



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

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



**МИРНЫЙ  
ИРКУТСК  
2006**

*Российская Академия Наук  
Сибирское Отделение  
Институт геохимии им. А.П.Виноградова  
ЦНИГРИ АК "АЛРОСА"  
Российский Фонд Фундаментальных Исследований*



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

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

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

*Редактор Н.В. Владыкин*

**Иркутск -  
Мирный  
2006**

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

Труды VI международного семинара. Иркутск-Мирный. Изд-во Института географии СО РАН, 2006. 304с. ISBN 5-94797-095-3. Вып. 2

Сборник трудов шестого международного семинара, прошедшего в июне 2006 года в ЦНИГРИ АК"АЛРОСА г. Мирный посвящены сложным процессам образования глубинных пород, их источникам и роли плюмов в их генезисе.

Проведён анализ баланса масс несовместимых элементов для различных возможных резервуаров, составляющих валовую силикатную Землю. Показано, что преобладающая часть вещества обогащенной мантии является результатом внутримантийной дифференциации. Обосновывается двустадийную мантийная модель генезиса богатых кальцием карбонатитов и связанных с ними месторождений и плюмовый характер их источника. Проведена реконструкция строения мантийных разрезов и жильно-магматических систем под кимберлитовыми трубками Сибирской платформы и определены окислительные условия мантийных парагенезисов под кимберлитовыми трубками Якутии по данным мономинеральной термобарометрии. Показана степень астеносферного влияния как один из определяющих факторов разнообразия кимберлитовых пород Архангельской провинции. Получены данные по изотопному составу гранатов из мантийных ксенолитов и показаны вариации их изотопного состава. Проведены исследования изверженных пород алмазоносных районов востока Сибирской платформы и выявлены особенности разнофациальных производных фанерозойского мантийного магматизма. По данным изучения расплавных включений в щелочных породах выявлены источники и особенности кристаллизации щелочных базит-ультрабазитовых глубинных магм Маймеча-Котуйской провинции. Изучено геологическое положение, внутренняя структура и тектоническая позиция самого крупного в мире Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов. Разными методами получен надежный возраст массива, равный 290 млн. лет. Показано геохимическое разнообразие венд-раннекембрийских плюмовых базальтов Палеоазиатского океана из аккреционных зон Горного Алтая.

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

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

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

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

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

*Институт географии СО РАН  
664033, г.Иркутск, ул. Улан-Баторская 1*  
Отпечатано в Глазковской типографии. г.Иркутск, ул. Гоголя 53.  
Заказ №.1795 Тираж 150 экз.

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Предисловие редактора</b>	<b>4</b>
<b>Рябчиков И.Д.</b> Масс-баланс глобальных компонентов силикатной Земли.	<b>5</b>
<b>Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Владыкин Н.В., Саватенков В.М., Пономарчук В.А.</b> Геология и возраст Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов в южной Монголии.	<b>20</b>
<b>Когарко Л.Н.</b> Обогащенные мантийные резервуары – источник щелочного магматизма	<b>55</b>
<b>Специус З., Тейлор Л., Валлей Д.</b> Химизм и $\delta^{18}\text{O}$ гранатов в алмазоносных ксенолитах из трубки Нюрбинская (Якутия): приложение к генезису алмазов	<b>71</b>
<b>Ащепков И.В., Похиленко Н.П., Владыкин Н.В., Ротман А.Я., Логвинова А.М., Афанасьев В.П., Кулигин С.С., Похиленко Л.Н., Малыгина Е.В., Стегницкий Ю.Б., Хмельникова О.С.</b> Реконструкция строения мантийных разрезов и жильно-магматических систем под кимберлитовыми трубками Сибирской платформы	<b>96</b>
<b>Ротман А.Я.</b> Магматизм алмазоносных районов востока Сибирской платформы	<b>124</b>
<b>Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Похиленко Н.П., Ротман А.Я., Афанасьев Н.П., Логвинова А.М., Карпенко М.А., Кулигин С.С., Похиленко Л.Н., Малыгина Е.В., Стегницкий Ю.Б., Вишнякова Е.В.</b> Окислительные условия мантийных парагенезисов под кимберлитовыми трубками Якутии по данным мономинеральной термобарометрии	<b>156</b>
<b>Саблуков С.М., Саблукова Л.И.</b> Степень астеносферного влияния как один из определяющих факторов разнообразия кимберлитовых пород	<b>175</b>
<b>Сафонова И.Ю.</b> Геохимическое разнообразие венд-раннекембрийских плюмовых базальтов Палеоазиатского океана из аккреционных зон Горного Алтая	<b>191</b>
<b>Куликов В.С., Бычкова Я.В., Куликова В.В., Васильев М.В.</b> Вулкано-плутоническая коматиитовая ассоциация раннего палеопротерозоя юго-востока Фенноскандии как реализация мантийного плюма «Виндибелт»	<b>206</b>
<b>Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Бадмацыренов М.В.</b> Метаморфизм карбонатитов участка Веселый (Северное Забайкалье)	<b>223</b>
<b>Поспеева Е.В.</b> Тектоносфера юга Восточной Сибири по данным глубинных электромагнитных зондирований	<b>241</b>
<b>Панина Л.И., Усольцева Л.М., Моторина И.В.</b> Источники и особенности кристаллизации щелочных базит-ультрабазитовых глубинных магм Маймеча-Котуйской провинции	<b>262</b>
<b>Рипп Г.С., Владыкин Н.В., Дорошкевич А.Г., Сотникова И.А.</b> Акитский массив щелочных пород и ассоциирующее с ним оруденение (Северное Прибайкалье)	<b>285</b>

## ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

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

Проблемам петрологии глубинного магматизма и связи их источников с плюмовыми процессами были посвящены 5 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).

В данной книге представлены заказные доклады международного семинара 2006 г. «Глубинный метаморфизм, его источники и плюмы» (г. Мирный). В сборнике рассмотрены особенности петрологии щелочного, карбонатитового, базальтового и кимберлитового магматизма. Проведен анализ баланса масс несовместимых элементов для различных возможных резервуаров, составляющих валовую силикатную Землю. Показано, что преобладающая часть вещества обогащенной мантии является результатом внутримантийной дифференциации. Обосновывается двустадийная мантийная модель генезиса богатых кальцием карбонатитов и связанных с ними месторождений и плюмовый характер их источника. Проведена реконструкция строения мантийных разрезов и жильно-магматических систем под кимберлитовыми трубками Сибирской платформы и определены окислительные условия мантийных парагенезисов под кимберлитовыми трубками Якутии по данным мономинеральной термобарометрии. Показана степень астеносферного влияния как один из определяющих факторов разнообразия кимберлитовых пород Архангельской провинции. Получены данные по изотопному анализу гранатов их мантийных ксенолитов и показаны вариации их изотопного состава. Проведены исследования изверженных пород алмазоносных районов востока Сибирской платформы и выявлены особенности разнофациальных производных фанерозойского мантийного магматизма. По данным изучения расплавных включений в щелочных породах выявлены источники и особенности кристаллизации щелочных базит-ультрабазитовых глубинных магм Маймеча-Котуйской провинции. Изучено геологическое положение, внутренняя структура и тектоническая позиция самого крупного в мире Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов. Разными методами получен надёжный возраст массива, равный 290 млн. лет. Показано геохимическое разнообразие вендраннекембрийских плюмовых базальтов Палеоазиатского океана из аккреционных зон Горного Алтая.

Председатель Оргкомитета,  
Главный редактор,  
доктор геолого-минералогических наук

Н.В. Владыкин

## **Масс-баланс глобальных компонентов силикатной Земли**

**Рябчиков И.Д.**

*ИГЕМ РАН, Москва*

Проведён анализ баланса масс несовместимых элементов для различных возможных резервуаров, составляющих валовую силикатную Землю. Показано, что нижняя мантия включает наряду с веществом примитивной мантии также деплетированный материал типа источника базальтов срединных океанических хребтов и вещество, обогащённое несовместимыми элементами. Показано, что обогащённый материал в нижней мантии может лишь в небольшой мере быть представлен веществом континентальной коры. Преобладающая часть вещества обогащённой мантии является результатом внутримантийной дифференциации. Наиболее вероятным механизмом попадания вещества обогащённой мантии в глубинные зоны силикатной оболочки является отрыв блоков субконтинентальной литосферы, изменённых процессами мантийного метасоматизма, и вовлечение их в мантийную конвективную систему. Изотопный состав осмия в погружённом литосферном материале изменяется в нижней мантии в результате инфильтрации сульфидных расплавов.

### **ВВЕДЕНИЕ**

Химический состав Земли является космохимической, в такой же степени, как и геохимической задачей. Концепция хондритовой модели Земли была сформулирована А.П. Виноградовым [1]. Пиролитовая модель А.Е. Рингвуда явилась развитием хондритовой модели применительно к петрогенным компонентам – состав примитивной мантии оценивался как смесь деплетированных мантийных перидотитов и, предположительно, комплементарных им магм в соотношениях, дающих хондритовые отношения кальция к алюминию [2]. В дальнейшем хондритовая модель силикатной Земли была распространена и на элементы-примеси. В основе этого подхода лежит тот факт, что элементы высокотемпературной конденсации из протопланетного солнечного облака (для которых рассчитанные температуры перехода 50 % из газа в твердые фазы превышают 1400К) присутствуют в различных типах хондритов приблизительно в одинаковых пропорциях. Поскольку аккреция Земли происходила из того же материала, что и вещество родительских тел хондритовых метеоритов, соотношения литофильных элементов высокотемпературной конденсации в валовой силикатной Земле должны быть близки к хондритовым. Этот принцип в сочетании с данными по

геохимии мантийных пород и магм был использован для оценки полного состава примитивной мантии Земли [3, 4].

Некоторые исследователи принимают более крайний вариант хондритовой модели: предполагается, что Земля идентична вполне определенному типу хондритов [5, 6]. Анализ ковариаций индикаторных элементов в метеоритах и Земле приводит к выводу, что Земля попадает в ряд углистых хондритов, отвечая гипотетическому их виду с минимальными содержаниями летучих компонентов [5, 6].

