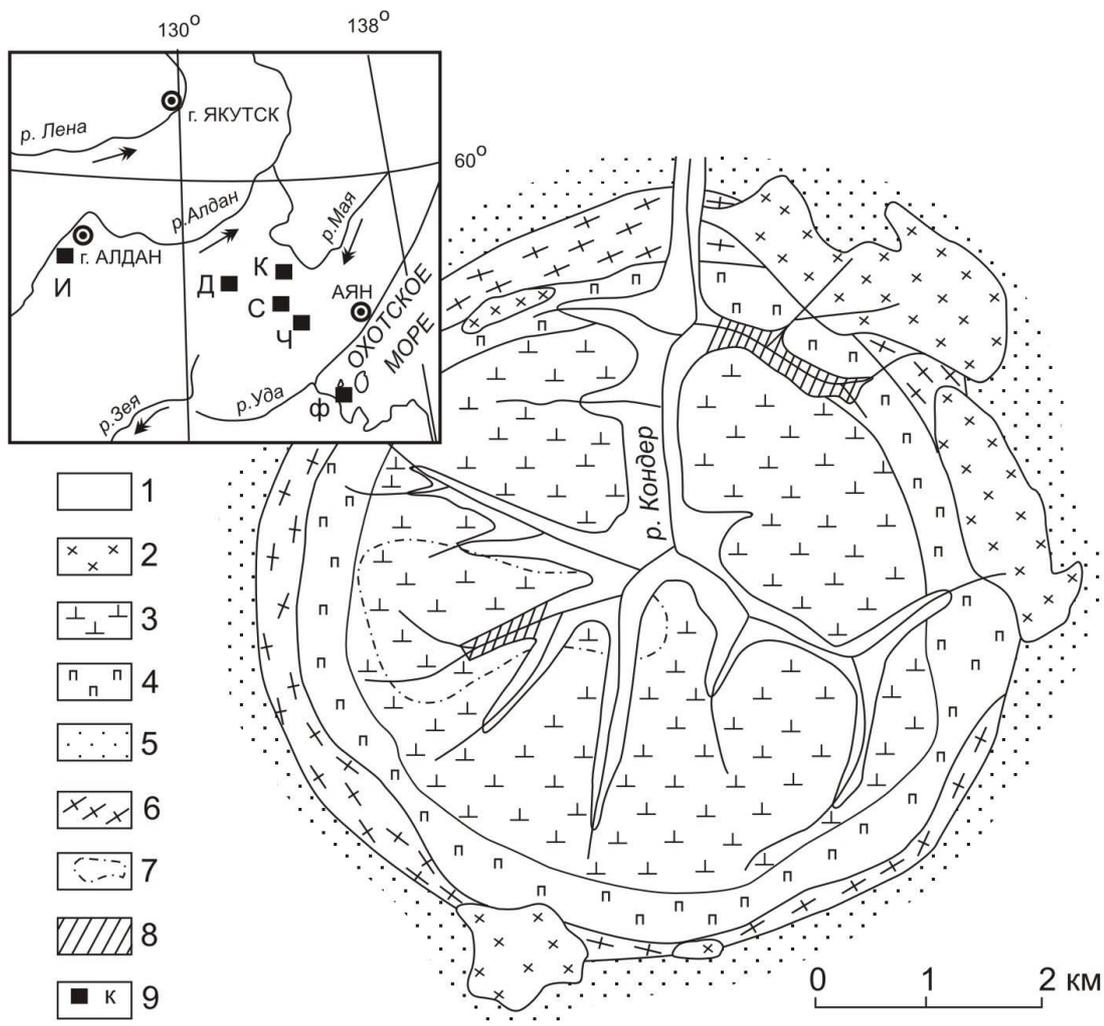


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кондерского массива [1, 7, 24, 46 упрощено].

1 - аллювиальные платиноносные отложения; 2 - гранодиориты, монзониты и диориты; 3 - дуниты; 4 - оливиновые и магнетитсодержащие пироксениты и меланогаббро; 5, 6 - массивные (5) и гнейсированные (6) роговики по платформенным карбонатно-терригенным отложениям рифея; 7 - контур поля развития даек флогопит-магнетитовых клинопироксенитов в дунитах; 8 - участки повышенной золотоносности аллювиальных отложений; 9 - местоположение массивов кондерского комплекса (К - Кондерский, С - Сыбахский, Ч - Чадский, Ф - Феклистовский, Д - Дарьинский, И - Инаглинский).

Железистость оливина в мелко-среднезернистых дунитах – 6.9-12.1 % Fa [23]. Несколько выше она у оливина из вкрапленников в клинопироксеновых дунитах краевой части дунитового ядра (12.4-13.2 % Fa) и еще более возрастает в дунит-пегматитах (14.7-15.1 % Fa) центральной части ядра, а также в толстоплитчатых автолитах и шлирах (?) дунитов (до 16.0-18.4 % Fa), развитых в оливиновых клинопироксенитах, контактирующих с дунитовым

ядром. В пегматоидных оливиновых клинопироксенитах, образующих шпирь в дунитах, железистость оливина достигает 12.7 % Fa и возрастает почти до 30 % Fa в оливиновых клинопироксенитах, обрамляющих дунитовое ядро и слагающих дайки, секущие дуниты. В целом пониженной железистостью обладают оливины из псевдооливинитов (7.8-10.7 % Fa; [24]). Оливины с минимальной железистостью (6.9-7.1 % Fa) обнаружены нами на водораздельной гривке между ключами Южный и Трезубец в мелко-среднезернистых дунитах южной краевой части дунитового ядра.

Порфиновые вкрапленники оливинов из дунитов обнаруживают признаки зональности по содержанию CaO. Обычно более насыщены им центральные части зерен (до 0.42 мас. % CaO при 0.38 % в краевой части). В мелких зернах оливина содержание CaO чаще соответствует промежуточным значениям между установленными в зональных порфириновых вкрапленниках (от 0.11 до 0.3 мас. % CaO), а наиболее высоким (до 0.5-0.7 мас. % CaO) оно оказалось в юго-восточном секторе дунитового ядра в маложелезистых (7.8-8.1 % Fa) оливинах, включающих мелкие зерна хромистого (6-7 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) магнетита. В целом несколько пониженным (0.09-0.18 мас. %) содержанием CaO в оливинах характеризуется центральная зона массива - область развития пегматоидных и крупнозернистых дунитов. На остальной площади дунитового ядра, включая его край, содержание CaO в оливинах более высокое (0.2-0.4 мас. %).

О температурных условиях формирования оливинов в дунитах Кондерского массива дают представление термодинамические расчеты параметров равновесия газовой фазы оливинов, с помощью которых получены значения 1375° и 1180°C соответственно для ликвидуса и солидуса, при P<sub>o2</sub> на ликвидусе 10<sup>-9</sup>-10<sup>-10</sup> МПа [26], сходные с результатами теплофизических расчетов [24].

Дунитовое ядро Кондерского массива характеризуется постоянным присутствием акцессорной вкрапленности клинопироксенов, их макро- и микрошпиров мощностью до нескольких метров, а также прожилков и окружено непрерывным кольцом оливиносодержащих безрудных и магнетитовых клинопироксенитов вплоть до косьвитов, габбро-пироксенитов и магнетитовых габбро. Вкрапленные, шпировые и прожилковые пироксениты, а также безрудные оливиновые пироксениты внутреннего кольца и центральной фации Кондера сложены маложелезистыми (f<sub>общ.</sub>=4,5-20,6 %) клинопироксенами умеренной титанистости (0,1-0,44 мас. % TiO<sub>2</sub>) с повышенным содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,25-0,76 мас. %) и могут быть отнесены к хромдиоксидам. Напротив, существенно более титанистыми (до 1,14 мас. % TiO<sub>2</sub>) и малохромистыми (менее 0,1 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) являются относительно железистые (f<sub>общ.</sub> до 30 %) клинопироксены кольцевых магнетитсодержащих пироксенитов и даек в дунитах. Кондерским кольцевым клинопироксенам свойственна высокая степень окисленности железа (f<sub>o</sub> до 48-56 %), что при повышенном содержании Na<sub>2</sub>O (до 0,73-0,86 мас. %) свидетельствует о

наличии в них эгиринового минала [24]. Помимо этого, в юго-западной части ядра на площади примерно 4 км<sup>2</sup> дуниты прорваны серией даек и жил флогопит-магнетитовых клинопироксенитов мощностью от 1-3 см до 30-40 м и протяженностью от первых до 200-300 м. Согласно буровым работам [7], жилы, прожилки и дайки этих клинопироксенитов, по мере погружения до 300-780 м, объединяются в одно тело. Клинопироксен в дайках практически бесхромистый, но несколько более железистый, чем в кольцевых оливиновых пироксенитах ( $f_{\text{общ.}}=20,5-23,5$ ). Для этих клинопироксенитов характерно разделение по минеральному составу на существенно флогопитовые, роговообманковые и магнетит-апатитовые разности. В крупнозернистых дайковых клинопироксенитах начала водораздела ключей Южный-Трезубец встречены единичные, относительно крупные (1x2 мм<sup>2</sup>) красно-коричневые кристаллы везувиана и бледно-розовые ксеноморфные зерна (1-2 мм) сфена.

Хромшпинелиды, широко распространенные в дунитах и клинопироксенитах центральной фации Кондерского массива, представлены в основном субферри- и субальмоферрихромитами – аксессуарными и рудными [24]. Первые образуют рассеянную вкрапленность октаэдрических, реже уплощенных и округло-изометричных зерен размером от 0.01 до 2-3 мм. Аналогичными морфологическими типами зерен, но более крупными (от 1 до 5-7 мм) сложены тела густовкрапленных и рудных хромшпинелидов, представленные округлыми и линзообразными шпирами, жилоподобными образованиями и гнездами размером до 0.7x1.5 мм<sup>2</sup>. В псевдооливинитах центра Кондэра и оливиновых пироксенитах внутреннего кольца развиты преимущественно аксессуарные хроммагнетиты и субальмохроммагнетиты.

Хромшпинелиды ассоциируют с оливином  $\text{Fa}_{7.1-12.1}$  в дунитах и  $\text{Fa}_{8.0-12.7}$  – в псевдооливинитах и оливиновых пироксенитах центральной фации,  $\text{Fa}_{13.7-16.1}$  – в пироксеновых дунитах зоны перехода и  $\text{Fa}_{16.0-18.8}$  – в пироксенитах внутреннего кольца и толстоплитчатых дунитовых автолитах в этих пироксенитах. По химическому составу они представляют закономерный ряд от единичных образцов высокохромистых (61.7-63.7 %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) разностей, через главную массу феррихромитов, к хромсодержащим магномагнетитам. В хромшпинелидах из дунитов содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  варьирует в пределах 55-19.6 %, а в магномагнетитах из оливинитов и магнитной фракции густовкрапленных хромшпинелидов из дунитов – в интервалах 7.6-8.6 и 10-12 % соответственно. Также существенны различия в содержании FeO и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . В меньшей мере изменяется доля MgO (от 3 до 11 %), причем наибольшими содержаниями характеризуются преимущественно густовкрапленные и рудные хромиты.

Хромшпинелиды дунитов и оливиновых клинопироксенитов центральной фации содержат заметное количество титана. Менее всего его в рудных хромшпинелидах и хромите первой генерации (0.4-0.8 и до 1.55 %  $\text{TiO}_2$ ). Несколько выше содержание  $\text{TiO}_2$  в аксессуарных хромшпинелидах (1.07-1.95 %) пегматоидных и крупнозернистых разностей дунитов и

оливиновых пироксенитов центральной фации. Вариации содержания  $TiO_2$  (1.8-2.12 %) меньше в хромсодержащих магнетитах. Хромшпинелиды Кондера – умеренно- и малоглиноземистые. К наиболее глиноземистым (5.9-7.9 %  $Al_2O_3$ ) относятся рудные разности.

Отмеченные выше особенности химизма хромшпинелидов Кондерского массива однозначно свидетельствуют в пользу принадлежности ультрабазитов Кондера к комплексам гипербазитов повышенной щелочности [24].

Формирование ядерных частей дунитового тела Кондерского массива завершилось кристаллизацией ряда самородных минералов (кремнистого и беспримесного  $\alpha$ -железа, олова, меди, сурьмы), а также единичных зерен, полиминеральных жилков и линз пентландита, пирротина, халькопирита, пирита и арсенопирита.

Наиболее поздними образованиями Кондерского массива являются жильные щелочные породы, локализованные преимущественно в пределах краевой части массива и частично в его экзоконтактной зоне. Представлены они тремя типами сиенитов – субщелочными, щелочными и нефелиновыми, а также ийолитами, мельтейгитами и эгиринитами, т.е. многими из главных разновидностей пород, развитых в типовых щелочно-ультраосновных интрузивах. Из них наиболее распространены щелочные сиениты и их пегматиты, сложенные микроклин-пертитом и альбитом, а также эгирином, магнезиоарфведсонитом и титаносиликатами – лампрофиллитом (до 16,6 мас. %  $CaO$ ), мурманитом, рамзаитом, нептунитом, лабунцовитом и белянкинитом, иногда в сопровождении стронциевого (до 26 мас. %  $SrO$ ) апатита [24]. К экзоконтактовому ореолу Кондерского массива и породам его краевой части приурочены дайки, жилы и небольшие штоки монцодиоритов, гранодиоритов, диоритовых порфиритов, андезитов, дацитов, спессартитов и шонкинит-пикритов. Эти породы, за исключением гранодиоритов, отнесены Е.П. Емельяненко и др. (1989) к ранней фазе мезозойского алданского комплекса (совместно с габбро и дайковыми флогопит-магнетитовыми клинопироксенитами), а М.П. Орловой (1991) сопоставляются с юрско-меловым щелочноземельным кеткапским комплексом, повсеместно сопровождающим мезозойские щелочные вулcano-интрузивные образования на Алданском щите.

**Чадский массив.** Расположен примерно в 120 км к югу от Кондерского интрузива, на левобережье р. Маймакан. Он имеет существенно меньшие размеры (около 3,5 км в поперечнике) и более простое строение. Дуниты, слагающие его центральную часть диаметром примерно 2 км, окаймлены последовательно оливиновыми и магнетитовыми клинопироксенитами, сменяющимися далее к краю массива габбро, габброноритами, габбромонцонитами и монцодиоритами (рис. 2). Щелочные породы представлены очень редкими дайками, гораздо менее разнообразными по составу, нежели кондерские. Последнее обстоятельство в совокупности с

существенно более широким развитием клинопироксенитов, по сравнению с дунитами, позволяет предполагать для Чадского массива более значительную эродированность, чем Кондерского [24]. На уровне современного эрозионного среза Чадский массив, аналогично Кондерскому, прорывает песчанико-алевролитовую толщу рифея с линзами известняков, вызывая ороговикование, скарнирование и щелочной метасоматоз, но без изменения первоначального залегания вмещающих пород, что также свидетельствует в пользу более значительной эродированности Чадского интрузива, в результате чего, как можно предположить, венчавшая его куполовидная постройка, аналогичная кондерской, была уничтожена.

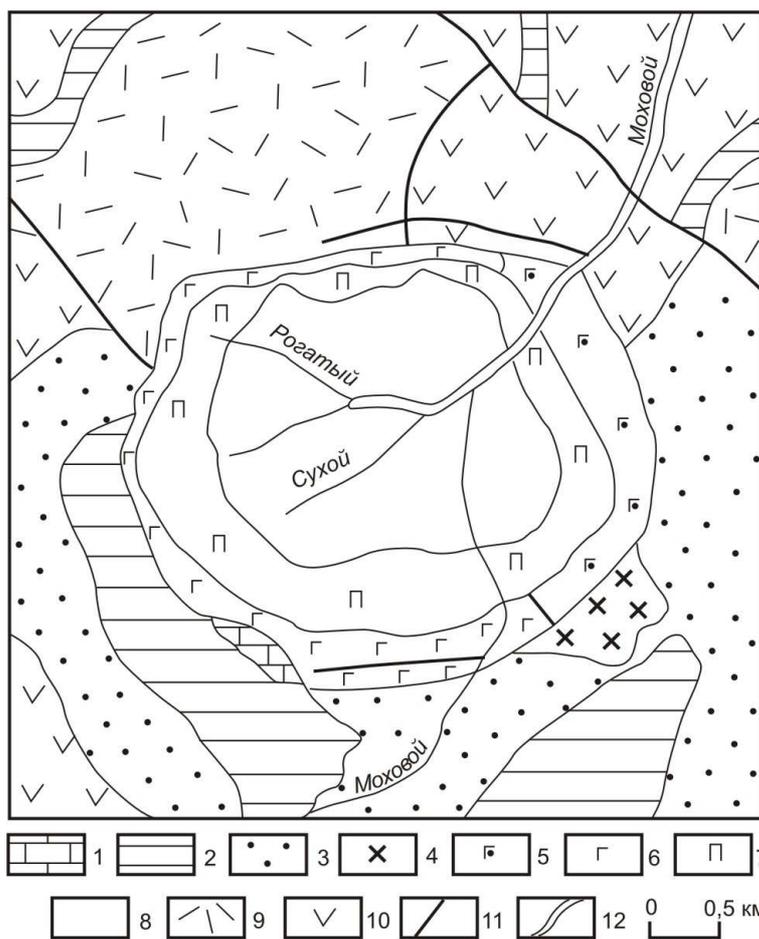


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Чадского массива (составлена М.А. Богомоловым и В.И. Кицулом, цитируется по [52] с уточнениями по [24].

1-3 - верхнепротерозойские мраморы, доломиты, доломитизированные известняки юдомской свиты (1), конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты эннинской свиты (2), аркозовые и кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты гонамской свиты (3); 4-6 - рифейские диориты и грано-диориты (4), оливиновые габбро и габбронориты (5), кенталлениты, шонкиниты и сиениты (6); 7 - оливин-клинопироксеновые и магнетит-оливин-клинопироксеновые пироксениты; 8 - платино-хромитоносные дуниты; 9 - предгонамские пластовые порфириды и диабазы; 10 - послегонамские габбродиабазы; 11 - разрывные нарушения; 12 - россыпь золота и платиноидов.

Дуниты Чадского массива представлены в основном порфировидными мелко-среднезернистыми разностями. Более чем на 70 % они сложены зернами оливина размером 0,1-2 мм, среди которых выделяются его более крупные индивиды – 2,5-6 мм. В центральной части массива нередки оливинные гломерокристы (от 5x7 до 15x25 см<sup>2</sup>), а размеры отдельных кристаллов оливина возрастают до пегматоидных, составляя 12-17 мм в длину. Реже встречаются еще более крупные оливинные зерна – до 2-4 см и гигантские обособления дунит-пегматитов. Чадские пегматоидные оливины, подобно кондерским, также содержат тонкие коричнево-бурые пластинки

ильменита (?), хромшпинелевые дендриты, хорошо ограненные октаэдры хромита (до 1 мм) и более мелкие округлые зерна оливина. В целом дуниты Чадского массива – это довольно свежие породы. Внутри чадского дунитового ядра нередко встречаются жилы мощностью 2,5- 20 см и изометричные тела до 2 м в поперечнике светло-зеленых оливиновых клинопироксенитов, в которых примерно в 100 м от контакта с клинопироксенитовым кольцом появляются пластинчатые ксенолиты дунитов.

Западная и южная границы между дунитами и безмагнетитовыми оливиновыми клинопироксенитами резкие, но без признаков закалки. Непосредственно в зоне контакта дуниты существенно рассланцованы, а пироксениты остаются массивными. Зерна оливина в них, как и в дунитах, часто оказываются собранными в гломерокристы. Своеобразные породы, переходные по химизму к верлитам, обнаружены на участках особенно значительного развития в дунитах жильных и гнездообразных тел оливиновых клинопироксенитов. Аналогичные верлиты, как отмечалось выше, развиты и на Кондерском массиве в зоне перехода от дунитового ядра к оливиновым клинопироксенитам центральной фации.

Оливиновые клинопироксениты, непосредственно примыкающие к дунитовому ядру, представляют собой мелко-среднезернистые слабо порфиоровидные породы. Содержание оливина в них составляет 10-15 % и представлен он, преимущественно, гломерокристами ( $2 \times 6 \text{ мм}^2$ ) овальной или линзовидной формы. Индивидуальные включения оливина в интерстициях клинопироксеновых зерен встречаются редко. По мере перехода к периферии массива клинопироксениты становятся темнее, содержание оливина в них уменьшается до 2-10 % и появляются единичные зерна магнетита. В центральной части пироксенитового кольца развиты редкие гнезда ( $3 \times 5 \text{ см}^2$ ) крупнозернистых оливиновых клинопироксенитов с магнетитом, а также почти метровые зоны пегматоидных мономинеральных клинопироксенитов. В среднезернистых оливиновых клинопироксенитах встречаются единичные шпильки (до  $4 \times 20 \text{ см}^2$ ) их мелко- среднезернистых магнетитовых разностей.

Переход к магнетитсодержащим оливиновым клинопироксенитам постепенный. По мере уменьшения зернистости возрастает концентрация магнетита при варьирующем количестве оливина (3-15 %) вплоть до образования разностей с сидеронитовой структурой – косьвитов. В мелкозернистых магнетитовых клинопироксенитах развиты пластинчатые включения ( $2 \times 10 \text{ см}^2$ ) рудного оливинита, сложенного на 30 % магнетитом и на 70 % – оливином. Во внешней части клинопироксенитового кольца развиты мелко-среднезернистые порфиоровидные плагиоклазсодержащие (7-10 %; № 70) рудные оливиновые клинопироксениты с единичными зернами апатита и биотита. По мере увеличения количества плагиоклаза (до 20-30 %; № 68) они переходят в меланократовые габбро. В северо-восточной части

массива происходит смена клинопироксенитов габбромонцонитами через промежуточные пятнистые разнозернистые меланогаббро.

Внешнее кольцо массива сложено рядом переходных средне-мелкозернистых разностей пород – от оливиновых габбро через габбромонцониты до монцонитов с зональным клинопироксеном, монцонит-порфиоров и мелкозернистых оливиновых тенсбергитов, либо от оливиновых габбро через биотит-амфибол-клинопироксеновые диориты к порфировидным оливинсодержащим диоритмонцонитам. Все названные породы варьируют от меланократовых до мезократовых. Иногда – это полосчатые разности, постоянно содержащие биотит (5-10 %), магнетит (5-10 %) и апатит (0,5-2 %). Порфировые вкрапленники в них представлены оливином (1,5-3 мм), клинопироксеном (3-4,5 мм), реже, – плагиоклазом (до 5 мм; № 20-40), а основная масса сложена оливином, клинопироксеном и плагиоклазом. Встречается ортопироксен в мелкозернистых габброноритах. Плагиоклаз разнозернистый, зональный – от № 40-55 в габбро и габбромонцонитах до № 20-40 в монцонитах. Клинопироксен также преимущественно зональный. Центральные части его зерен сложены бесцветным авгит-салитом, а периферия – зеленым авгитом. Содержание калиевого полевого шпата варьирует от единичных антипертитов в плагиоклазе габбро до 20-25 % в монцонитах и более 90 % – в оливинсодержащих тенсбергитах. В последних, наряду с оливином и зональным клинопироксеном, присутствуют амфибол, сфен и апатит (до 5 %).

Железистость оливина в дунитах Чадского массива составляет 7,2-14,3 % Fa, что немного превышает железистость кондерских оливинов из дунитов (7,1-13,7 % Fa). Существенно более железистыми оливинами сложены оливиновые клинопироксениты (14-24,1 % Fa), магнетит-оливиновые клинопироксениты (26,5-28,5 % Fa), оливиновые меланократовые габбро и габбромонцониты (34,1-41,1 % Fa), что в целом существенно выше предельной железистости оливина, установленной в кондерских оливиновых клинопироксенитах (~ 30 % Fa).

Оливины из дунитов Чадского массива несколько отличаются от кондерских по содержанию CaO (0,11-0,60 мас. %), которое не опускается так низко, как в кондерских. В большинстве оливиновых клинопироксенитов содержание CaO в оливинах оказалось менее 0,1 % в интервале 10-25 % Fa, но несколько возросло в более железистой области (27-40 % Fa) в дайковых магнетит-оливиновых клинопироксенитах и, особенно, – в меланократовых габбромонцонитах.

Акцессорные хромшпинелиды дунитов Чадского массива представлены субферри- и субальмоферрихромитами, практически полностью соответствующими хромшпинелидам Кондера, как по морфологии их выделений в дунитах, так и по химическому составу. Последнее с очевидностью подтверждается данными о содержании главных окислов (MgO – 6.28-11.32 мас. %; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 41.13-53.38 мас. %), а также согласуется с

$f_{\text{общ.}}$  (67-79 %) редковкрапленных и шпировых хромшпинелидов Чацкого массива, которые достаточно близки кондерским. Так, массивные хромшпинелиды рудных обособлений центральной части Чацкого массива оказались несколько более магнезиальными (10,7-13,2 мас. % MgO;  $f_{\text{общ.}}=47-57$  %) и хромистыми (52,8-55,1 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), чем кондерские.

Судя по составу аксессуарных чацких хромшпинелидов, устанавливается отчетливая направленность процесса кристаллизации дунитов от центральной части массива к его краевым зонам. При этом, в краевых, приконтактных с пироксенитами участках дунитового ядра (по сравнению с его центральными частями), хромшпинелиды заметно обогащены железом ( $f_{\text{общ.}}=73-79$  %; в центре 55-67 %) и титаном (0,9-1,5; в центре 0,5-0,8 мас. % TiO<sub>2</sub>), но беднее магнием и хромом (41,1-46,9; в центре 51,1-53,4 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). В приконтактной зоне на расстоянии примерно с 10 м вплоть до непосредственного контакта также видна эта направленность, выражающаяся в увеличении железистости хромшпинелидов (от 73 до 79,2 %), возрастании содержания титана (от 0,9 до 1,52 мас. % TiO<sub>2</sub>) и одновременно в уменьшении количества хрома (от 44,0 до 41,4 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Таким образом, и в Чацком массиве обнаруживается тенденция, свойственная переходу от ликвидусного к солидусному хромшпинелиду в массиве Кондер. В оливиновых пироксенитах, непосредственно прилегающих к дунитам Чада, кристаллизовался уже только хромсодержащий (1,43 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и заметно титанистый (6,22 мас. % TiO<sub>2</sub>) магнетит.

**Сыбахский массив.** Относится к числу наименее изученных в связи со слабой естественной обнаженностью. Он представляет собой удлиненное в плане овальное тело площадью около 3-х км<sup>2</sup>, вытянутое почти в широтном направлении и погружающееся на запад под углом около 45° (рис. 3). Большая часть его перекрыта делювиальным чехлом гнейсов и кристаллосланцев нижнепротерозойской утукачанской свиты, а также ороговикованных пелитовых пород рифейского возраста [6]. Коренные обнажения в центральной части массива сложены магнетитовыми пироксенитами, рассеченными дайками и жилами (до 2,5 м) габбромонзонитов, монзонитов и габбродиабазов.

На западе и востоке Сыбахский массив сложен преобладающими пироксенитами (до 50 %), а также монзонитами и габбромонзонитами. Причем в его западной части, в отличие от центральной, это преимущественно оливинсодержащие клинопироксениты. Они рассечены маломощными (до 20 см) жилами магнетитовых пироксенитов, диабазов, габбромонзонитов и кварцевых монзонит-порфиоров. Здесь же незначительно развиты пироксенсодержащие дуниты и их амфиболсодержащие разности вплоть до кортландит-пегматитов. Эти породы слагают линзовидное в плане тело размером около 400 м в длину, вытянутое параллельно контакту с вмещающими гнейсами [24].

Клинопироксенсодержащие дуниты главного тела Сыбахского массива представляют собой бурые порфировидные мелкозернистые породы с вкрапленниками оливина (до 24 % Fa) размером 1-3 мм, содержащими включения хроммагнетита, биотита и роговой обманки. В них постоянно присутствует 5-10 % бесцветного клинопироксена (0,3-1,2 мм), иногда образующего порфиробласты (до 3 мм;  $f_{\text{общ.}}=14\%$ ). Количество его к контакту с пироксенитами возрастает до 20 % одновременно с увеличением железистости ( $f_{\text{общ.}}$  до 18,5 %). Помимо клинопироксена в дунитах постоянно присутствует светло-бурая роговая обманка ( $f_{\text{общ.}}=18-25\%$ ), а также аксессуарная вкрапленность хромшпинелидов, пирротина, пентландита и халькопирита.

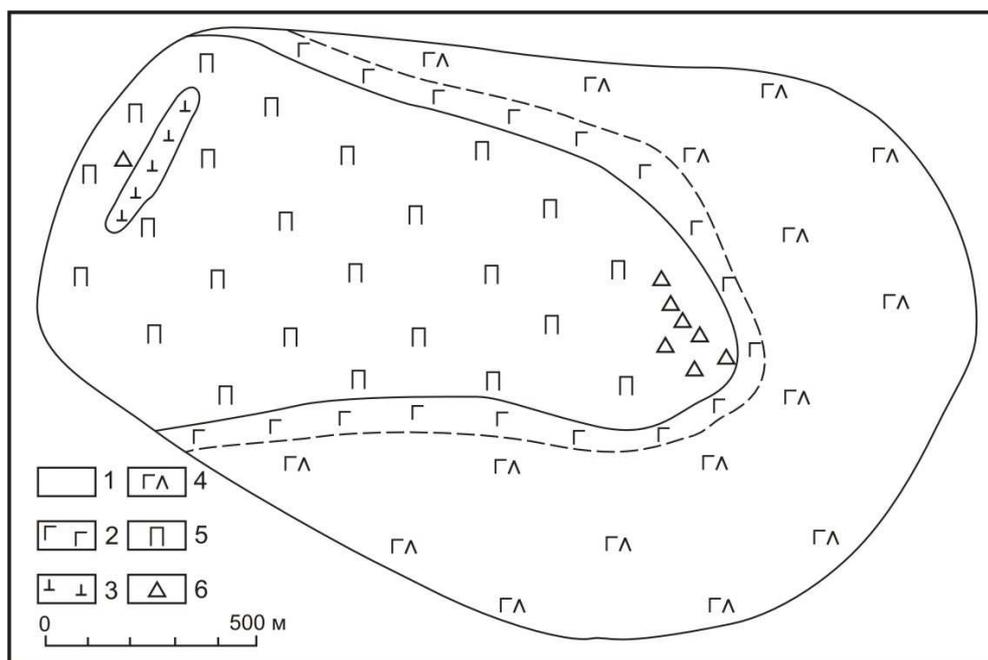


Рис. 3. Схематическая геологическая карта массива Сыбах (по В.М. Шмигирилову, с изменениями;[51]).

1 - метаморфические породы верхнего архея и протерозоя, 2 - монцитоны и габбро-монцитоны, 3 - габбро, 4 - пироксениты, 5 - дуниты, 6 - точки взятия образцов пироксенитов с включениями хромдиоксида.

Оливиновые клинопироксениты западной части массива представлены крупно- и среднезернистыми разновидностями. В 60-65 м от контакта с вмещающими породами в среднезернистых клинопироксенитах появляется магнетит (до 0,5 %), а в крупнозернистых – плагиоклаз № 40. Далее, по направлению к контакту количество плагиоклаза постепенно увеличивается и пироксениты переходят в среднезернистые пироксен-амфиболовые меланогаббро (плагиоклаз № 45). И, наконец, в эндоконтактной 3-х метровой зоне меланогаббро через мелко-среднезернистые порфировидные разновидности сменяются лейкократовыми пироксеновыми и кварц-

калишпатсодержащими дупироксеновыми габбродиоритами с неоднородно-зональным (№ 20-60) плагиоклазом.

Рудные пироксениты слагают коренные обнажения в центральной части массива. Это слабо порфириовидные крупно-среднезернистые породы темно-зеленого цвета, местами содержащие включения изумрудно-зеленого хромдиоксида размером до 12 мм, обнаруживающие зональность от бесцветного в ядре к буро-зеленому с края. В них постоянно присутствует оливин (1-7 %) с включениями магнетита и биотита. Буро-зеленый клинопироксен основной массы также содержит многочисленные включения магнетита (7-10 %) и существенно замещен преимущественно коричнево-бурой роговой обманкой (3-10 %). Для магнетита характерны структуры распада, – эмульсионные и пластинчатые включения ильменита и игольчатые – шпинели. С магнетитом постоянно ассоциирует апатит (до 2 %).

В отличие от дунитов Кондера и Чада, их сыбахские аналоги сложены гораздо более железистым оливином (19,8-24,3 % Fe), в оливиновых клинопироксенитах его железистость примерно такая же (20,5-20,9 % Fe), в магнетитсодержащих оливиновых клинопироксенитах она равна 27,3-32,6 % Fe и в габбромонцонитах возрастает до 38,2 % Fe [24]. Судя по железистости, оливины сыбахских дунитов наиболее сходны с оливинами из пироксенсодержащих дунитов Гулинского массива (15,9-19,1 % Fe; [4]. При этом сыбахские оливины оказались существенно менее кальциевыми (0,04-0,06 мас. % CaO), чем гулинские, в которых эти значения не опускаются ниже 0,18 мас. % CaO, что, возможно, связано с более высокой железистостью сыбахских. В целом, с учетом данных по Гулинскому плутону, отмеченные особенности сыбахских оливинов объясняются, скорее всего, формированием дунитов Сыбаха в малоглубинной обстановке в условиях значительного перепада температур.

Хромшпинелиды в массиве Сыбах установлены в линзовидном теле мелкозернистых амфиболсодержащих дунитов и редких блоках (до 1 кв. м) мелкозернистых оливиновых пироксенитов. Они представлены очень мелкой акцессорной вкрапленностью (до 5 %) и сопровождаются в ряде образцов более крупными зернами пирротина и пентландита. По химическому составу сыбахские хромшпинелиды соответствуют субальюмоферрихромитам, хроммагнетитам, субальюмохроммагнетитам и хромсодержащим магнетитам. Как следует из классификационных диаграмм [24], они частично соответствуют солидусным аналогам массива Кондер, особенно по соотношению общей железистости и доли хрома в сумме трехвалентных элементов. Однако ликвидусные хромшпинелиды массива Сыбах отличаются от солидусных кондерских заметно большим содержанием глинозема (6,29-9,31 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), подобно ликвидусным кондерским хромшпинелидам. Наиболее характерной чертой сыбахских хроммагнетитов и хромсодержащих магнетитов является высокое содержание TiO<sub>2</sub> (2,5-5,3 мас. %), сближающее

их с шпинелидами меймечитов и пикритовых лав Маймеча-Котуйской провинции [3].

Подобно Кондерскому и Чадскому, Сыбахский массив также, вероятно, представляет собой генетически родственную ассоциацию пород, но существенно менее эродированную, в результате чего в его пределах еще не вскрыты эрозией более магнезиальные дуниты и оливиновые пироксениты.

**Феклистовский массив.** Концентрически-зональный массив о. Феклистова, относящегося к Шантарскому архипелагу в Охотском море, интродурирует терригенно-кремнистые отложения, рифейско-палеозойского возраст (?), представленные переслаивающимися песчаниками и алевролитами с линзами гравелитов и конгломератов, кремнистыми породами и известняками.

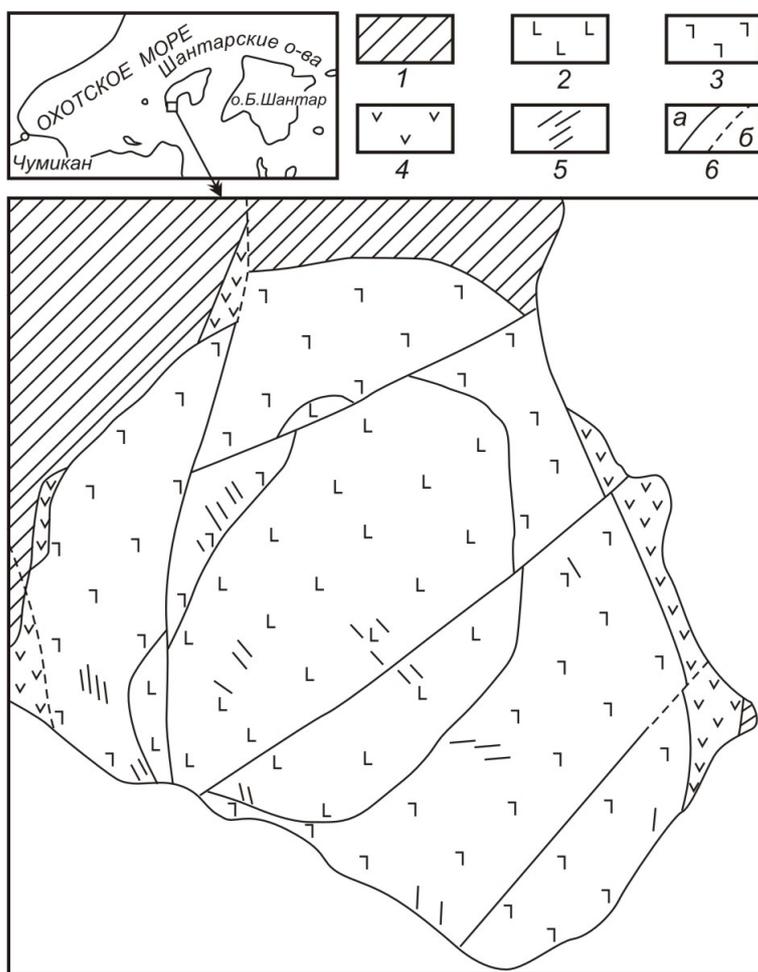


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Феклистовского массива [34, с упрощениями].

1 - условно рифейские алевролиты, песчаники, конгломераты; 2-5 - дуниты (2), верлиты (вблизи дунитов) и оливиновые клинопироксениты (3), габбромонцониты и монцодиориты (4), дайки оливиновых клинопироксенитов и монцодиоритов (5); 6 - разрывные нарушения установленные (а) и предполагаемые (б).

Зональность Феклистовского массива (рис. 4), подобно Кондерскому, состоит в последовательной смене (от центра к периферии) хромитсодержащих платиноносных дунитов прерывистым кольцом верлитов и мощным кольцевым телом оливиновых клинопироксенитов, которые на границе с вмещающими породами интродуцированы габбро, габбро-монцонитами, монцодиоритами и диоритами [18, 35]. В плане массив представляет собой субовальное тело площадью свыше 12 км<sup>2</sup>. Большую часть его составляют дуниты (35 %) и пироксениты (60 %). Учитывая взаимоотношения магматических образований с вмещающими породами и крутое падение полосчатости в дунитах к центру (до 80°), предполагается воронкообразная форма массива. В

рельефе он образует циркоподобную котловину и в северо-восточной части, имеющей крутые склоны, рассечен в районе бухты Энегельма ручьем Корифан, через который шло основное поступление кластогенного материала в акваторию моря.