Хондритовые соотношения компонентов в Земле нельзя признать абсолютно доказанным. Они могли быть в частности нарушены, если на ранней стадии частично дифференцированная земля испытала столкновение с достаточно крупным космическим телом, в результате чего могла быть потеряна часть внешней оболочки [4]. Проверка применимости хондритовой модели проводится посредством сравнения вытекающих из нее выводов с данными по содержаниям литофильных нелетучих элементов и их изотопов в мантийных породах и магмах. Особенно мощный критерий дают самарий-неодимовая и лютеций-гафниева изотопные системы, поскольку все входящие в них элементы относятся к группе литофильных элементов высокотемпературной конденсации. Последние данные по изотопии этих элементов в различных типах хондритов и магмах океанических областей показывают, что в мантийных породах изотопные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  проявляют очень тесную положительную корреляцию. В тоже время,  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  и  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  отношения дают несколько больший разброс, чем это характерно для самарий-неодимовой системы. Использование средних значений  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  для углистых хондритов дают точку на плоскости неодимовых и гафниевых изотопных отношений, лежащую внутри области корреляции для мантийных магм [7]. В общем, результаты по этим изотопным системам, а также данные по многим элементным отношениям в мантийных породах, позволяют заключить, что хондритовая модель является хорошим приближением для валового состава Земли.

Оценки состава валовой силикатной Земли с хондритовыми отношениями нелетучих литофильных элементов были приведены в работах [3, 4]. В результате глобальной дифференциации Земли возникли обедненные несовместимыми элементами (деплетированная мантия – источник базальтов срединных океанических хребтов) и обогащенные ими (например, континентальная кора) геохимические резервуары. В результате в большинстве случаев мантийные породы и магмы утратили геохимические характеристики хондритовой модели.

### **ТРЕХКОМПОНЕНТНАЯ МОДЕЛЬ СИЛИКАТНОЙ ЗЕМЛИ**

Состав деплетированной мантии был оценен на основе моделирования процессов генерации первичных магм и их дифференциации, ведущих к появлению типичных базальтов срединных океанических хребтов [8], а

средний состав континентальной коры был получен с учетом данных для различных осадочных и метаморфических пород и нижнекоровых ксенолитов в щелочных базальтах и кимберлитах [9].

Простейшая модель дифференцированной Земли предполагает, что континентальная кора и деплетированная мантия занимают верхнюю часть вплоть до границы нижней мантии, а последняя идентична с недифференцированной валовой силикатной Землей. Однако смешение составов континентальной коры (по данным [4]) и деплетированной мантии (по данным [8]) дает результат, значительно отличающийся от хондритовой модели примитивной мантии [4], как это можно видеть из рис. 1. При этом два компонента смешиваются в пропорциях, отвечающих массам континентальной коры и верхней мантии. Таким образом, эта простейшая модель не выдерживает количественной проверки.

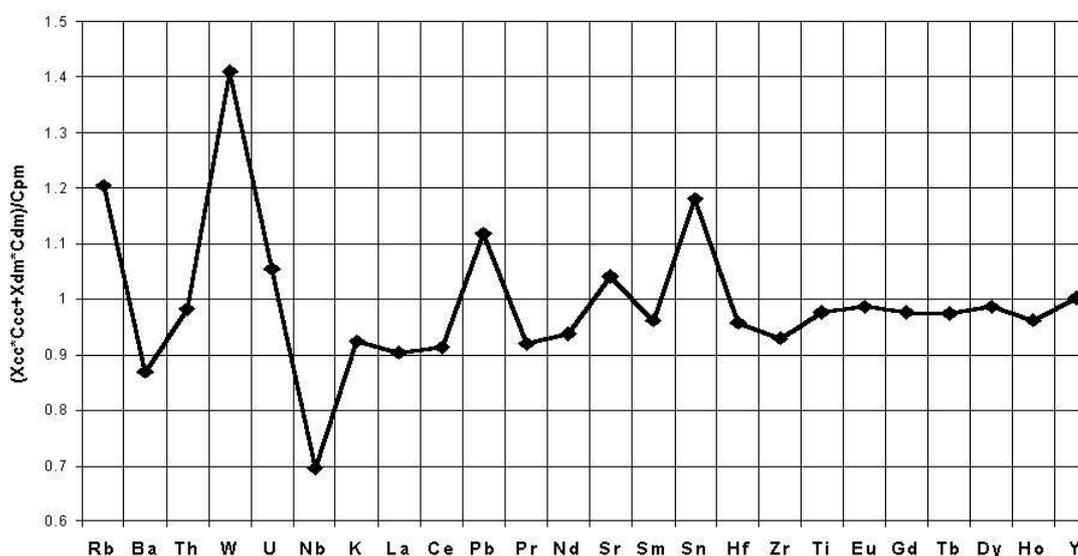


Рис. 1. Рассчитанные значения концентраций несовместимых элементов в смеси материала континентальной коры и деплетированной мантии с пропорциями, отвечающими массам континентальной коры и части мантии выше 660 км сейсмической границы.

Нормализовано по составу примитивного пиrolита [4].

В рассмотренной трехкомпонентной модели силикатной Земли (континентальная кора + деплетированная мантия + примитивная мантия) можно снять ограничение, касающееся пропорций, в которых надо смешать континентальную кору с деплетированной мантией, чтобы получить вещество примитивной мантии с хондритовыми соотношениями нелетучих литофильных элементов. Это будет отвечать случаю, когда материал состава деплетированной мантии и континентальной коры присутствует не только в верхней части Земли, но и входит в определенных количествах в состав нижней мантии и не обязательно в чистом виде, а может быть смешанным с веществом примитивной мантии. Это более реалистичная модель, в рамках

которой смесь вещества деплетированной и примитивной мантии объясняет изотопные характеристики преобладающей части базальтов внутриплитных океанических островов, требующие обедненности их источника в отношении более несовместимых элементов, хотя и в меньшей степени, чем источника базальтов срединных океанических хребтов (материал типа PREMA[10], FOZO[11] или PHEM [12]). Эта модель предполагает, что:

$$(1-X_c) \cdot C_{dm} + X_c \cdot C_{cc} = C_{pm}$$

где  $X_c = X_{cc} / (X_{cc} + X_{dm})$ ,  $X_{cc}$  и  $X_{dm}$  – доли материала континентальной коры и деплетированной мантии в составе силикатной части Земли,  $C_{cc}$  и  $C_{dm}$  – концентрации данного элемента в этих материалах,  $C_{pm}$  – концентрация данного элемента в примитивной мантии. Отсюда  $X_c = (C_{pm} - C_{dm}) / (C_{cc} - C_{dm})$ . Эта формула была использована для расчета величин  $X_c$  с использованием концентраций различных несовместимых элементов в континентальной коре, деплетированной и примитивной мантии. Результаты этих расчетов показаны на рис. 2. Оценка оптимального значения  $X_c$  для группы элементов по методу наименьших квадратов дает величину 0.021. Рис. 2 показывает,  $X_c$  для ряда элементов существенно отклоняется от этой оптимальной величины, что указывает либо на несовершенство использованной модели, либо на неопределенность оценок средних содержаний некоторых элементов в материалах силикатной части Земли.

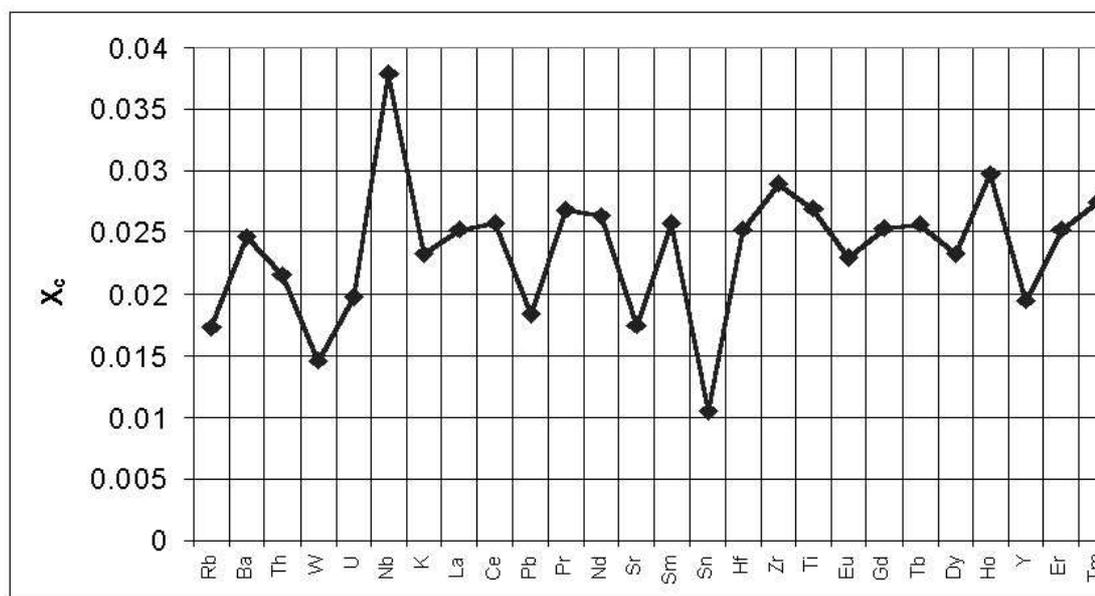
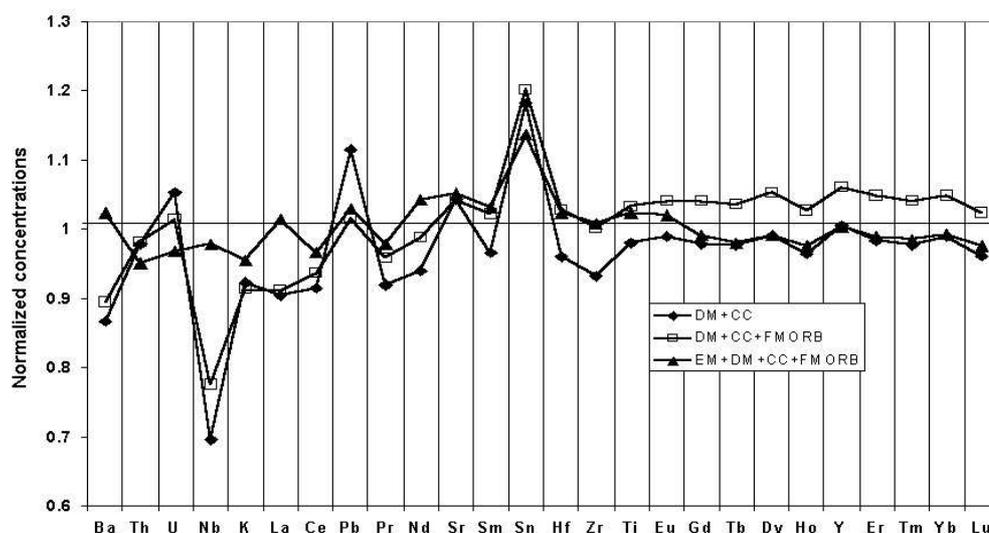


Рис. 2. Величины  $X_c = X_{cc} / (X_{cc} + X_{dm})$ , где  $X_{cc}$  и  $X_{dm}$  – доли материала континентальной коры и деплетированной мантии в составе силикатной части Земли, рассчитанные для различных несовместимых элементов.