Среди дунитов Феклистовского массива преобладают и примерно одинаково распространены как мелко-среднезернистые, так и собственно среднезернистые разновидности, в которых постоянно присутствуют порфиновые выделения оливина – удлиненные и субизометричные зерна величиной до 5-7 мм. Реже встречаются крупнозернисто-пегматоидные дуниты. Все разновидности феклистовских дунитов сходны с кондерскими. Согласно микрозондовым анализам, оливины дунитов Феклистовского массива близки кондерским по железистости (9,2-11,5 % Fe), но содержат гораздо меньше CaO (не более 0,1 мас. %), что может свидетельствовать о большей глубине их кристаллизации, по сравнению с кондерскими, и согласуется с высказанным предположением о его более значительной эродированности [24]. Постоянной минералогической составляющей дунитов Феклистовского массива, как и Кондерского, являются хромшпинелиды, образующие рассеянную вкрапленность очень мелких зерен (не более 0,5 мм). Однако иногда они объединяются в микрошлиры размером до  $5 \times 10 \text{ мм}^2$ , вплоть до образования коротких прожилков и массивных выделений, сложенных ограниченными и округлыми зернами величиной до 1 мм. В отличие от кондерских хромшпинелидов [24]. феклистовские. при сходном содержании  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (21-52 мас. %), являются несколько более глиноземистыми (от 7,5-12,2 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в ликвидусных рудно-шлировых и до 9 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в солидусных). В этом отношении они сопоставимы с хромшпинелидами платиноносных массивов Урала (5,8-11,8 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; [11]), однако многие из феклистовских имеют повышенную титанистость (до 1-1,9 мас. %  $\text{TiO}_2$ ), что не свойственно уральским (не более 0,9 мас. %  $\text{TiO}_2$ ). Максимальные содержания  $\text{TiO}_2$ , как и на Кондерском массиве (1,6-1,7 мас. %), выявлены в солидусных хроммагнетитах из крупнозернисто-пегматоидных дунитов. Кроме этого, уральские хромшпинелиды являются статистически более хромистыми (36-55 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) и менее марганцовистыми (0,2-0,5 мас. % MnO), нежели феклистовские и кондерские.

Кристаллизация хромшпинелидов в феклистовских дунитах началась [10] с наиболее хромистых феррихромитов (43-52 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), слагающих гнезда и вкрапленники в дунитах. Помимо пониженной железистости ( $f_{\text{общ.}} = 65-73 \%$ ), последние являются и наиболее восстановленными ( $f_0 = 23-41 \%$ ). Позже сформировались менее хромистые (до 40 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) ликвидусные феррихромиты, образующие округлые включения в оливине. Дальнейшее понижение температуры сопровождалось кристаллизацией солидусных умеренно хромистых феррихромитов (32-38 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), вплоть до хроммагнетитов (21 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) с высоким содержанием  $\text{TiO}_2$  (до 1,8 мас. %). Таким образом, изменение состава феклистовских хромшпинелидов при

формировании дунитов соответствовало направленности кристаллизационных трендов меймечитов и алданских щелочно-ультраосновных интрузивов, что подтверждает их сходную формационную принадлежность [10]. О повышенной щелочности феклистовских дунитов свидетельствуют также впервые обнаруженные нами в их хромшпинелидах включения хромсодержащего (2,68 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) натриевого (более 3 мас. %  $\text{Na}_2\text{O}$ ) амфибола и редко встречающегося натриевого (более 5 мас. %  $\text{Na}_2\text{O}$ ) флогопита, сходного с уонезитом, но более хромистого (1,7 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ).

Связующим звеном между феклистовскими дунитами и оливиновыми пироксенитами являются верлиты, представленные разностями, переходными между дунитами и пироксенитами. Оливин в них характеризуется несколько большей железистостью (до 13,3 % Fa), чем в дунитах, а в клинопироксене, наряду с увеличением железистости ( $f_{\text{общ}}$  до 11,3 %), возрастает насыщенность  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (до 1,8 мас. %),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (до 1 мас. %),  $\text{TiO}_2$  (до 0,3 мас. %) и  $\text{Na}_2\text{O}$  (до 0,3 мас. %). В верлитах хромшпинелиды встречаются реже, чем в дунитах, уступают им по содержанию  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (17-36 мас. %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0,8-11 мас. %) и одновременно характеризуются стабильно повышенной титанистостью (1,4-1,6 мас. %  $\text{TiO}_2$ ). Вариации их состава в общих чертах соответствуют установленному эволюционному ряду хромшпинелидов в феклистовских дунитах.

Среди феклистовских оливиновых пироксенитов, аналогично кондерским, преобладают мелко- и среднезернистые разности. Реже встречаются как крупнозернистые клинопироксениты и пироксенит-пегматиты, так и крайне мелкозернистые, богатые паргаситом (до 20 %). Оливин в пироксенитах содержится в количестве 10-20 %, а железистость его выше, чем в верлитах, и составляет 10-20 % Fa. Более значительную железистость, чем в дунитах и верлитах, имеют и клинопироксены ( $f_{\text{общ.}} = 10-15$  %) при повышенном содержании  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (до 0,85 мас. %) и  $\text{Na}_2\text{O}$  (до 0,45 мас. %), широко варьирующей глиноземистости (0,8-2,5 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) и невысокой титанистости (до 0,3 мас. %  $\text{TiO}_2$ ). Хромшпинелиды в оливиновых пироксенитах, как и в верлитах, развиты ограниченно. Они содержат умеренное количество  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (13-32 мас. %), пониженное –  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (до 5,6 мас. %) и устойчиво повышенное –  $\text{TiO}_2$  (1,3-2,9 мас. %), что соответствует середине и окончанию эволюционного тренда хромшпинелидов из феклистовских дунитов. Аналогична кондерскому тренду, заметно отличаясь от уральского, и направленность кристаллизации феклистовских хромшпинелитов [10, 24]

**Дарьинский (Дымовский) массив** Расположен в 75 км к юго-западу то Кондёрского щелочно-ультраосновного массива в бассейне р. Дарья, и представляет собой субовальное тело размером до 1.5 км в поперечнике, сложенное преимущественно средне- и крупнозернистыми (до пегматоидных) пироксенитами, содержащими местами биотит, апатит и титаномагнетит, реже отмечаются титанистый гранат, эгирин-авгит, керсутит и ильменит

(рис.5). Геологи-съёмщики параллелизуют эти пироксениты с дайковым комплексом Кондёра [24]. По представлениям В.Ф. Полина с соавторами (2004) породы дарьинского комплекса – это семейство основных и ультраосновных фойдолитов, щелочных габброидов, фельшпатоидных и щелочных сиенитов. Они идентифицируются как щелочные пироксениты,

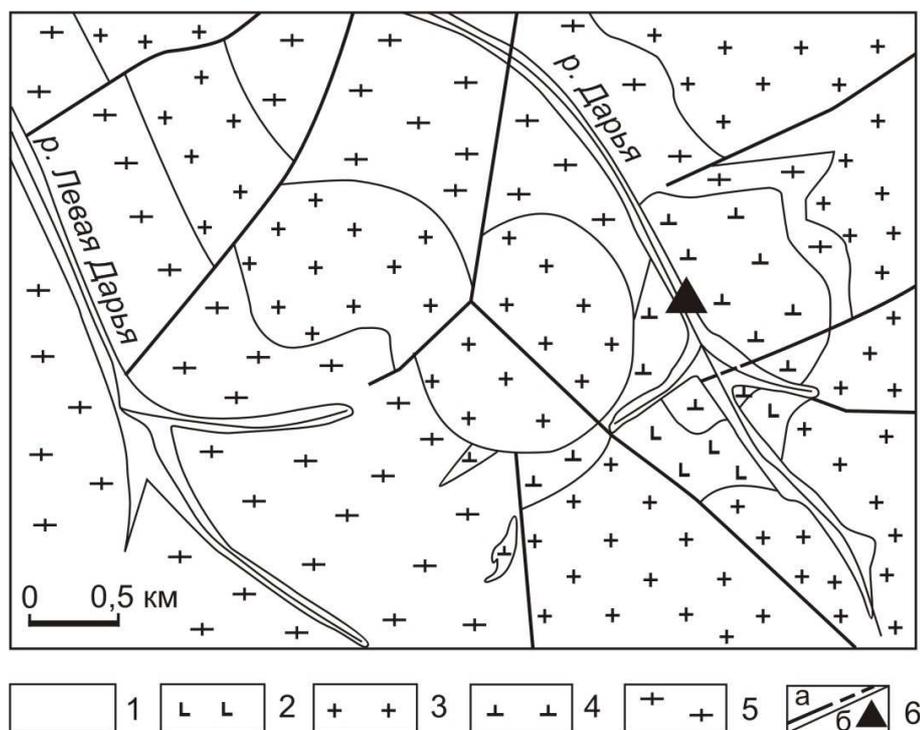


Рис.5. Схематическая геологическая карта Дарьинского (Димовского) массива (по[35]).

1 - четвертичные отложения, 2 - меловые габбро, 3 - позднемеловой-раннемеловой диорит-гранодиорит-сиенитовый комплекс, 4 - протерозойские(?) клинопироксениты (косьвиты), 5 - раннеархейские метаморфические образования, 6 - разломы (а) и место отбора тяжёлого шлиха (б).

щелочные габбро-косьвиты, ийолиты и миссуриты, шонкиниты, фойяиты, миаскиты, фергуситы, луювриты и мариуполиты, ледмориты и бороланиты, лаурвикиты, святоноситы, тенсбергиты, кварцевые щелочные сиениты и нордмаркиты. Дайково-жильные образования представлены эссекситами, сельвсбергитами, бостонитами, лейцитовыми сиенит-порфирами, тингуаитами и грорудитами, щелочными пегматитами [36].

**Инаглинский массив.** Расположен в 30 км западнее г. Алдан, где интродуцирует породы архейского кристаллического фундамента Алданского щита, субгоризонтально перекрытые верхнерифейскими гравелито-песчаниковыми отложениями, содержащими дунитовую гальку [13], что однозначно свидетельствует о среднерифейском, как минимум, возрасте инаглинских дунитов. Последние слагают большую часть Инаглинского массива, образующего в плане субовальное тело, составляющее около 5 км в

поперечнике (рис. 6). В отличие от Кондерского, Чадского и Феклистовского массивов, дунитовое ядро Инаглинского интрузива обрамляет субкольцевое тело шонкинитов невыдержанных размеров, составляющее, в среднем, около 0,5 км. Оливинсодержащие клинопироксениты, значительно развитые в перечисленных выше массивах, в Инаглинском интрузиве слагают

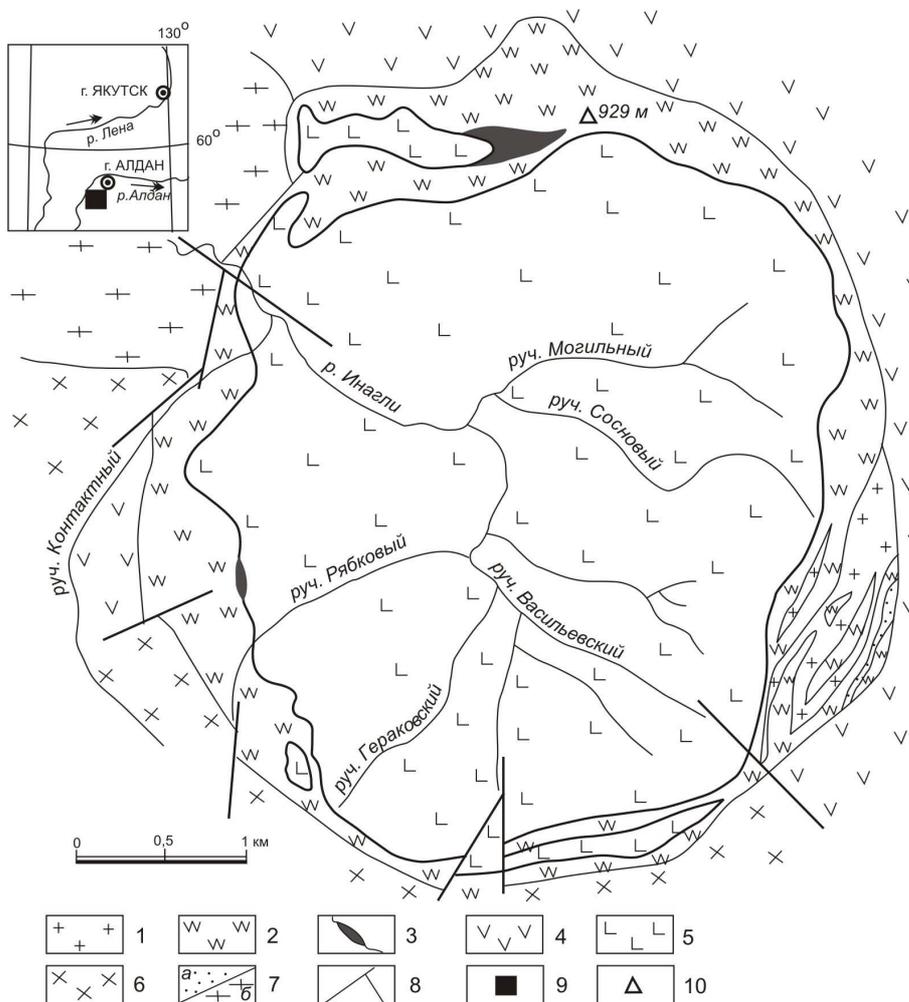


Рис. 6 Схематическая геологическая карта Инаглинского массива (по Корчагину, 1974, с изменениями).

1 - щелочные сиениты, 2 - шонкиниты, 3 - оливиновые клинопироксениты, 4 - сиенит-порфиры, 5 - дуниты, 6 - сиенитодиорит-порфиры, 7 - гравелиты и песчаники рифея (а), граниты, кристаллические сланцы и гнейсы архея (б), 8 - разломы, 9 - расположение массива Инагли (квадрат), 10 - местоположение выс. 924 м.

маломощное, порядка 25-50 м субкольцевое тело неправильных очертаний на контакте дунитов с шонкинитами, дайки в дунитах и тонкие каймы вокруг дунитовых включений в шонкинитах (кольцевые и дайковые оливиновые пироксениты иногда именуется калиевыми перидотитами; [8, 13]. К Инаглинскому комплексу также относятся, согласно А.М. Корчагину (1974; 1996), силлоподобные тела сиенит-порфиров и сиенит-порфиристов, а также дайки и штоки щелочных сиенитов с пегматитами, минералогически сходные

с щелочными породами Кондерского массива [24], за исключение новых титаносиликатов бария (батисита, инаэлита, якутита и лейкофенита), обнаруженных пока только на Инагли, а также цирконосиликатов – эльпидита, катаплента и цирфессита [13].

В отличие от Кондерского щелочно-ультраосновного интрузива, где развиты, в основном, среднезернистые дуниты [24], в Инаглинском массиве преобладают их мелко- и мелко-среднезернистые разновидности, как это свойственно краевым эндоконтактовыми зонам Кондерского интрузива и согласуется с представлением об очень слабой эродированности Инаглинского массива. Наряду с этим, в более глубинных зонах последнего, как и на Кондерском, нередко встречаются и более крупнозернистые дуниты, – от средне-крупнозернистых до пегматоидно-крупнозернистых и пегматоидных.

По нашим данным, практически совпадающим с литературными [3], инаглинские дуниты сложены оливинами существенно меньшей железистости (4,8-6,2 % Fa), чем на Кондере, при варьирующей кальциевости (от 0,2-0,55 в центре и до 0,05-0,16 мас. % CaO с краю). При этом в средне-мелкозернистых дунитах краевой части ядра Инаглинского массива железистость оливинов, подобно Кондерскому массиву, оказалась несколько большей (6,2% Fa), чем в его центре (4,8 % Fa), а в пегматоидных дунитах возрасла до 7,3-7,6 % Fa. Наряду с этим в трех случаях в мелкозернистых дунитах железистость оливинов оказалась ещё выше – 8,9-10,4 % Fa и сходной с кондерской. В двух из них повышенная железистость оливинов может быть объяснена принадлежностью сложенных ими дунитов к зонам магматического переслаивания на участках перехода от дунитов к клинопироксенитовому кольцу. В третьем случае калишпат-эгириносодержащая клинопироксенитовая дайка прорывает дуниты, сложенные гораздо более магнезиальным оливином (4,8-5,0 % Fa), чем присутствующий в ксенолите дунита (8,9-9,3 % Fa). Это может свидетельствовать о существенно более высокой железистости оливинов, слагающих дуниты глубинных горизонтов ядра Инаглинского массива, и о возможном соответствии их по железистости дунитам Кондерского интрузива.

Подобно оливинам, слагающим дуниты Инаглинского массива, общая железистость присутствующих в них аксессуарных клинопироксенов также оказалась заметно меньшей, чем на Кондере, и составляет 5,1-6,4 % при содержании в клинопироксенах 0,15-0,48 мас. % TiO<sub>2</sub>; 0,73-2,08 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 0,41-1,10 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Близки последним по химизму ( $f_{\text{общ.}}=3,2-7,5$ , редко 8,9-10,3%; до 0,37 мас. % TiO<sub>2</sub>; не выше 0,79 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 0,26-0,75 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и клинопироксены из крупнозернистых хромдиопсидитов Инагли (в том числе и ювелирные), ассоциирующих нередко с флогопитом и калишпатом [12, 33]. В инаглинских кольцевых пироксенитах клинопироксены по железистости ( $f_{\text{общ.}}=13,5-15,7$  %) соответствуют оливин-

клинопироксенитовой части кондерского кристаллизационного тренда на диаграмме  $Al_2O_3 - f_{общ.}$  [24]. Они характеризуются повышенной глиноземистостью (до 2,07 мас. %  $Al_2O_3$ ), умеренным содержанием  $TiO_2$  (до 0,55 мас. %), повышенной натриевостью (до 0,61 мас. %  $Na_2O$ ) и заметной хромистостью (до 0,29 мас. %  $Cr_2O_3$ ). Последнее отличает их от клинопироксенов дайковых пироксенитов Инагли, почти не содержащих хрома при сходстве в содержании остальных примесей.

Хромшпинелиды в Инаглинском массиве присутствуют, главным образом, в дунитах его центральной части (до 3%) и в значительно меньшем количестве встречаются в кольцевых оливиновых клинопироксенитах. В отличие от кондерских [24], они образуют эволюционный ряд от несколько менее хромистых субферрихромитов и менее глиноземистых субальюмоферрихромитов через существенно более развитые, чем на Кондере, феррихромиты к хроммагнетитам и хромсодержащим магномагнетитам при заметно меньшем проявлении субальюмохроммагнетитов. Эта особенность хромшпинелидов Инагли свидетельствует в пользу более высокой щелочности расплавов, из которых кристаллизовались дуниты Инаглинского массива, либо, как было показано на примере Кондера, может быть связана с меньшей глубиной эрозионного среза инаглинских дунитов по сравнению с кондерскими. В вышеназванном ряду инаглинских хромшпинелидов наибольшие содержания хрома (43,3-57,0 мас. %  $Cr_2O_3$ ) свойственны их ликвидусным разновидностям из мелко- и среднезернистых дунитов как в центре массива, так и в его краевой части. В пегматоидно-крупнозернистых и пегматоидных дунитах ликвидусные хромшпинелиды содержат несколько меньше хрома (36,4-46,6, редко до 49,8 мас. %  $Cr_2O_3$ ). Далее по насыщенности хромом следуют солидусные феррихромиты и хроммагнетиты. В мелкозернистых и мелко-среднезернистых дунитах Инаглинского массива они содержат от 32,0-52,5 до 26,1-31,4 мас. %  $Cr_2O_3$ . Сходные вариации хромистости обнаруживаются в средне-крупнозернистых и пегматоидно-крупнозернистых разностях дунитов (33,8-53,1 и 26,5-29,4 мас. %  $Cr_2O_3$ ). В оливинах мелко-среднезернистых и пегматоидно-крупнозернистых дунитов Инагли, аналогично кондерским, обнаружены пластинчатые или дендритовидные включения хромшпинелидов (до  $20 \times 40$  мкм<sup>2</sup>). По составу они также близки ликвидусным феррихромитам повышенной хромистости (47,3 мас. %  $Cr_2O_3$ ), хромшпинелидам эндоконтактных дунитов, либо солидусным хроммагнетитам (25,2-30,7 мас. %  $Cr_2O_3$ ).

Инаглинские хромшпинелиды, как и кондерские, представлены умеренно- и малоглиноземистыми разностями. Наиболее глиноземистые из них (6,7-8,9 мас. %  $Al_2O_3$ ) – аксессуарные и микрошлировые разности первой и второй генераций в дунитах центра массива и часть ликвидусных хромшпинелидов в пегматоидно-крупнозернистых дунитах. Эти же хромшпинелиды в мелко- и мелко-среднезернистых дунитах краевой части дунитового ядра содержат меньше  $Al_2O_3$  (4,9-6,9 мас. %).

Аналогично кондерским хромшпинелидам, инаглинские содержат заметное количество  $TiO_2$  (0,4-0,9 мас. %) в зернах первой генерации из мелко- и мелко-среднезернистых дунитов, которое возрастает до 1,3 мас. % в крупнозернисто-пегматоидных разностях дунитов, включая микрошлиры (1,1 мас. %  $TiO_2$ ). Причем, в отличие от кондерских хромшпинелидов, в инаглинских содержание титана заметно увеличивается и в случае хромшпинелидов поздней генерации, включая часть пластинчатых (дендритовидных) обособлений в оливине. Оно возрастает в хромшпинелях из мелкозернистых (до 1,5 мас. %  $TiO_2$ ), мелко-среднезернистых (1,1-2,5 мас. %  $TiO_2$ ) и пегматоидных дунитов (до 2,4 мас. %  $TiO_2$ ), но затем резко падает (до 0,3-0,6 мас. %  $TiO_2$ ) при переходе к хроммагнетитам и хромсодержащим магнетитам, ассоциирующим с сульфидами.

Подобно Кондерскому массиву, хромшпинелиды присутствуют и в кольцевых оливиновых клинопироксенитах Инагли. Последние, большей частью, представляют собой мелкозернистые порфиридные породы, минералогически соответствующие оливиновым клинопироксенитам внутреннего кольца Кондерского щелочно-ультраосновного массива. Исключение составляет образец, отобранный в районе высоты 929 м (рис. 6). Этот клинопироксенит такой же мелкозернистый и порфиридный, но содержит шпир мелкозернистого дунита и напоминает оливиновые клинопироксениты зоны перехода от дунитов ядра массива Кондер к оливиновым клинопироксенитам его внутреннего кольца, вмещающим дунитовые шпир, возникшие в результате кристаллизационной дифференциации [24]. В отличие от кольцевых оливиновых клинопироксенитов Инагли, в их дайковых аналогах рудный минерал представлен только магнетитом. Последний обладает невысокой варьирующей хромистостью, умеренной титанистостью и ассоциирует с оливином, оливином и калишпатом, либо с эгирином и калишпатом.

Как и на Кондэре, формирование ядерной части дунитового тела Инагли завершилось кристаллизацией самородного железа [17], а также единичных зёрен полиминеральных жилков и линз пентландита, пирротина, халькопирита и др. сульфидов.

## **БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРООСНОВНЫХ МАССИВОВ КОНДЕРСКОГО КОМПЛЕКСА**

*Кондёрский массив* Основная часть кондерской россыпной платины представлена бесформенными, комковидными, угловатыми и хорошо ограненными зернами различного размера, вплоть до самородков, на долю которых приходится, в среднем, 12 мас. % от всей шлиховой платины, из них 4 % - экземпляры весом более 10 г. Реже встречаются самородки до 1 кг. Всего в промысловые сезоны 1984-1994 г.г. их было найдено около десяти, в том числе четыре весом более 1.5 кг и один - свыше 3.5 кг [47].

Наряду с платиной, в коренном залегании и россыпях водотоков (рис.1), встречаются самородные золото, серебро, свинец, олово, медь, никель, железо, сурьма и висмут [7]. Содержание самородного золота в кондерской россыпи не превышает 3-5% от массы шлиховой платины на участках, где были обнаружены его мелкие самородки весом от 1-5 до 10 г. Еще реже в россыпи попадает серебро, иногда в виде самородков от 3-5 до 200 г [47].

После начала целенаправленного изучения благороднометалльной минерализации Кондерского массива в 1982 г. в рыхлых отложениях его найдено более 50 минералов элементов платиновой группы (ЭПГ), золота и серебра, многие из которых относятся к новым или редко встречающимся в природе соединениям, однако немало минералов ЭПГ, Au и Ag обнаружено и в коренном залегании. Это позволило установить приуроченность той или другой минеральной разновидности к одному из двух основных типов магматических образований Кондера: к хромитоносным дунитам центральной части массива и обрамляющим их хромитсодержащим клинопироксенитам, либо к жильным флогопит-магнетитовым клинопироксенитам, прорывающим дуниты в юго-западной части массива. При этом удалось выяснить, что главный минерал ЭПГ – структурно упорядоченная разновидность  $Pt_3Fe$  – изоферроплатина [21] оказался весьма неоднородным как по насыщенности железом, так и по содержанию примесных ЭПГ. Проведенное нами изучение коренной изоферроплатины [24] позволило установить, что в хромитсодержащих дунитах она представлены ранней, более высокотемпературной, сформировавшейся одновременно с вкрапленниками хромита и оливином, и поздней, выполняющей межзерновые промежутки в линзах и жилах массивных хромититов. Ранняя изоферроплатина, ассоциирующая с вкрапленниками хромита, сравнительно обогащена примесными ЭПГ (мас. %: 0,8-3,8 Ir; до 1,5 Pd; 0,5-1,8 Rh в области минимального эрозионного среза и 2,2-5,3 Ir; 0,7-0,9 Os; 0,2-1,0 Pd и 0,7-1,1 Rh в предельно эродированной зоне) при значительном колебании железистости (24-35 ат. % Fe), отчетливо выраженной тенденции к снижению в ней концентрации Fe с глубиной, и постоянно содержит включения твердых растворов Os, Ir, Ru, Pt. Напротив, в поздних Pt-Fe – сплавах из массивных хромититовых жил и шлиров в дунитах подобные включения отсутствуют, а сплавы характеризуются в целом при такой же железистости заметной обедненностью примесными ЭПГ (рис. 7). Платина же из дайковых флогопит-магнетитовых клинопироксенитов, представленная структурно неупорядоченной разновидностью – т.н. железистой платиной [54], образует эффектные кубические кристаллы (до 1 см и более), покрытые местами пленкой медистого золота, и помимо сходной рафинированности, представлена разностями повышенной железистости (28-30 ат. % Fe).

Остальные минералы ЭПГ встречаются на Кондере в крайне ограниченном количестве и образуют незначительные по размерам (чаще

первые десятки мкм) округлые и пластинчатые включения внутри зерен изоферроплатины, а также прерывистые каймы вокруг зерен изоферроплатины и крайне редко – самостоятельные выделения. В дунитах среди крайних членов вышеназванных твердых растворов системы Os-Ir-Ru-Pt в высокотемпературной изоферроплатине наиболее распространен самородный осмий, а самородные платина, иридий и рутений представлены лишь одиночными включениями в изоферроплатине размером от 10 до 170 мкм. Наибольший интерес из них представляет рутений, встреченный нами на Кондере впервые и всего лишь третий раз в мире, причем эта находка является и самой малопримесной [24]. Нами также впервые установлено резко контрастное распределение примесных Pt и Ir в самородном осмии,

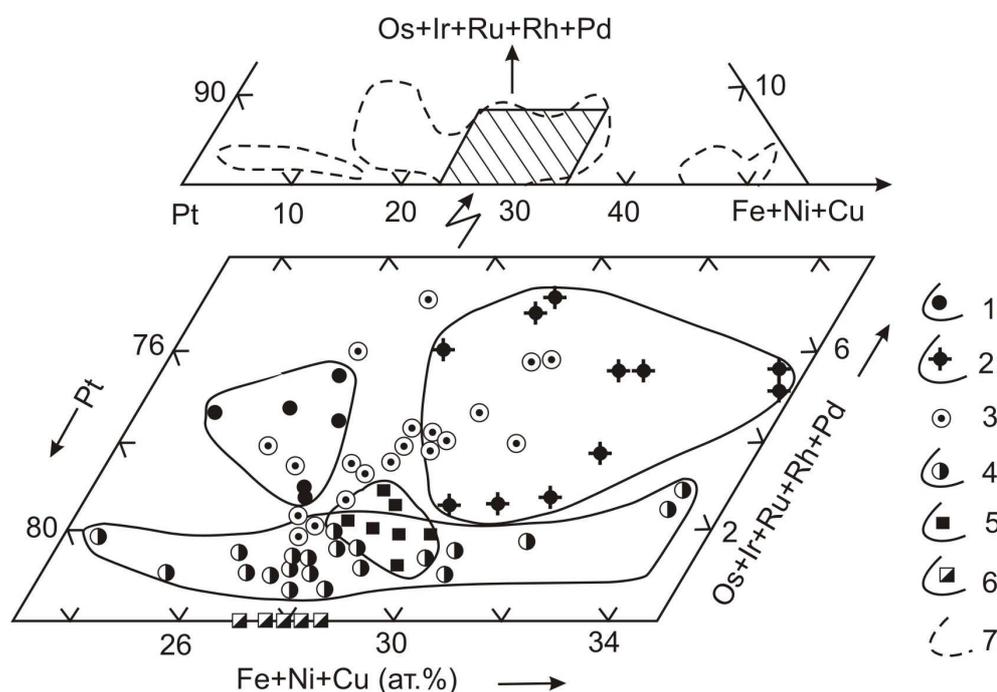


Рис. 7. Диаграмма состава акцессорной изоферроплатины из хромосодержащих дунитов.

Минимально (1), максимально (2) эродированных и прочих (3) частей дунитового ядра Кондерского массива; массивных хромитовых жил и шлиров в дунитах (4) и флогопит-магнетитовых пироксенитов (5), образующих дайки в дунитах, по [24]; 6 - железистая платина из кубических самородков, покрытых пленкой медистого золота, по [51, 44]; 7 - поля Pt-Fe - сплавов из хромитонесных дунитов типовых ультрамафитов, по [9].

включенном в высоко- и малопримесной изоферроплатине. В первом случае его пластинчатые, округлые и червеобразные включения оказались заметно богаче этими примесными ЭПГ (до 6 и 17 мас. % соответственно). Вторая разновидность осмия, представленная пластинчатыми и изометричными зернами, статистически характеризуется заметно меньшими содержаниями Pt и Ir (не более 3-11 мас. %), обнаруживает зональное распределение Ir в наиболее крупных зернах (с максимумом в центре) и образует включения

только в малопримесной изоферроплатине второй генерации. И, наконец, третьей разновидностью осмия являются его обособленные малопримесные (Pt и Ir до 2 мас. %) крупнокристаллические агрегаты (50x350 мкм), промежутки между которыми выполнены малопримесной изоферроплатиной.

Не менее специфичными оказались и соединения промежуточного состава системы Os-Ir-Ru-Pt (рис. 8). Наряду с преобладающими иридитым осмием и платинисто-осмистым иридием впервые удалось обнаружить выделения существенно рутенисто-иридитого осмия, которому свойственны широкие вариации в содержании рутения (до 40-65 ат. %). Крайне редко встречаются осмистый рутений, платинисто-иридитый осмий, осмистая платина и осмистый иридий. Впервые на Кондере, помимо самородного рутения, нами также обнаружены почти бинарный RuOs и иридитый шилоит PtIrRuOs [24].

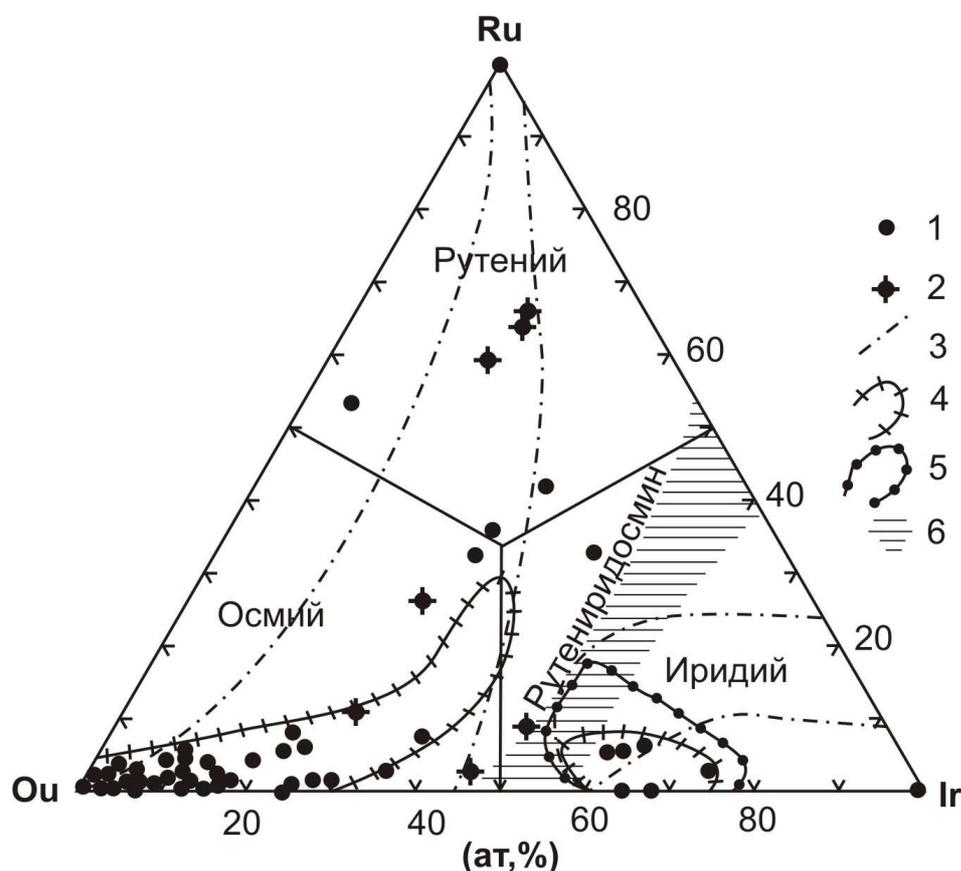


Рис. 8. Диаграмма для твердых растворов системы Pt-Os-Ir-Ru Кондерского массива.

По [24] - 1 и [21] - 2; поля составов твердых растворов системы Pt-Os-Ir-Ru: альпинотипных ультрабазитов, по [5] - 3, щелочно-ультраосновных массивов, по [38] - 4, Кондерского массива, по [21] - 5; предполагаемое поле несмесимости, по [41] - 6.

Большим разнообразием минеральных форм ЭПГ характеризуются краевые части зерен изоферроплатины из массивных хромититов. Прежде

все это касается сульфидов и сульфоарсенидов ЭПГ, из которых особенно распространены лаурит-эрлихманитовые дисульфиды и сульфоарсениды ирарсит-холлингвортитового ряда. Однако состав их оказался достаточно стабильным при резком преобладании крайних членов и меньшем развитии соединений промежуточного состава. Довольно обычны зональные зерна этих минералов, причем осмистые лауриты и рутенистые эрлихманиты в большинстве зерен оказались более рутениевыми в краевой части, а в ирарситах и холлингвортитах краевые зоны обычно обогащены Ir, а центральные – Rh.

Преимущественно сперрилитом представлены в дунитах Кондерского массива арсениды ЭПГ, образующие мелкие (50-250 мкм) включения в краевой части зерен малопримесной изоферроплатины, хотя встречаются местами и его одиночные кристаллы гексагональной формы размером до 1,5 мм. В аналогичной изоферроплатине нами также впервые обнаружены редкие мелкие включения полуплатинового арсенида платины (мас. %: 51,62 Pt; 1,08 Rh; 10,57 Ir; 0,28 Os; 0,16 Cu; 2,20 S; 33,14 As; сумма 99,05) с формулой  $(Pt, Ir, Rh)_2(As, S)_3$ , который можно считать новым минералом. Близким аналогом его является фаза  $(Pt, Rh)_2(As, S)_3$  из золото-платиновой россыпи Южного Приморья [51].

Помимо перечисленных выше минералов ЭПГ, в малопримесной изоферроплатине из массивных хромититовых сегрегаций в дунитах также обнаружены включения олово-сурьмяных туламинита  $(Pt, Pd)_2(Fe, Sb, Sn)Cu$  и хонгшита  $(Pt, Pd)(Cu, Sn, Sb)$ , геверсита  $Pt(Sb, Bi)_2$ , а также неназванных  $(Pd, Pt, Cu)_3(Bi, Sb)$  и  $Pt(Cu, Sb, Ni)_3$ , являющихся, вероятно, новыми природными соединениями [40].

Весьма разнообразной оказалась благороднометалльная минерализация во флогопит-магнетитовых клинопироксенитах и маломощных сульфидных линзах, локализованных в дунитах в непосредственной близости от даек клинопироксенитов в юго-западной части массива. В области дренирования сульфидных линз и прожилков, сложенных пентландитом, халькопиритом, халькозином, борнитом и кубанитом, в россыпи совместно с малопримесной изоферроплатиной широко развиты моноссульфиды ЭПГ, представленные куперитом, а также более сложными моноссульфидами. Установлены они во многих зернах россыпной изоферроплатины в виде фрагментарных кайм (до 10 и более мкм), либо изометричных и линзовидных включений по границам зерен, а также в сростках с магнетитом, пентландитом и пирротинном. В последнем случае минерал оказался [24] существенно иридиевым (до 26 мас. % Ir), обогащенным Fe (до 20 мас. %) и Ni (до 18 мас. %).

В этой же россыпи, но формировавшейся по дунитам, вмещающим линзы и прожилки сульфидов, в изоферроплатине в виде изометричных и прожилковидных включений, а также тонких коррозионных каемок вокруг нее, развиты сложные маланит  $(CuPt_2S_4)$  – купрородсит  $(CuRh_2S_4)$  – купроиридситовые  $(CuIr_2S_4)$  и инаглиит  $(PbCu_3Ir_8S_{16})$  – кондеритовые

( $PbCu_3Rh_8S_{16}$ ) сульфиды [41-43]. Большинство из проанализированных нами Cu- содержащих сложных сульфидов оказалось маланитами, иногда с повышенной концентрацией Rh и Ir (до 13,6 и 26,6 мас. % соответственно), а остальные представлены собственно купроиридситом (до 49 мас. % Ir), его новой предельно родистой (до 17,8 мас. % Rh) разновидностью, иридным купрородситом (25,5 мас. % Ir) и впервые встреченной существенно платинистой (30,3 мас. % Pt) разновидностью последнего. Среди изученных нами Cu-Pb - содержащих сульфидов преобладают инаглииты, предельно насыщенные родиём (11,05-12,56 мас. % Rh), один представлен кондеритом, существенно менее иридиевым (20,12 мас. % Ir), чем ранее описанный в качестве нового минерала [42, 45], а два обогащены Pt (29,15-30,67 мас. %) и представляют собой новый минерал – платиновый аналог инаглиита и кондерита –  $Pb_{0,78-0,89}Cu_{3,13-3,33}Ir_{1,99-2,06}Rh_{1,87-1,91}Pt_{3,17-3,29}S_{16}$ . Подобно последним, этот сульфид имеет микротвердость 412-435 кг/мм<sup>2</sup> [24].