На рис. 3б приведена многокомпонентная диаграмма рассчитанных концентраций в смеси оцененных методом наименьших квадратов оптимальных пропорций материалов деплетированной мантии (97.9%) и континентальной коры (2.1%), нормализованных в отношении принятого

состава примитивной мантии. Можно видеть, что наблюдаются существенные расхождения для элементов, ведущих себя разным образом в процессах базальтового мантийного магматизма (магматизм срединных океанических хребтов и внутриплитных островов) и при формировании континентальной коры (средний состав континентальной коры и магмы известково-щелочных серий). К ним относятся ниобий и тантал, присутствующие в континентальном материале в меньших пропорциях относительно их геохимических аналогов в базальтовых системах (например для ниобия – уран), а также такие флюидоподвижные компоненты, как например свинец, олово и другие, имеющиеся в избытке в континентальной коре и в известково-щелочных магмах [13]. Отрицательное отклонение от принятого состава примитивной мантии для ниобия и положительные отклонения для свинца и олова, наблюдаемые для рассматриваемой модели на рис. 3б, свидетельствуют о том, что рассчитанные оптимальные пропорции деплетированной мантии и континентальной коры дают избыточные геохимические сигналы континентального материала. Для корректного решения задачи о глобальных геохимических резервуарах, по-видимому, требуется наличие, наряду с континентальной корой,



**Рис. 3б. Результаты моделирования содержаний несовместимых элементов в примитивной мантии путём оценки оптимальных пропорций в смеси различных материалов обеднённого и обогащённого состава. Использовался критерий минимизации квадратов отклонений рассчитанных и исходных концентраций. Нормализация относительно исходного состава примитивной мантии [4].**

DM + CC смесь материалов деплетированной мантии (97.9 %) и континентальной коры (2.1 %); DM + CC + FMORB смесь материалов деплетированной мантии (97.46%), континентальной коры (1.60 %) и ранней базальтовой коры (0.94 %); DM + CC + FMORB + EM смесь материалов деплетированной мантии (68.58 %), континентальной коры (1.05 %), ранней базальтовой коры (0.19 %) и перидотитовой обогащённой мантии (30.18 %).

дополнительного обогащенного несовместимыми элементами материала, без резко выраженных отрицательных аномалий для ниобия и тантала и положительных аномалий для флюидоподвижных компонентов.

### РАННЯЯ БАЗАЛЬТОВАЯ КОРА

Представления о трехкомпонентном составе силикатной части Земли (континентальная кора + деплетированная мантия + примитивная мантия) не согласуются также с особенностями геохимии урана и тория. Отношение Th/U практически одинаково в примитивной мантии (3.83) и континентальной коре (3.85), а в деплетированной мантии (источнике базальтов срединных океанических хребтов) оно почти в два раза ниже (2.1).

Таблица 1.

Содержания несовместимых элементов (в частях на миллион) в различных гипотетических резервуарах силикатной Земли.

	<i>PM</i>	<i>DM</i>	<i>CC</i>	<i>FMORB</i>	<i>EM</i>
<b>Rb</b>	0,605	0,055	32	13,9	1,06
<b>Ba</b>	6,75	0,61	250	154	11,8
<b>Th</b>	0,083	0,008	3,5	1,9	0,11
<b>W</b>	0,016	0,002	1	0,29	0,021
<b>U</b>	0,022	0,004	0,91	0,4	0,027
<b>Nb</b>	0,6	0,19	11	10,7	1,06
<b>K</b>	260	49	9100	3492	364
<b>La</b>	0,686	0,29	16	8,6	1,03
<b>Ce</b>	1,785	0,96	33	22,4	2,2
<b>Pb</b>	0,185	0,039	8	2,3	0,25
<b>Pr</b>	0,27	0,17	3,9	3,2	0,3
<b>Nd</b>	1,327	0,93	16	9,4	1,8
<b>Sr</b>	20,3	16,05	260	217,6	24,4
<b>Sm</b>	0,431	0,35	3,5	5,3	0,5
<b>Sn</b>	0,138	0,113	2,5	1,8	0,17
<b>Hf</b>	0,3	0,23	3	3,8	0,37
<b>Zr</b>	10,8	8,14	100	89,5	13,2
<b>Ti</b>	1282	1168	5400	12225	1441
<b>Eu</b>	0,162	0,14	1,1	1,6	0,18
<b>Gd</b>	0,571	0,5	3,3	5,5	0,59
<b>Tb</b>	0,105	0,092	0,6	1,03	0,1
<b>Dy</b>	0,711	0,64	3,7	6,8	0,7
<b>Ho</b>	0,159	0,14	0,78	1,4	0,16
<b>Y</b>	4,37	4,06	20	43,1	4,4
<b>Er</b>	0,465	0,42	2,2	4,4	0,47
<b>Tm</b>	0,072	0,065	0,32	0,67	0,07
<b>Yb</b>	0,462	0,42	2,2	4,3	0,46
<b>Lu</b>	0,072	0,064	0,3	0,66	0,072

**Примечания:** *PM* - примитивная мантия [4]; *DM* - деплетированная мантия [8]; *CC* - континентальная кора [9]; *FMORB* - ранняя базальтовая кора (настоящая работа); *EM* - обогащенная перидотитовая мантия (настоящая работа).

При таких соотношениях величин Th/U состав примитивной мантии не может быть представлен как смесь вещества континентальной коры и деплетированной мантии – необходимо наличие ещё одного компонента с более высоким отношением Th/U, чем в примитивной мантии.

В качестве одного из возможных обогащенных резервуаров в дополнении к континентальной коре может быть рассмотрена кора океанического типа, образованная на самых ранних стадиях истории Земли. Для объяснения быстрого развития неодимовых и гафниевых изотопных меток деплетированной мантии было предложено, что ранняя базальтовая кора, сконцентрировавшая в себе несовместимые элементы, была по крайней мере временно изолирована от верхней мантии. В верхней мантии, обедненной Nd и Hf относительно Sm и Lu, величины  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  существенно возросли в течение первых миллионов лет земной истории [14]. Была также выдвинута гипотеза, предполагающая, что ранняя базальтовая кора может быть существенным компонентом нижней зоны нижней мантии (с 1600 км и глубже), находящейся в относительной изоляции от вышележащей конвективной системы силикатной Земли [15].

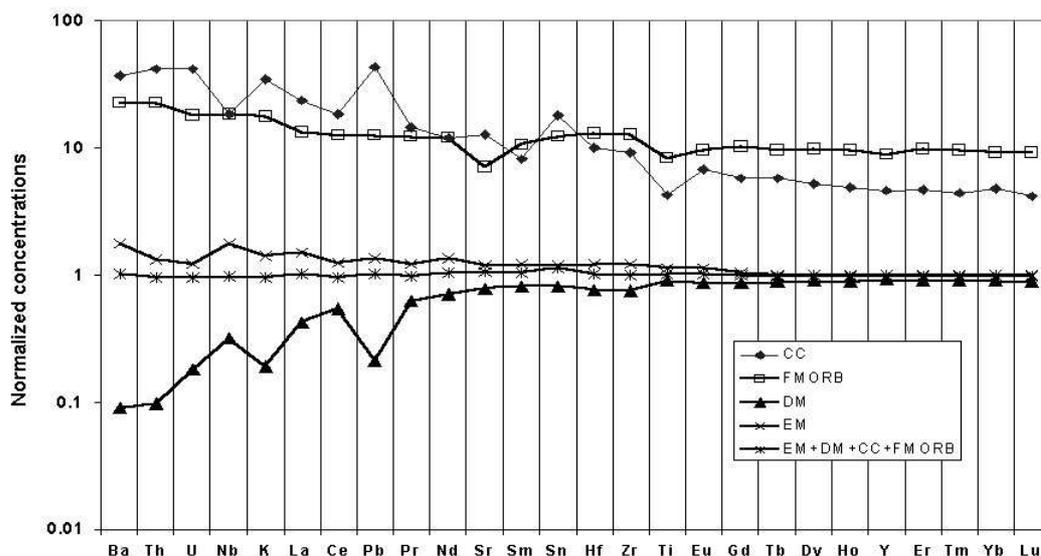


Рис. 3а. Содержания несовместимых элементов в различных гипотетических резервуарах силикатной Земли, нормализованные относительно состава примитивной мантии [4].

CC – континентальная кора [9]; FMORB – ранняя базальтовая кора; DM – деплетированная мантия [8]; EM – перидотитовая обогащенная мантия; DM + CC + FMORB + EM смесь материалов деплетированной мантии (68.58 %), континентальной коры (1.05 %), ранней базальтовой коры (0.19 %) и перидотитовой обогащенной мантии (30.18 %).

Для оценки состава ранней базальтовой коры, мы исходили из предположения, что процесс древнего магмаобразования был аналогичен механизму генерации современных базальтов срединных океанических хребтов, но источником магм служила не современная деплетированная мантия, а примитивный материал пиrolитового состава. В соответствии с

этим допущением, средние концентрации несовместимых элементов в базальтах типа NMORB были умножены на отношения их концентраций в примитивной мантии [4] к содержаниям в деплетированной верхней мантии [8] (см. таблицу и рис. 3а).

Допуская сходство условий формирования ранней и современной базальтовой коры, исходили из предположения, что температура конвектирующей верхней мантии контролировалась в основном параметрами перехода перидотитового материала от жесткого к пластичному состоянию и практически не менялась со временем. Значительно более высокий глобальный тепловой поток в первые миллионы лет после завершения аккреции, обусловленный гораздо более высокими содержаниями теплогенерирующих элементов, приведет к меньшей средней мощности литосферы и значительному усилению интенсивности тепловой конвекции. В результате продуктивность магмаобразования будет существенно выше современной, но повсеместно тонкая литосфера определит низкие давления частичного плавления, сходные с небольшими глубинами магмагенерирующих систем под современными срединными океаническими хребтами.

Оценка с помощью метода наименьших квадратов оптимальных пропорций деплетированной мантии, континентальной коры и гипотетической ранней базальтовой коры (FMORB) по балансу содержаний несовместимых элементов даёт значения 97.46%, 1.60% и 0.94%. Сравнение смеси этих трёх компонентов в указанных пропорциях с целевым составом примитивной мантии дано на рис. 3б. Как видно, наблюдается небольшое улучшение данной модели по сравнению с предыдущей, но заметные отрицательные ниобиевые и танталовые аномалии, а также положительные свинцовая и оловянная аномалии. Это указывает на завышенную пропорцию континентальной коры в данной модели и требует привлечения дополнительного обогащённого геохимического резервуара.

## **ПЕРИДОТИТОВАЯ ОБОГАЩЕННАЯ МАНТИЯ**

В качестве такого резервуара были использованы оценки источника магм внутриплитных океанических островов, относящихся к классу EM [10]. Для расчетов были выбраны данные по геохимии одной из лав острова Тристан да Кунья.

Полагая, что рассматриваемые магмы произошли в результате частичного плавления мантийных лерцолитов, для оценки параметров этого процесса мы базировались на том факте, что содержания умеренно несовместимых элементов, включая тяжелые редкие земли, в различных фертильных перидотитах практически не зависят ни от привноса малых порций межгранулярного расплава (процессы мантийного метасоматизма), ни от потерь такого расплава в прошлом (генерация деплетированной мантии типа источника БСОХ из примитивной мантии). Эти величины достаточно

близки к содержаниям умеренно несовместимых элементов в примитивной мантии, чем они существенно отличаются от сильно несовместимых элементов (легкие редкие земли, U, Th и т.д.).

Допустив, что содержания тяжелых РЗЭ в источнике океанических базальтов до начала плавления в примитивной мантии, из концентраций этих элементов в эффузивах можно оценить параметры, контролирующие процесс генерации первичных магм, а затем на этой основе рассчитываются концентрации сильно несовместимых элементов, включая легкие РЗЭ, в источнике магм. Для решения этой задачи была использована описанная ниже вычислительная процедура, в рамках которой процесс магмаобразования рассматривается на основе модели агрегатного фракционного плавления.

Процесс фракционного плавления, вызванного адиабатической декомпрессией поднимающегося мантийного вещества, в первую очередь зависит от исходного минерального состава источника и агрегатной степени плавления, достигаемой в конце процесса. В зависимости от глубины достижения солидуса протолита, плавящееся вещество изначально содержит определенные количества граната.

Гранат возникает за счет энстатитового, диопсидового и чермакитового миналов пироксенов, что может быть проиллюстрировано следующей схемой:



Моделирование с помощью компьютерной программы PARMEL [8] фазового состава примитивного пиролита показывает, что безгранатовый двупироксеновый пиролит в близсолидусных условиях (при давлении около 2.6 ГПа) может быть представлен как смесь 0.26, 0.14 и 0.6 массовых долей клинопироксена, ортопироксена и оливина, а после появления граната (массовая доля  $F_{Grt}$ ) доли пироксенов и оливина снижаются в соответствии со следующими уравнениями:

$$F_{Cpx} = 0.26 - 0.2 \cdot F_{Grt}$$

$$F_{Opx} = 0.14 - 0.3333 \cdot F_{Grt}$$

$$F_{Ol} = 0.6 - 0.4667 \cdot F_{Grt},$$

что определяет исходный минеральный состав пиролита до начала плавления.

Дискретизация непрерывного процесса фракционного плавления достигалась посредством разбиения общей (агрегатной) доли генерируемого расплава на малые интервалы (принятые нами как 0.001 от общей массы системы).

В пределах каждого интервала пропорции кристаллических фаз изменяются вследствие различной степени резорбции (или выделения) при образовании расплава, а также вследствие снижения давления при адиабатической декомпрессии (главным образом снижение доли граната). Моделирование с помощью программы PARMEL плавления пиролита в ходе

адиабатической декомпрессии при 2.8 ГПа показывает, что при возникновении весовой единицы расплава количество граната уменьшается на 0.97 единицы, клинопироксена на 1,08, а количества оливина и ортопироксена растут на 0.63 и 0.42 единиц соответственно. Эти соотношения, принятые постоянными для рассматриваемого процесса, использовались для расчета минерального состава пиролита на всех стадиях фракционного плавления, который в свою очередь необходим для оценки комбинированных (валовых) коэффициентов распределения элементов-примесей. При этом коэффициенты распределения для индивидуальных минералов заимствовались из работ [16-18].

Для каждого интервала процесса фракционного плавления, в ходе которого возникает дополнительная доля расплава  $\Delta F^L$ , изменение концентрации примеси в кристаллическом рестите рассчитывалось по следующей формуле, вытекающей из баланса масс для равновесного частичного плавления:

$$C_n^S = \frac{C_{n-1}^S \cdot (1 - F_n^L + \Delta F^L)}{\Delta F^L / K + 1 - F_n^L}$$

где  $C_n^S$  – концентрация микрокомпонента в кристаллическом рестите в конце данного интервала процесса фракционного плавления,  $C_{n-1}^S$  – концентрация микрокомпонента в кристаллическом рестите в конце предыдущего интервала процесса фракционного плавления,  $F_n^L$  – доля массы расплава от общей массы системы для данного интервала процесса фракционного плавления,  $K$  – комбинированный (средневзвешенный) коэффициент распределения.

После завершения полного цикла фракционного плавления ( $F_n^L = F^L$ , где  $F^L$  – доля расплава после завершения процесса частичного плавления) концентрация ( $C^L$ ) элемента-примеси в агрегатном расплаве (смеси всех расплавов, возникших в ходе отдельных интервалов с приращением  $F_n^L$ , равным  $\Delta F^L$ ) рассчитывалась из  $C^S$  по следующей формуле баланса масс :

$$C^L = \frac{C^0 - C^S \cdot (1 - F^L)}{F^L}$$

где  $C^0$  – концентрация в источнике до начала частичного плавления.

При заданных концентрациях элементов-примесей в источнике и в первичной магме отклонения рассчитанных  $C^L$  от наблюдаемых концентраций в магматической породе (с поправкой на фракционирование оливина) минимизировались посредством алгоритма SIMPLEX [19] при вариациях  $F^L$  и  $F^{Grt}$ , что позволило получить оптимальные оценки этих параметров.

Оцененные значения  $F^L$  и  $F^{Grt}$  использовались затем вместе с данными по коэффициентам распределения для оценки концентраций сильно несовместимых элементов в агрегатном расплаве при предположении, что их

концентрации в источнике были идентичны пиролиту. Отклонения рассчитанных таким образом концентраций от наблюдаемых содержаний в первичной магме (в магматических породах с поправкой на фракционирование оливина) могут быть приписаны их различию в реальном источнике и в модельном пиролите, в связи с чем, концентрации этих элементов в исходном протолите рассчитывались по формуле:

$$C^{PR} = C^{pyr} \cdot C^{obs} / C^{calc};$$

где  $C^{PR}$  – концентрация в протолите,  $C^{pyr}$  – концентрация в пиролите,  $C^{obs}$  – наблюдаемая концентрация в магматической породе (с поправкой на фракционирование оливина),  $C^{calc}$  – рассчитанная концентрация для агрегатного расплава при предположении пиролитового состава источника.

Проведённые, на основе описанного метода, расчеты состава перидотитового источника для одного из эффузивов острова Тристан да Кунья дают состав, заметно обогащённый сильно несовместимыми элементами по сравнению с примитивным пиролитом:  $(La)_N=1.5$  (см. таблицу и рис. 3а). Оценки пропорций компонентов с помощью метода наименьших квадратов показывают, что примитивная мантия может быть представлена как смесь 1.05% вещества континентальной коры, 0.19% ранней базальтовой коры, 68.58% деплетированной мантии и 30.18% модельной обогащённой мантии.

Сравнение состава смеси указанных материалов в рассчитанных пропорциях с моделируемым составом примитивной мантии (рис. 3б) показывает, что введение обогащённой мантии в число гипотетических резервуаров, сопровождающееся снижением долей материала континентальной коры и гипотетической ранней базальтовой коры, значительно улучшило модель: ниобиевая и свинцовая аномалии практически исчезли, максимум для олова остался, но несколько снизился.

В связи с полученной оценкой баланса вещества для хондритовой модели примитивной мантии, встают два вопроса: каковы пропорции предполагаемых компонентов, наряду с веществом примитивного пиролита, в составе нижней мантии, и какой механизм ответственен за появление обогащённой мантии.