В золотосодержащей части кондерской россыпи, локализованной в поле развития тех же флогопит-магнетитовых клинопироксенитов, наряду с преобладающей малопримесной платиной кубического габитуса относительно широко развиты замещающие ее тетраферроплатина, туламиниты и хонгшиты. Из них наиболее стабильным составом отличается тетраферроплатина, иногда содержащая лишь незначительную примесь Cu (до 3 мас. %) и Ni (до 1,5 мас. %). Менее выдержанным является состав туламинитов, которые при почти неизменной концентрации Pt обнаруживают значительные вариации Fe (8,5-13,0 мас. %) и Cu (12,8-8,8 мас. %). В редких же обособленных выделениях туламинита в ассоциации с борнитом в нем устанавливаются неравномерно распределенные Ni (до 3,5 мас. %) и Ir (до 2,5 мас. %) с обогащением ими краев зерен. Но особенно изменчивыми по составу оказались хонгшиты. Даже в пределах одних и тех же реакционных кайм по изоферроплатине они представлены как крайними, так и промежуточными членами гипотетического изоморфного ряда Pt(Cu,Fe)-Pd(Cu,Fe), а в округлых самостоятельных зернах, имеющих концентрически-зональное строение, их состав варьирует (от периферии к центру) от сложного твердого раствора (Pt,Pd)(Cu,Fe) к PdCu – впервые обнаруженному палладиевому аналогу хонгшита. В этой же россыпи нами найдены оловосодержащая разность хонгшита (мас. %: 69,3 Pt; 12,8 Pd; 9,7 Cu; 7,2 Sn; сумма - 99,0), более насыщенная Sn, чем ранее описанная [40], и сложный золотосодержащий сульфид (мас. %: 52,47 Pd; 11,53 Au; 4,94 Ag; 15,64 Bi; 8,46 Pb; 0,69 Ni; 7,34 S; сумма -101,07) с обобщенной формулой  $(Pd, Au, Ag, Ni)_{10}(Bi, Pb)_2S_4$ . Он слагает прерывистую реакционную кайму вокруг неоднородного по составу хонгшитового зерна и мог сформироваться, как показывают эксперименты, в системах Au-Ag-S и Au-Bi-S [23], лишь при сравнительно низкой температуре (200-350°C) и исключительно высокой активности сульфидной серы ( $f_{S_2}$  порядка  $10^{-2}$ - $10^{-3}$  Па). В пределах этой же

каймы нами обнаружен еще один новый минерал – германид палладия Pd<sub>2</sub>Ge (мас. %: 75,62 Pd; 1,12 Ag; 23,89 Ge; сумма 100,63).

В сложных арсенидах палладия и платины, возникших синхронно золотообразованию, несмотря на значительные колебания в содержании всех компонентов, целочисленные отношения Pd (или Pd+Pt+Ag) к сумме As, Bi и Sb в большинстве минералов оказались близкими к 3/1, аналогично гуанглиниту [49]. К ним относится большая часть антимонидвисмутарсенидов. Исключение составляют два антимонидарсенида, два висмутарсенида и оба висмуттеллуларсенида. Один из первых удовлетворительно рассчитался на формулу изомертиита – (Pd<sub>9,66</sub>Pt<sub>1,34</sub>)<sub>11</sub>(Sb<sub>2,18</sub>As<sub>1,73</sub>Te<sub>0,05</sub>)<sub>3,97</sub>. Близок ему по химическому составу и второй антимонидарсенид (Pd<sub>9,59</sub>Pt<sub>0,10</sub>Ag<sub>0,31</sub>)<sub>10</sub>(Sb<sub>1,43</sub>As<sub>1,41</sub>Bi<sub>0,11</sub>Te<sub>0,04</sub>)<sub>2,99</sub>. Сходными с гуанглинитом оказался один из висмуттеллуларсенидов, соответствующий формуле (Pd<sub>3,89</sub>Pt<sub>0,09</sub>Ag<sub>0,02</sub>)<sub>4</sub>(Bi<sub>0,16</sub>Sb<sub>0,09</sub>Te<sub>0,31</sub>As<sub>0,40</sub>)<sub>0,96</sub>. Остальные висмутарсениды, судя по составу и катионно-анионному отношению, варьирующему от 7/2 до 9/2, близки арсенопалладиниту [48]. Большинство сложных арсенидов Pd и Pt образует мелкие обособленные включения в ферроплатине, палладистом аналоге хонгшита и палладисто-медистом золоте, где обычна их ассоциация с соболевскитом и другими висмутидами и антимонидвисмутидами палладия, образующими иногда агрегаты размером до 90 мкм. Реже наблюдаются они в ассоциации со сперрилитом.

Относительно редко встречаются в кондерской россыпи висмутиды, антимонидвисмутиды и антимониды палладия, представленные минералами соболевскит-садбериитового ряда. Из них мелкие включения (10-25 мкм) соболевскита, близкие по стехиометрии к PdBi, развиты преимущественно в медистом золоте и реже встречаются в ферроплатине. Многие зерна висмутидов зональны – краевая часть обогащена палладием вплоть до Pd<sub>3</sub>Bi. Последний обнаружен нами и в виде индивидуальных включений в медистом золоте, в котором также присутствуют редкие выделения фрудита (PdBi<sub>2</sub>). Несколько мелких зерен (до 25 мкм) садбериита (PdSb) найдены в сростке с соболевскитом и фазой Pd<sub>3</sub>(Bi,Sb), включенными в золото, в котором здесь же иногда присутствуют кристаллы самородной сурьмы размером 10-15 мм<sup>2</sup>.

Ограниченно развиты инсизваит (PtBi<sub>2</sub>) и висмуто-плюмбид палладия. Обнаружен он нами в медистом золоте, где образует включения размером 5-15 мкм. Химический состав этого нового, по-видимому, соединения (мас. %: 57,52 Pd; 34,71 Pb; 7,02 Bi; 1,2 Pt; сумма – 100,45) отвечает формуле (Pd<sub>7,91</sub>Pt<sub>0,09</sub>)<sub>8</sub>(Pb<sub>2,47</sub>Bi<sub>0,50</sub>)<sub>2,97</sub>. Редкие включения в медистом золоте слагает звягинцевит (Pd, Pt, Au)<sub>3</sub> (Sn, Pb).

Минералы соболевскит (PdBi)-котульскитового (PdTe) ряда также распространены ограниченно. При этом, благодаря полному изоморфизму между Te и Bi даже в пределах одного и того же вмещающего минерала (медистого золота или изоферроплатины) могут присутствовать включения

двух или трех фаз, существенно различающихся между собой по составу и относящихся при взаимозамене Те и Вi к минералам, промежуточным между соболевскитом и котульскитом. К образованиям котульскит (PdTe)-садбериитового (PdSb) ряда относится, очевидно, безвисмутовая фаза с высокой концентрацией Sb (мас. %: 42,42 Pd; 0,57 Ag; 15,64 Sb; 38,81 Te; сумма – 98,31), которая, возможно, является новым минералом – Pd(Sb<sub>0,31</sub>Te<sub>0,75</sub>)<sub>1,06</sub>.

К более распространенным соединениям, чем соболевскит-котульскитовые, относится найденный нами Вi-Те-палладинит. Представлен он мелкими включениями (10-15 мкм) в борните и низкопробном золоте. Минерал этот характеризуется тонкой зональностью с вариациями 2-3 мас. % Pd и 0,5-1,5 мас. % остальных элементов. При этом отдельные индивиды Вi-Те-палладинита подверглись разложению с образованием двух-трех фаз, одна из которых обычно принадлежит Pd-оксиду, а две другие идентифицированы как Вi<sub>3</sub>Те и самородный висмут. Соединение Вi<sub>3</sub>Те образует и самостоятельные листоватые скопления размером до 0,5 мм. В агрегатах же с высокопробным золотом Вi<sub>3</sub>Те отлагался позднее и цементирует его выделения. Встречены также графические микропрорастания высокопробного золота и самородного висмута, который вне золотин переходит в монокристалл Вi и микросростки такого же золота с (ВiPb)<sub>3</sub>Те.

Несколько более распространены собственно станниды платины и палладия, образующие в большинстве случаев мелкие (15-60 мкм) включения в медистом золоте, туламините и ферроплатине. Судя по химическому составу, они могут быть подразделены на три группы. Первая характеризуется полным отсутствием Cu и незначительной примесью Sb (до 1 мас. %). Сумма Pt и Pd составляет до 82 мас. %, содержание Sn – около 17 мас. %, а состав в целом пересчитывается на формулу рустенбургита – (Pt, Pd)<sub>3</sub>Sn. Вторую группу станнидов образуют многокомпонентные высокомедистые (до 14 мас. % Cu) сплавы системы Pt-Pd-Sn-Cu-Fe. В качестве примеси в них присутствуют Ni (до 0,4 мас. %) и Вi (до 1,3 мас. %). Для соединений этой группы характерны существенные вариации содержания Sn (9-16,5 мас. %) при относительно постоянной сумме Pt+Pd (68-72 мас. %) и почти неизменном присутствии Fe (до 5,8 мас. %). Ассоциируют эти фазы с соболевскитом и палладисто-медистым золотом. К третьей группе станнидов можно отнести высокопалладистые твердые растворы хонгшитового типа.

Завершают процесс платинометалльного минералообразования на Кондере оксидные и гидроксидные соединения ЭПГ, большая часть которых является продуктом низкотемпературных процессов, но частично может иметь и относительно высокотемпературную природу, сформировавшись при взаимодействии постмагматических растворов с минералами ЭПГ раннемагматического этапа. В большинстве случаев



палладиевым хонгшитом, сложными сульфидами, арсенидами, антимонидами, висмутидами, теллуридами, станнидами, пльомбидами палладия и платины и германидом палладия.

Согласно нашим данным, на Кондере соединения золота с другими металлами можно подразделить на две обширные совокупности, различающиеся по соотношению Au, Cu, Ag, Pd и Pt [25].

Первая группа твердых растворов охватывает соединения на основе Au и Cu, которые представлены фазами, относящимися к Au-Cu, Au-Cu-(Pd, Pt) и Au-Cu-(Ag) системам, и слагают пластинчатые, веретенообразные тонкие вроски в высокопробном серебросодержащем золоте, либо является минералом-хозяином, вмещающим близкие по форме микровыделения серебросодержащего золота (рис. 9). Наряду с самостоятельными зёрнами оба типа сростаний медистого и самородного золота встречаются в виде зональных кайм вокруг кристаллов платины и, реже, других минералов. Выборка по медистому золоту характеризуется бимодальным распределением меди, отражающим высокую частоту встречаемости купроаурида ( $Au_3Cu$ ), отсутствующего в других природных ассоциациях медистого золота [22, 27, 28, 45], и тетрааурикуприда ( $AuCu$ ) при колебании содержания Cu в золоте от 6,89 до 24,99 мас. %. Лишь в одном зёрне зафиксирована фаза с содержанием меди 44,27 мас. %, что соответствует аурикуприду ( $Cu_3Au$ ), который совместно с  $AuCu$  более обычен в некоторых других проявлениях медистого золота, но при отсутствии купроаурида [27]. В качестве примесного элемента в некоторых фазах медистого золота зафиксировано серебро (0,33-5,39 мас. %), замещающее медь при содержании ее в золоте менее 14 мас. %. В существенно более широком диапазоне составов ряда Au-Cu (8-25 мас. % Cu) устанавливаются примеси Pt (0,22-11,79 мас. %) и Pd (0,18-10,27 мас. %), которые присутствуют порознь, либо совместно в переменных соотношениях. При этом повышенные концентрации Pt присущи лишь  $AuCu$ , т.е. более медистым составом. Нами также обнаружены выделения безмедистого палладистого золота (мас. %: 94,32 Au; 2,58 Pd), по периферии сложного зёрна палладисто-медистого золота с включениями звягинцевита ( $(Pd, Pt, Au)_3(Sn, Pb)$ ).

Вторую обширную группу природных соединений золота образуют его твердые растворы с серебром, содержание которого варьирует в интервале 1,71-62,73 мас. %. Это преимущественно убого- и низкомедистое (0,58-3,13 мас. % Cu) самородное золото умеренной и высокой пробы. Наряду с ним в неоднородных зёрнах иногда встречаются более богатые серебром Au-Ag-твердые растворы, близкие электрону и кюстелиту.

К самостоятельной группе золотых фаз можно отнести трехкомпонентные соединения с суммарным содержанием примеси меди (3-5 мас. %) и серебра (9-5 мас. %) порядка 10-12 мас. %, в которых также проявлена обратная зависимость между Cu и Ag. При еще более высоком уровне концентраций этой пары металлов в золоте исходные природные

трехкомпонентные сплавы должны быть, согласно экспериментам [25] при температуре ниже 370-410°C неустойчивыми и распадаться на Au-Cu-(Ag)- и Au-Ag-(Cu)-фазы. Подсчет их соотношения в отдельных типичных сростках с характерными структурами распада, а также взаимная позиция фигуративных точек таких фаз на диаграмме Ag-Cu-Au показывают, что поле составов исходных сплавов Au, Ag и Cu, претерпевших распад в результате посткристаллизационного снижения температуры и длительного природного старения, задавалось следующими концентрациями компонентов (ат. %): Au – от 51-55 до 72-75, Ag – от 5-8 до 20-22 и Cu – от 12-14 до 32-35.

**Чадский массив.** Состав акцессорной изоферроплатины из дунитов Чаковского массива подвержен меньшим вариациям, чем в Кондерском. Объясняется это тем, что вся она коренная и извлечена нами из хромитсодержащих дунитов, отобранных практически на одном уровне эрозионного среза. В целом Pt-Fe – твердые растворы Чаковского массива оказались менее железистыми (6,9-8,9 мас. % Fe), чем на Кондере (рис. 10).

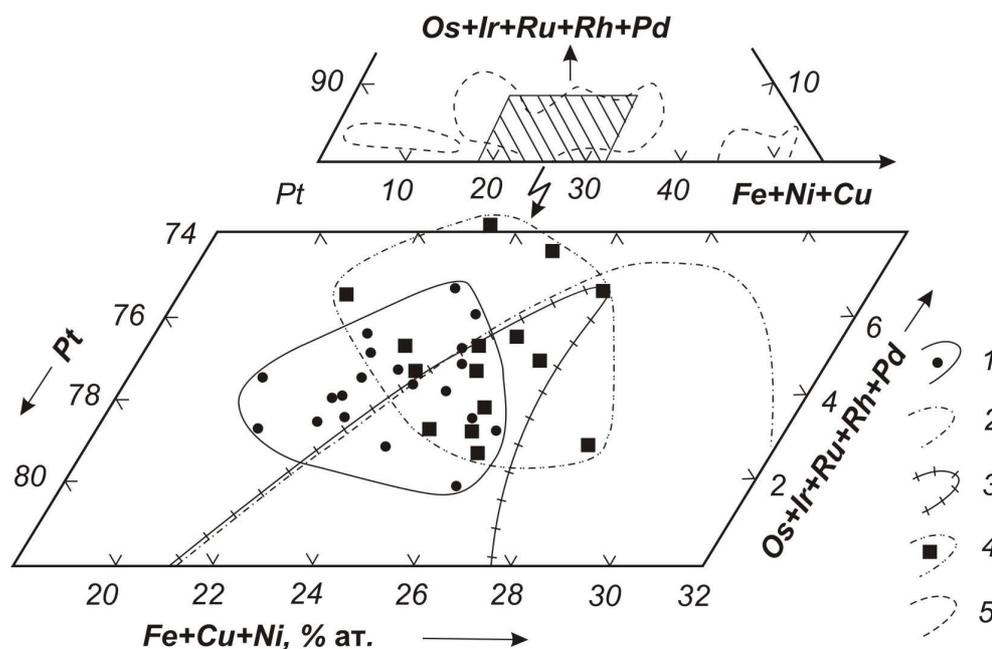


Рис.10. Химический состав феклистовской россыпной платины в сравнении с кондерской и чадской.

1 - феклистовская россыпная платина; 2, 3 - кондерская платина из коренных проявлений (2) и современной аллювиальной россыпи, локализованной в пределах массива (3); 4 - чадские Pt-Fe - сплавы из коренных проявлений в дунитах; 5 - поля составов Pt-Fe - сплавов из хромитоносных дунитов типовых ультрамафитов [9].

Иной оказалась и их специализация в отношении примесных ЭПГ. Они обогащены Ir (чаще 2,5-6,1 мас. %), содержат меньше Os (0,2-1,0 мас. %), Pd (0,1-1,2 мас. %) и примерно столько же Rh (0,3-1,6 мас. %), что близко соответствует изоферроплатине из предельно эродированной зоны Кондера. Твердые же растворы системы Os-Ir-Ru-Pt представлены в чадской

изоферроплатине, наряду с самородным осмием, платино-осмистым иридием, иридистым осмием и самородным иридием, что так же более свойственно глубинным кондерским горизонтам. В Чадском массиве, как и на Кондерском, существенно менее развиты лаурит-эрлихманитовые дисульфиды, среди которых преобладают лауриты и ирарсит-холлингвортитовые сульфоарсениды [21]. Последним заметно уступают сперрилит, куперит, сложные сульфиды маланит-купрородсит-купроиридситового ряда [41], полуторные кашинитовые сульфиды [21. 24], Cu-Pb-содержащие сложные инаглиит-кондеритовые сульфиды [42. 43], среди которых недавно обнаруженный в Чадском массиве дисульфид иридия [24]. Как и на Кондере, все перечисленные халькогениды образуют фрагментарные каймы, либо линзовидные и изометричные выделения по границам изоферроплатиновых зерен. В россыпи Чадского массива, наряду с платиноидами, установлены также самородное серебросодержащее и медистое золото, что согласуется с наличием в его пределах коренных флогопит-магнетитовых клинопироксенитов, с которыми связана золотоносность Кондерского массива [24].

С учетом данных по распределению примесных ЭПГ в изоферроплатине Кондерского массива при закономерном снижении ее железистости по мере перехода в более глубинные зоны хромитоносного дунитового тела предполагается [24], что Чадский массив отвечает более глубинным уровням Кондерского интрузива. С этим согласуется установленное только в кондерской изоферроплатине повышенное содержание Os и Pd (до 2,9 и 2,8 мас. % соответственно), обусловленное высокой летучестью этих элементов во флюиде, равновесном с ультраосновным расплавом, и вероятной их миграцией в апикальные части массива в виде соединений  $\text{PdCl}_4^{-2}$  и  $\text{OsCl}_6^{-3}$  или продуктов их частичного гидролиза. В результате на более низких горизонтах содержание Os и Pd в Pt-Fe-твердых растворах уменьшалось, а Ir, как малоподвижного компонента, возрастало. В пользу более значительной эродированности Чадского массива свидетельствует также отсутствие в его пределах, по имеющимся у нас данным, сколько-нибудь заметной самостоятельной палладиевой минерализации, довольно широко развитой на Кондере, а также существенно большее разнообразие проявлений сульфидов и сульфоарсенидов ЭПГ. При этом в изоферроплатине Кондерского массива (в отличие от Чадского) постоянно присутствуют включения эрлихманита совместно с более обычным лауритом. Это свидетельствует об относительно высоком потенциале серы ( $f_{\text{S}_2} = 10^{-6} - 10^{-4}$  Па при 1300°C) при формировании дунитового ядра на уровне слабо эродированной части Кондерского массива. В результате, в последнем стала возможной кристаллизация сульфида осмия, обладающего значительно меньшим сродством к сере, чем рутений [24].

**Феклистовский массив.** В отличие от Кондерского и Чадского интрузивов, изоферроплатине Феклистовского массива свойственна меньшая железистость (6,2-8 мас. % Fe). Она заметно отличается от Pt-Fe чадских

сплавов по содержанию Os (менее 0,1 мас. %) и Pd (0,2-0,6 мас. %), хотя содержит примерно столько же Ir (до 3-5 мас. %) и Rh (0,6-1,8 мас. %). Наряду с включениями самородных осмия, иридия, платинисто-осмистого иридия и иридиевого осмия в ней присутствуют умеренные количества платинисто-иридиевого осмия и осмистой платины. В целом, содержания примесных ЭПГ в феклистовской изоферроплатине и специфика включенных в нее твердых растворов системы Os-Ir-Ru-Pt соответствуют наиболее глубинным зонам Кондерского массива [24].

В Феклистовском массиве, как и в Чадском, ограниченно развиты дисульфиды, представленные преимущественно лауритом. В нем же редко встречаются сульфоарсениды, к которым относится холлингвортит, но, видимо, шире развиты полоторные сульфиды – кашинит и боуит [10]. Не обнаружены еще и сложные сульфиды маланит-купрородсит-купроиридситового и инаглиит-кондеритового ряда. Единичными зернами представлен куперит и сперрилит, оказавшийся необычно насыщенным Ir (до 17 мас. %), подобно минералу, найденному Э. Штумпфлем [24]. Формы выделения всех перечисленных минералов, аналогично Кондеру и Чаду, – фрагментарные каймы и линзовидные, либо изометричные выделения в изоферроплатиновых зернах. Вторичные минералы представлены тетраферроплатиной и оксидными Pt-Fe и Rh-Ir-Fe фазами.

В отличие от Кондерского щелочно-ультраосновного массива, специфичного наличием разнообразной золотой минерализации, на Феклистовском обнаружены только Au-Ag сплавы [10].

**Дарьинский (Димовский) массив.** Главным минералом россыпи, сформировавшейся в поле развития преобладающих в этом массиве флогопитовых клинопироксенитов, являются идиоморфные кубические кристаллы (до 3,5 мм) железистой платины, ассоциирующие с куперит-бреггитом и мертиитом-II. Химический состав дарьинской железистой платины варьирует от Pt<sub>2.64</sub>Fe до Pt<sub>2.88</sub>Fe с примесью Os, Ru, Ir, Rh и Pd, содержание которых находится ниже пределов обнаружения на микроанализаторе, подобно кондерским кубическим кристаллам железистой платины, инкрустированным пленочным и пылевидным медистым золотом состава AuCu и Au<sub>3</sub>Cu [24, 56, 60]. Согласно рентгеновской дифрактометрии, дарьинские Pt-Fe – сплавы являются неупорядоченными образованиями и обладают гранцентрированной кубической решеткой. Некоторые из них окаймлены куперитом, либо покрыты пленкой Au-Ag – сплава. Куперит также встречается в виде самостоятельных кубических кристаллов размером до 3 мм. Третьим по распространенности минералом платиноидов в дарьинской россыпи является палладиевый антимонид – мертиит II, содержащий включения сперрилита (2-5 мкм) и образующий сростки с куперит-бреггитовым твердым раствором, кейтконитом, а также Pt-Pd-Hg и Au-Ag – сплавами [60].

**Инаглинский массив.** Главным минералом инаглинской россыпи является Pt-Fe – твердый раствор, в котором содержание Fe варьирует в интервале 6,6-8,9 мас. %, что соответствует 20-30 ат. % Fe при преобладании составов порядка 25 ат. % Fe и близко изоферроплатине Pt<sub>3</sub>Fe, в пользу чего свидетельствуют и рентгеновские данные [29, 48]. Характерной особенностью инаглинской россыпной изоферроплатины является крайне различное содержание в ней иридия. В пределах большей части инаглинской россыпи, прослеживающейся на 30 км, преобладает малоиридная платина (до 1 мас. % Ir) и только в россыпи центральной части Инаглинского массива обнаруживается высокоиридная изоферроплатина, содержащая до 16,6 мас. % Ir. Установлено также, что богатая иридием Pt<sub>3</sub>Fe находится в парагенезисе с платино-осмистым иридием (IrOsPt), а малоиридная - в ассоциации с иридным осмием (OsIr). Обнаружен также тройной парагенезис (Pt<sub>3</sub>Fe)-(OsIr)-(IrOsPt), в котором концентрация Ir в изоферроплатине имеет промежуточное значение между содержанием его в Pt<sub>3</sub>Fe в вышеназванных двойных парагенезисах, а твердые растворы иридия характеризуются переменным составом. Сформировались перечисленные минеральные ассоциации в результате распада первично-магматического Pt-Ir-Os – твердого раствора в температурном интервале 800-850°C [44, 48]. Наряду с иридием в инаглинской изоферроплатине постоянно присутствуют осмий, рутений и родий, а также палладий, содержание которого варьирует в количестве до 2,5 мас. % [29 48].

В изоферроплатиновой матрице Инаглинского массива почти постоянно фиксируются также лаурит-эрлихманитовые дисульфиды, маланит-купроиридситовые тиошпинели, инаглиит, ирарсит, сперрилит, купери, рустенбургит, мертиит и изомертиит [29,48], а также в виде включений в сперрилите обнаружен хонгшиит [29].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщены оригинальные данные по платиновому и золотому оруденению уникального Кондёрского щёлочно-ультраосновного массива и его аналогов - Чадского, Феклистовского, Инаглинского интрузивов. Главный минерал элементов платиноидной группы (ЭПГ) в них – (1)-структурно упорядоченная изоферроплатина (Pt<sub>3</sub>Fe) представлена высокотемпературной разновидностью, ассоциирующей с вкрапленным хромитом в дунитах и предельно обогащённой примесными ЭПГ ( осмием, иридием, и родием) при содержании 8-11.5 мас.% Fe и (2)-относительно низкотемпературная, развитая в массивных хромитовых жилах и заметно обеднённая примесными ЭПГ при том же содержании Fe.

Платина же, из дайковых флогопит-магентитовых клинопироксенитов в дунитах, образует эффектные кубические кристаллы (размером до одного сантиметра и более), покрытые кристаллической сыпью и плёнкой медистого золота, а также более мелкие зёрна в существенно пироксенитовых массивах

(Дарьинский и Сыбахский) практически не содержат примесных ЭПГ, и представлена структурно неупорядоченной железистой разновидностью с содержанием 9.5-10 мас. % Fe. С плёночным золотом тесно ассоциируют висмутиды, антимониды, теллуриды и станниды платиноидов.

При этом, в хромитоносных массивах кристаллизация Pt-Fe твёрдых растворов и сплавов системы Ir-Os-Ru происходила совместно с хромитом на наиболее высокотемпературном этапе эволюции родоначальной щёлочно-ультраосновной магмы. Напротив, лёгкие платиноиды (Rh и особенно Pd) и золото концентрировались преимущественно в обогащённых щелочами остаточных расплавах. Причём их перенос и отложение осуществлялось, как и в существенно пироксенитовых массивах, при участии флюидной фазы, связанной с подобными расплавами. Одновременно воздействию этих флюидов подверглись и минералы ЭПГ первого этапа кристаллизации, особенно изоферроплатина. В краевой части и дислокациях зёрен последней под их влиянием отложились сульфиды, сульфоарсениды, арсениды, интермеаллиды и золото. Следует также подчеркнуть, что пример Кондёрского массива и его аналогов свидетельствует о более широком распространении в природе платиноидной минерализации, генетически связанной с щёлочно-ультраосновными интрузивами, чем это представлялось

*Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (интеграционный проект № 06-2-СУ-08-005) и РФФИ ДВО № 06-05-96106.*

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Андреев Г.В.** Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1987. 76 с.
2. **Богомолов М.А.** О природе кристаллических сланцев и карбонатных пород вблизи Кондерского массива // Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. М.: Наука, 1964, с. 32-56.
3. **Васильев Ю.Р.** Акцессорные хромшпинелиды, как один из индикаторов условий образования магматических пород ультраосновного состава // Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981, с. 61-85.
4. **Велинский В.В., Банников О.Л.** Оливины альпинотипных гипербазитов. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1986. 104 с.
5. **Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М.** Химические составы породообразующих и акцессорных минералов ультрамафитов Корякского нагорья // Минералы платиновых элементов. Препринт. Магадан. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985, ч. 2, 61 с.
6. **Ельянов А.А., Моралев В.М.** Глубины формирования и эрозионного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Геология рудных месторождений, 1972, № 5, с. 32-40.
7. **Емельяненко Е.П., Масловский А.Н., Залищак Б.Л. и др.** Закономерности размещения рудной минерализации на Кондерском щелочно-ультраосновном массиве // Геологические условия локализации эндогенного оруденения. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989, с. 100-113.
8. **Еремеев Н.В.** Вулканно-плутонические комплексы калиевых щелочных пород. М.: Наука, 1984, 136 с.

9. **Жерновский И.В., Мочалов А.Г., Рудашевский Н.С.** Фазовая неоднородность изоферроплатины, богатой железом // ДАН, 1985, т. 283, № 1, с. 196-200.
10. **Иванов В.В., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др.** Особенности петрографии и минералогии платиноносного Феклистовского концентрически-зонального дунит-клинопироксенитового маасива ( Западное Приохотье) // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АО «Геоинформмарк», 1995, с. 176-186.
11. **Иванов О.К., Рудашевский Н.С.** Состав оливина и хромшпинелидов дунитов платиноносного пояса Урала // Минералы месторождений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987, с. 16-35.
12. **Корчагин А.М.** Инаглинский щёлочно-ультраосновной массив // Щёлочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М.: Наука, 1974, с. 7-94.
13. **Корчагин А.М.** Инаглинский плутон и его полезные ископаемые. М.: Недра, 1996, 158 с.
14. **Костоянов А.И.** Модельный Re-Os – возраст платиновых минералов // Геология рудных месторождений, 1998, № 6, с. 545-550.
15. **Красный Л.И.** Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. Москва.: Госгеолтехиздат, 1960, 161 с.
16. **Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Сапин В.И. и др.** Новые данные о породах метаморфического обрамления Кондерского массива // ДАН, 1991, т. 319, № 5, с. 1187-1191.
17. **Локтионов С.П.** О находке самородного железа в дунитах Инаглинского массива // Вопр. геологии Южного Поволжья и Урала, 1977, вып. 14, с. 56-58.
18. **Луцкина Н.В.** Концентрически зональный массив ультраосновных и основных пород острова Феклистова (Шантарские острова) // Базиты и гипербазиты Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 52-67
19. **Маракушев А.А., Безмен Н.И.** Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М.: Наука, 1972, 230 с.
20. **Маракушев А.А., Емельяненко Е.П., Некрасов И.Я. и др.** Формирование концентрически-зональной структуры Кондерского щелочно-ультраосновного массива // ДАН, 1990, т. 311, № 1, с. 167-170.
21. **Мочалов А.Г.** Минералогия платиноидов из дунитов // Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. с. 92-106.
22. **Мурзин В.В., Кудрявцев В.И., Берзон Р.О., Суставов С.Г.** Медистое золото в зонах родингитизации // Геология рудных месторождений, 1987, № 5, с. 96-99.
23. **Некрасов И.Я.** Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991, 302 с.
24. **Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др.** Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов М.: Наука, 1994, 381 с.
25. **Некрасов И.Я., Иванов В.В., Ленников А.М. и др.** Редкие природные многокомпонентные сплавы на основе золота и меди из платиновой россыпи Кондерского щелочно-ультраосновного массива (юго-восток Алданского щита, Россия) // Геология рудных месторождений, 2001, т. 43, № 5, с. 452-464.
26. **Никольский Н.С., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Коновалова Н.П.** Термодинамические параметры равновесия газовой фазы оливинов Кондерского массива // Проблемы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Южно-Сахалинск. ДВО АН СССР, 1988, с. 103-105.
27. **Новгородова М. И.** Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983, 287 с.

28. **Новгородова М.И.** Кристаллохимия самородных металлов и природных интерметаллических соединений // Итоги науки и техники. ВИНТИ, сер. Кристаллохимия, 1994. т. 29, 26 с.
29. **Округин А.В.** Россыпная платиноносность Сибирской платформы. Якутск: ЯФ Изд-во СО РАН, 2000, 184 с.
30. **Октябрьский Р.А., Ленников А.М., Залищак Б.Л. и др.** Хромшпинелиды Кондерского массива // Известия РАН, сер. геологическая, 1992. № 8, с. 76-90.
31. **Октябрьский Р.А., Ленников А.М., Шнай Г.К. и др.** Хромшпинелиды платиноносного Инаглинского щёльно-ультраосновного массива (Север центральной части Алданского щита) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001, вып. 2, ч. 2, с. 233-257.
32. **Октябрьский Р.А., Ленников А.М., Щека С.А. и др.** Редкие шпинелиды из контактового ореола Кондерского массива // Минералогический журнал, 1992, т. 14, № 2, с. 38-47.
33. **Октябрьский Р.А., Корчагин А.М.** «Сибирский изумруд» (история открытия и новые денные) // Вестник ДВО РАН, 2000, № 4, с. 20-35.
34. **Орлова М.П.** Геологическое строение и генезис Кондерского ультрамафитового массива // Тихоокеан. геология, 1991, № 1, с. 80-88.
35. **Остапчук В.И.** О платиноносном массиве Дальнего Востока // Тихоокеан. геология, 1989, № 2, с.113-119.
36. **Полин В.Ф., Соляник А.Н., Сахно В.Г.** Петрогенезис Дарьинского щелочного комплекса Кеткапско-Юнской магматической провинции Алдана // ДАН, 2004, т. 398, № 3. с. 385-389.
37. **Ревердатто В.В., Салько А.К.** О температуре магмы ультраосновного массива Бор-Урях // Геол.и геофиз., 1967, № 5, с. 119-122.
38. **Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., Боришанская С. С.** Платина Алданского щита. М.; Изд. АН СССР, 1962. 280 с.
39. **Рудашевский Н.С.** Эволюция химического состава гексагональных твердых растворов осмия, рутения и иридия в разноформационных ультрамафитах // Геол. и геофиз., 1989, № 10, с. 68-74.
40. **Рудашевский Н.С., Бураков В.Е., Малич К.Н., Хаецкий В.В.** Акцессорная платиновая минерализация в хромититах Кондерского щелочно-ультраосновного массива // Минералогический журнал, 1992, т. 14, № 15, с 12-32.
41. **Рудашевский Н.С., Меньшиков Ю.П., Мочалов А.Г. и др.** Купрородсит  $CuRh_2S_4$  и купроиридсит  $CuIr_2S_4$  – новые природные тиошпинели платиновых элементов // Зап. ВМО, 1985, ч. 114, вып. 2, с 187-195.
42. **Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Бегизов В.Д. и др.** Инаглиит  $Cu_3Pb(Ir, Pt)_8S_{16}$  – новый минерал // Зап. ВМО. 1984. Ч. 113. В. 6. С. 712-717
43. **Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Трубкин Н.В и др.** Кондерит  $Cu_3Pb(Rh, Pt, Ir)_8S_{16}$  – новый минерал // Зап. ВМО, 1984, ч. 113, вып. 6, с. 703-711.
44. **Савицкий Е.М., Полякова В.П.** Металловедение платиновых металлов. М.: Металлургия, 1975, 423 с.
45. **Сазонов А.М., Романовский А.Э., Гринев О.М. и др.** благороднометальная минерализация Гулинской интрузии (Сибирская платформа) // Геол. и геофиз., 1994, № 9, с. 51-65.
46. **Степанов О.А., Школьник Э.Л.** К вопросу о стратиграфическом значении микрофитоцитов древних отложений Шантарских островов. //Изв. АН СССР, сер. геол, 1972, № 5, с. 146-149.
47. **Сушкин Л.Б.** Характерные черты самородных элементов месторождения Кондер // Тихоокеан. геология, 1995, т. 14, № 5, с. 97-102.

48. Толстых Н.Д., Кривенко А.П. Минералы платиновых металлов в россыпи р. Инагли.(Алданский щит) // Геол. и геофиз., 1997, № 4, с. 765-774.
49. Флейшер М. Словарь минеральных видов. М.: Мир, 1990, 204 с.
50. Шнай Г.К., Куранова В.Н. Новые данные о возрасте дунитов в сложных массивах ультраосновного-щелочного состава // ДАН, 1981, т. 261, № 4, с. 950-952.
51. Щека С.А., Вржосек А.А., Сапин В.И., Кирюхина Н. И. Преобразование минералов платиновой группы из россыпей Приморья // Минералогический журнал, 1991. т. 13, № 1, с. 31-40.
52. Щека С.С., Октябрьский Р.А. Мегакристы хромдиопсида как индикаторы внутреннего строения массива Сыбах // Тихоокеан. геология, 1996, № 3. с. 36-41.
53. Эйриш Л.В, Степанов В.А. Платиноносность Дальнего Востока: районирование, закономерности, проблемы // Тихоокеан. геология, 2002, № 3, , 27-39.
54. Cabry L.J., Laflamme J.H.G. Platinum-group minerals from the Konder massif, Russian Far East // Mineral. Rec., 1997, v. 28, p. 97-106.
55. Harris D.C., Cabry L.J. Nomenclature of platinum-group-element alloys review and revision // Canad. Mineral., 1991, v. 29, p. 231-237.
56. Nekrasov I. Ya., Lennikov A.M., Oktyabrsky R.A. et. al., Compositional variation in platinum- group minerals and gold, Konder alkaline-ultrabasic massif, Aldan Shield, Russia // Canad. Mineral., 2005, v. 43, p. 637-654.
57. Oktyabrsky R.A., Shcheka S.A., Lennikov A.M., Afanasyeva T.B. The first occurrence of qandilite in Russia // Miner. Mag., 1992, v. 56, № 2, p. 385-389.
58. Pushkarev Y.D., Kostoyanov A.I, Orlova M.P. et al. Sm–Nd, Rb–Sr, K–Ar and Re–Os isotopic constraints on the origin of PGE mineralization in the Konder massif, Khabarov region, Russia // Mineral Deposits at the Beginning of the 21<sup>st</sup>. Century, Piestrzyiiski et al (eds) Swets and Zeitlmer Publishers Lisse, ISBN 90 2651 846 3, 2001, p. 677-680.
59. Shcheka G.G., Lehmann B., Gierth E. et. al. Macrocystals of Pt–Fe alloy from the Kondyor PGE placer deposit, Khabarovskiy Kray, Russia: trace-element content, mineral inclusions and reaction assemblages // Canad. Mineral., 2004, v. 42, p. 601-617.
60. Shcheka G.G., Solianik A.N., Lehmann B. et.al. Euhedral crystals of ferroan platinum, cooperite and mertieite- II from alluvial sediments of the Darya river, Aldan Shield, Russia // Mineral. Mag., 2004, v. 68, № 6, p. 871-885.