Допуская, что доля вещества континентальной коры в силикатной Земле равна 0.65 %, то есть, равна доле самой континентальной коры, нижняя мантия будет состоять на 50.99 % из вещества примитивной мантии, на 23.14% из вещества деплетированной мантии и на 24.85 % из вещества обогащённой мантии. В этом гипотетическом случае вещество континентальной коры в нижней мантии отсутствует, а доля примитивного вещества максимальна. Оцененная пропорция вещества ранней базальтовой коры равна всего 0.15 %.

С другой стороны, если предположить, что в составе нижней мантии полностью отсутствует примитивный пиролитовый материал, то она будет состоять на 58.70 % из вещества деплетированной мантии, на 40.64 % из

материала обогащенной мантии и будет включать 0.41 % материала континентальной коры и 0.25 % вещества гипотетической ранней базальтовой коры. В этом случае вклад материала континентальной коры в состав нижней мантии максимален.

В реальности, ситуация может быть промежуточной между рассмотренными крайними случаями. Таким образом, согласно нашей оценке, доля примитивного вещества в составе нижней мантии равна 0 – 51%, доля материала деплетированной мантии 23 – 59%, обогащённой мантии 25 – 41%, вещества континентальной коры 0 – 0.4% и вещества ранней базальтовой коры 0.15 – 0.25%. Как указывалось выше, эти компоненты не обязательно должны присутствовать в нижней мантии в чистом виде. Скорее всего, реальные нижнемантийные породы представляют собой смесь различных материалов. Согласно оценкам на основе анализа изотопных данных, проведённым К. Аллегром, в валовом составе силикатной Земли доля деплетированной мантии, включая верхнюю мантию и вещество, ушедшее в нижнюю мантию, равна 30 – 40% [20]. Как видно, наша нижняя граница для этой величины совпадает с верхней оценкой К. Аллегра.

По данным работы [21], полученным на основе аргоновой изотопии, доля континентального материала в нижней мантии не превышает 0.3 %. Эта величина также входит в оцененный нами интервал возможного вклада континентальной коры в состав нижней мантии (0 – 0.4 %). Для объяснения происхождения обогащённого несовместимыми элементами материала, присутствие которого отмечается по изотопным признакам в магмах некоторых внутриплитных океанических островов, был выдвинут целый ряд гипотез. В настоящее время весьма популярна точка зрения, согласно которой геохимические особенности этих магм обусловлены погружением в глубинные мантийные горизонты обогащённого несовместимыми элементами континентального материала, возможно в форме глубоководных осадков, увлекаемых субдуцируемыми океаническими плитами. Для некоторых вулканических комплексов эта гипотеза подтверждается корреляцией признаков вовлечения континентального материала, например размеры ниобиевых минимумов, с изотопными отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  [22]. Приведённые в данной работе расчеты баланса масс не противоречат возможности участия долей процента континентального материала в нижнемантийных процессах, но преобладающая масса материала обогащённой мантии не обладает характерными признаками континентального вещества, и возникла по всей вероятности в результате процессов внутримантийной дифференциации.

Весьма привлекательна гипотеза, утверждающая, что транспорт обогащённого материала в глубинные зоны происходит в результате отрыва (деламинации) блоков субконтинентальной литосферы, геохимические характеристики которой подверглись воздействию концентрирующих несовместимые элементы расплавов малых степеней частичного плавления

(силикатных или карбонатных), проникающих в литосферу из нижележащей конвектирующей мантии [23]. После накопления данных по Re-Os изотопии эта гипотеза подверглась сомнению исходя из того, что реститовый материал, преобладающий в литосфере, характеризуется весьма низкими отношениями Re/Os, что с течением времени приводит к появлению низкорadioгенных отношений  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ . В то же время, магмы океанических островов, несущие признаки обогащенной мантии по данным стронциевой и неодимовой изотопии, как правило, не имеют аномально низких отношений  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ . Мы полагаем, что этот аргумент не является решающим. Действительно, после погружения литосферных блоков в нижнюю мантию их осмиевые изотопные характеристики могут быть существенно изменены в результате инфильтрации в них сульфидных расплавов. Это объяснение может быть обосновано тем, что температурные оценки для нижней мантии превышают температуры котектик в системе Fe – Ni – S, то есть сульфидные расплавы могут повсеместно присутствовать в интерстициальном пространстве между кристаллическими силикатными и окисными фазами. Новые геохимические данные показывают, что инфильтрация сульфидных расплавов в мантийных породах может существенно повлиять на изотопный состав осмия [24].

Рассмотренную модель баланса масс обогащённых и деплетированных резервуаров в составе примитивной мантии нельзя считать окончательной. В дальнейшем необходимо включить в число возможных обогащённых компонентов продукты кристаллизации глобального магматического океана, включающие преобладающий магнезиальный силикатный перовскит с подчинёнными количествами кальциевого силикатного перовскита и ферропериклаза [25]. Подобная минеральная ассоциация может быть существенно обогащена рядом несовместимых элементов вследствие высоких значений их коэффициентов распределения для кальциевого силикатного перовскита. Наличие такого материала в нижней трети нижней мантии, предположительно изолированной от глобальной конвективной системы силикатной Земли, предполагалось на основе данных по планетарному тепловому потоку [15].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Анализ баланса масс несовместимых элементов для различных возможных резервуаров, составляющих валовую силикатную Землю, показывает, что нижняя мантия включает наряду с веществом примитивной мантии также деплетированный материал типа источника базальтов срединных океанических хребтов и вещество, обогащённое несовместимыми элементами.

2. Обогащённый материал в нижней мантии может лишь в небольшой мере быть представлен веществом континентальной коры. Преобладающая

часть вещества обогащенной мантии является результатом внутримантийной дифференциации.

3. Наиболее вероятным механизмом попадания вещества обогащённой мантии в глубинные зоны силикатной оболочки является отрыв блоков субконтинентальной литосферы, изменённых процессами мантийного метасоматизма, и вовлечение их в мантийную конвективную систему.

4. Изотопный состав осмия в погружённом литосферном материале изменяется в нижней мантии в результате инфильтрации сульфидных расплавов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Виноградов А.П.** Химическая эволюция Земли. (1-е чтение им. В.И. Вернадского), 43 pp., Изд. АН СССР, Москва, 1959.
2. **Ringwood A.E.**, Origin of Earth and Moon, 295 pp., Springer, NY, 1979.
3. **McDonough W.F. and Sun S.-s.** The composition of the Earth// Chem. Geol. 1995. V. 120. 223-253.
4. **Palme H. and O'Neill H.S.C.**, Cosmochemical estimates of mantle composition, in: Treatise on Geochemistry, R.W. Carlson, ed. 2 (The Mantle and Core), pp. 1-38, Elsevier, 2003.
5. **Allegre C., Manhès G. and Lewin E.** Chemical composition of the Earth and the volatility control on planetary genetics// Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 185. 49-69.
6. **McDonough W.F.**, Compositional model for the Earth's core, in: Treatise on Geochemistry 2, pp. 547-568, Elsevier, 2003.
7. **Patchett P.J., Vervoort J.D., Soderlund U. and Salters V.J.M.** Lu–Hf and Sm–Nd isotopic systematics in chondrites and their constraints on the Lu–Hf properties of the Earth// Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 222. (1). 29-41.
8. **Ryabchikov I.D.** Composition of the Earth's Upper Mantle// Geochemistry International. 1997. V. 35. 405-414.
9. **Rudnick R.L. and Gao S.**, Composition of the Continental Crust, in: Treatise on Geochemistry, R.L. Rudnick, ed. 3 (The Crust), Elsevier, 2003.
10. **Zindler A. and Hart S.** Chemical geodynamics// Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. 493-571.
11. **Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A. and Whitehead J.A.** Mantle plumes and entrainment - isotopic evidence// Science. 1992. V. 256. 517-520.
12. **Farley K.A., Natland J.H. and Craig H.** Binary mixing of enriched and undegassed (primitive?) mantle components (He, Sr, Nd, Pb) in Samoan lavas// Earth Planet. Sci. Lett. 1992. V. 111. 183-199.
13. **Hofmann A.W.**, Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements, in: Treatise on Geochemistry 2, pp. 61-101, Elsevier, 2003.
14. **Chase C.G. and Patchett P.J.** Stored mafic/ultramafic crust and early Archaean mantle depletion// Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 91. 66-72.
15. **Kellogg L.H., Hager B.H. and van der Hilst R.D.** Compositional stratification in the deep mantle.// Science. 1999. V. 283. 1181-1184.
16. **McKay G., Wagstaff J. and Yang S.-R.** Clinopyroxene REE distribution coefficients for shergottites: the REE content of the Shergotty melt// Geoch. Cosm. Acta. 1986. V. 50. 927-937.

17. **Hauri E.H., Wagner T.P. and Grove T.G.** Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts// *Chemical Geology*. 1994. V. 117. 149-166.
18. **Johnson K.T.M.** Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures// *Contrib Mineral Petrol*. 1998. V. 133. 60-68.
19. **Nelder D.A. and Mead R.** A simplex method for function minimisation// *The Comp. Journal*. 1965. V. 7. 308-313.
20. **Allegre C.J.** Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: the evolving convection regime of the Earth// *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. V. 150. 1-6.
21. **Coltice N., Albarede F. and Gillet P.**  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  Constraints on Recycling Continental Crust into the Mantle// *SCIENCE*. 2000. V. 288. 845-847.
22. **Eisele J., Sharma M., Galer S.J.G., Blichert-Toft J., Devey C.W. and Hofmann A.W.** The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot// *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 196. 197-212.
23. **McKenzie D. and O'Nions R.K.** Mantle reservoirs and ocean island basalts// *Nature*. 1983. V. 301. 229-231.
24. **Pearson N.J., Alard O., Griffin W.L., Jackson S.E. and O'Reilly S.Y.** In situ measurement of Re-Os isotopes in mantle sulfides by laser ablation multicollector – inductively coupled plasma mass spectrometry: Analytical methods and preliminary results// *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002. V. 66. 1037-1050.
25. **Walter M.J. and Tronnes R.G.** Early Earth differentiation// *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 225. 253-269.