УДК 550.42+552.111

# РЁНИТ В ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТАХ: ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ ИНДИКАТОР P-T-FO<sub>2</sub> УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ РАСПЛАВА В ОЛИВИНЕ)

Шарыгин В.В.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
проспект Коптюга 3, 630090 Новосибирск, Россия*

Включения расплава, содержащие рёнит  $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4\text{Fe}^{3+}\text{Ti}[\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{20}]$ , были изучены в фенокристах оливина щелочных базальтов из шести вулканических регионов мира: Удоканское плато, Северо-Минусинская впадина, хребет Цаган-Хуртей (Россия), Бакони-Балатон, Ноград-Гомор (Венгрия) и Махтеш Рамон (Израиль). В этих породах рёнит-содержащие включения расплава обычно сосуществуют с включениями без него, причем включения с рёнитом приурочены к центральному зонам фенокристов оливина. Согласно термобарогеохимическим данным, захват самых ранних включений с рёнитом происходил при  $T > 1300^\circ\text{C}$  и  $P > 3-5$  кбар. Этот минерал кристаллизовался в очень узком температурном интервале ( $1180-1260^\circ\text{C}$ ) и  $P < 0.5$  кбар. Петрографические и термометрические данные по рёнит-содержащим включениям указывают на следующую последовательность появления фаз:  $\pm$  сульфидный расплав  $\rightarrow$  Al-шпинель  $\rightarrow$  рёнит  $\rightarrow$  клинопироксен  $\rightarrow$  апатит  $\rightarrow \pm$  амфибол, Fe-Ti-оксиды (ильменит или Ti-магнетит)  $\rightarrow$  стекло.

Обзор химических данных по рёниту из разных парагенезисов показывает, что нет существенной разницы между рёнитом из включений в оливине и минералом из базальтов (фенокрист, основная масса), из продуктов реакционного замещения вокруг амфибола (керсутит) мегакристовой ассоциации и из ксенолитов в щелочных базальтах. Микроструктурные особенности рёнита в целом объясняют редкость нахождения его в породах в качестве второстепенной или акцессорной фазы. Этот минерал является промежуточным членом полисоматической серии шпинель-пироксен, при изменяющихся условиях кристаллизации он становится нестабильным, и вместо него образуются либо шпинель, либо клинопироксен, либо их ассоциация.

## ВВЕДЕНИЕ

Рёнит, очень редкий Ti-содержащий алюмосиликат, относится к группе энigmatита. Его упрощенная формула -  $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4\text{Fe}^{3+}\text{Ti}[\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{20}]$  [49]. Относительно часто этот минерал встречается в породах основного-среднего состава (щелочные базальты, фонолиты, тефриты, нефелиновые сиениты), в которых он может ассоциировать с оливином, плагиоклазом, клинопироксеном, фельшпатоидами и шпинелью [40, 42, 66, 73, и др. работы]. Первые детальныe характеристики для рёнита были сделаны в начале 20<sup>го</sup> столетия: нефелиновые базальты, Шарнрхаузен, Рён, Германия [79] и Пай де Сент Сандо, Аверон, Франция [53]. С тех пор рёнит был обнаружен во многих местах мира и в различных геологических обстановках,

но более часто он встречается в щелочных базальтах как минерал основной массы и как продукт реакционного замещения амфибола (мега/ксенокристы,

Таблица 1.

## Сводные данные по генезису и проявлениям рёнита

Ассоциация	Генезис	Проявление/регион	Литература
Миаскитовые щелочные и субщелочные породы основного-среднего состава (щелочные базальты, фонолиты, тефриты и др.)	фенокрист, микрофенокрист или минерал основной массы	Рён, Айфель, Германия	[79, 20, 72, 48, 8]
		Центр. Франция Сахалин, Россия Гренландия Тринидад Техас, США Вост. Австрия Гавайи, США Юж. Швеция плюм Исландии Зап. Румыния Венгрия Антарктида Кабо Верде Камерун	[53, 32, 60] [86] [10, 41] [22] [11] [35-37] [40] [66] [68] [73, 16] [64] [52, 85] [42] [65]
	дочерняя фаза включений расплава в оливине	Камчатка, Россия Забайкалье, Россия Хакасия, Россия Венгрия Юж. Израиль Центр. Франция	[3] [55, 51] [29, 81] [44-46, 87, 88] [83] [39]
Макро/ксенокристы амфибола (керсутит) в базальтах	продукт полного или частичного замещения керсутита	О-ва Оки, Япония Новая Зеландия Центр. Франция Армения Камерун Италия	[82] [52] [4, 60] [33] [65] [1, 58]
Амфибол-содержащие и безамфиболовые глубинные ксенолиты в базальтах	интерстиционная фаза или продукт замещения керсутита	Центр. Франция Айфель, Германия Антарктида Венгрия-Словакия Канада Австралия Хакасия, Россия	[4] [74] [26, 31] [88, 38] [12, 23] [71] [28, 30]
Алмазы в кимберлитах	фаза включений в алмазе	Южная Африка	[43]
Метасоматические породы	контакт базальт-кораллы	Остров Реюньон	[34]
Пирометаморфические техногенные породы (терриконы угольных шахт, места обжига древесного угля, и др.)	продукты высоко-Т обжига окаменелого дерева	Челябинский угольный бассейн, Россия	[14]
	фаза в базитовых паралавах		[13]
	древесный уголь пирометаллургия	Этна, Италия	[15] [47]
Внеземные обстановки (метеориты)	фаза тугоплавких включений в хондритах	метеориты Алльенде, Ефремовка и Акстелл	[21, 24, 25, 61, 62, 75, 76]
Синтетические продукты	продукты экспериментов по плавлению базальтов, ксенолитов и метеоритов		[7, 6, 48, 50, 54, 57]

глубинные ультраосновные и основные ксенолиты). Обобщенные данные по происхождению и проявлениям рёнита приведены в таблице 1. Однако в

последнее время все более частыми стали находки этого минерала в качестве дочерней фазы расплавных включений в фенокристаллах оливина щелочных и субщелочных базальтов и их кумулятивных ксенолитах [3, 28, 29, 39, 44-46, 51, 81, 83, 87, 88]. Настоящая работа представляет собой обобщение всех данных по рёниту (включая новые результаты) из расплавных включений из щелочных базальтов шести вулканических регионов мира, а именно России, Венгрии и Израиля.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фенокристаллы оливина, содержащие расплавные, флюидные и кристаллические включения, тщательно отбирались как из двуполированных шлифов пород, так из дробленых фракций пород. Экспериментальные исследования индивидуальных включений расплава проводились в Институте геологии и минералогии (ИГМ), Новосибирск, с использованием высокотемпературной (до 1600°C) камеры конструкции Соболева и Слуцкого [77] с инертной средой и визуальным наблюдением. Данный метод позволил оценить температуры гомогенизации включений расплава и интервалы плавления конкретных дочерних фаз (Al-шпинель, рёнит, клинопироксен). Кроме того, в ИГМ проводились эксперименты без визуального контроля с использованием термокамеры конструкции Петрушина и др. [67]. Для этой цели чистые (без фрагментов основной массы) зерна оливина (30-100 штук) с включениями расплава помещались в алундовую капсулу с графитовой крышкой и прогревались в среде аргона до заданной температуры. После 20-30 минутной выдержки при выбранной температуре зерна подвергались резкому охлаждению. Криометрические исследования газовой фазы расплавных включений и сосуществующих флюидных включений проводились на криокамере FLUID INC-USGS в лаборатории литосферных флюидов, Университет Этвеша, Будапешт, Венгрия, и в ИГМ.

Химический состав породообразующих минералов и включений расплава был проанализирован на микрозонде Camebax-micro 50X в ИГМ. Параметры съемки:  $V=20$  кВ,  $I=30$  нА, размер микрозондового пучка - 2-3  $\mu\text{m}$ , время анализа для каждого элемента -10 сек. Ошибка в определении главных элементов составляла менее 1-2 отн. %.

## ЩЕЛОЧНЫЕ БАЗАЛЬТЫ ИЗУЧЕННЫХ РЕГИОНОВ

Рёнит был обнаружен в фенокристаллах оливина щелочных базальтов из шести вулканических полей России, Венгрии и Израиля. Эти вулканические регионы имеют разный возраст и немного различаются по геодинамическим обстановкам (табл. 2). Вулканическое поле Удоканского плато (UPVF) расположено в северо-восточной части Байкальской рифтовой системы (Забайкалье, Россия) и относится к позднекайнозойскому этапу магматической активности [69, 70]. Вулканическое поле хребта Цаган-

Хуртей (TKRVF) располагается в центральной части Монголо-Забайкальской провинции щелочных гранитов и бимодальных базальт-комендитовых вулканических серий (Забайкалье, Россия). Его формирование связано с поздне триасовым этапом рифтообразования в этой провинции [56].

Таблица 2.

### Расположение, возраст и минералогия изученных щелочных базальтов

Проявление	Порода	Возраст, млн.л.	Фенокристы	Основная масса	Литература
<i>Удоканское лавовое плато (UPVF), Забайкалье, Россия</i>					
вулкан Правый Лурбун	Ol нефелинит	14	Ol+Срх	Ol+Срх+Mag+Ap+Ne+Lc+Phl+Ilm+Cc+Kfs	[55]
экструзия Ниж. Лурбун	Ol нефелинит	14	Ol+Срх	Ol+Срх+Mag+Ap+Ne+Lc+Phl+Ilm+Cc+Kfs	[69, 70]
лава Верх. Ингамакит	базанит	2.5	Ol+Срх+Pl	Ol+Срх+Mag+Pl+Ap+Ilm+Kfs+Ne+Lc	
вулкан Кислый Ключ	гавайит	1.8	Ol+Срх+Pl	Ol+Срх+Mag+Pl+Ap+Ilm+Kfs	
<i>хребет Цаган-Хуртей (TKRVF), Забайкалье, Россия</i>					
свита Цаган-Хунтей	трахибазальт	212	Ol+Срх+Pl	Ol+Срх+Mag+Pl+Ap+Phl+Ilm+Kfs	[51, 56]
<i>Северо-Минусинская впадина (NMDVF), Хакасия, Россия</i>					
трубка Белё	базанит	79	Ol+Срх+Pl	Ol+Срх+Mag+Pl+Ap+Ilm+Kfs	[9]
дайка Белё	базанит	79	Ol+Срх+Pl	Ol+Срх+Mag+Pl+Ap+Ilm+Kfs	[29]
трубка Тергеш	гиалобазанит	77	Ol+Срх	Ol+Срх+Mag+Pl+Ap+Ilm+Gl	[81]
<i>Бакони-Балатон (BBHVF), Западная Венгрия</i>					
вулкан Бадачони	базанит	3.6	Ol+Срх+Pl	Ol+Срх+Mag+Pl+Ap+Phl+Ilm+Kfs+Ne	[5]
вулкан Кабхеги	базанит	4.6	Ol+Срх+Pl	Ol+Срх+Mag+Pl+Ap+Phl+Ilm+Kfs+Sod+Anc	[17, 18]
вулкан Залахалап	базанит	2.9	Ol+Срх+Pl	Ol+Срх+Mag+Pl+Ap+Ilm+Kfs+Sod+Ne	[80]
вулкан Хегиешты	Lc базанит	6	Ol+Срх+Pl	Ol+Срх+Mag+Pl+Ap+Lc+Ilm+Ne+Sod	[45, 46]
<i>Ноград-Гомор (NGVF), Северная Венгрия - Южная Словакия</i>					
Эрествени, Медвеш	базанит	2.6	Ol+Срх+Pl	Ol+Срх+Mag+Pl+Ap+Kfs+Ne	[5]
Мадьярбана, Медвеш	базанит	2.6	Ol+Срх+Pl	Ol+Срх+Mag+Pl+Ap+Phl+Ilm+Kfs+Ne	[17, 18]
Тербелет (Тербелени)	базанит	2.6	Ol+Срх+Pl	Ol+Срх+Mag+Pl+Ap+Phl+Ilm+Kfs	[80]
Печко	гавайит	4.5	Ol+Срх+Pl	Ol+Срх+Mag+Pl+Ap+Kfs	[44]
<i>Махтеш Рамон (MRVF), Южный Израиль</i>					
Юж. Кварней Рамон	базанит	110-125	Ol+Срх+Pl	Ol+Срх+Mag+Pl+Ap+Ne+Phl	[59]
вулкан Арод	баз. нефелинит	110-125	Ol+Срх±Pl	Ol+Срх+Mag+Ap+Ne+Pl±Phl±Ilm+Anc	[19, 83]

**Условные обозначения:** Ol=оливин; Срх=клинопироксен; Pl=плагиоклаз; Mag=Ti-магнетит; Ap=апатит; Ilm=ильменит; Lc=лейцит; Ne=нефелин; Kfs=калишпат; Phl=флогопит; Cc=кальцит; Gl=стекло; Sod=содалит; Anc=анальцит; баз. = базанитовый.

Вулканическое поле Северо-Минусинской впадины (NMDVF) расположено в северо-западной части Сибирского кратона на стыке Салаирского сегмента и Алтае-Саянского складчатого пояса. Появление щелочных базальтов здесь связывается с кратковременным меловым этапом магматической активности благодаря рифтогенезу континентальной литосферы [2, 9]. Базальты поднятия Бакони-Балатон (BBHVF) локализируются в центре Паннонского бассейна (Зап. Венгрия), а вулканическое поле Ноград-Гомор располагается в северной части этого бассейна (Сев. Венгрия - Юж. Словакия).

Развитие этих двух вулканических полей связывается с тектоническими процессами, формировавшими неогеновый Паннонский бассейн [17, 18, 80]. Базальты вулканического поля Махтеш Рамон (Южный Израиль) относятся к

позднеюрскому-раннемеловому этапу дорифтового магматизма, который также был развит в Центральном Израиле (поле Самария-Галилея), Иордании, Ливане и Сирии [27, 83].

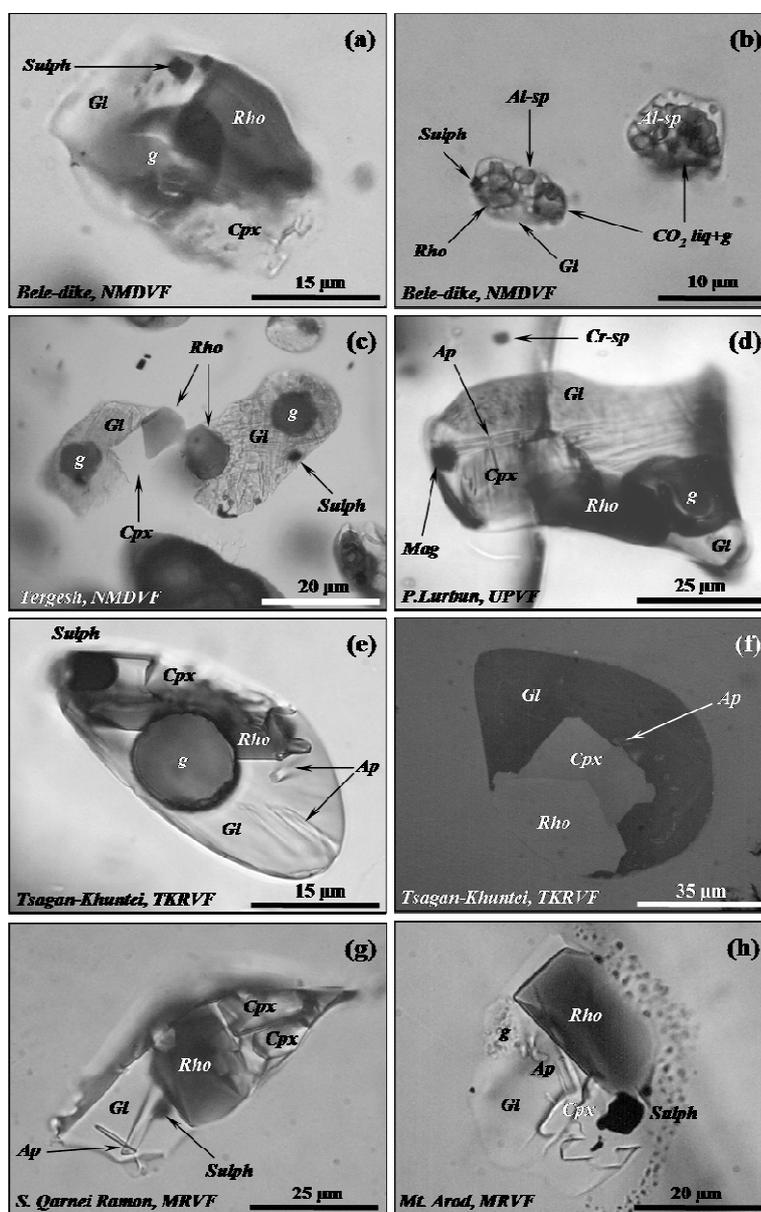


Рис. 1. Первичные включения расплава с рёнитом в фенокристаллах оливина щелочных базальтов (NMDVF, UPVF, TKRVF и MRVF).

Проходящий и отраженный свет. Символы и анализы приведены в Таблицах 2-4.

Для всех вулканических полей предполагается, что они имеют мантийный источник, генерировавший щелочнобазальтовые расплавы, близкие по геохимическим характеристикам ОИВ. Состав изученных пород варьирует от оливиновых меланефелинитов до базанитов, гавайитов и трахибазальтов. Общее количество фенокристов (оливин ± клинопироксен ± плагиоклаз) обычно не превышает 15 об.%. Оливин ( $Fo_{87-63}$ ) является

главным фенокристом, тогда как клинопироксен и анортит находятся в подчиненных количествах. Основная масса состоит из оливина ( $Fo_{<70-60}$ ), Ti-Al-клинопироксена, Ti-магнетита, плагиоклаза и/или фельшпатоида (нефелин, лейцит), апатита и иногда содержит флогопит, стекло, ильменит (табл. 2). Все изученные породы не содержат рёнит в виде фенокристов, микрофенокристов или фазы основной массы. Однако этот минерал может присутствовать в них в ассоциации, которая частично или полностью замещает мега/ксенокристы керсутита (паргасита), а также как интерстиционная фаза ультраосновных-основных ксенолитов [28, 30, 88].

### **ОПИСАНИЕ РЁНИТ-СОДЕРЖАЩИХ ВКЛЮЧЕНИЙ РАСПЛАВА И СОСУЩЕСТВУЮЩИХ ФЛЮИДНЫХ И РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ФЕНОКРИСТАХ ОЛИВИНА**

Рёнит-содержащие включения расплава обычно приурочены к центральным зонам фенокристов оливина. Иногда в пределах одного зерна присутствуют как включения с рёнитом, так и без него. Однако включения без рёнита обычно располагаются в краевых зонах оливина. Все включения расплава (как с рёнитом, так и без него) являются первичными по происхождению. Это либо одиночные включения, либо группы включений, которые иногда декорируют зоны роста минерала-хозяина. Форма включений - овальная, округлая, реже с негативной огранкой. Размеры - до 200  $\mu\text{m}$  (рис. 1-2). В качестве дочерних фаз во включениях расплава присутствуют рёнит, клинопироксен, Al-шпинель, Ti-магнетит, апатит, керсутит, реже - флогопит, ильменит, нефелин, полевые шпаты и глобула сульфидов. Газовый пузырек обычно содержит  $\text{CO}_2$ . В качестве ксеногенной фазы иногда присутствует Cr-шпинель. В некоторых случаях вокруг крупных (>50  $\mu\text{m}$ ) включений расплава выявляется гало из мелких (1-5  $\mu\text{m}$ ) расплавных и флюидных включений, что подразумевает частичную разгерметизацию после их захвата (рис. 1-2). В фенокристах оливина включения силикатного расплава иногда сосуществуют с флюидными  $\text{CO}_2$  включениями, сульфидными глобулами и одиночными кристаллитами Cr-шпинели.

#### ***Северо-Минусинская впадина (NMDVF), Хакасия, Россия***

##### ***Белё***

Включения расплава с рёнитом очень редко встречаются в оливине базанита трубки Белё [29]. Помимо рёнита эти включения содержат клинопироксен и апатит. Такие же включения были также обнаружены в оливине базанитов дайки Белё (0.5 км на юг от главного тела). Их фазовый состав: стекло + рёнит + клинопироксен + сульфидная глобула + газовый пузырек  $\pm$  Al-шпинель (рис. 1a-b). Петрография включений показывает, что рёнит является второй кристаллизующейся фазой после Al-шпинели. Флюидный пузырек в расплавных включениях гетерогенен при комнатной

температуре и представлен практически чистой  $\text{CO}_2$ . Гомогенизация в нем происходит в жидкость при  $>+20^\circ\text{C}$ , что соответствует плотности  $0.75 \text{ г/см}^3$  при расчете на чистую  $\text{CO}_2$ .

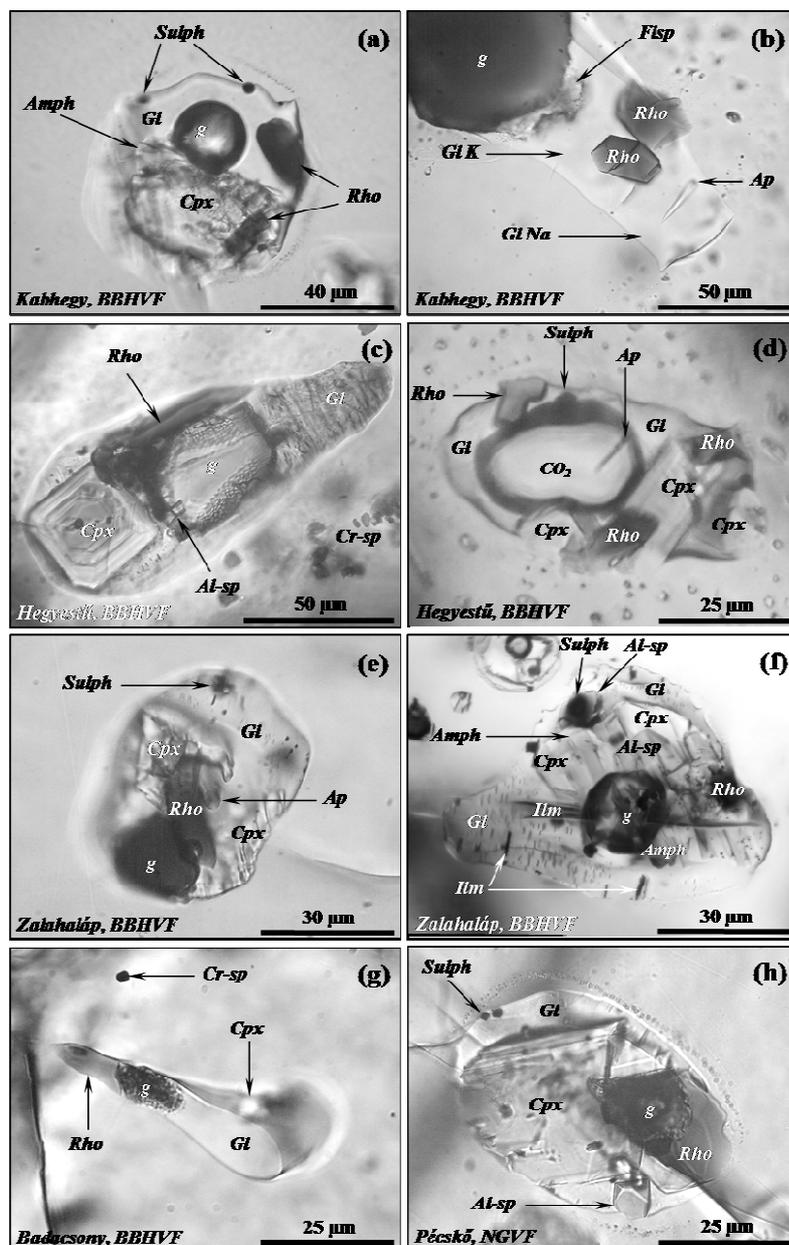


Рис. 2. Первичные включения расплава с рёнитом в фенокристах оливина щелочных базальтов (BBHVF и NGVF), проходящий свет.

Вокруг некоторых крупных включений существует гало очень мелких расплавных и флюидных включений, что свидетельствует о частичной разгерметизации после их захвата. Анализы приведены в Таблице 5.

### Тергеш

Многочисленные включения расплава были обнаружены в фенокристах оливина гиалобазанита трубки Тергешская [81]. Они иногда декорируют зоны роста минерала-хозяина и ассоциируют с кристаллитами Cr-шпинели и флюидными  $\text{CO}_2$  включениями. Их фазовый состав: стекло + газовый

пузырек ± дочерние кристаллы ± сульфидная глобула ± ксеногенная Cr-шпинель. В некоторых включениях стекло тонкораскристаллизовано. Рёнит и клинопироксен являются основными дочерними фазами, тогда как апатит, ильменит и Ti-магнетит встречаются очень редко (рис. 1с). Взаимоотношения между минералами в пределах включений свидетельствуют о том, что рёнит - самая ранняя дочерняя фаза. Одиночные флюидные включения, сосуществующие с расплавленными, содержат чистую CO<sub>2</sub>. Тройная точка соответствует диапазону от -57.0°C до -58.0°C, гомогенизация в жидкость происходит при +24°C, плотность - 0.7 г/см<sup>3</sup> при расчете на чистую CO<sub>2</sub>.

#### ***Удоканское лавовое плато (UPVF), Забайкалье, Россия***

Включения расплава с рёнитом иногда встречаются в фенокристаллах оливина оливиновых меланефелинитов (вулкан Правый Лурбун, экструзия Нижний Лурбун), базанитовых лавовых потоках (Верхний Ингамакит) и гавайитов (вулкан Кислый Ключ). В оливиновых меланефелинитах включения расплава иногда сосуществуют с флюидными CO<sub>2</sub> включениями и индивидуальными кристаллитами Cr-шпинели. Их фазовый состав: стекло + газовый пузырек + дочерние минералы. Рёнит, Ti-Al-клинопироксен и апатит являются обычными дочерними фазами (рис. 1d), тогда как Ti-магнетит, Ва-Ti-флогопит, нефелин и лейцит встречаются редко, и более типичны как минералы основной массы. Петрография включений расплава свидетельствует о том, что рёнит самая ранняя дочерняя фаза. Флюидная фаза расплавленных включений, а также одиночных флюидных включений, представлена почти чистой CO<sub>2</sub>. Тройная точка - от -56.6 до -58.0°C. Гомогенизация в жидкость происходит при +21-22°C, что соответствует плотности 0.75 г/см<sup>3</sup>.

#### ***Бакони-Балатон (BBHVF), Западная Венгрия***

Включения расплава с рёнитом были обнаружены в фенокристаллах оливина базанитов и трахибазальтов из нескольких вулканов центральной части Паннонского бассейна. Следует отметить, что первые петрографические и термометрические данные для включений расплава этого региона были сделаны В.С.Соболевым с соавторами [78].

#### ***Кабхеги***

Рёнит является самой распространенной дочерней фазой наиболее крупных включений в ядрах фенокристаллов оливина [46]. Фазовый состав таких включений: стекло + рёнит + клинопироксен + амфибол + апатит + газовый пузырек + сульфидная глобула ± K-Na полевой шпат ± Al-шпинель (рис. 2a-b). Ксеногенная Cr-шпинель встречается редко. Взаимоотношения фаз во включениях подразумевают следующий порядок образования: сульфидная глобула → Al-шпинель → рёнит → клинопироксен → апатит → амфибол → K-Na полевой шпат → стекло. К сожалению, микротермометрия флюидных CO<sub>2</sub> включений и газовой CO<sub>2</sub> фазы в расплавленных включениях не проводилась.

*Залахалап*

Рёнит чрезвычайно редко встречается во включениях расплава в оливине этих щелочных базальтов. Включения также содержат стекло, сульфидную глобулу, клинопироксен, Al-шпинель, апатит, ильменит, амфибол и газовый пузырек (рис. 2e-f) [44, 46]. Рёнит является самой ранней фазой во включениях. Следует отметить, что включения без рёнита более обычны и содержат стекло + Al-шпинель + клинопироксен + ильменит + сульфидная глобула + газовый пузырек. Согласно микротермометрическим и рамановским данным, газовый пузырек включений расплава содержит преимущественно CO<sub>2</sub> и небольшое количество CO и CH<sub>4</sub> [46].

*Бадачони*

В расплавных включениях из щелочных базальтов этого вулкана рёнит встречается очень редко. Фазовый состав таких включений - стекло + рёнит + клинопироксен ± сульфидная глобула ± Ti-магнетит + газовый пузырек (рис. 2g). Рёнит также является самой ранней фазой. Включения без рёнита содержат дочерние клинопироксен, апатит, ильменит, лейцит и флогопит. Очень часто ксеногенная Cr-шпинель «прилепляется» к таким включениям. Данные по составу газовой фазы отсутствуют.

*Хегиешты*

Фенокристы оливина щелочных базальтов этого вулкана содержат первичные включения расплава, флюидные CO<sub>2</sub> включения, индивидуальные кристаллиты Cr-шпинели и сульфидные глобулы [44, 45]. Обычно все эти включения декорируют ядерные зоны роста минерала-хозяина. Модальный состав включений расплава - стекло + газовый пузырек + силикатные дочерние фазы ± сульфидная глобула ± ксеногенная Cr-шпинель. Клинопироксен и рёнит являются главными дочерними минералами. Некоторые включения содержат также апатит, ильменит, Al-шпинель, K-Na-полевой шпат и нефелин. Иногда вокруг самых крупных (>50 μm) включений расплава наблюдается гало из мелких (1-5 μm) расплавных и флюидных включений, что подразумевает частичную разгерметизацию после захвата (рис. 2c-d). Порядок образования фаз во включениях расплава следующий: сульфидная глобула → Al-шпинель → рёнит → клинопироксен → апатит → (ильменит, K-Na-полевой шпат, нефелин) → стекло.

Криометрические исследования газовых пузырьков включений расплава в оливине показали, что флюид представлен низкоплотной CO<sub>2</sub>. Его тройная точка - от -56.8 до -60.9°C. Однако присутствие гало вокруг крупных включений (рис. 2d) подразумевает частичную разгерметизацию после захвата, и, соответственно, исходная плотность флюида была относительно высокой. Сосуществующие флюидные включения имеют гетерогенный состав при комнатной температуре (CO<sub>2</sub> жидкость + CO<sub>2</sub> газ) и гомогенизируются в жидкость при ≈ +25°C (тройная точка -57.8°C). Рассчитанная плотность составляет 0.7 г/см<sup>3</sup>. Согласно рамановским данным, флюид во включениях расплава представлен низкоплотной CO<sub>2</sub> с небольшим

количеством CO и CH<sub>4</sub> [46].

Таблица 3.

**Обобщенные данные по термометрии рёнит-содержащих включений расплава в оливине некоторых щелочных базальтов.**

Проявление	Регион	Порода	Фазовый состав включений	Т плавления фаз, °C			T <sub>гом</sub> , °C	P, кб расчет.	Литература
				Cpx	Rho	Al-sp			
Камчатка	ДВ Россия	высоко-Al базальт	Gl+Opx+Al-sp± Rho+Cpx±Amph+g				1250-1350	>2-3	[3]
Ингамакит, Мундужак	UPLF	OI нефелинит	Gl+Rho+Cpx+ Ap+Mag±Ne+g	1180-1200	>1200		>1250	>4.5	[55] автор. дан.
свита Цаган-Хунтей	TKRVF	трахибазальт	Gl±Al-sp+Rho+Cpx Ap±Mag±Ilm+Kfs+g				1280-1320	>0.8-1	[51]
Белё	NMDVF	базанит	Gl+Rho+Cpx+ Ap±Mag+g				>1250	>2	[30]
Тергеш	NMDVF	гиалобазанит	Gl+Rho+Cpx+Ap± Mag±Ilm+Sulph+g	1130-1190	>1200		1270-1310	>3	[81]
Хегнешты	BBHVF	Лс базанит	Gl±Al-sp+Rho+Cpx+ Ap±Ne+Sulph+g	1190-1210	1220-1245		1270-1310	>4	[45]
Кабхеги	BBHVF	базанит	Gl+Al-sp+Rho+Cpx+ Amph+Ap±Ilm+Sulph+g				1280-1300		авторские данные
Залахалап	BBHVF	базанит	Gl+Rho+Cpx±Amph+ Ap+Ilm+Sulph+Cal+g				1220-1270		[46]
Печко	NGVF	гавайит	Gl+Al-sp+Rho+Cpx± Amph+Ap±Ilm+Sulph+g	1165-1235	>1200	1255-1275	1300-1350	>3	[44]
Наги-Салго	NGVF	OI-Cpx кумулат. ксенолит в базаните	Gl+Al-sp+Rho+Cpx+ Amph±Ap±Sulph+g	1190-1240	1220-1265	1260-1320	<1350	>4	[87, 88]
Юж. Кварней Рамон	MRVF	базанит	Gl+Rho+Cpx+ Ap±Ilm+Sulph+g	1140-1180	1180-1230		1310-1355	7.0-7.2	[83]
Арод	MRVF	OI-Cpx кумулат. ксенолит в базаните	Gl+Rho+Cpx+Ap+ Sulph+g				>1250	7.0-7.2	[83]
Пай Бени	Франция	щелочной базальт	Gl+Rho+Cpx+Pl+ Sp+Sulph+g	1225-1245			1260		[39]

**Примечание:** Rho=рёнит; g=газовый пузырек; Al-sp=Al-шпинель без Cr; Amph=Ti-керсутит/паргасит; Cal=кальцит, заполняющий газовый пузырек; Sulph=сульфидная глобула. Другие обозначения смотри Таблица 2.

***Ноград-Гомор (NGVF), Северная Венгрия - Южная Словакия***

Включения расплава с рёнитом были обнаружены в оливине щелочных базальтов в нескольких проявлениях этого поля. Однако только гавайиты Печко достаточно хорошо изучены в отношении расплавных включений [44]. Следует отметить интересный факт, что рёнит был выявлен во включениях расплава в оливине кумулативных ксенолитов (оливин + клинопироксен + шпинель ± амфибол) в базанитах Наги-Салго [87, 88] и в шпинели и оливине шпинелевых лерцолитов из базанитов Тербелед [38].

*Печко*

Включения с рёнитом достаточно часто встречаются в фенокристах оливина. Эти включения обычно значительно больше по размерам, чем включения без рёнита. Их фазовый состав - стекло + Al-шпинель + рёнит + клинопироксен ± Ti-амфибол ± сульфидная глобула + газовый пузырек ± ксеногенная Cr-шпинель. В некоторых включениях газовый пузырек полностью заполнен карбонатами. Взаимоотношения фаз показывают, что рёнит кристаллизовался после Al-шпинели. Помимо включений расплава в зернах оливина присутствуют кристаллиты Cr-шпинели, округлые зерна Cr-диоксида и сульфидные глобулы. Иногда вокруг самых крупных включений с рёнитом наблюдается гало из мелких (<1 μm) расплавных и флюидных включений (рис. 2h).

*Медвеш плато и другие проявления*

Во включениях в оливине рёнит был обнаружен в породах Эрествени, Мадьярбаня и Тербелед. Обычно он сосуществует с клинопироксеном, апатитом и сульфидной глобулой, иногда с флогопитом.

*Хребет Цаган-Хуртей (TKRVF), Забайкалье, Россия*

Рёнит был ранее описан в некоторых включениях в оливине трахибазальтов этого региона [51], однако дальнейшие исследования показали, что он - обычная фаза включений. Фазовый состав включений - стекло + рёнит + клинопироксен + апатит + сульфидная глобула + газовый пузырек ± ксеногенная Cr-шпинель (рис. 1e-f). Al-шпинель, амфибол и K-Na-полевой шпат очень редко встречаются как дочерние фазы. В некоторых включениях стекло тонкодевитрифицировано или подверглось вторичным изменениям, а газовый пузырек иногда заполнен поздними карбонатами. Включения расплава сосуществуют с кристаллитами Cr-шпинели, сульфидными глобулами и очень редко с флюидными включениями. Последние гетерогенны при комнатной температуре ( $\text{CO}_2$  жидкость +  $\text{CO}_2$  газ), их гомогенизация происходит в газовую фазу при +26°C (тройная точка - -56.8°C, плотность - <0.1 г/см<sup>3</sup>). Согласно рамановским данным, флюидное обособление в расплавных включениях представлено низкоплотной  $\text{CO}_2$ .

*Махтеш Рамон (MRVF), Южный Израиль*

Расплавные включения с рёнитом были обнаружены в фенокристах оливина базанитов Юж. Кварней Рамон [83]. Их обычный фазовый состав - стекло + рёнит + клинопироксен + сульфидная глобула + газовый пузырек ± апатит ± Cr-шпинель (Рис. 1g). Рёнит является самой ранней фазой. Следует отметить, что включения без рёнита могут содержать ильменит. Включения расплава сосуществуют с одиночными кристаллитами Cr-шпинели и реже с поликристаллическими включениями (Cr-шпинель + рёнит или Cr-шпинель + Cr-клинопироксен + Cr-ильменит). Криометрические исследования флюидного обособления расплавных включений выявили углекислотный

состав (тройная точка -57.2 °С, гомогенизация в жидкость - при -5°С). Редкие включения с рёнитом были обнаружены также в кумулатных ксенолитах

Таблица 4.