УДК 550.42+552

Хан-Богд – владенья Бога,  
Солнца, ветра и дождя.  
Отсюда в ад идет дорога,  
Чтоб умереть, туда войдя.  
С. Прокопчук, 1974

## Геология и возраст Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов в южной Монголии

Коваленко В.И.<sup>1</sup>, Ярмолюк В.В.<sup>1</sup>, Сальникова Е.Б.<sup>2</sup>, Козловский А.М.<sup>1</sup>, Котов А.Б.<sup>2</sup>,  
Ковач В.П.<sup>2</sup>, Владыкин Н.В.<sup>3</sup>, Саватенков В.М.<sup>2</sup>, Пономарчук В.А.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН*

<sup>2</sup>*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН*

<sup>3</sup>*Институт геохимии СО РАН*

<sup>4</sup>*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН*

Изучено геологическое положение, внутренняя структура и тектоническая позиция самого крупного в мире Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов, расположенного в южной части пустыни Гоби (Монголия). Он тяготеет к центральной части позднепалеозойской мульды, в пределах которой островодужные известково-щелочные (разной щелочности) дифференцированные толщи сменяются рифтогенными бимодальными базальт-командитовыми ассоциациями. Хан-Богдинский массив контролируется областью пересечения Гоби-Тяньшаньской субширотной рифтовой зоны с косым поперечным разломом, также контролирующим бимодальный магматизм. Массив сложен двумя кольцевыми телами (западным и восточным), имеет резкие секущие магматические контакты с островодужной толщей и тектонические разломные границы с бимодальной толщей. Внутренняя кольцевая структура особенно характерна для западного тела и подчеркивается здесь расположением кольцевых даек и провесов кровли вмещающей островодужной толщи. Последовательность образования пород массива следующая (от ранних к поздним): 1) светло-серые до розовых щелочные крупно-, среднезернистые граниты главной интрузивной фазы с аксессуарным эльпидитом, слагающие большую часть Западного и часть Восточного тел; 2) дайки мелкозернистых экеритов, слоистых пород, сложенных переслаивающимися экеритами и пегматитами, пегматоидных щелочных гранитов, пегматитов, которые развиты в Западном теле 3) сиреневые мелко- до среднезернистых щелочные (обычно эгириновые или арфведсонит-эгириновые, часто миароловые) граниты с аксессуарным цирконом, слагающие большую часть Восточного тела; 4) дайки мелкозернистых до стекловатых темно-голубых или темно-зеленых пантеллеритов, 5) дайки щелочных порфиридных мелкозернистых лейкогранитов, развитые в северной части Восточного тела; 6)

дайки микрозернистых красных граносиенитов и монцонитов, образующие систему протяженных дайковых тел субширотного простирания в Западном теле; 7) редкие карбонатные и кварц-карбонатные жилы. По предварительным гравиметрическим данным массив представляет собой уплощенное тело (лакколит), подошва которого ступенчато погружается к северо-западу. Получены надежные геохронологические данные для пород массива и его обрамления: для щелочных гранитов ГИФ, определенные уран-свинцовым методом по циркону ( $290 \pm 1$  млн. лет), аргон-аргоновым методом по амфиболу и полилиту ( $283 \pm 4$  млн. лет и  $285 \pm 7$  млн. лет), рубидий-стронциевым изохронным методом ( $287 \pm 3$  млн. лет), близкие к 290 млн. лет. К этому возрасту близок возраст по циркону красных биотитовых гранитов ( $290 \pm 1$  млн. лет) и рубидий-стронциевый возраст бимодальной толщи южного обрамления массива. К более ранним магматическим образованиям относятся породы островодужного дифференцированного комплекса в обрамлении массива и в провесах кровли, которые сформировались около 330 млн. лет назад. Полученные геохронологические данные по вмещающим породам хорошо согласуются с определениями возраста, полученными на основе флористических отпечатков [2]: островодужная толща – средний-поздний карбон, бимодальная толща – ранняя пермь. Геодинамическая модель формирования Хан-Богдинского массива предполагает коллизию герцинского континента с горячей точкой палеоокеана в виде двух вариантов. В первом варианте после столкновения края Северо-Азиатского палеоконтинента с горячей точкой мантии горячая мантия плюма переработала субдуцируемую литосферу, образовав подобие астеносферного окна, которое было источником рифтогенного магматизма и собственно Хан-Богдинского массива. Во втором варианте горячая и всплывающая мантия плюма выполаживала субдуцируемую плиту, прекращала островодужный магматизм, возможно, создавала локальную конвективную систему в астеносфере мантийного клина, способствующую образованию источников рифтогенного магматизма. Огромный объем щелочно-гранитных плутонических и вулканических пород Хан-Богдинского массива и его кольцевая структура обусловлены кальдерным механизмом внедрения и эволюции его магм. Исходная для них базитовая магма должна была формировать объем, в разы превышающие объем щелочных гранитоидов и их вулканогенных аналогов, что уже соизмеримо с объемом магм умеренных по величине трапповых провинций.

## **ВВЕДЕНИЕ**

Один из крупнейших в мире Хан-Богдинский массив щелочных гранитоидов, расположенный в южной части пустыни Гоби (Монголия) тяготеет к центральной части позднепалеозойской мульды, в пределах которой островодужные известково-щелочные (разной щелочности) дифференцированные вулканические толщи сменяются рифтогенными бимодальными базальт-комендит-щелочно-гранитными ассоциациями. Положение Хан-Богдинского массива контролируется областью пересечения

субширотной Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны с косым поперечным разломом, контролирующим, как и рифтовая зона, бимодальный магматизм. Массив сложен двумя кольцевыми телами (западным и восточным), имеет резкие секущие магматические контакты с островодужной толщей и тектонические разломные границы с бимодальной толщей. Внутренняя кольцевая структура особенно характерна для западного тела и подчеркивается здесь расположением кольцевых даек и провесов кровли вмещающей островодужной толщи. По предварительным гравиметрическим данным массив представляет собой уплощенное тело (лакколит), подошва которого ступенчато погружается к северо-западу.

Получены надежные геохронологические данные для пород массива и его обрамления: для щелочных гранитов ГИФ, определенные уран-свинцовым методом по циркону ( $290 \pm 1$  млн. лет), аргон-аргоновым методом по амфиболу и полилитиониту ( $283 \pm 4$  млн. лет и  $285 \pm 7$  млн. лет), рубидий-стронциевым изохронным методом ( $287 \pm 3$  млн. лет), близкие к 290 млн. лет. К этому возрасту близок возраст по циркону красных нещелочных биотитовых гранитов ( $290 \pm 1$  млн. лет) и рубидий-стронциевый возраст бимодальной толщи южного обрамления массива. К более ранним магматическим образованиям относятся породы островодужного дифференцированного комплекса в обрамлении массива и в провесах кровли, которые сформировались около 330 млн. лет назад. Геодинамическая модель формирования Хан-Богдинского массива предполагает коллизию герцинского континента с горячей точкой палеоокеана в виде двух вариантов. В первом варианте модели после столкновения края Северо-Азиатского палеоконтинента с горячей точкой мантия плюма переработала субдуцируемую литосферу, образовав подобие астеносферного окна, которое было источником рифтогенного магматизма и собственно Хан-Богдинского массива. Во втором варианте модели горячая и всплывающая мантия плюма выполаживала субдуцируемую плиту, прекращала островодужный магматизм, возможно, создавала локальную конвективную систему в астеносфере мантийного клина, способствующую образованию источников рифтогенного магматизма. Огромный объем щелочно-гранитных плутонических и вулканических пород Хан-Богдинского массива и его кольцевая структура обусловлены кальдерным механизмом внедрения и эволюции его магм.

Щелочные гранитоиды и их вулканические аналоги (пантеллериты и комендиты) являются сравнительно редкими магматическими породами, за которыми «охотятся» геологи, петрографы и геохимики. Это обусловлено не только редкостью таких пород, но и частой приуроченностью к ним редкометального оруденения, связью с определенными геодинамическими

обстановками, необычностью минерального и химического состава, которая вызывает у исследователей много вопросов генетического характера. Тем более все это присуще для огромных массивов щелочных гранитоидов, каким является Хан-Богдинский массив в южной Гоби Монголии (более 1500 км<sup>2</sup>). В отличие от многих также крупных массивов щелочных гранитов, например, Кейв Кольского полуострова, Хан-Богдинский массив прекрасно обнажен, и в его пределах можно наблюдать соотношения как с вмещающими породами, так и между разнообразными гранитоидами внутри массива, а также внутреннюю структуру массива.

Массив до наших исследований был практически не изучен и расположен на территории, не подвергнутой геологической съемкой даже миллионного масштаба. Он был выявлен советскими геологами в 50-х и 60-х годах прошлого столетия (Петрович Ю.Я., Казаков Б.М. в 1958 г. и оценивался на пьезокварцевое сырье Куряевым И.А., Андреевым В.М., Осиповым П.В., Сенкевичем Н.Н. в 1965 г.), но щелочные граниты в нем не отмечены. Наши последующие исследования в 60-х – 80-х годах в составе Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, а также в 2000-х годах показали, что Хан-Богдинский массив сложен типичными щелочными гранитоидами [2, 4] и входит в состав протяженного субширотного Южно-Гобийского пояса щелочных гранитоидов [5], который под названием Гоби-Тяньшаньского пояса включен в позднепалеозойскую рифтогенную провинцию щелочных пород Центрально-Азиатского складчатого пояса [20].

## **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ ХАН-БОГДИНСКОГО МАССИВА**

Первую геологическую карту Хан-Богдинского массива и его обрамления мы составили на основе многочисленных пешеходных маршрутов (аэрофотоснимки на эту территорию отсутствовали), в которых принимали участие авторы статьи и Горегляд А.В., а в обрамлении массива работали Зоненшайн Л.П., Дуранте М.В., Суетенко О.Д., Энжийн Г., Салтыковский А.Я. Эта карта для сравнения приведена в редкой теперь книге [1]. После появления космических снимков Landsat этой территории карту удалось значительно уточнить, а в настоящее время последний вариант карты массива с использованием спектрзональных космических снимков представлен на рис. 1. На упомянутых снимках массив выглядит наподобие кратеров на лунной поверхности (рис. 1а) и состоит из западного и восточного интрузивных тел. Сами щелочные граниты занимают пониженные формы рельефа, а вмещающие

ороговикованные породы образуют повышенное в рельефе кольцевое обрамление массива, местами перекрытое более молодыми рыхлыми толщами.