**Представительные анализы фаз из включений расплава с рёнитом в оливине щелочных базальтов (UPVF, TKRVF, NMDVF и MRVF)**

Состав включ.	Фаза	n	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cl	Сумма	OI, Fo
<i>ол нефелинит, вулкан Правый Лурбун, UPVF</i>																
Gl+Rho+Cpx+ Ap+Mag+g	Gl	2	55.19	0.87	0.00	23.75	0.84	0.01	0.10	0.91	6.07	11.38	0.23	0.23	99.58	76.9
	Rho	3	25.78	11.86	0.10	15.26	17.87	0.11	14.56	11.63	1.19	0.00	0.08	0.00	98.44	-
	Cpx	2	41.82	5.27	0.05	9.56	6.15	0.08	11.60	22.70	0.66	0.00	0.94	0.00	98.83	-
	Mag	1	-	17.16	10.13	16.80	43.72	0.53	6.70	-	-	-	-	-	95.04	-
<i>ол нефелинит,экструзия Нижний Лурбун, UPVF</i>																
Gl+Rho+ Cpx+g	Gl	1	59.70	0.25	0.01	25.70	1.56	0.01	15.00	0.10	7.97	3.47	0.07	0.20	99.32	75.9
	Rho	1	24.31	12.20	3.30	16.63	15.00	0.10	15.28	10.60	1.65	0.00	0.00	-	98.79	-
<i>базанит, лавовый поток Верхний Ингамакит, UPVF</i>																
Gl+Rho+ Cpx+g	Gl	1	55.64	0.97	0.01	26.34	1.24	-	0.43	2.60	6.57	2.27	1.00	-	97.07	85.4
	Rho	2	24.56	10.07	0.40	16.73	17.21	-	14.26	12.51	0.86	0.03	0.03	--	96.66	-
	Cpx	1	45.24	3.02	0.01	8.13	6.87	-	11.99	23.34	0.59	0.00	0.16	-	99.35	-
<i>гавайит, вулкан Кислый Ключ (Поляков), UPVF</i>																
Gl+Rho+ Cpx+g	Gl	1	65.50	0.17	-	22.90	0.54	-	0.06	1.74	2.43	4.13	0.87	0.12	98.46	70.7
	Rho	1	25.70	8.64	-	16.91	23.01	-	10.59	10.93	1.49	0.05	0.25	-	97.57	-
	Cpx	1	41.95	3.90	-	11.58	8.08	-	10.24	22.44	0.64	0.00	0.17	-	99.00	-
<i>трахибазальт, свита Цаган-Хунтей, TKRVF</i>																
Gl+Rho+ Cpx+Ap+ Sulph+g	Gl	5	64.58	0.32	0.01	23.53	1.05	0.02	0.18	1.19	5.56	2.38	0.32	0.06	99.20	74.8
	Rho	1	27.03	8.46	0.01	17.24	22.34	0.18	12.27	11.04	1.34	0.00	0.00	-	99.91	-
	Cpx	1	44.44	1.99	0.00	10.63	8.81	0.15	10.60	21.82	0.68	0.00	0.81	-	99.92	-
Gl+Rho+ Cpx+g	Gl	4	62.17	0.65	0.01	23.79	1.05	0.01	0.28	1.85	6.55	2.34	0.49	0.06	99.24	78.0
	Rho	1	24.87	9.12	0.34	17.96	22.49	0.08	12.71	11.24	1.04	0.00	0.00	-	99.85	-
	Cpx	1	43.22	3.90	0.00	9.94	8.24	0.07	11.43	21.77	0.63	0.00	0.76	-	99.96	-
Gl+Al-sp+ Rho+Cpx+ Ap+g	Gl	3	61.55	0.69	0.02	23.19	1.33	0.02	0.62	2.17	6.09	2.34	0.69	0.07	98.78	77.7
	Al-sp	1	0.00	0.31	0.02	63.23	19.63	0.15	16.31	0.00	0.00	0.00	0.00	-	99.65	-
	Rho	4	24.29	9.56	0.12	18.64	22.43	0.10	12.20	11.27	0.92	0.00	0.00	-	99.53	-
	Cpx	1	43.88	3.73	0.00	10.65	7.74	0.09	11.87	21.15	0.66	0.00	0.00	-	99.77	-
<i>базанит, трубка Белё, NMDVF</i>																
Gl+Rho+ Cpx+Ap+g	Gl	1	55.53	0.24	0.02	24.57	1.13	0.02	0.36	0.22	14.04	1.60	0.00	0.01	97.74	70.7
	Rho	1	26.45	11.21	0.32	15.26	21.61	0.18	10.27	11.59	1.20	0.00	0.00	0.00	98.09	-
<i>базанит, дайка Белё, NMDVF</i>																
Gl+Rho+ Cpx+Sulph+g	Gl	1	57.04	0.24	0.00	26.97	0.98	0.00	0.35	0.78	6.78	4.81	1.12	0.25	99.31	79.6
	Rho	1	25.71	10.26	0.11	16.09	20.67	0.10	13.11	11.35	1.22	0.00	0.02	0.00	98.65	-
	Cpx	1	42.68	3.97	0.00	11.33	7.36	0.08	10.38	22.85	0.77	0.00	0.54	0.00	99.96	-
<i>гиалобазанит, трубка Терзеи, NMDVF</i>																
Gl+Rho+g	Gl	1	54.42	1.18	0.00	23.25	3.16	0.08	0.38	3.62	4.40	3.21	1.48	-	95.18	75.7
	Rho	1	26.27	11.38	0.02	15.70	19.58	0.12	13.99	11.36	1.28	0.00	0.00	-	99.70	-
Gl+Rho+ Cpx+g	Gl	1	52.79	1.68	0.00	22.99	3.90	0.07	0.17	3.46	5.26	5.35	1.29	-	96.95	76.7
	Rho	1	24.89	10.54	0.92	17.02	19.73	0.14	12.37	11.49	0.94	0.00	0.00	-	98.04	-
	Cpx	1	41.61	5.99	0.00	11.41	7.15	0.11	9.76	21.91	0.71	0.00	1.16	-	99.81	-
<i>базанит, Южный Кварней Рамон, MRVF</i>																
Gl+Rho+ Sulph+g	Gl	2	60.35	0.29	0.02	23.69	1.73	0.04	1.48	0.58	5.64	4.99	0.52	0.32	99.73	83.8
	Rho	2	23.77	11.44	1.64	19.48	12.64	0.10	17.32	10.02	2.25	0.00	0.00	-	98.65	-
Gl+Rho+ Cpx+Sulph+g	Gl	2	61.06	0.24	0.00	24.49	0.91	0.01	0.41	0.57	5.26	5.73	0.31	-	99.05	81.5
	Rho	1	27.38	10.72	0.49	17.59	14.51	0.11	14.73	12.45	1.21	0.00	0.00	-	99.19	-
	Cpx	1	43.60	4.40	0.02	10.60	5.85	0.06	11.97	21.93	0.75	0.00	0.61	-	99.79	-
<i>Ol-Cpx кумулатный ксенолит в базанитовом нефелините, вулкан Арод, MRVF</i>																
Gl+Rho+Cpx+ Ap+Sulph+g	Gl	1	59.24	0.02	0.01	25.23	0.86	0.00	0.07	0.41	7.53	5.93	0.09	0.28	99.66	74.6
	Rho	1	26.90	8.76	0.04	19.82	18.31	0.10	12.62	11.23	1.37	0.00	0.00	0.00	99.15	-
	Cpx	1	43.90	0.10	0.00	17.43	6.42	0.09	8.88	21.78	1.12	0.00	0.19	0.00	99.91	-
Gl+Rho+Cpx+ Ap+Sulph+g	Gl	2	60.07	0.07	0.00	25.29	0.70	0.01	0.13	0.58	5.62	4.19	0.15	0.41	97.21	74.6
	Rho	1	26.81	8.36	0.07	19.74	18.31	0.11	12.66	11.52	1.19	0.00	0.00	0.00	98.77	-
	Cpx	1	49.10	0.73	0.00	7.81	6.51	0.15	13.97	20.86	1.00	0.00	0.20	0.00	100.33	-

**Примечание:** состав включ. = фазовый состав включений; OI Fo = состав оливина, форстеритовый компонент.

(оливин + клинопироксен + шпинель) в базанитовых нефелинитах вулкана Арод. Такие включения содержат также клинопироксен, сульфидную глобулу и апатит (рис. 1h).

### ТЕРМОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ РАСПЛАВА В ОЛИВИНЕ

Более 50 первичных рёнит-содержащих включений расплава в оливине из щелочных базальтов изученных регионов было использовано для термометрии с целью выявления температур гомогенизации и последовательности кристаллизации фаз. К сожалению, в некоторых случаях не удалось получить данные по полной гомогенизации (полное исчезновение газового пузырька в расплаве) из-за присутствия гало вокруг включений (рис. 1h, 2a, d, h) и частичной разгерметизации в процессе нагрева. Однако были выявлены интервалы плавления дочерних фаз (табл. 3). Все термометрические данные подтверждают петрографические наблюдения для включений расплава. Рёнит является одной из самых ранних дочерних фаз с интервалом плавления 1180-1265°C. Он плавился позже ильменита (или Тi-магнетита), апатита (>1100°C) и клинопироксена (1130-1240°C) и раньше Al-шпинели (1255-1320°C). Следует отметить, что подобные интервалы плавления для других фаз характерны и для включений, несодержащих рёнит. Давление захвата включений расплава, оцененное по сингенетичным флюидным CO<sub>2</sub> включениям, составляет 3-5 кбар (табл. 3).

### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РЁНИТ-СОДЕРЖАЩИХ ВКЛЮЧЕНИЙ РАСПЛАВА

Стекла и дочерние фазы включений расплава с рёнитом были проанализированы на микрозонде. Представительные анализы приведены в таблицах 4 и 5. Следует отметить, что большинство дочерних минералов (клинопироксен, амфибол, магнетит, ильменит) во включениях с рёнитом обогащено Тi. К сожалению, не удалось выявить каких-либо различий по химизму фаз во включениях с рёнитом и без него.

#### *Рёнит*

Рёнит достаточно сильно варьирует по главным компонентам, даже в для включений из одной породы (в мас.%): SiO<sub>2</sub> – 21.4-29.4; TiO<sub>2</sub> – 8.1-12.4; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – до 3.8; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 13.2-22.5; FeO<sub>tot</sub> – 12.5-25.0; MgO – 10.1-17.3; CaO – 9.9-12.7; Na<sub>2</sub>O – 0.6-2.0. Этот минерал сильно отличается от идеального состава  $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_4(\text{Fe}^{3+},\text{Al})\text{Ti}[\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{20}]$  (рис. 3). Такие широкие вариации, возможно, зависят от состава исходного силикатного расплава, захваченного оливином, и окислительно-восстановительных условий кристаллизации. Не выявлено каких-либо корреляций между составом рёнита и других фаз в пределах включений.

#### *Клинопироксен и другие дочерние фазы*

Клинопироксен также имеет широкие вариации состава. Он обогащен  
Таблица 5.

**Представительные анализы фаз из включений расплава с рёнитом в оливине  
щелочных базальтов (BBHVF и NGVF)**

Состав включ.	Фаза	n	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cl	Сумма	Ol Fo
<i>базанит, вулкан Бадачони, BBHVF</i>																
Gl+Rho+	Gl	1	62.36	0.11	0.00	27.90	0.86	-	0.08	0.24	2.49	4.62	0.21	-	98.87	74.8
Cpx+Mag+	Rho	2	24.45	9.08	0.29	17.39	22.47	-	12.03	11.65	1.18	0.00	0.00	-	98.53	-
Sulph+g	Cpx	1	46.09	3.79	0.11	8.47	6.95	-	11.79	21.19	1.36	0.00	0.00	-	99.75	-
Gl+Rho+	Gl	1	60.45	0.35	0.00	26.62	1.17	-	0.11	0.25	4.13	6.87	0.02	-	99.97	72.8
Cpx+g	Rho	2	26.30	10.70	0.14	13.23	24.25	-	12.79	9.89	1.60	0.00	0.00	-	98.88	-
<i>базанит, вулкан Хезиеиты, BBHVF</i>																
Gl+Rho+	Gl	1	56.71	0.00	-	22.44	0.84	0.00	0.00	0.93	3.72	10.92	-	0.00	95.56	84.7
Cpx+Ne+g	Rho	1	25.89	9.23	0.34	19.84	15.11	0.00	15.43	12.66	1.46	0.00	-	-	99.96	-
	Cpx	1	42.65	3.24	-	11.54	7.16	0.00	10.05	23.79	0.80	-	-	-	99.23	-
	Ne	1	41.42	0.00	-	32.51	0.81	0.00	0.00	2.37	14.64	4.59	-	0.00	96.34	-
Gl+Rho+	Gl Na	1	55.35	1.03	0.00	25.72	1.30	0.01	0.56	0.61	8.31	4.96	0.25	0.12	98.23	84.1
Cpx+g	Gl K	1	51.96	0.70	0.00	24.65	0.74	0.00	0.31	0.42	5.51	14.03	0.26	0.03	98.60	-
	Rho	3	25.22	9.49	0.07	19.22	17.42	0.10	14.58	12.63	0.80	0.01	-	-	99.55	-
	Cpx	2	41.91	3.62	0.01	13.15	6.85	0.09	9.81	23.25	0.64	0.00	0.43	0.00	99.73	-
Gl+Rho+	Gl	2	52.04	1.07	0.00	24.56	2.05	-	0.64	0.91	7.50	9.65	0.28	0.42	99.10	85.0
Cpx+Ap+	Rho	1	24.29	9.45	0.04	18.95	18.71	-	14.33	12.34	0.82	0.00	0.00	0.00	98.93	-
Ilm+Sulph+g	Cpx	2	41.05	4.03	0.00	12.12	8.49	-	10.67	22.32	0.68	0.00	0.20	0.00	99.55	-
<i>базанит, вулкан Кабхегги, BBHVF</i>																
Gl+Rho+	Gl K	7	61.59	0.11	0.01	23.31	0.54	0.00	0.07	0.06	6.46	7.18	0.25	0.32	99.91	82.2
Cpx+Amph+	Gl Na	4	61.90	0.18	0.00	25.67	0.50	0.01	0.03	0.34	10.63	0.23	0.31	0.00	99.79	-
Ap+Sulph+	Rho	5	26.53	10.55	0.28	18.76	14.14	0.10	14.61	12.24	1.04	0.00	0.00	0.00	98.25	-
Flsp+g	Cpx	2	43.70	4.14	0.01	11.05	6.14	0.10	11.09	22.57	0.65	0.00	0.41	0.00	99.85	-
	Amph	2	39.26	7.61	0.04	15.82	6.27	0.03	13.30	12.05	2.88	0.85	0.09	0.07	98.23	-
	Flsp	1	62.65	0.12	0.00	23.19	0.43	0.01	0.04	4.15	7.18	0.65	0.00	0.00	98.41	-
Gl+Cr-sp+	Gl K	2	58.85	0.09	0.03	22.26	0.46	0.00	0.02	0.12	4.52	13.34	0.22	0.04	99.94	82.2
Rho+Cpx+	Gl Na	3	61.83	0.22	0.01	25.15	0.37	0.01	0.04	0.26	11.35	0.20	0.18	0.00	99.61	-
Amph+Ap+	Rho	2	26.14	11.10	0.34	18.82	14.37	0.07	14.12	12.32	0.88	0.00	0.00	0.00	98.14	-
Sulph+g	Cpx	3	43.02	4.55	0.02	11.04	6.61	0.07	10.94	22.69	0.69	0.00	0.20	0.00	99.84	-
Gl+Rho+	Gl	1	60.38	0.20	0.02	25.54	0.56	0.00	0.14	0.22	7.20	4.48	0.21	0.27	99.21	81.5
Cpx+Sulph+g	Rho	1	26.22	10.74	0.93	18.20	14.28	0.05	14.85	11.95	1.64	0.00	0.00	0.00	98.87	-
	Cpx	1	43.95	4.07	0.09	11.61	5.69	0.10	11.10	22.36	0.83	0.00	0.20	0.00	100.00	-
<i>базанит, вулкан Залахалап, BBHVF</i>																
Gl+Rho+Cpx+	Gl	2	62.93	0.61	0.00	23.90	1.04	0.01	0.19	1.32	4.59	3.35	0.99	0.17	99.08	72.2
Ap+Ilm+g	Rho	1	27.45	11.42	0.48	15.30	17.94	0.14	13.21	11.75	1.24	0.00	0.07	0.00	99.00	-
<i>базанит, Эрествени, NGVF</i>																
Gl+Rho+	Gl	1	55.30	0.14	0.14	25.60	1.67	0.13	0.01	0.11	9.52	6.28	0.04	0.05	98.99	77.1
Cpx+Ap+g	Rho	1	24.90	9.03	0.37	18.10	18.20	0.35	13.80	12.10	0.94	0.00	-	0.00	97.79	-
<i>базанит, Мадьярбана, NGVF</i>																
Gl+Rho+g	Gl	1	52.60	0.03	0.00	23.20	0.33	0.21	0.04	7.88	12.60	0.96	0.02	0.11	97.98	62.8
	Rho	1	24.30	12.00	0.20	14.00	24.30	0.61	10.10	10.20	2.03	0.00	-	0.00	97.74	-
<i>базанит, Тербелед, NGVF</i>																
Gl+Rho+	Gl	1	56.70	0.13	0.15	24.90	0.90	0.25	0.17	0.82	9.04	5.89	0.00	0.47	99.42	72.5
Cpx+g	Rho	1	24.10	9.05	0.35	18.40	21.30	0.71	10.70	11.50	0.83	0.00	-	0.00	96.94	-
	Cpx	1	44.30	1.87	0.05	13.00	7.14	0.29	10.30	22.10	0.67	-	-	-	99.72	-
Gl+Rho+	Gl	1	55.60	0.19	0.00	24.90	1.38	0.00	0.34	0.24	9.71	5.67	0.00	0.03	98.06	73.3
Cpx+Sulph+g	Rho	1	24.90	9.38	0.29	18.20	19.80	0.40	11.60	11.30	1.10	0.00	-	0.00	96.97	-
<i>гавайит, Печко, NGVF</i>																
Gl+Al-sp+	Gl	1	62.49	0.78	0.00	26.17	0.54	-	0.14	0.84	2.17	5.19	0.76	0.23	99.31	87.0
Rho+Cpx+	Al-sp	1	0.00	0.70	0.22	64.04	14.83	-	20.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	99.86	-
Sulph+g	Rho	1	25.43	11.63	0.12	19.12	14.35	-	15.67	11.64	1.35	0.00	0.04	0.00	99.35	-
	Cpx	1	42.35	6.00	0.03	11.86	4.06	-	12.22	22.13	0.82	0.00	0.04	0.00	99.51	-
Gl+Al-sp+	Gl	2	62.26	0.72	0.00	26.75	0.50	-	0.27	1.22	2.17	3.67	1.47	0.26	99.26	86.0
Rho+Cpx+	Rho	1	25.24	12.42	0.35	19.77	12.50	-	16.44	11.02	1.67	0.00	0.00	0.00	99.41	-
Amph+	Cpx	1	44.13	4.19	0.01	11.41	4.23	-	12.50	21.74	0.69	0.00	0.04	0.00	98.95	-
Sulph+g	Amph	1	38.93	10.21	0.00	13.93	5.78	-	13.44	12.44	2.95	0.68	0.37	0.01	98.74	-

**Примечание:** Gl K, Gl Na = сосуществующие стекла, обогащенные K и Na.

TiO<sub>2</sub> (2.0-6.0 мас.%) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (8.0-13.0 мас.%), содержит низкие концентрации

SiO<sub>2</sub> (38.0-45.0 мас.%). Согласно классификации ММА, такие составы относятся к Fe-Al-обогащенным диопсидам или авгитам [62]. Ядра зональных клинопироксенов содержат до 0.5 мас.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В целом, эволюция состава клинопироксена включений от центра к краю направлена в сторону повышения концентраций Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub> и уменьшения SiO<sub>2</sub>. Такой тип эволюции характерен и для клинопироксена фенокристовой ассоциации и для минерала основной массы вмещающих щелочных базальтов [17, 29, 45, 81, 83].

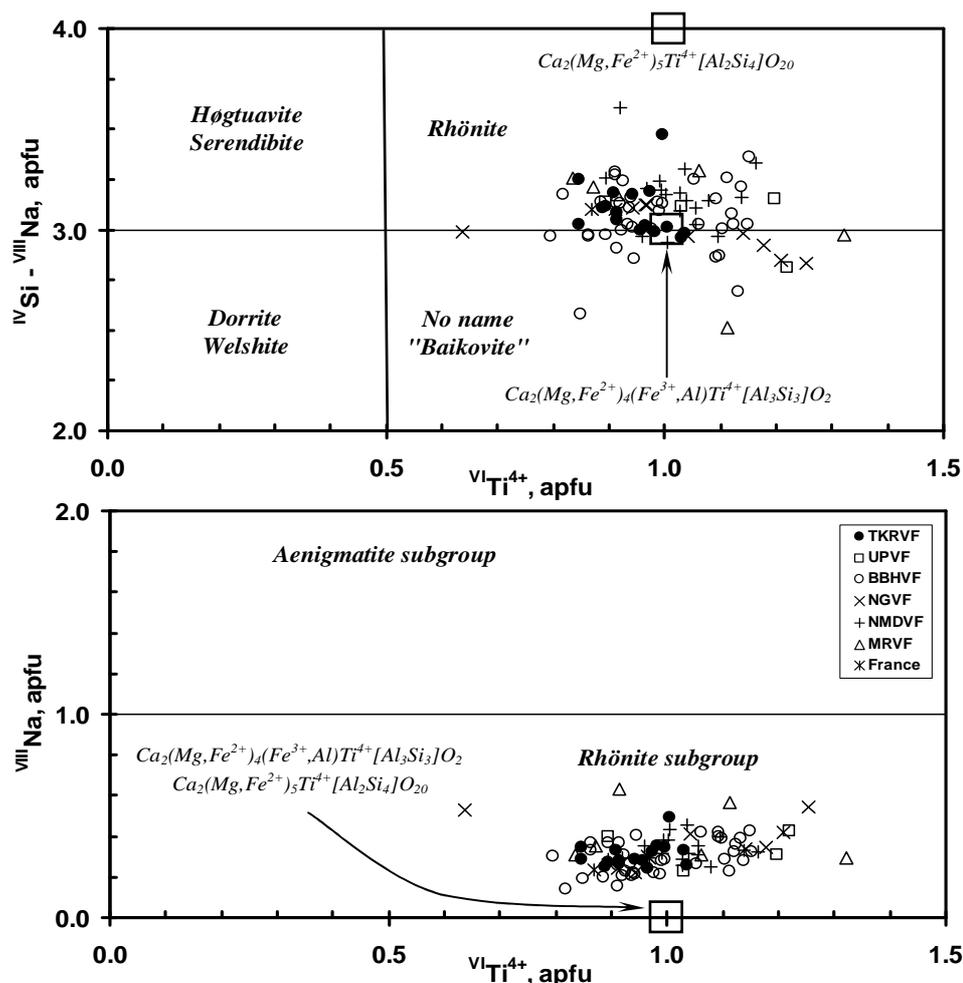


Рис. 3. Классификационные диаграммы (по [49]) для рёнита из включений расплава в оливине щелочных базальтов.

Идеальные составы приведены для сравнения. Данные по Наги-Салго, NGFV [88] и Массив Централ, Франция [39] также указаны на графиках.

Дочерняя Al-шпинель имеет низкие концентрации TiO<sub>2</sub> (0.3-0.7 мас.%), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.0-1.2 мас.%) и относится к серии FeAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>-MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>. В некоторых включениях она иногда обрастает ксеногенную Cr-шпинель. Последний ксеногенный минерал обычно имеет варьирующий состав, обеднен TiO<sub>2</sub> (<5 мас.%) и соответствует одиночным кристаллитам Cr-шпинели, присутствующим в оливине-хозяине. Дочерний магнетит очень редко

встречается в рёнит-содержащих включениях и обогащен  $\text{TiO}_2$  (до 17 мас.%).

Амфибол из включений содержит до 10.2 мас.%  $\text{TiO}_2$  и относится к Тi-керсутиту. Концентрации Cl,  $\text{SiO}_2$  и SrO во фторапатите обычно не превышают 1 мас.%. Согласно данным по сканирующей микроскопии, сульфидные глобулы состоят в основном из пирротина с очень низкими содержаниями Ni, другие сульфидные фазы (пентландит, халькопирит или моносульфидный твердый раствор) встречаются очень редко.

#### *Стекло*

Химический состав стекол в негретых включениях очень сильно варьирует (в мас.%):  $\text{SiO}_2$  - 49.5 -65.5;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 20.6-28.2; щелочи - до 19.5, при этом концентрации  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ , CaO и MgO обычно не превышают 5 мас.%. Соотношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  также сильно варьирует, даже для включений из одной породы. В некоторых включениях расплава из базальтов NGVF и BVHVF (табл. 5) было выявлено сосуществование K- и Na-стекол [44, 46]. Варьирующий состав стекол определяется как исходным составом расплава, захваченного оливином в качестве включения, так и количеством и составом дочерних фаз, образующихся во включении после его захвата.

## **ОБСУЖДЕНИЕ**

### *Генезис и стабильность рёнита в щелочных базальтах и их ксенолитах*

Обзор литературных данных по вулканитам мира показывает, что рёнит обычно встречается как фенокрист/микрофенокрист или минерал основной массы в недосыщенных по  $\text{SiO}_2$  высокоглиноземистых (миаскитовых) породах, таких как щелочные базальты, щелочные лампрофиры, фонолиты, тефриты, шошониты и нефелиниты, а также как фаза, замещающая Тi-амфибол в глубинных ксенолитах. Рёнит никогда не отмечался в агпайтовых вулканитах и карбонатитах, вместо него в этих породах иногда присутствует энигматит. Таким образом, присутствие рёнита, как высокоглиноземистой фазы, согласуется с миаскитовым характером пород.

В щелочных базальтах рёнит очень редко встречается как фенокрист [42], чаще он присутствует как микрофенокрист или минерал основной массы. Этот минерал характерен для стекловатых пород или пород, имеющих закалочную структуру основной массы [7, 40, 60, 66]. К сожалению, пока очень мало петрографических данных о взаимоотношениях рёнита с другими минералами. В основной массе щелочных базальтов в некоторых случаях выявляется следующая последовательность кристаллизации фаз: оливин → рёнит → клинопироксен → Тi-магнетит [52-53, 73]. Однако в безоливиновых породах (тефриты-фонолиты) наблюдается обратная последовательность: Тi-магнетит → клинопироксен → рёнит [42].

В некоторых публикациях отмечается, что рёнит является достаточно распространенной фазой в ассоциациях, частично или полностью

замещающих амфибол (мега/ксенокристы, основные-ультраосновные ксенолиты) (табл. 1). Генезис таких рёнитов рассматривается как: 1) продукт твердофазного распада амфибола [31, 50]; 2) продукт декомпрессионного плавления амфибола [7]; 3) продукт реакции амфибола с вмещающим расплавом базальтового состава [74].

Таблица 6.

**Химический состав (мас.%) рёнитов из продуктов замещения амфибола и ксенолитов в щелочных базальтах изученных регионов**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>n</i>	10	6	8	3	11	13	11	4	13	3	4
SiO <sub>2</sub>	27.12	25.50	26.01	28.53	23.64	25.97	24.91	28.97	22.48	25.21	24.35
TiO <sub>2</sub>	9.18	8.67	8.42	8.47	11.13	10.02	11.30	8.34	13.50	8.87	11.56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.09	0.03	0.00	0.29	0.00	0.06	0.01	0.06	0.29	0.02	0.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.20	15.26	16.26	18.93	18.22	15.92	15.95	14.79	17.13	16.51	16.44
FeO <sub>tot</sub>	18.64	20.37	22.38	9.90	19.44	20.56	20.52	20.29	18.27	25.76	21.72
MnO	0.15			0.07	0.11	0.11	0.14	0.12	0.06	0.15	0.16
MgO	14.73	15.69	12.93	17.77	13.37	13.64	13.39	14.27	13.76	10.48	11.60
CaO	11.09	11.31	11.68	12.07	11.68	11.19	11.34	10.27	11.87	11.24	11.36
Na <sub>2</sub> O	1.65	1.86	1.62	1.28	1.05	1.32	1.30	2.02	0.98	1.12	1.15
Сумма	98.85	98.68	99.30	97.30	98.64	98.80	98.86	99.11	98.35	99.36	98.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.04	16.71	12.50	3.22	7.90	8.38	8.17	9.02	6.55	9.43	6.02
FeO	10.51	5.34	11.13	7.00	12.34	13.02	13.17	12.17	12.38	17.28	16.31
Сумма	99.76	100.36	100.56	97.62	99.43	99.64	99.68	100.01	99.00	100.31	99.14

*Формула рассчитана на 14 катионов и 20 кислорода*

Si	3.584	3.362	3.463	3.710	3.173	3.480	3.350	3.828	3.041	3.431	3.324
Al <sup>IV</sup>	2.416	2.372	2.537	2.290	2.827	2.513	2.527	2.172	2.731	2.569	2.645
Fe <sup>3+IV</sup>	0.000	0.266	0.000	0.000	0.000	0.007	0.123	0.000	0.228	0.000	0.032
[Z]	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Al <sup>VI</sup>	0.107	0.000	0.015	0.612	0.055	0.000	0.000	0.130	0.000	0.079	0.000
Ti <sup>4+</sup>	0.913	0.859	0.843	0.828	1.124	1.010	1.143	0.828	1.373	0.908	1.187
Cr	0.009	0.003	0.000	0.029	0.001	0.007	0.002	0.007	0.031	0.002	0.022
Fe <sup>3+VI</sup>	0.898	1.392	1.253	0.315	0.798	0.838	0.703	0.897	0.438	0.966	0.586
Fe <sup>2+VI</sup>	1.155	0.589	1.239	0.762	1.337	1.409	1.454	1.315	1.376	1.900	1.827
Mn	0.017			0.008	0.012	0.013	0.015	0.013	0.007	0.017	0.018
Mg	2.901	3.085	2.566	3.444	2.674	2.724	2.683	2.810	2.775	2.127	2.360
Ca <sup>VI</sup>	0.000	0.073	0.084	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
[Y]	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ca <sup>VIII</sup>	1.570	1.524	1.583	1.678	1.680	1.606	1.634	1.453	1.720	1.639	1.661
Na	0.424	0.476	0.417	0.322	0.273	0.344	0.340	0.517	0.256	0.295	0.304
Fe <sup>2+VIII</sup>	0.006	0.000	0.000	0.000	0.047	0.050	0.027	0.029	0.024	0.066	0.034
[X]	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Mg#	0.58	0.58	0.51	0.76	0.55	0.54	0.54	0.56	0.57	0.42	0.49
Mg*	0.72	0.82	0.66	0.82	0.67	0.66	0.65	0.68	0.67	0.53	0.56

**Примечание:** 1 - ксеноморфное зерно в фенокристе клинопироксена, гавайит, Печко, NGVF; 2-3 - продукт полного замещения ксено/фенокритов амфибола в базальтах: 2 - вулкан Хегиешд, BBHVF; 3 - вулкан Бондоро, BBHVF; 4-8 - интерстиционная фаза в амфибол-содержащих ксенолитах: 4 - Ol горблендит, Фулек, NGVF; 5 - Sp клинопироксенит, трубка Красноозерская-сателлит, NMDVF; 6 - Sp клинопироксенит, дайка Белё, NMDVF; 7 - Ol клинопироксенит, вулкан Учучей, UPVF; 8 - Ol клинопироксенит, UPVF; 9-10 - интерстиционная фаза в безамфиболовых ксенолитах: 3 - Sp гарцбургит, вулкан Ингамакит, UPVF; 10 - клинопироксенит, трубка Ботиха, NMDVF; 11 - Ol-Cpx кумулатный ксенолит, вулкан Арод, MRVF. Mg# = Mg/(Mg+Fe<sub>tot</sub>); Mg\* = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>). Формулы рассчитаны по схеме, предложенной Кунцманном [49].

Во всех этих случаях продукты замещения амфибола представлены

следующей ассоциацией оливин ± шпинель + рёнит + клинопироксен ± Ti-магнетит/ильменит ± плагиоклаз или фельшпатоид ± стекло (в примерном порядке их появления). Все это предполагает, что такая ассоциация могла образоваться при  $>1000^{\circ}\text{C}$  при временном пребывании ксенолитов в промежуточной магматической камере и, возможно, не имеет никакого отношения к метасоматическим процессам, происходивших в мантии [31, 74]. Ксенокристы и ксенолиты такого рёнит-содержащего типа являются достаточно обычным явлением в изученных базальтах (BBHVF, NGVF, NMDVF, MRVF и UPVF, табл. 6). В некоторых случаях рёнит встречается в продуктах полного замещения фенокristов амфибола. Кроме того, этот минерал присутствует в интерстициях ксенолитов, которые изначально не содержали первичный амфибол ([4, 31]; авторские данные в табл. 6). Вслед за Бабкиным с соавторами [4], мы предполагаем, что такие рёнит-содержащие ассоциации могли образоваться как за счет локального плавления клинопироксена ксенолитов с участием или без участия вмещающего расплава, так и за счет проникновения вмещающего расплава в ксенолит.

Кунцманн [48, 49] обобщил все известные данные по стабильности рёнита. Согласно его данным, рёнит стабилен в интервале  $850\text{-}1000^{\circ}\text{C}$  при 1 кбар и  $900\text{-}1100^{\circ}\text{C}$  при 5 кбар, при этом выявлено, что нет каких-либо ограничений по фугитивности кислорода. Стабильность минерала в щелочных базальтах была определена экспериментально и соответствует 0.6 кбар и  $840\text{-}1200^{\circ}\text{C}$  [48]. Основываясь на экспериментальных работах [7, 48], Грейпс с соавторами [31] выявил, что интерстиционная ассоциация микрофенокristов (рёнит + оливин + клинопироксен + плагиоклаз) в ксенолитах Маунт Сидлей образовалась в очень узком температурном интервале  $1190\text{-}1140^{\circ}\text{C}$  и давлении  $<0.5$  кбар. Кроме того, эти авторы показали, что рёнит, замещающий керсутит, кристаллизовался в более окисленных условиях ( $\approx\text{NNO}$  буфер), чем минерал из интерстиционных ассоциаций ( $\approx\text{QFM}$  буфер).

Данные по рёниту из включений расплава в оливине щелочных базальтов свидетельствуют о достаточно узком интервале его кристаллизации ( $1180\text{-}1260^{\circ}\text{C}$ ). К сожалению, невозможно реконструировать стабильность этого минерала в пределах давления и фугитивности кислорода. Данные по гомогенизации включений расплава и микротермометрии сингенетичных флюидных  $\text{CO}_2$  включений указывают на то, что оливин захватывал эти включения при  $>1300^{\circ}\text{C}$  и  $>3\text{-}5$  кбар. Однако давление, при котором рёнит и другие дочерние фазы начинали кристаллизоваться во включениях, достаточно трудно оценить: при повышенном давлении или  $<0.5\text{-}1$  кбар? Тем не менее, по аналогии с фенокristами рёнита предполагается, что давление могло быть  $<0.5$  кбар. Петрография включений выявляет следующий порядок кристаллизации фаз: Al-шпинель  $\rightarrow$  рёнит  $\rightarrow$  Ti-Al-клинопироксен  $\rightarrow$  апатит  $\rightarrow$  амфибол  $\rightarrow$  Ti-магнетит (и/или ильменит). Малые размеры дочерних фаз во включениях в оливине не позволяют точно оценить фугитивность

кислорода при кристаллизации рёнита, хотя грубая оценка возможна из состава самого минерала [31]. Однако все эти расчеты дают достаточно большой интервал (от NNO до QFM и ниже), даже для рёнита из одной породы и проявления (рис. 4). Расчеты по паре оливин - Cr-шпинель соответствуют значениям фугитивности кислорода на 1-2.5 лог. ед. выше буфера QFM для ранних стадий кристаллизации базальтов Хегиешты и Тергеша [45, 81].

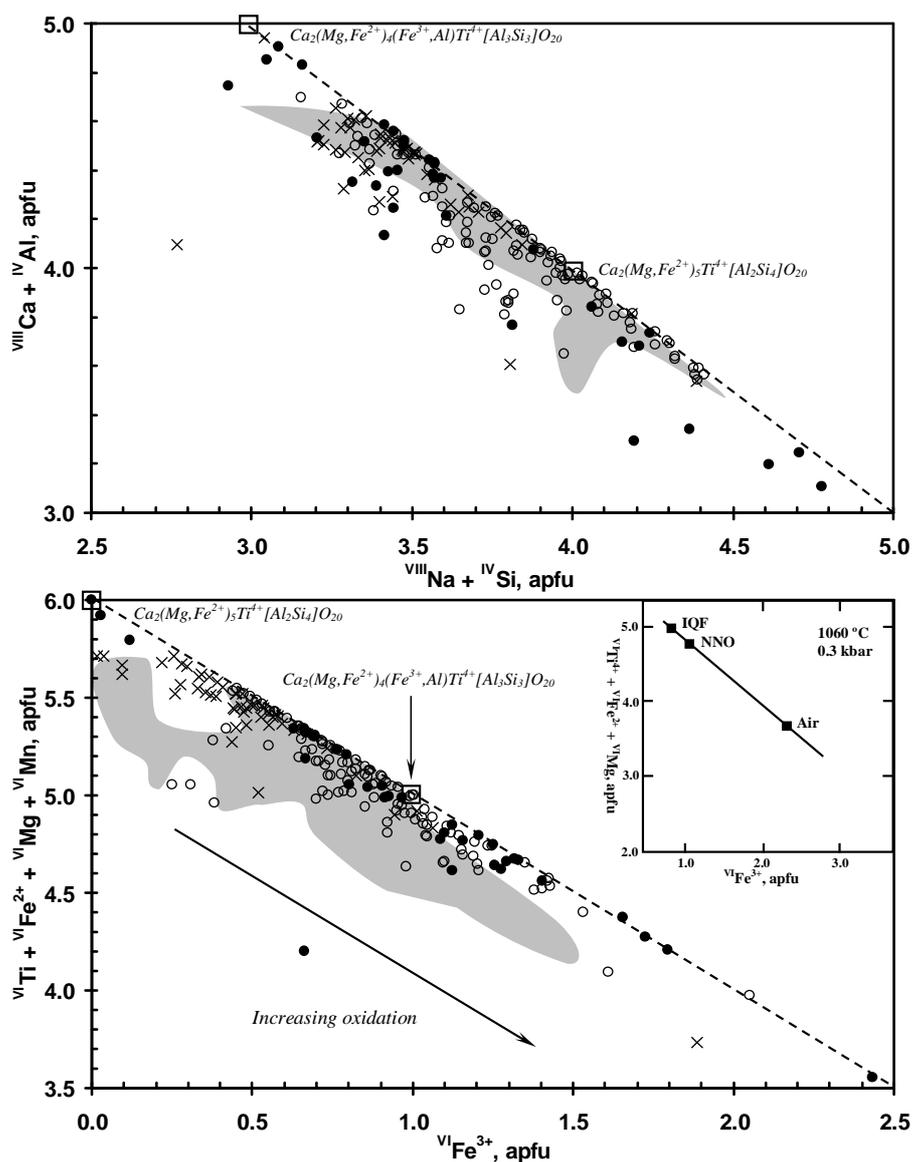


Рис. 4. Графики  $VIII Na + IV Si$  vs.  $VIII Ca + IV Al$  и  $VI Fe^{3+}$  vs.  $VI Ti + VI Fe^{2+} + VI Mg + VI Mn$  (ф.е.) для рёнитов из земных пород и включений расплава в оливине базальтов (серое поле).

Черные кружки = фенокрит и минерал основной массы из щелочных [79, 53, 11, 32, 52, 60, 10, 7, 34, 66, 40, 49, 8, 73, 16, 68, 22, 64, 42]; Белые кружки = продукт замещения превичного керсутита в основных-ультраосновных ксенолитах и ксено/фенокритов керсутита в щелочных базальтах ([52, 60, 33, 74, 31, 1, 88]; авторские данные, Таблица 6); Крестики = интерстиционный минерал в основных-ультраосновных ксенолитах из щелочных базальтов ([4, 26, 74, 31]; авторские

данные, Таблица 6). Идеальные составы приведены для сравнения. Вставка показывает изменение состава рёнита в нефелин-базанитовом расплаве при разной фугитивности кислорода (IQF, NNO, воздушная среда, при 1060°C/0.3 кбар [49]).

Данные по включениям расплава в некоторой степени противоречат выводам Кунцманна о температурной стабильности рёнита [49]. Возможно, некоторые расхождения по температуре связаны с тем, что рёнит имеет варьирующий состав по содержанию  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  и другим катионам за счет изоморфных замещений. К сожалению, нет каких-либо экспериментальных данных о зависимости состава рёнита от температуры. Кроме того, физическо-химические условия кристаллизации во включениях в оливине и в основной массе щелочных базальтов могли существенно различаться (закрытая и открытая система). По-видимому, только изучение включений расплава в самом рёните поможет установить более точные параметры кристаллизации этого минерала в различных обстановках.