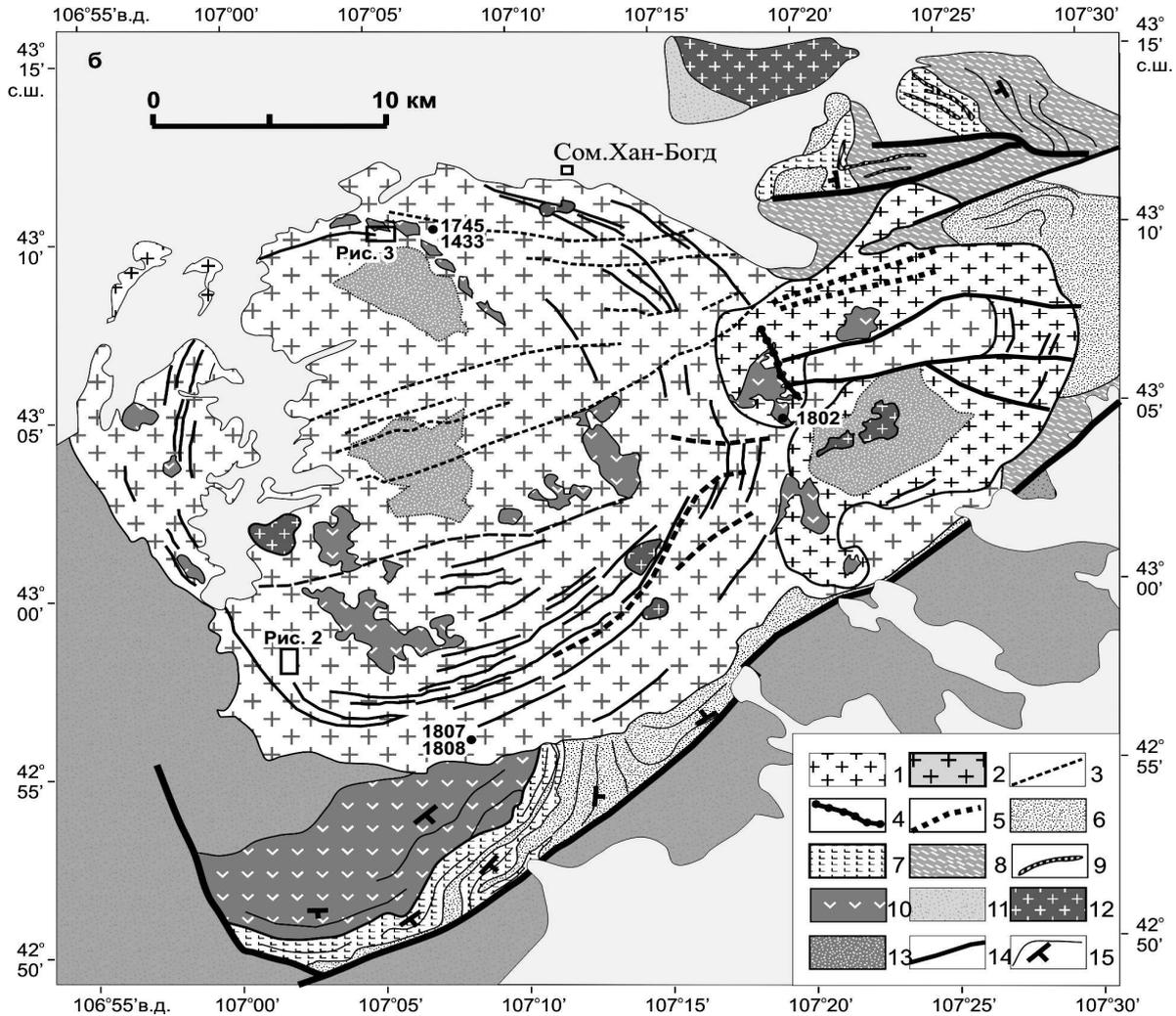


Рис. 1. Космический снимок (Landsat-7) Хан-Богдинского массива щелочных гранитов (а) и схема его геологического строения (б).

1–5 – породы массива: 1 – щелочные граниты главной интрузивной фазы, 2 – мелкозернистые эгириновые граниты, 3 – дайки мелкозернистых сиенитов и монцонитов, 4 – поздние пантеллериты, 5 – щелочные гранит-порфиры, 6–8 – вулканические породы бимодальной ассоциации: 6 – комендиты, трахириолиты, их туфы и игнимбриты, 7 – базальты, 8 – нерасчлененные породы ассоциации, 9 – породы отсводовассоциации (дифференцированный комплекс), 10 – допозднепалеозойские комплексы, 11–13 – кровля массива: 11 – ороговикованные породы дифференцированного комплекса, 12 – биотитовые и амфибол-биотитовые граниты и граносиениты, 13 – участки развития гематитизации щелочных гранитов ГИФ («красные граниты»), 14 – разломы, 15 – границы вулканических потоков. На схеме отмечены точки отбора проб для изотопного датирования.

Форма и западного и восточного тел щелочных гранитоидов округлая, но особенно она типична для западного тела. Внутренняя структура западного тела является кольцевой, подчеркнутой расположением провесов кровли и

многочисленных кольцевых даек (рис. 1б). Общая северо-восточная вытянутость массива согласуется с простираем системы наиболее поздних даек микрозернистых сиенитов и монцонитов в массиве (рис. 1б).

### **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОБРАМЛЕНИЯ МАССИВА.**

Хан-Богдинский массив щелочных гранитоидов расположен в центре одноименной впадины, выполненной верхнепалеозойскими осадочно-вулканогенными толщами, обрамляющими массив с юга, востока и севера в экзоконтактовых зонах массива и в более удаленной периферии. Гранитоиды массива и породы его обрамления перекрываются верхнемеловыми красноцветными осадочными толщами, содержащими по данным монгольского геолога Хосбаяра, остатки кладок яиц динозавров.

Наиболее древними (докаменноугольными) породами района являются зеленокаменные кремнистые и терригенные отложения видимой мощностью 1500 метров, обнаженные по юго-западному обрамлению Хан-Богдинского массива (в районе колодца Гашун-Сухой-Худук). Нижняя толща этого комплекса по данным Зоненшайна Л.П. [2] состоит из зеленокаменно-измененных основных вулканитов, прорванных многочисленными телами роговообманковых габбро, а также из кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев и яшм. Верхняя толща этого комплекса представлена кремнисто-глинистыми сланцами, полимиктовыми песчаниками и конгломератами. Возраст этого комплекса определен только как докаменноугольный, а по своему формационному составу комплекс принадлежит к офиолитам (эвгеосинклинальным образованиям по [2]).

К верхнепалеозойским стратифицированным толщам Хан-Богдинской впадины отнесены толщи каменноугольного и пермского возраста, породы которых несогласно залегают на породах офиолитового комплекса. К наиболее древним верхнепалеозойским образованиям впадины относится осадочная толща, сложенная песчаниками, алевролитами и конгломератами и охарактеризованная фауной турне-визе, а также туфогенно-осадочная толща с флорой среднего карбона. Более высокие горизонты разреза представлены существенно вулканическими породами, которые объединяются в андезитовую (дифференцированную) и бимодальную (базальт-трахириолит-комендитовую) ассоциации пород [18].

*Андезитовая (дифференцированная) ассоциация* подразделяется на нижнюю осадочно-вулканогенную (500–600 м) и верхнюю лавовую (до 2500 м) толщи. Разрез осадочно-вулканогенной толщи начинается с серии потоков бурых андезитов, которые вверх по разрезу сменяются конгломератами с галькой андезитовых порфиритов, реже гранитов и гранодиоритов, и еще выше

ритмично чередующимися туфовыми песчаниками, туфовыми алевролитами и туффитами с флорой среднего-верхнего карбона [2]. Подчиненное распространение в верхних частях разреза имеют единичные потоки андезитов, незакономерно распределенные по разрезу.

Лавовая толща сложена преимущественно потоками андезитов и андезибазальтов. По площади Хан-Богдинской впадины ее строение характеризуется фаціальными изменениями, связанными с разными условиями излияний. В северной ее части распространены преимущественно темно-вишневые и лилово-серые лавы, нередко с хорошо выраженными шлаковыми зонами, формирование которых происходило в субаэральных условиях. Вдоль южного края впадины строение толщи определяют черные массивные андезиты и андезибазальты местами с прослоями яшм и гиалокластитов, что указывает на их формирование преимущественно в водной среде. Венчается здесь разрез толщи пачкой бурых обычных и спекшихся туфов дацитов – трахириолитов. Подобная смена основных и средних пород довольно обычна для разрезов каменноугольных вулканических толщ Южной Монголии, что позволило выделить подобные ассоциации пород в качестве дифференцированного вулканического комплекса [20].

**Бимодальная вулканическая ассоциация (или бимодальный комплекс)** сложена чередующимися в разрезах пакетами пород резко различного состава: с одной стороны основных лав и с другой - туфов, игнимбритов и лав комендитового и трахириолитового состава. Породы комплекса прослеживаются вдоль северо-восточного и юго-западного обрамления Хан-Богдинского массива.

Строение северо-восточного лавового поля характеризуется значительной блоковой расчлененностью при пологих залеганиях вулканических толщ в условиях мелкосопочника. Поэтому здесь породы комплекса наблюдаются в виде небольших по мощности, обычно однородных по составу фрагментов разреза. Это послужило основанием для первоначального их разделения на липаритовую и базальт-липаритовую толщи [2]. Однако последующие исследования [18] позволили объединить эти толщи в один бимодальный комплекс.