*Сопоставление химизма рёнита из включений в оливине и других его ассоциаций*

Общие различия химического состава рёнита из щелочных базальтов и их ксенолитов показаны на рис. 4. Все анализы этого минерала, включая литературные данные, условно разделены на четыре группы: 1) фаза из включений расплава в фенокристах оливина щелочных базальтов; 2) фенокрист и минерал основной массы щелочных базальтов; 3) продукт частичного или полного замещения амфибола (фенокристы, ксенокристы, ксенолиты); 4) интерстиционная фаза в безамфиболовых основных-ультраосновных ксенолитах. Следует отметить, что некоторые составы минерала не были использованы для сравнения. В частности, это касается фаз, определенных как рёнит [35-37, 72] и лейкорёнит [14] и содержащих очень низкие концентрации  $\text{TiO}_2$ . Используя «50% правило» и теоретические составы, предложенные Кунцманном [49] для семейства энigmatит-рёнит, эти фазы следует относить к  $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{20}]$ . Рёниты из метеоритов также были исключены из обзора, поскольку содержат трехвалентный титан в структуре, имеют внеземное происхождение и кристаллизовались в ультравосстановительных условиях, что очень редко реализуется в земных обстановках [6, 61, 62]. Согласно данным Боначчорси с соавторами [8], большинство земных рёнитов не содержат  $\text{Ti}^{3+}$ . В целом, рёнит из включений в оливине образует очень компактное поле, тогда как другие рёниты характеризуются широким разбросом составов (рис. 4). Для всех рёнитов характерна ярко выраженная негативная корреляция  $\text{Ca}+\text{Al} - \text{Na}+\text{Si}$  и  $\text{Ti}+\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}+\text{Mn} - \text{Fe}^{3+}$ , что отражает возможные изоморфные замещения в сторону других членов семейства энigmatит-рёнит.

*Проблема появления рёнита во включениях в оливине*

Изучение включений расплава в фенокристах оливина щелочных базальтов различных регионов поднимает проблему, почему в одних включениях рёнит присутствует, а в соседних включениях он не обнаруживается. Такая же проблема по отношению к рёниту возникает и

для базальтов сходного химического и модального состава. В случае включений расплава это можно объяснить тем, что включения с рёнитом приурочены к центральным зонам минерала-хозяина, а включения без рёнита - к внешним зонам. Кроме того, ильменит и Ti-магнетит являются обычными фазами включений без рёнита, тогда как в рёнит-содержащих включениях они отсутствуют или встречаются очень редко. Следует также отметить, какие-либо значимые различия по составу других дочерних фаз (Al-шпинель, клинопироксен) не выявляются для включений с рёнитом и без него.

Вполне вероятно, что появление рёнита никоим образом не связано ни с химизмом этого минерала и других дочерних фаз, ни с распределением включений в минерале-хозяине. Это может быть объяснено из структурных особенностей рёнита и модального состава его парагенезисов. Изучение кристаллической структуры показало, что этот минерал является цепочечным силикатом [8, 84]. Он постоянно сосуществует с клинопироксеном и минералами семейства шпинели (Cr-шпинель, Al-шпинель, Ti-магнетит). Боначчорси с соавторами [8] первыми акцентировали внимание на такие необычные ассоциации в разных геологических обстановках. Кроме того, согласно эти авторам, структура рёнита представляет собой чередование слоев со структурой пироксена и шпинели. В этом смысле, рёнит является не только промежуточным минералом между Al-шпинелью и Ti-Al-клинопироксеном при кристаллизации, но также и промежуточным членом полисоматической серии шпинель-пироксен. Именно эта особенность рёнита показывает, что он является короткоживущим (эфемерным) минералом, и очень чутко реагирует на изменения любого параметра при кристаллизации. В случае включений расплава или пород, одним из таких параметров вполне может быть скорость охлаждения расплава, и как следствие, вместо рёнита появляются клинопироксен или Ti-магнетит (либо другая шпинель) или ассоциация этих двух минералов.

## ВЫВОДЫ

1. Рёнит является достаточно редким минералом, который встречается во включениях расплава в фенокристах оливина щелочных базальтов различных вулканических регионов мира. Обычно рёнит-содержащие включения приурочены к центральным зонам минерала-хозяина. Захват таких включений происходил при  $T > 1300^{\circ}\text{C}$  and  $P > 3-5$  кбар.

2. Петрографические и термометрические данные по рёнит-содержащим включениям в оливине указывают на следующую последовательность появления фаз: Al-шпинель  $\rightarrow$  рёнит  $\rightarrow$  Ti-Al-клинопироксен  $\rightarrow$  апатит  $\rightarrow$  амфибол, Ti-магнетит (или ильменит)  $\rightarrow$  стекло. Рёнит во включениях кристаллизовался в очень узком температурном интервале ( $1180-1260^{\circ}\text{C}$ ) и давлении  $< 0.5$  кбар.

3. Редкость находок рёнита как во включениях расплава, так и в самих щелочных базальтах может быть объяснена с позиций микроструктурных особенностей этого минерала. Он является промежуточным членом полисоматической серии шпинель-пироксен, что предполагает его нестабильность в изменяющихся условиях кристаллизации.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Автор крайне признателен Л.Н. Поспеловой за помощь в проведении микронзондовых анализов в ИГМ СО РАН, С.В.Ковязину и Е.И. Петрушину - за термометрические эксперименты с включениями расплава.

*Данная работа выполнена при поддержке СО РАН (интеграционный проект 6.15) и РФФИ (грант 08-05-00134).*

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Alletti M., Pompillo M., Rotolo S.G.** Mafic and ultramafic enclaves in Ustica Island lavas: inferences on composition of lower crust and deep magmatic processes // *Lithos*, 2005, v. 84, p. 151-167.
2. **Ащепков И.В., Кепежинская В.В., Мальковец В.Г., Овчинников Ю.И.** Мантийные ксенолиты из мезо-кайнозойских вулканических трубок Хакасии. ОИГГМ СО РАН. Новосибирск, 1995, 39 с.
3. **Ananiev V.V., Okrugin V.M.** Mineralogy of molten inclusions in olivines from high-alumina basalt melts in Kamchatka // *Plinius*, 1991, no. 5, p. 264-264.
4. **Babkine J., Conquere F., Vilminot J.C., Duong P.K.** Sur un nouveau gisement de rhönite (Monistrol-d'Allier, Haute Loire) // *C. R. Acad. Sci., Paris*, 1964, Ser. D 258, p. 5479-5481.
5. **BALOGH K., ÁRVA-SÓS E., PÉCSKAI Z., RAVASZ-BARANYAI L.** K/AR DATING OF POST-SARMATIAN ALKALI BASALTIC ROCKS IN HUNGARY // *ACTA MINERAL. PETROGR. SZEGED*, 1986, V. 28, P. 75-93.
6. **Beckett J.R., Grossman L., Haggerty S.E.** Origin of  $Ti^{3+}$ -bearing rhönite in Ca-Al-rich inclusions: an experimental study // *Meteoritics*, 1986, v. 21, p. 332-333.
7. **Boivin P.** Données expérimentales préliminaires sur la stabilité de la rhönite à 1 atmosphère. Application aux gisements naturels // *Bull. Minéral.*, 1980, v. 103, p. 491-502.
8. **Bonaccorsi E., Merlino S., Pasero M.** Rhönite: structure and microstructural features, crystal chemistry and polysomatic relationships // *Eur. J. Mineral.*, 1990, v. 2, p. 203-218.
9. **Брагин В.Ю., Реутский В.Н., Литасов К.Д., Мальковец В.Г.** Позднемеловой эпизод внутриплитного магматизма в Северо-Минусинском прогибе по палеомагнитным и геохронологическим данным // *Геология и геофизика*, 1999, т. 40, № 4, с. 576-582.
10. **Brooks C.K., Pedersen A.K., Rex D.C.** The petrology and age of alkaline mafic lavas from the Nunatak zone of central East Greenland // *Grønlands Geologiske Undersøgelse, Bull.*, 1979, v. 133, 28 p.
11. **Cameron K.L., Carman M.F., Butler J.C.** Rhönite from Big Bend National Park, Texas // *Am. Mineral.*, 1970, v. 55, p. 864-874.
12. **Canil D., Scarfe C.M.** Origin of phlogopite in mantle xenoliths from Kostal Lake, Wells Gray Park, British Columbia // *J. Petrol.*, 1989, v. 30, p. 1159-1179.
13. **ЧЕСНОКОВ Б.В. НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ ИЗ ГОРЕЛЫХ ОТВАЛОВ ЧЕЛЯБИНСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА (СООБЩЕНИЕ ДЕСЯТОЕ - ОБЗОР РЕЗУЛЬТАТОВ ЗА 1982-1996 ГГ.) // УРАЛЬСКИЙ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СБОРНИК, 1997, Т. 7, С. 5-32.**
14. **ЧЕСНОКОВ Б.В., ВИЛЛИСОВ В.А., БУШМАКИН А.Ф., КОТЛЯРОВ В.А., БЕЛОГУБ Е.В. НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ ИЗ ГОРЕЛЫХ ТЕРРИКОНОВ ЧЕЛЯБИНСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА (СООБЩЕНИЕ ШЕСТОЕ) // УРАЛЬСКИЙ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СБОРНИК, 1994, Т. 3, С. 3-34.**

15. **Clocchiatti R.** Les fulgurites et roches vitrifiées de l'Etna // Eur. J. Mineral., 1990, v. 2, p. 479-494.
16. **DOWNES H., VASELLI O., SEGHEDI I., INGRAM G., REX D., CORADOSSI N., PÉCSKAY Z., PINARELLI L.** **GEOCHEMISTRY OF LATE CRETACEOUS – EARLY TERTIARY MAGMATISM IN POIANA RUSCĂ (ROMANIA)** // ACTA VULCANOL., 1995, V. 7, № 2, P. 209-217.
17. **EMBEY-ISZTIN A., DOWNES H., JAMES D.E., UPTON B.G.J., DOBOSI G., SCHARBERT H.G., INGRAM G.A.** **THE PETROGENESIS OF PLIOCENE ALKALINE VOLCANIC ROCKS FROM THE PANNONIAN BASIN, EASTERN CENTRAL EUROPE** // J. PETROL., 1993A, V. 34, P. 317-343.
18. **EMBEY-ISZTIN A., DOBOSI G., JAMES D.E., DOWNES H., POULTIDIS CH., SCHARBERT H.G.** **A COMPILATION OF NEW MAJOR, TRACE ELEMENT AND ISOTOPE GEOCHEMICAL ANALYSES OF THE YOUNG ALKALI BASALTS FROM THE PANNONIAN BASIN** // FRAGMENTA MINERAL. PALEONTOL., 1993B, V. 16, P. 5-26.
19. **Eyal M., Becker A., Samoylov V.** Mt. Arod – an Early Cretaceous basanitic volcano with a fossil lava lake // Isr. J. Earth Sci., 1996, v. 45, p. 31-38.
20. **Ficke B.** Petrologische Untersuchungen an Tertiären basaltischen bis phonolithischen Vulkaniten der Rhön // Tschermars Min. Petrogr. Mitt. Ser., 1961, v. 3, № 7, p. 337-436.
21. **Floss C., Nazarov M.A., Taylor L.A.** Ultrarefractory-depleted rare-earth-element patterns in a rhönite-bearing type B1 calcium-aluminum-rich inclusion from Efremovka // Meteorit. Planet. Sci., 2000, v. 35, p. 53-54.
22. **Fodor R.V., Hanan B.B.** Geochemical evidence for the Trinitade hotspot trace: Columbia seamount ankaramite // Lithos, 2000, v. 51, p. 293-304.
23. **Friedrich L.** The pressure and temperature conditions and timing of glass formation in mantle-derived xenoliths from the Newer Basalts, W. Victoria, Australia. Master's thesis, University of Western Ontario, London, ON, Canada, 2004.
24. **Fuchs L.H.** Occurrence of wollastonite, rhönite, and andradite in the Allende meteorite // Am. Mineral., 1971, v. 56, p. 2053-2068.
25. **Fuchs L.H.** The mineralogy of a rhönite-bearing calcium aluminium rich inclusion in the Allende meteorite // Meteoritics, 1978, v. 13, p. 73-88.
26. **Gamble J.A., Kyle P.R.** The origin of glass and amphibole in spinel-wehrlite xenoliths from Foster Crater, McMurdo volcanic group, Antarctica // J. Petrol., 1987, v. 28, p. 755-779.
27. **Garfunkel Z.** Darfur-Levant array of volcanics – A 140 Ma long record of hot spot beneath the African-Arabian continent and its bearing on Africa's absolute motion // Isr. J. Earth Sci., 1991, v. 40, p. 138-150.
28. **Головин А.В., Шарыгин В.В.** Петрогенетическая информативность флюидных и расплавных включений в минералах глубинных ксенолитов из базанитов трубки Беле (Северо-Минусинская впадина) // Геология и геофизика, 2007, т. 48, № 10, с. 1043-1060.
29. **Головин А.В., Шарыгин В.В., Мальковец В.Г.** Эволюция расплава в процессе кристаллизации базанитов трубки Белё, Минусинская котловина // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 12, с. 1760-1782.
30. **Головин А.В., Шарыгин В.В., Мальковец В.Г.** Интерстиционные ассоциации в глубинных ксенолитах из трубок взрыва Северо-Минусинской впадины // Тезисы семинара «Щелочной магматизм Земли», Москва, 2002, с. 34-35.
31. **Grapes R.H., Wyszczanski R.J., Hoskin P.W.O.** Rhönite paragenesis in pyroxenite xenoliths, Mount Sidley volcano, Marie Byrd Land, West Antarctica // Mineral. Mag., 2003, v. 67, p. 639-651.
32. **Grünhagen H., Seck H.A.** Rhönit aus einem melaphonolith von Puy de Saint-Sandoux (Auvergne) // Tschermaks Min. Petr. Mitt., 1972, v. 18, p. 17-38.
33. **Гущин А.В., Иванова Т.А., Ганзеев А.А.** Тефрит-шошонитовая серия Юго-Восточной Армении // Геология и разведка, 1991, № 11, с. 3-14.
34. **Havette A., Clocchiatti R., Nativel P., Montaggiioni L.** Une paragenèse inhabituelle à fassaïte, mëlilite et rhönite dans un basalte alcalin contaminé au contact d'un récif coralline (Saint-Lieu, Ile de la Réunion) // Bull. Minéral., 1982, v. 105, p. 364-375.
35. **Heritsch H.** Rhönit-Kristallite in basaltischen Glasern des Steinberges bei Feldbach, Oststeiermark // Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 1986, v. 116, p. 43-49
36. **Heritsch H.** Röntgendaten von Nephelin und Rhönit-Kristalliten aus den basaltischen Glasern des

- Steinberges bei Feldbach, Oststeiermark // Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 1987, v. 117, p. 27-34.
37. **Heritsch H., Ettinger K.** Titanarme Rhönit als Kristallite in basaltischen Glasern des Steinberges bei Feldbach, Steiermark // Mitt. Abt. Miner. Landesmus, Joanneum, 1998, v. 62-63, p. 75-78.
  38. **Hurai V., Huraiova M., Konecny P., Thomas R.** Mineral-melt-fluid composition of carbonate-bearing cumulate xenoliths in Tertiary alkali basalts of southern Slovakia // Mineral. Mag., 2007, v. 71, p. 63-79.
  39. **Jannot S., Schiano P., Boivin P.** Melt inclusions in scoria and associated mantle xenoliths of Puy Beaunit volcano, Chained ea Puys, Massif Central, France // Contrib. Mineral. Petrol. 2005, 149, 600-612.
  40. **Johnston, A.D., Stout, J.H.** Compositional variations of naturally occurring rhoenite // Am. Mineral., 1985, v. 70, p. 1211-1216.
  41. **Jones A.P.** Mafic silicates from the nepheline syenites of Motzfeldt centre, South Greenland // Mineral. Mag., 1984, v. 48, p. 1-12.
  42. **Kogarko L.N., Hellebrand E., Ryabchikov I.D.** Trace element partitioning between rhonite and silicate melt in Cape Verde volcanics // Geochem. Inter., 2005, v. 43, № 1, p. 1-7.
  43. **Копылова М.Г., Рикард Р.С., Клейнстыюбер А., Тейлор В.Р., Гюрней Д.Д., Даниелс Л.Р.М.** Первая находка стронциевого К-Сг-лопарита и Сг-чевкинита в алмазах // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 2, с. 382-397.
  44. **Kóthay K., Petó M., Szabó Cs., Török K., Sharygin V.V., Timina T.Ju., Ntaflos T.** A comprehensive silicate melt inclusion study of olivine phenocrysts from Hegyestű (Bakony-Balaton Highland) and Pécskő (Nógrád-Gömör) alkali basalts, Pannonian basin, Hungary // Acta Mineral. Petrogr. Abstr. Ser., Szeged, 2003, v. 2, p. 105-106.
  45. **Kóthay K., Szabó Cs., Török K., Sharygin V.V.** A droplet of the magma: Silicate melt inclusions in olivine phenocrysts from alkali basalt of Hegyestű // Földtani Közlöny, 2005, v. 135 № 1, p. 31-55 (in Hungarian with English abstract).
  46. **Kóthay K., Sharygin V.V., Török K., Ntaflos Th., Szabó Cs.** New results in study of silicate melt inclusions in Bakony-Balaton Highland Volcanic Field, Pannonian Basin, Western Hungary // Abstract volume of ECROFI XIX, University of Bern, Switzerland, 2007, p. 216-216.
  47. **Kronz A., Zolgharnian Z., Maier P., Keesmann I.** Rhönit  $\text{Ca}_4(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mn}, \text{Al}, \text{Ti})_{12}(\text{Al}, \text{Si})_{12}\text{O}_{40}$  in historischen schlacken // Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, 1992, no. 1, p. 165-165.
  48. **Kunzmann T.** Rhönit: Mineralchemie, Paragenese und Stabilität in alkalibasaltischen Vulkaniten, Ein Beitrag zur Mineralogenese der Rhönit-Änimagnit-Mischkristallgruppe Dissertation Universität München, 1989, 151 p.
  49. **Kunzmann T.** The aenigmatite-rhönite mineral group // Eur. J. Mineral., 1999, № 11, p. 743-756.
  50. **Kunzmann T., Spicker G., Huckenholz H.G.** Stabilität von rhönit in natürlichen und synthetischen paragenesen // Fortsch. Mineral., 1986, v. 64, Beiheft 1, 92 p.
  51. **Кузьмин Д.В., Чупин В.П., Литвиновский Б.А.** Температуры и составы магм трахибазальт-комендитовой ассоциации хребта Цаган-Хуртей, Западное Забайкалье (по включениям в минералах) // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 1, с. 62-72.
  52. **Kyle P.R., Price R.C.** Occurrences of rhönite in alkalic lavas of the McMurdo Volcanic Group, Antarctica, and Dunedin Volcano, New Zealand // Am. Mineral., 1975, v. 60, p. 722-725.
  53. **Lacroix A.** Note sur la rhönite du Puy de Barneire à Saint Sandoux // Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., 1909, v. 32, p. 325-331.
  54. **Litasov K., Ohtani E., Simonov V., Taniguchi H.** Melting experiments on the mantle minerals and basaltic melts: possible relation to the melt-xenolith reactions during magma ascent // Abstr. Vol. 32<sup>th</sup> IGC, Rio de Janeiro, Brazil, 2000, CD-edition.
  55. **Литасов Ю.Д.** Особенности эволюции щелочных базальтоидов вулканов Ингамакит и Мундужак (Удоканское лавовое плато) // Термобарогеохимия минералообразующих процессов, ОИГТМ СО РАН, Новосибирск, 1992, т. 2, с. 16-29.
  56. **Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Сандимирова Г.П., Кузьмин Д.В.** Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочногранитоидной провинции // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 3, с. 445-455.

57. **Lofgren G.E., Huss G. R., Wasserburg G.J.** An experimental study of trace-element partitioning between Ti-Al-clinopyroxene and melt: Equilibrium and kinetic effects including sector zoning // *Am. Mineral.*, 2006, v. 91, p. 1596-1606.
58. **Lopez M., Pompilio M., Rotolo S.G.** Petrology of some amphibole-bearing volcanics of the pre-Elittico period (102-80 Ka), Mt. Etna // *Periodico di Mineralogia*, 2006, v. 75, № 2-3, p. 151-165.
59. **Lung B., Steinitz G.** K-Ar dating of Mesozoic magmatic rocks in Israel: a review // *Isr. J. Earth Sci.*, 1989, v. 38, p. 89-103.
60. **Magonthier M.C., Velde D.** Mineralogy and petrology of some Tertiary leucite-rhönite basanites from central France // *Mineral. Mag.*, 1976, v. 40, p. 817-826.
61. **Mao H.K., Bell P.M.** Crystal-field effects of trivalent titanium in fassaite from the Pueblo de Allende meteorite // *Carnegie Inst. Washington Year Book*, 1974, v. 73, p. 488-492.
62. **Mason B., Taylor S.R.** Inclusions in the Allende meteorite // *Smiths. Contrib. Earth Sci.*, 1982, v. 25, p. 1-30.
63. **Morimoto N., Fabriès J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G.** Nomenclature of pyroxenes // *Am. Mineral.*, 1988, v. 73, p. 1123-1133.
64. **NÉDLI ZS., TÓTH T.M. PETROGRAPHY AND MINERAL CHEMISTRY OF RHÖNITE IN OCELLI OF ALKALI BASALT FROM VILLÁNY MTS., SW HUNGARY // ACTA MINERAL. PETROGR. SZEGED, 2003, V. 44, P. 51-56.**
65. **Nono A., Deruelle B., Demaifee D., Kambou R.** Tchabal-Nganha volcano in Adamawa (Cameroon) - Petrology of a continental alkaline lava series // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1994, v. 60, p. 147-178.
66. **Olsson H.B.** Rhönite from Skåne (Skania), southern Sweden // *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 1983, v. 105, p. 281-286.
67. **ПЕТРУШИН Е.И., БАЗАРОВ Л.Ш., ГОРДЕЕВА В.И., ШАРЫГИН В.В. ТЕРМОКАМЕРА ДЛЯ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЩЕЛОЧНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД // ПРИБОРЫ И ТЕХНИКА ЭКСПЕРИМЕНТА, 2003, Т. 46, № 2, С. 108-112.**
68. **Prestvik T., Torske T., Sundvoll B., Karlsson H.** Petrology of early Tertiary nephelinites off mid-Norway. Additional evidence for an enriched endmember of the ancestral Iceland plume // *Lithos*, 1999, v. 46, p. 317-330.
69. **Расказов С.В., Бовен А., Андре Л., Легеос Д.П., Иванов А.В., Пунзалан Л.** Эволюция магматизма в северо-восточной части Байкальской рифтовой системы // *Петрология*, 1997, т. 5, № 2, с. 101-120.
70. **Расказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В.** Геохронология и геодинамика в позднем кайнозое: Южная Сибирь - Южная и Восточная Азия. Наука, Новосибирск, 2000, 288 с.
71. **Roach I.G.** Mineralogy, textures and P-T relationships of a suite xenoliths from the Monaro volcanic province, New South Wales, Australia // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, p. 739-758.
72. **Rondorf A.** Rhönit vom Vulkan Sattel bei Eich/Osteifel // *Aufschluss*, 1989, v. 40, p. 391-401.
73. **Seghedi I., Vasselli O., Downes H.** Occurrence of rhönite in basanites from Poiana Ruscă Mountains // *Roman. J. Mineral.*, 1995, v. 77, p. 41-41.
74. **Shaw C.S.J., Klügel A.** The pressure and temperature conditions and timing of glass formation in mantle-derived xenoliths from Baarley, West Eifel, Germany: the case for amphibole breakdown, lava infiltration and mineral-melt reaction // *Mineral. Petrol.*, 2002, v. 74, p. 163-187.
75. **Simon S.B., Davis A.M., Grossman L.** Origin of compact type A refractory inclusions from CV3 carbonaceous chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1999, v. 63, p. 1233-1248.
76. **Simon S.B., Davis A.M., Grossman L.** Formation of orange hibonite, as inferred from some Allende inclusions // *Meteorit. Planet. Sci.*, 2001, v. 36, p. 331-350.
77. **Соболев А.В., Слуцкий А.Б.** Состав и условия кристаллизации исходного расплава маймечитов Сибири в связи с общей проблемой ультраосновных магм // *Геология и геофизика*, 1984, т. 25, с. 93-104.
78. **Соболев В.С., Костюк В.П., Базарова Т.Ю., Базаров Л.Ш.** Включения расплава в фенокристаллах нефелиновых базальтов // *Доклады АН СССР*, 1967, т. 173, № 2, с. 431-434.
79. **Soellner J.** Über Rhönit, ein neues ännigmatitähnliches Mineral und über das Vorkommen und über die Verbreitung desselben in basaltischen Gesteinen // *Neues Jahr. Mineral. Mh.*, 1907, v. 24, p. 475-

- 547.
80. SZABÓ CS., HARANGI SZ., CSONTOS L. **REVIEW OF NEOGENE AND QUATERNARY VOLCANISM OF THE CARPATHIAN-PANNONIAN REGION // TECTONOPHYSICS, 1992, V. 208, P. 243-256.**
  81. Тимина Т.Ю., Шарыгин В.В., Головин А.В. Эволюция расплава при кристаллизации базанитов трубки Тергешская, Северо-Минусинская впадина // *Геохимия*, 2006, т. 44, № 8, с. 814-833.
  82. Tomita T. On kaersutite from Dogo, Oki Islands, Japan, and its magmatic alteration and resorption // *Shanghai Sci. Inst. J. Sect.*, 1934, v. 2, № 1, p. 99-136.
  83. Vapnik Ye., Sharygin V.V., Samoilov V., Yudalevich Z., Eyal M. The petrogenesis of basic and ultrabasic alkaline rocks of western Makhtesh Ramon, Israel: geochemistry, melt and fluid inclusion study // *Inter. J. Earth Sci.*, 2007, v. 96, № 4, p. 639-661.
  84. Walenta K. Zur kristallographie des Rhönits // *Z. Kristallogr.*, 1969, v. 130, p. 214-230.
  85. Wysoczanski R.J. Lithospheric xenoliths from the Marie Byrd Land volcanic province, west Antarctica. PhD thesis, Victoria University of Wellington, New Zealand, 1993, 475 p.
  86. Yagi K. Petrochemical studies on the alkalic rocks of the Morutu District, Sakhalin // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1953, v. 64, p. 769-810.
  87. Zajacz Z., Kovács I., Falus Gy., Hidas K., Szabó Cs., Ntaflos T. Cumulate xenoliths in the alkaline basalts of Nógrád-Gömör Volcanic Field (N-Hungary/S-Slovakia): a melt inclusion study // *Acta Mineral. Petrogr. Abstr. Ser.*, Szeged, 2003, v. 2, p. 232-233.
  88. Zajacz Z., Kovács I., Szabó Cs., Halter W., Pettke T. Evolution of mafic alkaline melts crystallized in the uppermost lithospheric mantle: a melt inclusion study of olivine-clinopyroxenite xenoliths, northern Hungary // *J. Petrol.*, 2007, v. 48, p. 853-883.

УДК 552.335.5+548.4

# **Термобарические и геохимические особенности кристаллизации базанитов из трубок взрыва Северо-Минусинской впадины (по данным изучения включений расплава)**

Тими́на Т.Ю.

*Институт геологии и минералогии СО РАН, пр-т Коптюга, 3, 630090, г. Новосибирск, Россия, timina@uiggm.nsc.ru*

Включения расплава в базанитах трубок взрыва Тергешская, Красноозерская, Конгаровская были выявлены во вкрапленниках оливина и клинопироксена. Первичные расплавные включения в оливине содержат стекло, дочерние фазы (рэнит, клинопироксен, плагиоклаз, перовскит, апатит, амфибол, магнетит, ильменит) сульфидную глобулу и малоплотный флюид. Фазовый состав включений расплава в клинопироксене - стекло + малоплотный флюид ± прозрачные кристаллические фазы ± ксеногенный магнетит. Согласно термометрическим данным кристаллизация фенокристов оливина начиналась при  $T \geq 1280-1320^\circ\text{C}$  и  $P > 3.5$  кбар, образование вкрапленников клинопироксена при  $T \geq 1250^\circ\text{C}$ . Кристаллизация минералов основной массы происходила в приповерхностных условиях. Фугитивность кислорода на начальном этапе кристаллизации базанитов соответствовала буферу NNO. Изучение состава стекол (прогретые и негретые включения в фенокристах, основная масса) показало, что эволюция базанитового расплава при кристаллизации в целом была направлена в сторону повышения  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , щелочей и уменьшения феррических компонентов и постепенно смещалась в сторону тефритонолитовых-трахиандезитовых составов. По данным ионного зонда (SIMS) первичные мантийные расплавы содержали низкие концентрации  $\text{H}_2\text{O}$  и F, основным летучим компонентом компонентом была  $\text{CO}_2$ . Геохимические данные свидетельствуют о том, что источник исходного базанитового расплава находился в области примитивной мантии.

## **ВВЕДЕНИЕ**

Проблема образования и эволюции мантийных магм является одной из наиболее актуальных в петрологических исследованиях. В последние десятилетия существенный вклад в решение этой проблемы был сделан на основе изучения материнских расплавов законсервированных в расплавных включениях в минералах. Магматические включения в минералах сохраняют информацию о текущем составе и условиях эволюции магматических систем, поскольку после захвата такие включения изолируются минералом-хозяином от воздействия внешней среды. Достоверную информацию о петрогенном и геохимическом составе, первичных содержаниях  $\text{H}_2\text{O}$  и других летучих компонентов в мантийных расплавах можно получить только методами исследования первичных включений расплава в самых ранних минералах. Термобарогеохимические методы исследования существенно расширили представления о составе и эволюции расплавов, формирующихся в зонах субдукции островных дуг и активных континентальных окраин, в

спрединговых зонах океанов, в мантийных плюмах. Однако до сих пор недостаточно изучены условия зарождения и исходные составы расплавов, участвующих во внутриконтинентальной внутриплитной активности.

В частности, одним из важных дискуссионных вопросов является проблема генерации и эволюции внутриплитных щелочно-базальтоидных магм. Целью данного исследования было определение  $P$ - $T$ - $fO_2$  параметров кристаллизации и выявление особенностей эволюции исходного щелочно-базальтового расплава в процессе его кристаллизации. Исследования проводились для базанитов из верхнемеловых трубок взрыва Северо-Минусинской впадины (Хакасия, Россия).

### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Валовый состав базанитов трубок взрыва был изучен рентгенофлюоресцентным анализом (РФА) в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Микроэлементный состав пород анализировался методом РФА-СИ (синхротронное излучение) в Институте ядерной физики СО РАН (г. Новосибирск). Анализ минералов базанитов и включений расплава (прогретые, непрогретые, дочерние фазы) проводился на рентгеноспектральном микроанализаторе “Самбах-micro” (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) в режиме глубокого охлаждения. Параметры съемки:  $I = 25$ - $40$  нА,  $V = 20$  кВ,  $t = 30$ - $40$  с, размер пучка зонда –  $2$ - $3$  мкм. При анализе включений подбирались объекты размером более  $10$  мкм. Следует отметить, что при анализе стекол происходило выгорание щелочей (главным образом,  $Na_2O$ ). Это приводило к их занижению при анализе и немного влияло на завышение концентраций  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$ . В случае крупных включений ( $>20$  мкм) этого иногда удавалось избежать за счет незначительного сканирования стекла микрозондовым пучком.

Микроэлементный состав породообразующих минералов, а также гомогенизированных и остаточных стекол из расплавных включений и стекла основной массы базанитов анализировался методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) на ионном зонде Cameca IMS-4f в Институте Микроэлектроники РАН (г. Ярославль). Для анализа подбирались объекты размером более  $20$  мкм. При анализе примесных элементов (Be, Li, B, Cr, V, Rb, Ba, Th, U, Nb, Hf, Sr, Zr, Y, REE) и Ti применялась методика энергетического фильтра при следующих параметрах: размер первичного пучка ионов  $O^{2-}$  –  $20$  мкм, ток  $2$ - $4$  нА, энергетический офсет –  $100$  эВ, ширина энергетической щели  $50$  эВ. Концентрации элементов определялись на основе отношений соответствующих изотопов к  $^{30}Si$  по калибровочным кривым, построенным для заверенных стандартов [21]. Определение  $H_2O$  проводилось по массе  $^1H$  в едином аналитическом цикле с примесными элементами. Низкие фоновые содержания воды в приборе ( $0.03$  мас.%) достигались за счет выдержки образцов в условиях высокого вакуума в течение  $24$  часов. Условия анализа F описаны в работе [14].

Диагностика мелких (менее 5 мкм) дочерних фаз в расплавных включениях проводилась на сканирующем микроскопе JSM-63801a в ИГМ СО РАН.

Состав флюидных включений и флюидных обособлений в расплавных включениях диагностировался на многоканальном спектрометре Raman Dilor OMARS-89 с CCD детектором LN/CCD-1100 PB (Princeton Instruments).

Термометрические исследования включений расплава в породообразующих минералах проводились двумя способами: с визуальным контролем и без визуального контроля. Для изучения включений с визуальным контролем применялась термокамера с аргоновой средой (использовался аргон высокой степени очистки), сконструированной в ИГМ СО РАН [11]. Для этих экспериментов отбирались зерна оливина и клинопироксена без каких-либо фрагментов основной массы. С помощью этого метода определялись температуры исчезновения дочерних фаз во включениях и температуры гомогенизации включений. Эталонировка термокамеры проводилась по точкам температур плавления чистых солей и металлов:  $K_2Cr_2O_7$  - 398°C, NaCl - 800°C, Au - 1063°C, Mn - 1245°C.

Высокотемпературные эксперименты без визуального контроля проводились только для включений в оливине. Для этого из трех фракций дробленной породы (>0,5 мм, 0,5 - 0,25 мм, 0,25 - 0,15 мм, образцы Тш-77, Тш-78) отбирались чистые зерна оливина без основной массы и без каких-либо признаков вторичных изменений. Отобранные зерна загружались в алундовую или графитовую капсулу, а затем помещались в термокамеру с аргоновой газовой средой, сконструированной в ИГМ СО РАН [13]. Термокамера эталонировалась по точкам температур плавления NaCl - 800°C, Ag - 960.5°C и Au - 1063°C. Зерна прогревались в интервале температур 1280-1320°C, соответствующему интервалу гомогенизации включений, выдерживались при конкретной температуре в течение 20 минут в каждом эксперименте. Присутствие графита и инертная аргоновая среда препятствовали окислению оливина при нагреве. Прогрев происходил вслепую, после прогрева зерна закаливались за счет резкого сброса температуры. Для дальнейших исследований на микрозонде прогретые включения выводились на поверхность с помощью алмазных паст.

Криометрические исследования составов и плотности флюидных включений и флюидных обособлений в расплавных включениях проводились на криокамере конструкции Осоргина-Томиленко [12]. Эталонировка термопары проводилась по точкам температур плавления  $CO_2$  - -56.6°C и льда - 0°C. Точность измерений составляет  $\pm 0,1^\circ C$ .

## ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Проявления мезозойского и кайнозойского щелочнобазальтового вулканизма широко распространены в Центрально-Азиатской складчатой области, включающей южные территории Сибири, в том числе и Хакасию,

где расположены многочисленные вулканические трубки с глубинными ксенолитами. Эти образования связаны с этапом новейшей тектономагматической активизации региона, которая наиболее интенсивно развивалась в течение кайнозойского времени, но первые признаки которой локально фиксируются уже в конце мезозоя. Ведущим тектоническим процессом, обусловившим вулканические явления, был рифтогенез континентальной литосферы. Он привел к формированию Байкальской рифтовой системы и связанных с нею рифтовых структур Монголии, Тувы и Хакасии. Внутриконтинентальный рифтогенез сопровождался щелочно-базальтовым вулканизмом [15].

В настоящее время, щелочнобазальтовый магматизм представлен, в основном, корневыми системами вулканических аппаратов (жерловые фации, некки, дайки). Трубки взрыва и дайки, интрузирующие верхнедевонские осадочные отложения, расположены только в пределах Северо-Минусинской впадины, преимущественно во внешнем обрамлении Копьёвского антиклинального поднятия. Они сосредоточены вдоль флексур и разломов, уходящих вглубь фундамента и использующих те ослабленные зоны, которые сформировались за счет интенсивного раздробления залегающего в их основании древнего складчатого фундамента

Согласно  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  датировкам, возраста плато для базальтов трубок взрыва составляют интервал от 74 до 81 млн. лет. Возраст базанитов трубки Тергешская составляет  $77 \pm 1.9$  млн. лет, а Конгаровской –  $74 \pm 5.5$  млн. лет. Возраст базанитов Красноозерской трубки (главное тело) составляет  $74 \pm 2$ , а Красноозерской-сателлит –  $77 \pm 3.9$  млн. лет [2].

**Трубка Тергешская** может рассматриваться как типоморфная для всей группы трубок Северо-Минусинской впадины. Она прорывает осадочные породы верхнего девона, представленные красноцветными известковистыми песчаниками, аргиллитами с подчинёнными мергелями и гравелитами. Морфологически трубка выражена только на северо-востоке. К этой её части приурочена сопка конусообразной формы, возвышающаяся на 40 м над окружающей равниной. Большая часть трубки полностью эродирована и перекрыта делювиальным чехлом. Трубка сложена эруптивными брекчиями трёх фаз внедрения, имеющих изолированное распространение внутри контура трубки и более поздними внедрениями небольших объёмов базальтов, образующих мелкие (до 10 м в диаметре) штоки с многочисленными апофизами и дайками. Эруптивные брекчии резко преобладают над базальтами. Они представляют собой сильно изменённые вулканогенно-обломочные породы, переполненные ксенолитами вмещающих девонских и более древних коровых пород [6].

**Трубка Красноозёрская** является одним из наиболее типичных примером сдвоенных диатрем, подобно кимберлитовым трубкам Сибирской платформы. Главное тело трубки имеет форму правильного конуса и возвышается над поверхностью земли на 110 м. Малое тело трубки, названное Красноозёрская-сателлит, располагается в 280 м юго-восточнее главного тела и представляет собой уступ правильной конусообразной формы высотой около 20 м. В строении трубки принимают участие три типа пород: 1) эруптивные брекчии, 2) плотные чёрные базальты I фазы внедрения, переполненные обломками вмещающих осадочных пород и глубинными ксенолитами, 3) дайка серых базальтов II фазы внедрения, в которой полностью отсутствует ксеногенный материал [4].

**Трубка Конгаровская** в рельефе выражена небольшой двуглавой сопкой, возвышающейся над подножием на 30 м. Породы, слагающие трубку, представлены туфобрекчиями, занимающими на современном эрозионном уровне около 70 % всей площади трубки. Туфобрекчии прорваны базальтами, образовавшими несколько секущих тел [5].

## МИНЕРАЛОГИЯ БАЗАНИТОВ

Породы, слагающие трубки Тергешская, Конгаровская и Красноозерская, относятся к щелочным базальтам базанитового типа. Химический состав базанитов представлен в таблице 1. Щелочной характер пород также отражается в нефелин-нормативном составе (до 10 % нефелина) и отсутствии модального и нормативного ортопироксена.

### **Трубка Тергешская**

Текстура пород - массивная, структура - порфировая, от мелкозернистой до среднезернистой. Встречаются стекловатые и голокристаллические разновидности базанитов. Гиалобазаниты характерны для жерла трубки взрыва. Фенокристы (до 10 об.%) представлены оливином, клинопироксеном, реже плагиоклазом. Основная масса состоит из оливина, клинопироксена, основного плагиоклаза, Ti-магнетита, F-апатита, ильменита и стекла. Помимо стекла в основной массе также присутствует тонкодевитрифидированный агрегат, являющийся продуктом его раскристаллизации. В голокристаллических базанитах выявляется также присутствие калишпата. Вторичные изменения в породах присутствуют в незначительной степени и представлены серпентином, развивающимся по оливину, и анальцимом, замещающим стекло.

Вкрапленники *оливина* образуют гипидиоморфные зерна размером до 3 мм. От центра к краю зерен содержание форстеритового компонента варьирует от Fo<sub>80</sub> до Fo<sub>68</sub>. Содержание NiO – 0.1-0.2 мас.%. Иногда фенокристы оливина содержат мелкие кристаллиты Cr-Al-шпинели в краевых и центральных частях. Оливин основной массы образует идиоморфные зерна размером 100-400 мкм. От центра к краю зерен состав варьирует от Fo<sub>72</sub> до Fo<sub>65</sub>. В целом, эволюция состава оливина в базанитах направлена в сторону повышения FeO, CaO, MnO и понижения MgO, NiO.

Вкрапленники *клинопироксена* представлены зернами размером до 1 мм. Центральная часть имеет зеленовато-коричневый цвет, а край –

Таблица 1.  
Химический (мас.%) и нормативный составы базанитов тубоков взрыва Северо-Минусинской впадины.

тубка	Тергешская						Конгаровская						Краснозерская		
	Тш-65	Тш-66	Тш-77	Тш-78	Тш-2	Тш-сев	Кг-119	Кг-127	Кг-344	kg-2	Кz-m	Кz-1	Кz-2		
SiO <sub>2</sub>	46,24	45,73	44,89	44,29	43,96	43,95	44,91	44,31	44,76	42,96	46,07	44,03	43,72		
TiO <sub>2</sub>	1,80	1,89	2,35	2,33	2,45	2,49	2,12	2,11	2,22	2,25	2,04	2,3	2,24		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,52	13,70	14,90	14,62	14,22	14,32	13,38	13,25	13,42	12,51	14,17	13,03	13,29		
FeO	10,29	10,85	11,25	11,24	11,50	12,51	11,17	11,34	10,99	12,04	12,03	12,37	12,93		
MnO	0,16	0,17	0,17	0,17	0,17	0,18	0,17	0,17	0,17	0,18	0,18	0,18	0,18		
MgO	10,65	10,16	8,28	8,12	8,54	8,90	11,4	11,51	10,48	12,64	8,56	10,09	9,58		
CaO	8,15	8,53	9,21	9,34	10,05	9,82	9,53	9,33	9,3	10,23	9,36	10,7	10,69		
Na <sub>2</sub> O	3,12	2,99	3,40	3,25	3,50	3,18	3,30	3,54	3,45	2,6	2,82	2,68	2,63		
K <sub>2</sub> O	1,53	1,57	1,15	1,41	1,38	1,88	1,00	1,14	1,19	1,52	1,61	1,21	1,26		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,57	0,59	0,70	0,69	0,77	0,78	0,76	0,74	0,84	0,79	0,63	0,81	0,95		
Cl	0,35	0,05	0,05	0,24	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Пшп	2,93	2,78	2,58	3,41	2,06	0,98	1,04	1,34	2,05	0,93	1,14	1,22	1,07		
Сумма	100,10	100,15	100,12	100,10	99,90	99,97	100,0	100,05	100,08	98,65	98,61	98,62	98,54		
<b>Нормативный состав</b>															
ортоклаз	9,42	9,65	7,06	8,73	8,45	11,34	6,05	6,91	7,26	9,07	9,63	7,24	7,53		
альбит	22,19	20,18	20,75	17,90	13,65	10,05	16,81	14,03	17,58	5,20	18,49	11,79	11,72		
анортит	19,13	20,09	22,85	22,15	19,70	19,64	19,18	17,34	18,20	18,15	21,51	20,20	20,97		
нефелин	2,87	3,32	4,94	5,91	9,23	9,43	6,37	9,06	6,81	9,21	3,07	6,05	5,84		
диопсид	15,43	16,12	16,17	17,66	21,77	20,28	19,47	20,35	19,24	22,58	17,48	23,00	21,60		
гиперстен	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
оливин	23,71	23,04	19,38	18,78	17,96	19,82	23,72	23,91	22,08	26,70	21,49	22,38	22,67		
магнетит	2,33	2,45	2,54	2,56	2,59	2,78	2,48	2,53	2,47	2,94	2,94	3,03	3,16		
ильменит	3,56	3,73	4,63	4,64	4,82	4,83	4,12	4,11	4,35	4,31	3,92	4,42	4,30		
апатит	1,38	1,42	1,68	1,67	1,85	1,84	1,80	1,76	2,01	1,85	1,48	1,90	2,23		
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00		

**Примечание:** Нормативный состав (CIPW) рассчитывался по анализам, приведенным к 100 мас.% без учета п.п.л. для расчета нормативного состава применялось соотношение FeO<sub>3</sub>/FeO = 0.15

коричневый цвет. По составу фенокристи относятся к высокоглиноземистым Тi-авгитам (Mg# - 0.81-0.69, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 3.1-10.1 мас.%, TiO<sub>2</sub> - 1.5-5.1 мас.%). Клинопироксены основной массы представлены изометричными и удлинёнными зональными зёрнами от 100 до 600 мкм. По

составу они близки внешней зоне вкрапленников и также относятся к Тi-авгитам. Краевые зоны клинопироксена вкрапленников и зерна основной массы содержат мелкие кристаллиты плагиоклаза, апатита и магнетита.

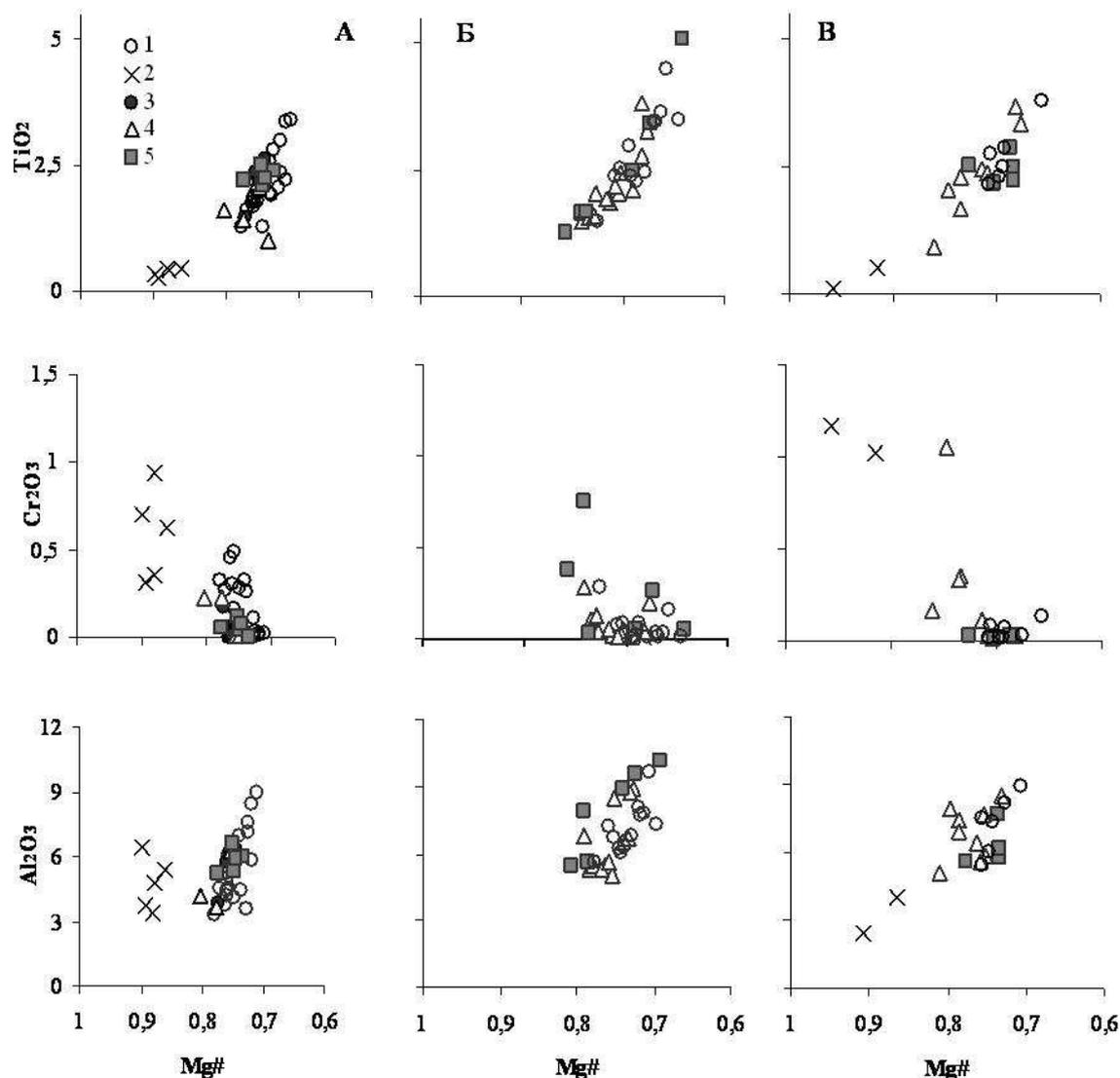


Рис.1. Вариации химического состава (мас.%) в клинопироксенах из базанитов.

А – трубка Красноозерская, Б – трубка Тергешская, В – трубка Конгаровская; 1 – клинопироксен основной массы базанитов, 2 – центр зональных вкрапленников, 3 – край зональных вкрапленников, 4 – центр незональных вкрапленников, 5 – край незональных вкрапленников.

Плагиоклаз в виде вкрапленника был обнаружен только в одном образце базанита трубки Тергешская (обр. ТШ-Б-2). Он представляет собой изометричное зерно размером около 2 мм с полисинтетическим двойникованием. Состав вкрапленника от центра к краю варьирует в широких пределах ( $An_{80-65}$ ). Содержание SrO менее 0.1 мас.%. Плагиоклаз основной массы образует удлиненные кристаллы (до 300 мкм) призматического габитуса с полисинтетическим двойникованием и по составу отвечает  $An_{67-55}$ . Содержание SrO - до 0.6 мас.%. Кристаллиты из

внешних зон клинопироксена вкрапленников и основной массы из-за мелких размеров не анализировались.

*Магнетит* представлен идиоморфными зернами (до 60 мкм) в основной массе. Они имеют однородный состав и отвечают Ti-магнетитам (в мас.%):  $TiO_2$  – до 22,  $Al_2O_3$  – 4.4-4.9,  $FeO_{общ.}$  – 65-67,  $MgO$  - 3.5-4.4,  $MnO$  - 0.5-0.6, содержания остальных окислов незначительны. Кристаллиты магнетита из внешних зон вкрапленников клинопироксена незначительно отличаются от магнетита основной массы более низкими содержаниями  $TiO_2$  (20 мас.%). Структуры распада ульвошпинели (или ильменита) в магнетитах не обнаружены.

*Шпинель* встречается в виде отдельных кристаллитов в краевых и реже в центральных зонах фенокристов оливина. Образует ограненные кристаллы зеленовато-коричневого цвета. Размеры зерен до 30 мкм. По составу она, в основном, соответствует Cr-Al-шпинели ( $Cr_2O_3$  – 14-20 мас.%), но изредка в центральных зонах оливина встречается Al-шпинель ( $Cr_2O_3$  – 1.5мас.%,  $Al_2O_3$  – 55 мас%).

*Апатит* присутствует в основной массе в незначительных количествах и образует удлиненные кристаллы до 100 мкм. По составу он соответствует F-апатиту с незначительным содержанием  $SiO_2$  (до 0.6),  $SrO$  (до 0.5) и  $Cl$  (до 0.4 мас.%).

*Ильменит* образует тонкие лейсты в тонкораскристаллизованном агрегате и из-за малых размеров его удалось проанализировать только качественно.

Стекло основной массы соответствует по составу базальтовому трахиандезиту-андезиту:  $SiO_2$  – 51.1 – 55.2;  $K_2O+Na_2O$  – 4-8 мас.%. Ионно-зондовый анализ выявляет также обогащенность стекла водой (до 6 мас.%). Помимо стекла в основной массе присутствует тонкораскристаллизованный агрегат, содержащий анальцим, ильменит, апатит. Этот агрегат представляет собой продукт девитрификации стекла основной массы базанитов.

### ***Трубка Конгаровская***

Для базанитов этой трубки характерны только голокристаллические разновидности. Текстура пород - массивная, структура - порфировая, средне-мелкозернистая. Фенокристы в базанитах тр. Конгаровская (до 10 об.%) представлены оливином, значительно реже встречаются зональные вкрапленники клинопироксена и округлые зерна анальцима. Основная масса базанитов состоит из оливина, клинопироксена, основного плагиоклаза, Ti-магнетита, апатита. Структура основной массы от мелко- до среднезернистой.

Вкрапленники *оливина* встречаются в виде гипидиоморфных зерен размером до 2 мм. Содержание форстеритового компонента от центра к краю зерен изменяется от  $Fo_{81}$  до  $Fo_{73}$ . Содержание  $NiO$  во вкрапленниках составляет до 0.22 мас.%. Некоторые фенокристы оливина содержат одиночные сульфидные глобулы размером от 5 до 10 мкм. Изредка в центре

вкрапленников встречаются крупные (размером до 100 мкм) зерна магнетита, оконтуренные силикатным веществом. Оливин основной массы образует идиоморфные зерна размером 100-300 мкм. От центра к краю зерен состав варьирует от  $Fo_{74}$  до  $Fo_{70}$ . Зерна основной массы отличаются от фенокристов более низкими содержаниями  $NiO$  (0.1 мас.%) и повышенными содержаниями  $CaO$  (до 0.4 мас.%).

Вкрапленники *клинопироксена* представлены зональными зернами размером до 3 мм, реже встречаются оптически незональные фенокристы. Центральная часть зерен зональных вкрапленников имеет зеленоватый цвет, а край – коричневый цвет. Состав центральных зон наиболее крупных вкрапленников клинопироксена отвечает Cr-диопсидам ( $Mg\# = 0.91-0.80$ ,  $Cr_2O_3$  – до 1.2 мас.%) с низкими содержаниями  $TiO_2$  (0.1-1.6 мас.%). Внешняя зона таких фенокристов относится к высокоглиноземистым Ti-авгитам ( $Mg\# = 0.73-0.78$ ,  $Al_2O_3$  – 5.5-7.7 мас.%,  $TiO_2 \sim 2.5$  мас.%). Незональные фенокристы клинопироксена имеют более низкую магнетиальность ( $Mg\# = 0.73-0.76$ ) и характеризуются высокими содержаниями  $TiO_2$  – 2-3.7 мас.% и  $Al_2O_3$  – 6.8-8.5 мас.% (рис.1).

Клинопироксены основной массы представлены изометричными и удлиненными зональными зернами от 100 до 500 мкм. По составу они близки внешним зонам вкрапленников и также относятся к Ti-авгитам.

*Плагиоклаз* присутствует в основной массе в виде удлиненных кристаллов размером до 300 мкм. Состав плагиоклаза соответствует  $An_{60-49}$  с относительно высокими содержаниями  $SrO$  (0.4-0.6 мас.%). Практически весь плагиоклаз сильно изменен.

*Магнетит* представлен идиоморфными зернами (до 70 мкм) в основной массе. Зерна имеют однородный состав (в мас.%):  $TiO_2$  – 18.8-21.4,  $Al_2O_3$  – 1.7-2.5,  $FeO_{общ.}$  – 65.5-70.3,  $MgO$  – 2-2,  $MnO \sim 0.7$ ,  $Cr_2O_3$  – 0.3-0.5,  $V_2O_3$  – 0.2-0.3. Магнетит из вкрапленников оливина отличается от магнетитов основной массы более низким содержанием  $TiO_2$  (до 16 мас.%) и высоким содержанием  $Cr_2O_3$  и  $Al_2O_3$  (до 1.3 и 7-7.5 мас.%, соответственно).

Интерстиции между минералами основной массы заполнены тонкораскристаллизованным агрегатом, в котором диагностируются отдельные зерна апатита, магнетита, анальцима.

### ***Трубка Красноозерская***

Базаниты трубки Красноозерская полностью раскристаллизованные. Текстура пород – массивная, структура – порфировая, средне-крупнозернистая. В качестве вкрапленников (около 15 % от объема породы) базаниты трубки Красноозерская содержат оливин, клинопироксен, и реже плагиоклаз. Основная масса представлена микрофенокристами и идиоморфными зернами оливина, клинопироксена, плагиоклаза и Ti-магнетита. Интерстиции между минералами основной массы заполнены тонкораскристаллизованным агрегатом, в котором диагностируются отдельные зерна апатита, магнетита и ильменита.

Вкрапленники *оливина* образуют гипидиоморфные зерна размером до 2 мм. Содержание форстеритового компонента от центра к краю варьирует от Fo<sub>75</sub> до Fo<sub>70</sub>. Микрофенокристы оливинов основной массы изменяются по составу Fo<sub>73-64</sub>.

Фенокристы *клинопироксена* встречаются в виде крупных (до 3 мм) зональных вкрапленников и незональных зерен. Центр зональных вкрапленников имеют бледно-зеленый либо зеленовато-коричневый цвет, а краевые зоны – коричневый цвет. Состав центральных зон некоторых крупных вкрапленников клинопироксена соответствует диопсиду (Mg# – 0.90-0.86) с относительно высокими содержаниями Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.6-0.8 мас.%) (рис.1). Краевые зоны фенокристов клинопироксена по составу отвечают Ti-авгитам (Mg# – 0.77-0.70, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 5-10.5 мас.%, TiO<sub>2</sub> – 2.4-4.2 мас.%). Для них характерно присутствие кристаллитов плагиоклаза и магнетита. Незональные фенокристы клинопироксенов встречаются в виде изометричных зерен размером 0,5-1 мм и имеют коричневый цвет. По составу они близки к Ti-авгитам краевых зон крупных зональных вкрапленников (Mg# – 0.79-0.72). Клинопироксен основной массы представлен идиоморфными зернами (до 700 мкм). Их состав также соответствует Ti-авгиту (в мас.%: TiO<sub>2</sub> – 1.3-3.4, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 3.6-9 мас.%).

Вкрапленники *плагиоклаза* встречаются редко, образуют удлиненные кристаллы призматического габитуса длиной до 3 мм и шириной до 500 мкм. По составу они соответствуют анортиту An<sub>62-58</sub>, часто имеют обратную зональность. Плагиоклаз основной массы представлен удлиненными кристаллами длиной до 600 мкм. Состав - An<sub>60-55</sub>. Содержание SrO не превышает 0.3 мас.%. Кристаллиты плагиоклаза из краевых частей зональных фенокристов клинопироксена имеют сходный состав с плагиоклазом основной массы.

*Магнетит* встречается в основной массе базанитов в виде идиоморфных зерен (до 80 мкм). Они имеют однородный состав и отвечают Ti-магнетитам (в мас.%): TiO<sub>2</sub> – 21-23, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 3.2-4.4, FeO<sub>общ.</sub> – 64-68, MgO - 2.3-2.9, MnO ~ 0.7, содержания остальных окислов незначительны. Кристаллиты магнетита из краевых зон вкрапленников клинопироксена значительно отличаются от зерен магнетита основной массы повышенными содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (~ 6.5 мас.%), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.8-0.9 мас.%) и MgO (4-4.5 мас.%), и более низкими концентрациями TiO<sub>2</sub> (14.7-17.3 мас.%). Структуры распада ульвошпинели в магнетитах не выявлены.

*Apatit* присутствует в основной массе в незначительных количествах. Для него характерны высокие содержанием SiO<sub>2</sub> (до 1.6), и Cl (до 0.7 мас.%).

### **ГЕОХИМИЯ БАЗАНИТОВ**

По геохимической специфике базаниты из трубок взрыва Северо-Минусинской впадины относятся к базальтам типа OIB (базальты океанических островов). Для них характерно обогащение легкими

лантаноидами, положительная ниобиевая и отрицательная свинцовая аномалии (Рис.2).

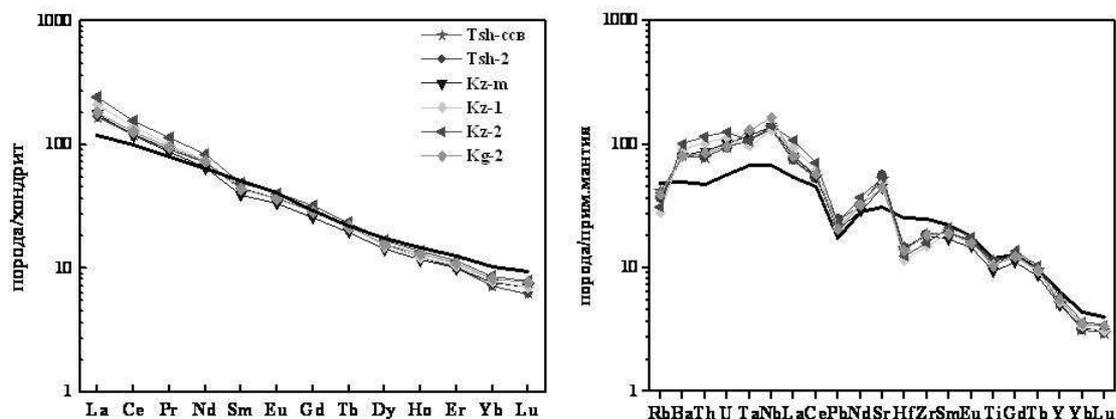


Рис.2. Диаграммы распределения редких земель и редких элементов в базанитах трубок взрыва Северо-Минусинской впадины.

Образцы: Tsh – трубка Тергешская, Kz – трубка Красноозерская, Kg – трубка Конгаровская. Черной линией показан средний состав ОИВ (базальтов океанических островов). Содержания редких земель нормированы на хондрит [19], содержания редких элементов – на примитивную мантию [27].

На спайдерграммах при общей близости к составам типа ОИВ для базанитов трубок взрыва отмечаются следующие закономерности: повышенные относительно среднего ОИВ содержания Ва, Th, U, Та, Nb, La, Се, Pb, Nd, Sr и пониженные – Rb, Hf, Zr, Sm, Eu, Ti и тяжелых лантаноидов. Пониженная концентрация Rb объясняется, прежде всего, его мобильным поведением и отсутствием фаз с высоким содержанием калия. Обогащение легкими редкоземельными элементами –  $La/Lu=222-293$  существенно выше среднего ( $La/Lu=123$ ) для источников типа ОИВ. Поскольку базаниты в небольшой степени деплетированы тяжелыми лантаноидами, можно сделать предположение, что они образовались из гранатсодержащего субстрата. Следует отметить, что для базанитов трубки Тергешская характерно присутствие гранатсодержащих мантийных ксенолитов [9]. Модельный возраст базанитов относительно DM (деплетированная мантия) составляет интервал 398-512 млн. лет. Современное значение эpsilon Nd ( $\epsilon_{Nd}$ ), равное от +3.6 до +5.5, свидетельствует о том, что базаниты образовывались из деплетированного источника.  $^{143}Nd/^{144}Nd$  изотопные отношения в базанитах варьируют от 0.512821 до 0.512899,  $^{87}Sr/^{86}Sr$  – от 0.70346 до 0.70391. На изотопной диаграмме  $^{87}Sr/^{86}Sr - ^{143}Nd/^{144}Nd$  базаниты попадают на линию смешения двух источников: примитивной и деплетированной мантии [9].

## ГЕОХИМИЯ МИНЕРАЛОВ

Методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) были проанализированы центральные и краевые зоны вкрапленников и зерна основной массы клинопироксена из трубок Тергешская, Красноозерская и

Конгаровская. В незональных фенокристах клинопироксена из базанита трубки Тергешская не наблюдается существенной разницы в концентрациях редкоземельных элементов между центральной и краевой зоной за исключением легких редких земель. Краевая зона слегка обогащена LREE относительно центра вкрапленника. Для центральной зоны одного из вкрапленников фиксируются отрицательные аномалии по Ba, U и Nb.

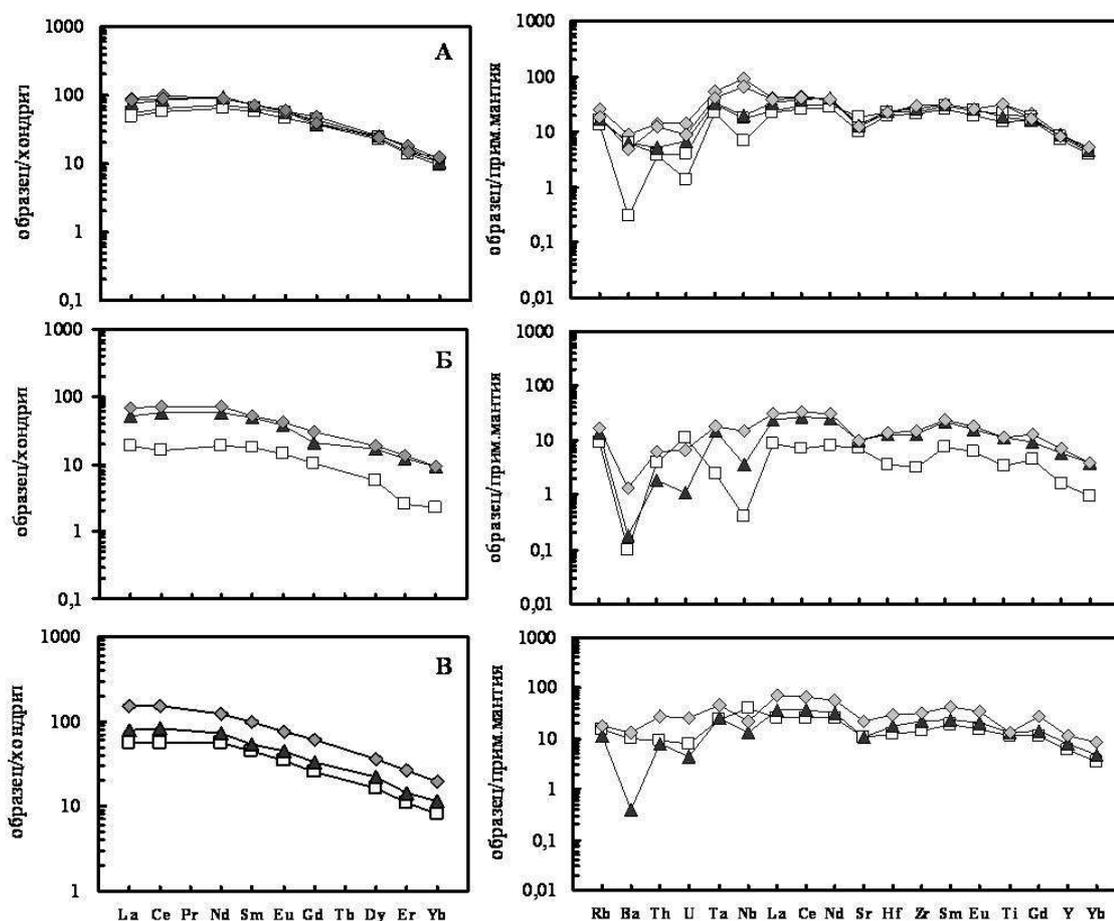


Рис.3. Диаграммы распределения редкоземель и редких элементов в клинопироксенах из базанитов трубок взрыва.

А – трубка Тергешская, Б – трубка Красноозерская, В – трубка Конгаровская. Квадраты – ядерные зоны вкрапленников, треугольники – краевые зоны вкрапленников, ромбы – клинопироксен основной массы. Содержания редкоземель нормированы на хондрит [19] содержания редких элементов – на примитивную мантию [27].

Распределение REE и редких элементов в клинопироксенах основной массы базанитов в целом подобно распределению в краевой зоне фенокрита незонального фенокрита. В клинопироксенах основной массы отмечаются Nb и небольшой Ti максимумы (Рис 3).

В зональном вкрапленнике клинопироксена из базанита трубки Красноозерская центр слегка деплетирован REE относительно краевой зоны. Для клинопироксена основной массы базанитов трубки Красноозерская общий уровень концентраций REE существенно выше. Краевая зона

вкрапленника и клинопироксен основной массы имеют близкие спектры распределения редких элементов. В краевой зоне вкрапленника отмечаются отрицательные аномалии по Ва, U и Nb. Следует отметить, что распределение редких элементов в краевых частях зональных фенокристов из базанитов трубки Красноозерская идентично таковому для центра незональных вкрапленников из базанитов трубки Тергешская.

В фенокристе клинопироксена из базанита трубки Конгаровская отмечается сильное истощение REE относительно краевой зоны. На спектре распределения редких элементов для центра фиксируется легкая отрицательная аномалия по U и небольшой максимум по Nb. В клинопироксене основной массы наблюдается небольшие минимумы по Nb и Ti.

Существенные различия в петрогенном и редкоэлементном составах в клинопироксенах свидетельствуют о том, что ядерные зоны некоторых вкрапленников были неравновесными с расплавом, из которого кристаллизовались базаниты. По-видимому, центры зональных фенокристов являются ксеногенными, и представляют собой фрагменты дезинтегрированных ксенолитов, вокруг которых дорастала Ti-авгитовая оторочка, либо являются продуктами глубинной кристаллизации.

## **РАСПЛАВНЫЕ И ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ БАЗАНИТОВ**

### ***Трубка Тергешская***

Для термобарогеохимических исследований были выбраны стекловатые разновидности базанитов. Расплавные и флюидные включения были обнаружены только в фенокристах оливина и клинопироксена. В оливине были выявлены первичные и вторичные включения.

Первичные включения расплава располагаются в основном в центре оливинов, но иногда декорируют зоны роста кристаллов. Их размер варьирует от 5 до 60 мкм. Форма включений: округлая, овальная, изредка полуограненная. Фазовый состав включений: стекло + малоплотный флюид ± дочерние фазы ± сульфидная глобула. Дочерние фазы представлены рёнитом, клинопироксеном, реже – апатитом, Ti-магнетитом и ильменитом (Рис.4). Изредка встречается ксеногенная Cr-Al-шпинель. В некоторых случаях стекло тонкораскристаллизовано. Взаимоотношение дочерних фаз во включениях свидетельствует о том, что рёнит является самой ранней фазой, затем кристаллизовались клинопироксен и магнетит (ильменит).

Вторичные флюидные и расплавные включения располагаются совместно, образуют трассирующие цепочки, приуроченные к залеченным трещинкам. Иногда включения соединяются между собой. Их форма разнообразная: округлая, овальная, каплевидная, неправильная. Размеры расплавных и флюидных включений варьируют от 5 до 40 мкм и от 3 до 30 мкм, соответственно. Фазовый состав вторичных расплавных включений:

стекло + флюид ± ильменит ± сульфидная глобула. Фазовый состав вторичных флюидных включений при  $T=+18^{\circ}\text{C}$  представлен жидкой и газообразной углекислотой.

Во вкрапленниках **клинопироксена** выявлены первичные расплавные включения, хаотично располагающиеся в центральных зонах и изредка в краевых зонах роста. Размеры включений от 5 до 55 мкм, форма – округлая, овальная, каплевидная, иногда полуограненная. Фазовый состав: стекло + флюид ± ксеногенный Ti-магнетит ± прозрачные кристаллические фазы (возможно, клинопироксен или апатит).

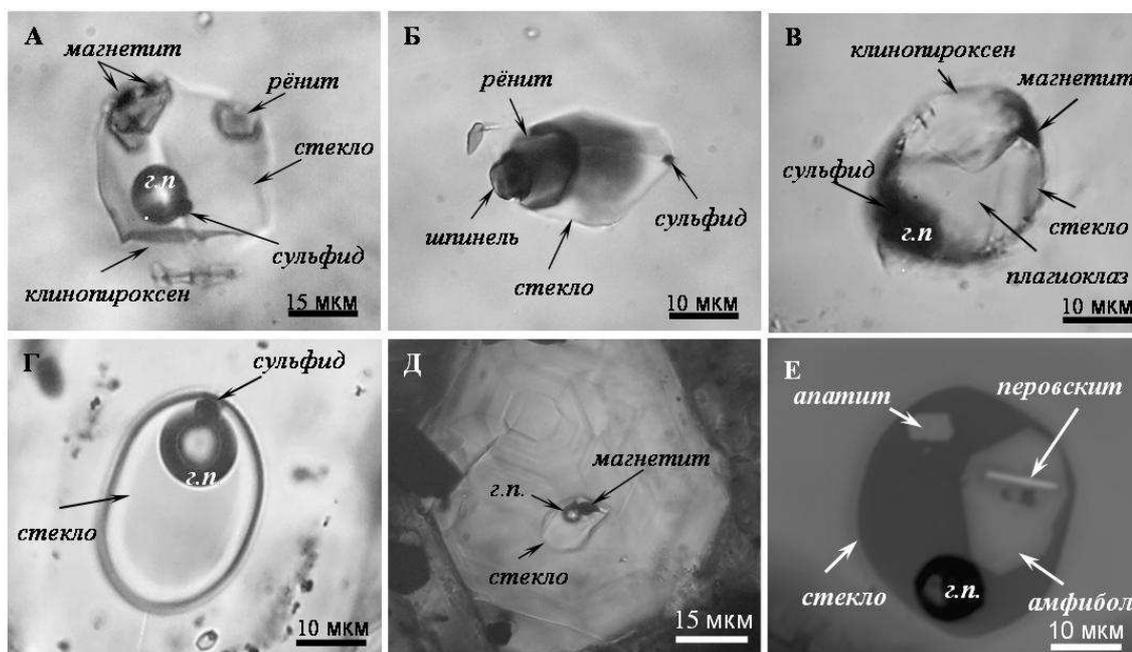


Рис.4. Первичные включения расплава в минералах базанитов из трубок взрыва.

Фотографии А-Д сделаны в проходящем свете, фотография Е - во вторичных электронах на сканирующем микроскопе JSM-63801a; А и Б – включения в оливине из базанитов трубки Тергешская, В – частично раскристаллизованное включение в оливине из трубки Красноозерская, Г – исходно стекловатое включение в оливине из трубки Красноозерская, Д – включение в клинопироксене из трубки Тергешская, Е – включение в оливине из трубки Конгаровская; г.п. – газовый пузырек.

### **Трубка Красноозерская**

В трубке Красноозерская включения расплава были обнаружены также во вкрапленниках оливина и клинопироксена.

В **оливине** встречаются первичные исходно стекловатые и частично раскристаллизованные включения (Рис.4). Размеры включений варьируют от 5 до 60 мкм. Форма включений в основном округлая или овальная. Фазовый состав первичных частично раскристаллизованных включений расплава в оливине: стекло + флюид ± дочерние фазы ± сульфидная глобула. В некоторых случаях стекло тонкораскристаллизовано. В качестве дочерних

фаз диагностированы клинопироксен, плагиоклаз, апатит, ильменит и магнетит. Фазовый состав исходно стекловатых включений в оливине: стекло + флюид + сульфидная глобула. Вторичные включения расплава приурочены к трещинам. Их фазовый состав: стекло + флюид ± ильменит.

В зональных вкрапленниках **клинопироксена** выявлены первичные и вторичные включения расплава. Их размеры от 5 до 70 мкм. Первичные включения расплава располагаются в краевых зонах фенокристов. Их форма в основном овальная, реже неправильная. Фазовый состав таких включений в клинопироксене: стекло + флюид ± апатит ± ксеногенный Ti-магнетит. В некоторых включениях стекло тонкораскристаллизовано. В ядерных зонах крупных вкрапленников выявлены вторичные включения расплава, располагающиеся хаотично, реже они образуют цепочки вдоль залеченных трещин. Размер включений составляет до 30 мкм. Фазовый состав: стекло + флюид. Большая часть включений в центре фенокристов оливина расшнурована.

### ***Трубка Конгаровская***

В трубке Конгаровская первичные расплавные включения были выявлены только в фенокристах **оливина**. Размеры включений варьируют от 5 до 40 мкм. Их фазовый состав: стекло + флюид ± дочерние фазы. Среди дочерних фаз наиболее распространены клинопироксен, амфибол, апатит. В нескольких включениях качественно был диагностирован редкий для базанитов минерал – перовскит. Взаимоотношение минералов во включениях свидетельствует о том, что перовскит является самой ранней фазой. Следует отметить, что в трубках данного региона этот минерал обнаружен впервые.

Помимо расплавных включений в фенокристах оливина выявлены флюидные включения, имеющие вероятно, первичное происхождение. Их размер 5-10 мкм. Во флюидном включении оптически выявляются прозрачные кристаллические фазы. Согласно КР-спектроскопическим исследованиям первичные флюидные включения имеют углекислотный состав. Азот, метан и другие углеводороды не обнаружены.

## **ТЕРМОМЕТРИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ**

При нагревании расплавных включений в фенокристах оливина из базанитов трубки Тергешская с визуальным контролем первые признаки размягчения стекла появляются при температуре  $\leq 1000^{\circ}\text{C}$ , ильменит исчезает при  $1030^{\circ}\text{C}$ , а клинопироксен и рёнит – при  $1150-1170^{\circ}\text{C}$  и  $1230^{\circ}\text{C}$ , соответственно. Температура гомогенизации первичных расплавных включений в оливине составляет  $1280-1310^{\circ}\text{C}$ .

Следует отметить, что не смотря на то, что зерна оливина прогревались в условиях аргоновой среды, после достижения температуры около  $1000-1100^{\circ}\text{C}$  начиналось быстрое потемнение оливина из-за его высокой железистости. После того, как были установлены температуры

гомогенизации, более 60 зерен оливина были прогреты в термокамере с инертной средой без визуального контроля. Включения, прогретые “вслепую” в интервале температур 1280-1320°C, после закалки имели следующий фазовый состав: стекло + флюид ± сульфидная глобула.

Температура гомогенизации вторичных расплавных включений в оливине из базанитов трубки Тергешская составляет 950-970°C. Сингенетичные CO<sub>2</sub> включения (гомогенизация происходит при +24°C в жидкую фазу) указывают на то, что кристаллизация фенокристов оливина и захват этих включений происходили при P>3.5 кбар.

Криометрические и рамановские исследования газовых пузырей первичных расплавных включений в оливине не выявили присутствия высокоплотной углекислоты.

При нагревании первичных расплавных включений в клинопироксене трубки Тергешская первые признаки размягчения стекла были зафиксированы при температуре около 900°C. Прозрачные дочерние фазы (вероятно, клинопироксен) исчезают при температуре 1180°C. Температура гомогенизации первичных включений в клинопироксене составляет более 1250°C. При нагревании во вторичных расплавных включениях размягчение стекла происходит при 870°C, а температура гомогенизации вторичных включений составляет 1100°C.

При нагревании первичных расплавных включений в фенокристаллах оливина и клинопироксена из базанитов трубок Конгаровская и Красноозерская не удалось достичь температур гомогенизации вследствие разгерметизации включений, либо потемнения минерала-хозяина. В первичных расплавных включениях в оливине базанитов Конгаровской трубки плавление стекла фиксируется при 1030-1050°C.

## **ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ**

### ***Трубка Тергешская***

#### *Состав стекол включений*

Состав стекол прогретых включений в оливине из базанитов трубки Тергешская характеризуется повышенными содержаниями (в мас.%) FeO (8.7-14.4), MgO (3.2-8.6), CaO (6-11.8), TiO<sub>2</sub> (2.2-3.2) и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.8-1.2) и низкими содержаниями SiO<sub>2</sub> (41.2-46.5), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15.3-17.6), Na<sub>2</sub>O (4.1-5.8) и K<sub>2</sub>O (1.9-3). По своему составу они наиболее близки к валовому составу базанитов, за исключением более низких концентраций щелочей.

Остаточные стекла первичных расплавных включений из фенокристов оливина и клинопироксена трубки Тергешская отличаются от прогретых включений в оливине более высокими содержаниями SiO<sub>2</sub> (49.5-57.3), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (21-27.5) и более низкими концентрациями TiO<sub>2</sub> (0.6-1.9 мас.%) и других фемических компонентов. По составу они соответствуют тефрифенолитам-трахиандезитам. Содержание CaO (1.6-8.3 мас.%) в остаточных стеклах

варьирует в широких пределах, что, скорее всего, зависит от количества дочерних Са-фаз (клинопироксен, рёнит, апатит), кристаллизовавшихся внутри включений.

*Состав дочерних фаз расплавных включений*

**Клинопироксен** из расплавных включений в оливине базанитов трубки Тергешская существенно отличается по составу от клинопироксенов фенокристов и матрикса базанитов по  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ . Он соответствует Ti-авгиту ( $\text{TiO}_2$  – 2.5-6.8 мас.%) с высокими концентрациями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (8.2-12.9 мас.%). Высокие концентрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в дочерних клинопироксенах из расплавных включений в оливине ранее были отмечены для трахибазальтов Южно-Байкальской вулканической области [10, 26].

Состав **рёнита** достаточно сильно варьирует (в мас.%): FeO (15.4-19.7),  $\text{SiO}_2$  (29.4-24.7),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (15.7-18.9),  $\text{TiO}_2$  (8.9-11.4),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0.02-1.4). Широкие вариации состава рёнита из включений расплава трубки Тергешская позволяют судить, что для него наиболее характерен изоморфизм  $\text{Na}+\text{Si} \leftrightarrow \text{Ca}+\text{Al}$ , тогда как другие схемы изоморфизма выражены нечетко.

**Магнетит** включений в оливине из базанитов трубки Тергешская обогащен  $\text{TiO}_2$  (до 23 мас.%) и по своему составу близок к магнетиту основной массы. Магнетит включений в клинопироксене сильно отличается от магнетита основной массы по  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

**Трубка Красноозерская**

*Состав стекол включений*

Остаточные стекла в частично раскристаллизованных и исходно стекловатых включениях расплава в оливине из базанитов трубки Красноозерская в целом имеют близкий состав за исключением концентраций  $\text{TiO}_2$  (в мас.%:  $\text{SiO}_2$  – 51-55,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 19.3-26, CaO – до 10,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2,5-9,  $\text{K}_2\text{O}$  – 1.5-8,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0.3-1). Исходно стекловатые включения содержат высокие концентрации  $\text{TiO}_2$  (1.9-2.8 мас.%), в то время как в остаточных стеклах в оливине концентрации  $\text{TiO}_2$  составляют менее 1 мас.% (следствие кристаллизации внутри расплавных включений Ti-содержащих дочерних фаз – ильменит, титаномагнетит).

Остаточные стекла первичных расплавных включений в краевых зонах клинопироксенов базанитов трубки Красноозерская имеет несколько более кислый состав ( $\text{SiO}_2$  – 54-58 мас.%) по сравнению с остаточными стеклами частично раскристаллизованных включений в оливине.

*Состав дочерних фаз расплавных включений*

Химический состав **клинопироксена** из расплавных включений в оливине относится к Ti-авгиту (Mg# - 0.77,  $\text{TiO}_2$  – 2.3 мас.%) с повышенными концентрациями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 4.63 мас.%. и в целом, незначительно отличается от состава незональных вкрапленников клинопироксена, за исключением  $\text{TiO}_2$ .

Состав *плаггиоклаза* из первичных включений расплава в оливине из базанитов трубки Красноозерская соответствует  $An_{52}$ . От плаггиоклазов основной массы базанитов и от кристаллитов плаггиоклаза в фенокристаллах клинопироксена отличается более высоким содержанием FeO (1.3 мас.%) и отсутствием SrO.

Для *магнетитов* из расплавных включений в клинопироксене из базанитов трубки Красноозерская характерно пониженное содержание  $TiO_2$  (15.5-19 мас.%) и повышенные концентрации  $Al_2O_3$  и  $Cr_2O_3$  (8.4-10.6 и до 1 мас.%, соответственно) по сравнению с магнетитом основной массы. Их состав наиболее близок к кристаллитам магнетита из внешних зон вкрапленников клинопироксена.

### ***Трубка Конгаровская***

#### *Состав стекол включений*

Состав остаточных стекол первичных расплавных включений в оливине из базанитов трубки Конгаровская близок к составу стекол первичных включений в клинопироксене из базанитов трубки Красноозерская (в мас. %):  $SiO_2$  – 52.8-61.2,  $Al_2O_3$  – 22.5-28,  $TiO_2$  – 0.15-2.3, FeO – 0.7-0.9, MgO – 0.1-0.4, CaO – до 8,  $P_2O_5$  – 0.14-0.9,  $Na_2O$  – 2.3-5.6,  $K_2O$  – 2.5-4.5 и Cl – до 0.3.

#### *Состав дочерних фаз расплавных включений*

Дочерний *амфибол* из включений расплава в оливине из базанитов трубки Конгаровская соответствует керсутиту ( $Mg\#=0.68$ , Ti ~ 0.7 ф.е.).

Из-за маленьких размеров дочерних фаз апатит и перовскит определены только качественно.

К сожалению, из-за малых размеров (<5 мкм) не удалось проанализировать на микрозонде состав *сульфидных глобул*. Энергодисперсионные спектры сульфидных глобул показывают присутствие Fe и S, тогда как Ni и Cu минимальны. Исходя из этого, можно предположить, что сульфидные глобулы во включениях расплава представлены в основном пирротином с незначительным присутствием халькопирита и пентландита.

## **ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ**

### *Эволюция базанитового расплава при кристаллизации*

Изучение состава прогретых и остаточных стекол включений в минералах позволяет проследить эволюцию расплава в процессе его кристаллизации. Автор исходит из позиций, что состав стекол включений, прогретых до температур гомогенизации в ранних ликвидусных минералах наиболее близок к составу первичных мантийных расплавов, а непрогретые исходно стекловатые и остаточные стекла включений являются уже их дифференциатами.

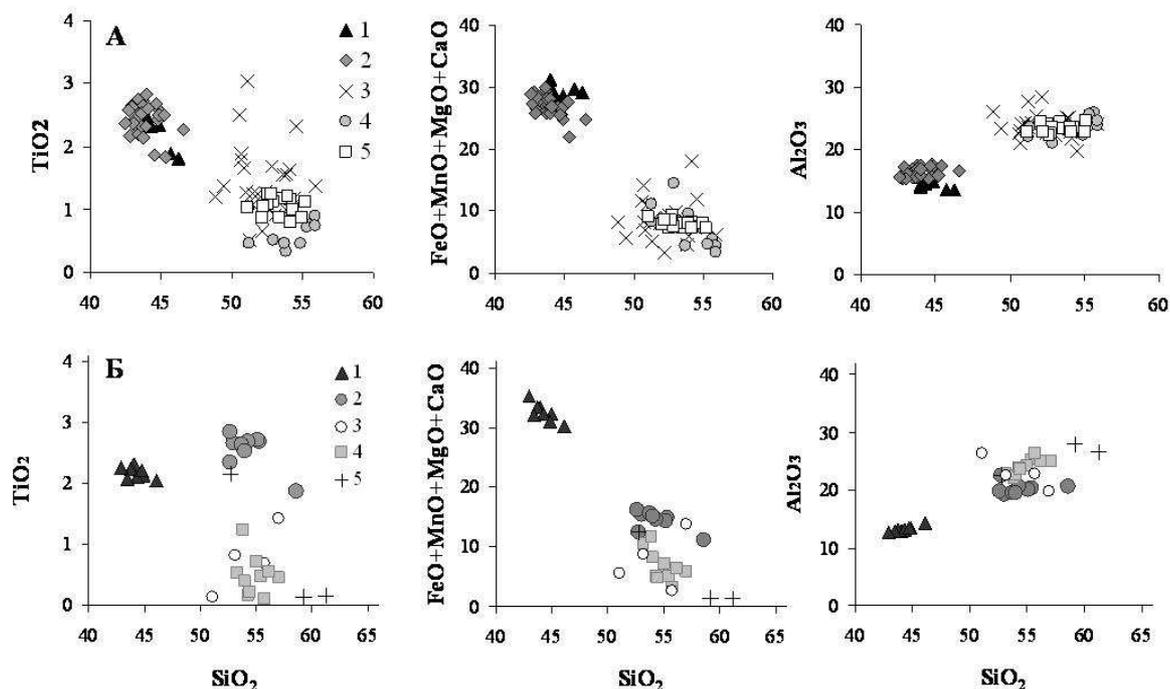


Рис.5. Вариации химического состава (мас.%) стекол расплавных включений в оливине и клинопироксене из базанитов трубок взрыва.

А: 1 – базаниты трубки Тергешская, 2 – стекла прогретых включений в оливине, 3 – остаточные стекла включений в оливине, 4 – остаточные стекла включений в клинопироксене, 5 – стекло основной массы базанитов. Б: 1 – базаниты трубок Красноозерская и Конгаровская, 2 – исходно стекловатые включения в оливине базанитов трубки Красноозерская, 3 – стекла частично раскристаллизованных включений в оливине базанитов, 4 – остаточные стекла включений в клинопироксене из базанитов трубки Красноозерская, 5 – остаточные стекла расплавных включений в оливине трубки Конгаровская.

На графиках вариаций состава стекол включений (прогретых, непрогретых исходно стекловатых и остаточных) в сопоставлении с базанитами трубок взрыва (как вероятный исходный расплав) и стеклом основной массы (дериват исходного расплава) видно, что эволюция базанитового расплава в процессе кристаллизации имела миаскитовый характер, была направлена в сторону повышения  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , щелочей и снижения фермических компонентов (Рис. 5) и постепенно смещалась от щелочнобазальтовых в сторону тефрифонолитовых и трахиандезитовых составов (Рис. 6). Следует отметить, что подобная эволюция расплава характерна для щелочных пород миаскитового ряда из различных регионов мира [3, 7, 16, 17, 28].

Состав стекол прогретых включений указывает на преобладание натрия над калием, но общая эволюция расплава говорит в пользу постепенного накопления калия. Стекло в гиалобазанитах трубки Тергешская является единственной фазой с высокой концентрацией калия. Однако в голокристаллических породах трубки Тергешская и других трубок Северо-

Минусинской впадины на поздних этапах кристаллизации появляются калишпат, иногда биотит и нефелин [3].

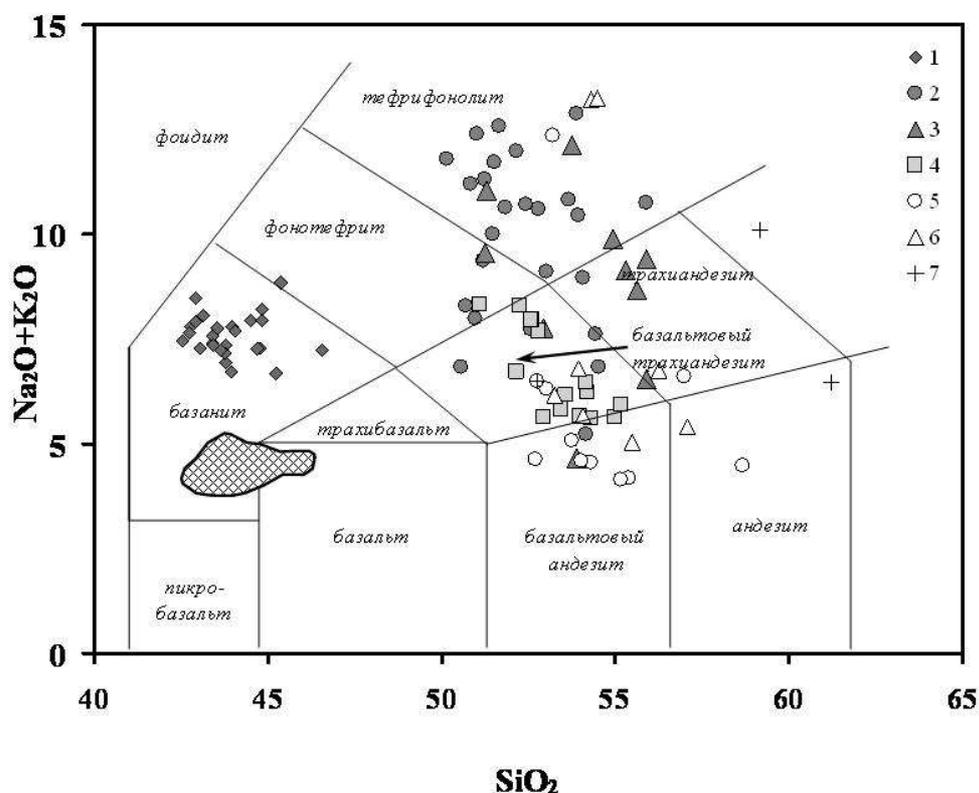


Рис.6. Диаграмма  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (в мас.%) для стекол расплавных включений и стекла основной массы базанитов.

1 – стекла прогретых включений в оливине из базанитов трубки Тергешская, 2 – остаточные стекла включений в оливине из базанитов трубки Тергешская, 3 – остаточные стекла включений в клинопироксене из базанитов трубки Тергешская, 4 – стекло основной массы базанитов трубки Тергешская, 5 – стекла включений в оливине из базанитов трубки Красноозерская, 6 – остаточные стекла включений в клинопироксене из базанитов трубки Красноозерская, 7 – остаточные стекла включений в оливине из базанитов трубки Конгаровская. Заштрихованным полем показана область состава базанитов трубок Тергешская, Красноозерская и Конгаровская.

В целом, если рассматривать временной диапазон от палеозоя до кайнозоя, щелочной магматизм в Минусинском прогибе и прилегающих областях всегда имел ярко выраженный натровый профиль. Вблизи трубок взрыва располагаются такой крупный щелочной массив, как Кия-Шалтырь, а также другие щелочные интрузии, многочисленные дайки и тела нефелинитов и других пород, имеющие палеозойский и более молодой возраст [1, 8].

#### *P-T-fO<sub>2</sub>-условия кристаллизации базанитового расплава*

Присутствие флюидных углекислотных включений (гомогенизация в жидкую фазу,  $T_{\text{гом}} = +24^\circ\text{C}$ ), сингенетичных с расплавными, в фенокристах оливина базанитов трубки Тергешская указывает на то, что кристаллизация фенокристов оливина начиналась при давлении более 3.5 кбар.

Кристаллизация минералов основной массы происходила в приповерхностных условиях. Согласно термометрическим данным оливин кристаллизовался при 1280-1320°C, клинопироксен – при 1250-1260°C.

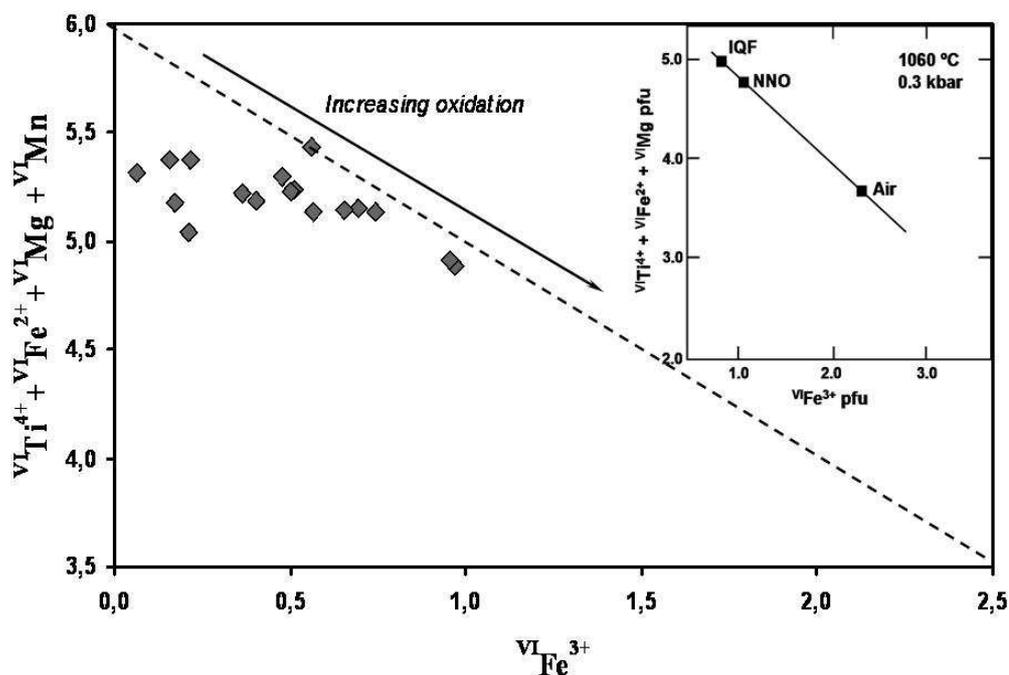


Рис.7. Вариации состава рёнитов из расплавных включений в оливине базанитов трубки Тергешская.

Вставка на графике показывает тренд состава рёнитов, полученных при кристаллизации нефелиновых базанитов в условиях IQF, NNO буферов и близповерхностных условиях при 1060°C/0.3кбар [23]. Fe, Ti, Mg, Mn – ф.е.

Присутствие рёнита (минерал группы энigmatита-рёнита) во включениях в оливине из базанитов трубки Тергешская достаточно необычно, поскольку этот минерал не был обнаружен в качестве второстепенной или акцессорной фазы в самих базанитах. Однако исследования последних десятилетий свидетельствуют о том, что этот минерал является обычной дочерней фазой включений в оливине многих щелочных базальтов, а в некоторых щелочных базальтах он иногда присутствует в качестве фенокриста или минерала основной массы [22, 23, 25]. В пределах Северо-Минусинской впадины ранее рёнит был выявлен как дочерняя фаза в некоторых включениях в оливине базанитов трубки Белё [3].

После экспериментальных работ Кунцманна [23], Грейпс с соавторами [20] предложил использовать вариации состава рёнита как индикатор изменения фугитивности кислорода. Согласно этим данным, составы рёнита из трубки Тергешская (Рис. 7) могут свидетельствовать о том, что на этапе кристаллизации этого минерала фугитивность кислорода примерно соответствовала буферу NNO.

Основными вопросами для базанитов трубок взрыва Северо-Минусинской впадины являются глубины зарождения и параметры кристаллизации расплавов. Геохимические данные по породам указывают на мантийный источник. Принято считать, что первичные базальтовые выплавки из перидотита должны содержать Ni не менее 200 ppm, Cr – не менее 500 ppm, MgO в интервале 10-14%. По этим параметрам базаниты трубок взрыва можно рассматривать как приближающиеся по составу к первичным мантийным выплавкам, подвергшиеся кристаллизационной дифференциации. Присутствие гранатсодержащих мантийных ксенолитов в базанитах трубки Тергешская косвенно указывают на то, что этот источник находился на глубинах более 60 км [24].

На ионном зонде были проанализированы гомогенизированные расплавные включения из оливина и стекло основной массы базанитов трубки Тергешская и исходно стекловатые включения из оливина базанитов трубки Красноозерская.

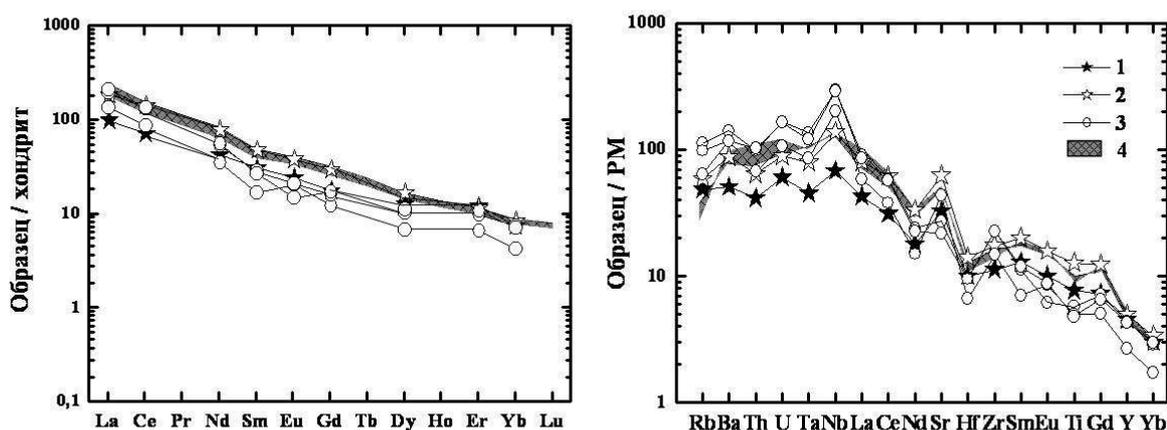


Рис.8. Диаграммы распределения редких земель и редких элементов в стеклах расплавных включений из фенокристов оливина и в стеклах основной массы базанитов.

1 – исходно стекловатое первичное расплавное включение из оливина базанита трубки Красноозерская, 2 – гомогенизированное первичное расплавное включение из оливина базанита трубки Тергешская, 3 – стекло основной массы базанитов трубки Тергешская, 4 – область составов базанитов трубок взрыва Северо-Минусинской впадины. Содержания редких земель нормированы по хондриту [19], редких элементов – на примитивную мантию по [27].

Редкоземельный и редкоэлементный составы для базанитов и гомогенизированных первичных расплавных включений из фенокристов оливина идентичны. Таким образом, состав гомогенизированного включения можно условно принять за состав первичного расплава, из которого кристаллизовались базаниты. В стеклах же основной массы отмечаются истощение MREE, что может быть обусловлено массовой кристаллизацией клинопироксена. На мультиэлементных спектрах при однотипном распределении наблюдаются разные уровни концентраций: стекла основной

массы базанитов по сравнению с гомогенизированными расплавленными включениями имеют более фракционированные спектры. Для них характерно обогащение крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba), пониженные концентрации высоkozарядных элементов (HFSE), и вместе с тем отмечается положительная Zr-аномалия (Рис.8). Обогащение литофильными элементами стекла основной массы (в данном случае его можно рассматривать как дериват исходного расплава), скорее всего, связано с фракционной кристаллизацией.

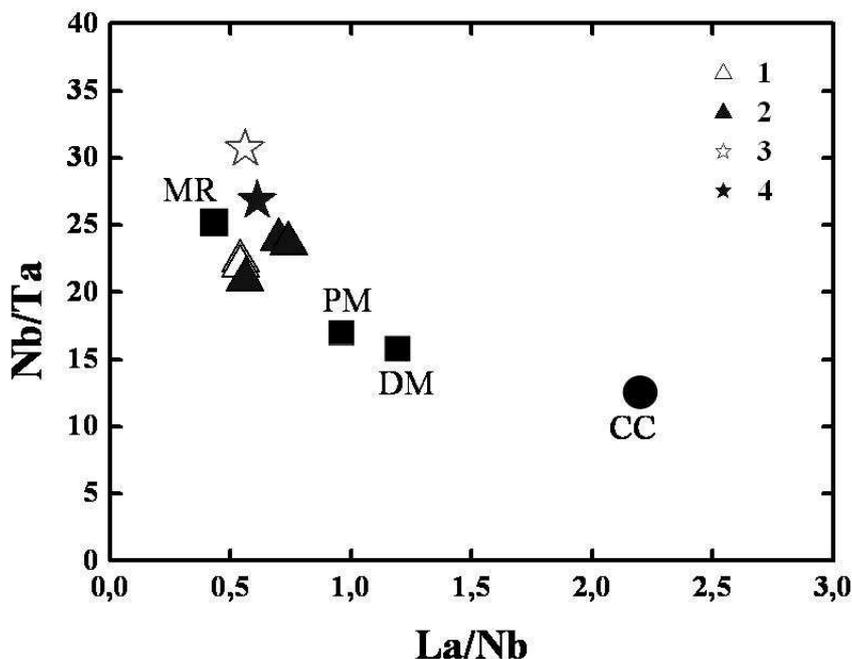


Рис.9. Диаграмма La/Nb – Nb/Ta отношений по [18].

1 – базаниты трубки Тергешская, 2 – базаниты трубки Красноозерская, 3 – гомогенизированное первичное расплавленное включение из оливина базанита трубки Тергешская, 4 – исходно стекловатое первичное расплавленное включение из оливина базанита трубки Красноозерская. Модельные поля мантийных и коровых источников: PM – примитивная мантия, DM – деплетированная мантия, CC – континентальная кора, MR – “missing reservoir” (неизвестный резервуар с высоким отношением Nb/Ta, необходимый для баланса масс в силикатной Земле).

На диаграмме La/Nb – Nb/Ta отношений состав первичного расплава на момент начала кристаллизации базанитов попадает в область примитивной мантии (Рис.9). Состав первичного расплава и валовой состав пород имеют близкие отношения La/Nb и Nb/Ta, что свидетельствует о том, что базаниты представляют собой продукты кристаллизации непосредственно исходного щелочнобазальтового расплава, и не были подвержены контаминации в процессе подъема на поверхность.

Таблица 2.

**Содержание редких элементов (ppm) в стеклах расплавленных включений из фенокристов и стеклах основной массы базанитов**

образец	Тш-77	Тш-77	Тш-77	Тш-78	Тш-78	Кз-2
---------	-------	-------	-------	-------	-------	------

	стекло	стекло	стекло	стекло	PВ <sup>1</sup>	PВ <sup>2</sup>
SiO <sub>2</sub>	52,79	52,63	52,24	54,14	42,98	53,22
TiO <sub>2</sub>	1,25	1,08	1,04	1,17	2,77	2,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,57	22,40	22,78	22,44	15,56	20,40
FeO	6,35	5,73	5,84	6,06	12,27	4,41
MnO	0,12	0,10	0,12	0,11	-	0,12
MgO	0,97	0,99	0,93	0,92	6,67	0,80
CaO	1,73	1,76	1,64	1,65	10,58	10,10
Na <sub>2</sub> O	3,90	4,82	4,87	3,28	5,03	4,43
K <sub>2</sub> O	3,80	3,13	3,43	3,48	2,11	1,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,72	0,69	0,70	0,73	1,01	0,72
H <sub>2</sub> O	3,87	2,31	4,31	6,04	0,02	0,16
F	0,12	0,08	0,12	0,12	0,12	0,20
Cl	0,16	0,17	0,15	0,19	-	0,10
<b>Сумма</b>	<b>98,35</b>	<b>95,89</b>	<b>98,17</b>	<b>100,33</b>	<b>99,12</b>	<b>99,20</b>
Sc	-	-	-	0,4	-	-
V	33,85	22,79	34,31	31,6	145,25	80,67
Ti	6973,61	4708	7260	6718	14808	10081
Cr	6,27	6,44	6,72	10,1	345,71	186,63
Rb	71,27	40,87	62,36	71,2	37,46	30,76
Sr	575,76	2278,7	463,10	536,5	1319,91	690,98
Ba	984,00	823,96	818,73	942,2	612,76	355,93
Nb	210,36	143,54	208,30	231,8	97,69	48,66
Zr	254,01	165,62	253,70	278,1	196,00	126,13
Hf	2,99	2,06	2,94	-	4,35	3,11
Y	19,98	12,24	19,62	21,1	22,68	20,75
La	62,36	40,36	58,82	77,7	54,74	29,44
Ce	104,30	67,72	102,40	130,5	109,74	55,61
Nd	32,27	20,25	30,42	41,2	45,20	24,26
Sm	4,98	3,12	5,28	6,6	8,93	5,71
Eu	1,04	1,44	1,48	1,9	2,67	1,69
Gd	4,24	3,00	3,91	4,6	7,36	4,33
Dy	3,42	2,09	3,16	4,6	5,14	3,96
Er	2,16	1,32	1,95	2,9	2,32	2,41
Yb	1,40	0,85	1,48	2,4	1,66	1,49
Th	8,36	5,71	8,71	15,5	5,47	3,54
U	2,99	1,93	2,96	5,1	1,60	1,09
Ta	5,41	3,41	4,83	-	3,18	1,81
B	7,66	4,59	7,33	8,7	2,13	3,00
Li	13,51	7,88	13,00	20,8	36,12	9,70
Be	3,98	2,17	3,89	5,2	1,36	2,23

**Примечание:** PВ<sup>1</sup> - гомогенизированное расплавленное включение из фенокрита трубки Тергешская; PВ<sup>2</sup> - исходно стекловатое включение из фенокрита оливина трубки Красноозерская; прочерк - не анализировалось. Содержание редких элементов, H<sub>2</sub>O и F - данные SIMS, петрогенные окислы - рентгеноспектральный анализ.

Принципиальным вопросом для базанитов Северо-Минусинской впадины является вопрос о концентрациях воды и других летучих компонентов в исходном базанитовом расплаве и его дериватах. Содержание H<sub>2</sub>O и F в гомогенизированных расплавленных включениях в оливине (ликвидусный минерал) по данным ионного зонда составляет 0.02 и 0.12 мас.%, соответственно, а содержание Cl по данным рентгеноспектрального

анализа составляет 0.08-0.1 мас.% (табл.2). Полученные данные позволяют утверждать, что исходный базанитовый расплав был достаточно сухим. Относительно высокие суммы окислов микронзондовых анализов в стеклах прогретых первичных включений косвенно также подтверждают, что исходный базанитовый расплав содержал достаточно низкие концентрации воды. В месте с тем, не исключается возможность накопления воды в процессе эволюции базанитового расплава. Содержание воды и фтора в непрогретых исходно стекловатых включениях в оливине (состав таких включений можно рассматривать как состав одного из ранних дифференциатов первичного расплава) составляет 0.16 и 0.2 мас.%, соответственно. Стекло основной массы насыщено водой (2.3-6 мас.%), и при этом имеет относительно более низкие концентрации щелочей. Столь высокие содержания воды в стекле матрикса базанитов, по-видимому, связаны с постмагматическими процессами. После остывания могло происходить насыщение водой стекла и, соответственно, осуществляться вынос щелочей. Скорее всего, эти же процессы ответственны за появление анальцима в базанитах трубок Тергешская и Конгаровская. Его образование можно объяснить двумя факторами: (1) высокие концентрации натрия в остаточном базанитовом расплаве; (2) девитрификация стекла основной массы либо за счет автометасоматоза, либо под воздействием вод из вмещающих осадочных пород.

## ВЫВОДЫ

1. Порядок кристаллизации минералов базанитов был следующим: фенокристы - оливин ( $T > 1300^{\circ}\text{C}$ ) → клинопироксен ( $T > 1250^{\circ}\text{C}$ ); основная масса – оливин → клинопироксен, плагиоклаз, магнетит → апатит, ильменит → стекло. Минимальное давление кристаллизации фенокристов оливина составляет  $P = 3.5$  кбар, образование минералов основной массы происходило в приповерхностных условиях. Фугитивность кислорода на начальном этапе кристаллизации базанитов соответствовала буферу NNO.

2. Эволюция базанитового расплава трубок взрыва Северо-Минусинской впадины в процессе кристаллизации была направлена в сторону повышения  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , щелочей и снижения феррических компонентов и постепенно смещалась от щелочнобазальтовых в сторону тефрифанолитовых–трахиандезитовых составов. В процессе кристаллизации базанитовый расплав активно фракционировал. Содержания  $\text{H}_2\text{O}$ , F и других летучих компонентов в гомогенизированных и исходно стекловатых расплавных включениях позволяют утверждать, что первичные базанитовые расплавы были достаточно сухими. Основным летучим компонентом была  $\text{CO}_2$ .

3. Различия в петрогенном и редкоэлементном составах в клинопироксенах свидетельствуют о том, что ядра зональных вкрапленников являются ксеногенными для исходной щелочно-базальтовой магмы. Они

либо представляют собой фрагменты дезинтегрированных ксенолитов, либо являются продуктами глубинной кристаллизации.

4. Согласно полученным геохимическим базаниты представляют собой продукты кристаллизации непосредственно исходного щелочно-базальтового расплава, и не были подвержены контаминации в процессе подъема на поверхность.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 06-05-65015, 08-05-00134), СО РАН (интеграционный проект 6.15) и Фонда содействия отечественной науки.*

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Андреева Е.Д.** Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1968, 169 с.
2. **Брагин В.Ю., Реутский В.Н., Литасов К.Д., Мальковец В.Г.** Позднемеловой эпизод внутриплитного магматизма в Северо-Минусинском прогибе по палеомагнитным и геохронологическим данным // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 4, с. 576-582.
3. **Головин А.В., Шарыгин В.В., Мальковец В.Г.** Эволюция расплава в процессе кристаллизации базанитов трубки Беле // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 12, с. 1760-1782.
4. **Калмыков Н.Т.** О вулканических трубках Минусинского межгорного прогиба // Известия АН СССР, сер. геол., 1963, № 2, с. 80-89.
5. **Крюков А.В.** Геология Конгаровской трубки взрыва в Северо-Минусинской впадине // Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири, тр. СНИИГиМСа, 1964а, вып. 35, с. 190-202.
6. **Крюков А.В.** О новом типе трубок взрыва в юго-западном обрамлении Сибирской платформы // Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., Недра, 1964б, с. 196-240.
7. **Литасов Ю.Д.** Особенности эволюции щелочных базальтоидов вулканов Ингамакит и Мундужак (Удоканское лавовое плато) // Термобарогеохимия минералообразующих процессов. Изд-во ОИГГМ СО РАН, Новосибирск, 1992, вып. 2, с. 16-29.
8. **Лучицкий И.В.** Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 276 с.
9. **Мальковец В.Г.** Состав и строение мезозойской верхней мантии под Северо-Минусинской впадиной (по данным изучения мантийных ксенолитов из щелочнобазальтоидных трубок взрыва) // Автореф. дис. к.г.-м.н., Новосибирск, изд-во СО РАН, 2001, 24 с.
10. **Наумов В.Б., Портнягин М.В., Толстых М.Л., Ярмолюк В.В.** Состав магматических расплавов Южно-Байкальской вулканической области по данным изучения включений в оливинах трахибазальтов. // Геохимия, 2003, № 3, с. 243-253.
11. **Осоргин Н.Ю., Томиленко А.А.** Микротермокамера // Авт. Св.№1562816 СССР от 7.05.1990.
12. **Осоргин Н.Ю., Томиленко А.А.** Криокамера // Авт. Св.№1592678 СССР от 7.05.1990.
13. **Петрушин Е.И., Базаров Л.Ш., Гордеева Е.И., Шарыгин В.В.** Термокамера для петрологических исследований щелочных изверженных пород // Приборы и техника эксперимента, 2003, т. 46, № 2, с. 108-112.
14. **Портнягин М.В., Симакин С.Г., Соболев А.В.** Фтор в примитивных магмах офиолитового комплекса Троодос (о. Кипр): методика определения и основные результаты // Геохимия, 2002, № 7, с. 691-699.

15. **Соболев Н.В., Кепежинская В.В., Овчинников Ю.И., Похиленко Н.П.** Мантийные ксенолиты мезо-кайнозойских вулканических трубок Хакассии // Новосибирск, Из-во ИГиГ СО СССР, 1988, 76 с.
16. **Шарыгин В.В.** Калиевые щелочные пикриты массива Рябиновый (Ц. Алдан) // Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 4. с. 60-70.
17. **Шарыгин В.В., Пospelова Л.Н.** Эволюция расплава в процессе кристаллизации фергусит-порфиоров Восточного Памира // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 1, с. 110-117.
18. **Barth M.G., McDonough, Rudnick R.L.** Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust // Chem. Geol., 2000, v. 165, p. 197-213.
19. **Boynnton W.V.** Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Henderson P. (Ed.). Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984, p. 63-114.
20. **Grapes R.H., Wysoczanski R.J., Hoskin P.W.O.** Rhonite paragenesis in pyroxenite xenoliths, Mount Sidley volcano, Marie Byrd Land, West Antarctica // Mineral. Mag., 2003, v. 67, p. 639-651.
21. **Jochum K.P., Dingwell D.B., Rocholl A., Stoll B., Hofmann A.W.** The preparation and preliminary characterisation of eight geological MPI-DING reference glasses for in-situ microanalysis // Geostandards Newsletter: Journal of Geostandards and Geoanalysis, 2000, v. 24, p. 87-133.)
22. **Kunzmann Th.** The aenigmatite-rhönite mineral group // Eur. J. Miner., 1999, v. 11, № 4, p. 743-756.
23. **Kunzmann Th., Spicker G., Huckenholz H.G.** Stabilität von rhönit in natürlichen und synthetischen paragenesen // Fortsch. Mineral., 1986, v. 64, beihelf 1, p. 92.
24. **Malkovets V.G., Ionov D.A., Griffin W.L., O'Reilly Pokhilenko N.P., Litasov K.D.** A P-T composition cross-section of spinel and garnet facies lithospheric mantle in the Minusa region, SW of the Siberian craton // 7<sup>th</sup> IKC, Cape Town, Ext. Abstracts, 1998, p. 543-545
25. **Olsson H.B.** Rhönite from Skåne (Scania), southern Sweden // Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, Stockholm, 1983, v. 105, pt. 4. p. 281-286.
26. **Sharygin V.V., Szabo Cs., Kothay K., Timina T.Ju., Petó M., Torok K., Vapnik Ye., Kuzmin D.V.** Rhonite in silica-undersaturated alkali basalts: inferences on silicate melt inclusions in olivine phenocrysts // In "Alkaline magmatism, its sources and plumes", Irkutsk-Napoli, 2007, p.157-182.
27. **Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins (Saunders A.D., Norry M.J., Eds). Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, № 42, p. 313-345.
28. **Vaggelli G., Belkin H.E., Francalanci L.** Silicate-melt inclusions in the mineral phases of the Stromboli volcanic rocks: a contribution to understanding of magmatic processes // Acta Vulcanol., 1993, v. 3, p. 115-125.