Наиболее полный разрез комплекса наблюдается в пределах вулканического поля южного обрамления Хан-Богдинского массива. Здесь его породы согласно перекрывают вулканические толщи дифференцированного комплекса, отделяясь от них невыдержанной по мощности пачкой песчаников и гравелитов. Выше наблюдается следующая последовательность более или менее однородных по составу пачек вулканических пород (мощность в м): 1) базальтов и андези-базальтов (400), 2) трахидацитовых и комендитовых туфов и игнимбритов (200), 3) оливиновых базальтов (350), 4) комендитов и

трахириолитов (100), 5) базальтов (100), 6) трахириолитов, комендитов и их спекшихся туфов и игнимбритов (>800 м). Общая мощность разреза превышает 2000 м. Вулканический разрез насыщен серией пластовых интрузий, как правило, гидротермально измененных комендитов и щелочных гранит-порфиров.

Оба вулканических поля обладают рядом сходных элементов строения, указывающих на общность их разрезов. Так, разрезы обоих полей венчаются сериями близких по составу трахириолитовых (комендитовых) лавовых потоков, игнимбритов и спекшихся туфов. В нижних частях разрезов преобладают базальты и андезибазальты, характеризующиеся рядом общих морфологических черт, таких, как мощности потоков, обилие миндалекаменных, зашлакованных и обожженных пород и т.д.

Общим для обоих вулканических полей является также широкое участие в их строении субвулканических образований, представленных дайками и пластовыми телами щелочных гранит-порфиров, комендитов и трахириолитов и реже базальтов. Дайки особенно многочисленны в строении северо-восточного лавового поля. Здесь они пересекают практически весь комплекс вулканогенных образований, за исключением верхней серии кислых лав, игнимбритов и спекшихся туфов, и принадлежат двум различно ориентированным и пространственно разобщенным системам. Вблизи массива это почти исключительно крутопадающие тела восток – северо-восточного простирания, лежащие на продолжении главных разломов и сопровождающих их даек, которые прослеживаются через весь массив щелочных гранитов. На удалении от массива преобладают дайки щелочных гранит-порфиров, принадлежащие дугообразно изогнутой (кольцевой) системе тел, погружающихся под углом ~ 45° в западном и юго-западном направлениях, то есть в направлении массива щелочных гранитов. Насыщенность дайками в этой системе очень высокая. В южной ее части дайки мощностью 5 – 9 м следуют примерно через каждые 50 м вкрест простирания дайковой системы. К северу количество таких тел возрастает.

Пластовые интрузии трахириолитов и щелочных гранит-порфиров широко развиты в строении обоих вулканических полей. В разрезе пород бимодального комплекса они в основном тяготеют к горизонтам, которые расположены ниже верхней серии игнимбритов и спекшихся туфов. Состав субвулканических интрузий кислого состава определяют породы, образующие непрерывную гамму переходов от стекловатых до хорошо раскристаллизованных разновидностей. Нередко эндоконтактные зоны интрузий сложены стекловатыми, в том числе флюидальными комендитами и трахириолитами, которые по петрографическому составу соответствуют излившимся породам. Степень раскристаллизации пород возрастает к центральным участкам тел, а

также по их простирацию в сторону гранитного массива. Породы приобретают порфириновидное строение, определяемое развитием вкрапленников кварца и щелочного полевого шпата в микрогранитовой или гранофириновой основной массе с участием микролитов щелочного амфибола. Раскристаллизованные разновидности субвулканических тел по составу и облику пород полностью сближаются с дайками щелочных гранит-порфиров Хан-Богдинского массива. Приведенные характеристики свидетельствуют о большом сходстве строения лавовых полей по северо-восточному и юго-западному обрамлению массива. Учитывая также то, что вдоль южной и восточной границ массива прослеживается узкая полоса выходов пород бимодального комплекса, соединяющая оба поля непрерывной полосой выходов, следует говорить о принадлежности обоих вулканических участков единому более крупному вулканическому полю. Первоначально оно, по-видимому, занимало всю территорию гранитного массива и составляло не менее 1800 – 2000 км<sup>2</sup>. Широкое участие в строении разрезов игнимбритов и спекшихся туфов, выдержанность вулканитов по простирацию, а также достаточно большая мощность разрезов при ограниченном пространственном распространении позволяет предположить, что формирование вулканических толщ происходило в пределах структурной депрессии типа плоскодонной мульды с падением слоев к ее центру. С юга она ограничена крупным разломом, по которому вулканические образования погружены относительно структур фундамента более чем на 2000 м. Северный ее борт перекрыт отложениями мезозойских впадин, но судя по соотношениям, наблюдаемым в 40 км к северо-востоку от Хан-Богдинского массива, этот борт также имел сбросовую природу примерно с той же амплитудой опускания ложа вулканического грабена, что и вдоль южной его границы.

## **ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ**

Возрастная позиция субаэральных вулканогенных образований в обрамлении Хан-Богдинского массива определялась на основе данных о распределении в их составе растительных остатков позднего палеозоя [2]. Как уже говорилось выше, в разрезе позднепалеозойских стратифицированных образований района выделяются: в нижней части – осадочная толща, в средней части – породы дифференцированного комплекса, состоящего из вулканогенно-осадочной толщи (внизу) и лавовой андезитовой толщи вверху, и в верхней части разреза – породы бимодального комплекса, которые ранее разделялись Дуранте М.В. и соавторами [2] на липаритовую и базальт-липаритовую толщ. В составе пород осадочной толщи по данным Дуранте М.В. [2] развита флора среднего карбона, что определяет нижнюю возрастную границу развития вулканитов. Среди туффитов осадочно-вулканогенной толщи, слагающей нижние горизонты дифференцированного комплекса, обнаружена флора,

характерная для среднего – верхнего карбона. Эта флора свидетельствует о том, что излияния андезитов и формирование магматических пород дифференцированного комплекса в целом происходили во второй половине карбона.

Еще одна группа растительных отпечатков была обнаружена в туфах среди кислых вулканитов липаритовой толщи [2]. Эти отпечатки представлены фрагментами кордаитов, типичных для нижней перми. Как уже говорилось, породы липаритовой толщи были объединены нами вместе с породами базальт-липаритовой толщи, лишенной растительных остатков, в единый бимодальный комплекс [16]. В соответствии с этим, возраст пород бимодального комплекса следует рассматривать как нижнепермский.

### **ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ**

Стратифицированные толщи в пределах Хан-Богдинской впадины являются типичными континентальными вулканическими образованиями. Ранний (андезитовый или дифференцированный) комплекс этих пород, имеющий распространение по всей площади Южно-Монгольских герцинид обычно сопровождается дискордантными массивами нещелочных гранитоидов. В частности, к западу и северо-западу от массива, а также к северу от сомона Хан-Богд развита плутоническая ассоциация монцонитов-сиенитов-граносиенитов-гранитов (МСГГ), названная банатитовой [3]. В этой ассоциации преобладают розовато-серые амфибол-биотитовые монцониты и розовые кварцевые и бескварцевые сиениты, пробитые дайками таких же пород, а также базальтов и розовых гранитов. К юго-западу от массива развиты отдельные плутонические тела розовых лейкократовых биотитовых гранитов. Такое тело, например, представляет гора Элигеный-Хира (координаты центра массива 43°14'с.ш. 106°42'в.д.). Она сложена серыми с розоватым оттенком монцонитами, рассеченными многочисленными жилами красных амфибол-содержащих граносиенитов, кварцевых сиенитов, а последние секутся дайками измененных базитов. Контакт между монцонитами и красными граносиенитами наблюдался в 1 км к югу от упомянутой горы. В районе горы Барун-Харату-Ула наблюдался интрузивный контакт монцонитов и красных граносиенитов с близкими по составу к ним вулканитами, представленными темно-серыми ороговикованными андезитами, трахитами и трахидацитами. Все эти породы секутся апофизой щелочных гранитов в районе колодца Цохон-Усу-Худук к западу от Хан-Богдинского массива.

Магматические ассоциации МСГГ в пределах герцинид Южной Монголии распространены более широко, чем обычные нормальные граниты которые, например, преобладают в каледонидах ЦАСП [21] и, в частности, в северной

Монголии. Обычно эта ассоциация относится к интрузивным аналогам вулканитов дифференцированного комплекса, поэтому вмещающими для них являются как более ранние допозднепалеозойские породы офиолитовых комплексов, так и родственные им по составу и возрасту породы ранне- и среднекаменноугольных вулканических толщ. Совместно с последними они образуют краевой вулcano-плутонический пояс, который был сформирован в раннем и среднем карбоне в пределах территории Южно-Монгольских герцинид, представлявшей активную континентальную окраину Палео-Азиатского континента [13, 20].

В отличие от магматических ассоциаций краевого пояса породы бимодального комплекса и сопряженные с ними массивы щелочных пород характеризуются ярко выраженным структурным контролем. Они тяготеют к цепочке грабенов, которая прослеживается через всю Южную Монголию и контролируется системой разломов, приуроченной к границе между Южно-Гобийским микроконтинентом и герцинидами Южно-Монгольской зоны. Эта цепочка грабенов трассируется поясами даек базальтов, комендитов, трахириолитов и щелочных гранитов, формирование которых было сопряжено с крупно-амплитудными растяжениями. Подобные особенности структурного положения пород бимодальной ассоциации, а также широкое участие в их составе щелочных гранитов и комендитов, являющихся индикаторными для обстановок континентального рифтогенеза, позволили выделить зону их распространения в качестве Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны.

#### **Провесы кровли в массиве**

На рис. 1б видно широкое развитие в массиве щелочных гранитов провесов кровли. Они слагают, как правило, вершины гипсометрических возвышенностей. Например, самая высокая точка массива гора Хан-Богд сложена именно провесом кровли. Таковы же горы Бустэ, Шэр и другие. Под такими провесами кровли залегают апикальные части массива, нередко представленные шлировыми пегматоидами (штокшайдерами) и экеритами. Провесы кровли чаще всего представлены темно серыми ороговикованными вулканическими породами, реже прорывающими их субвулканическими

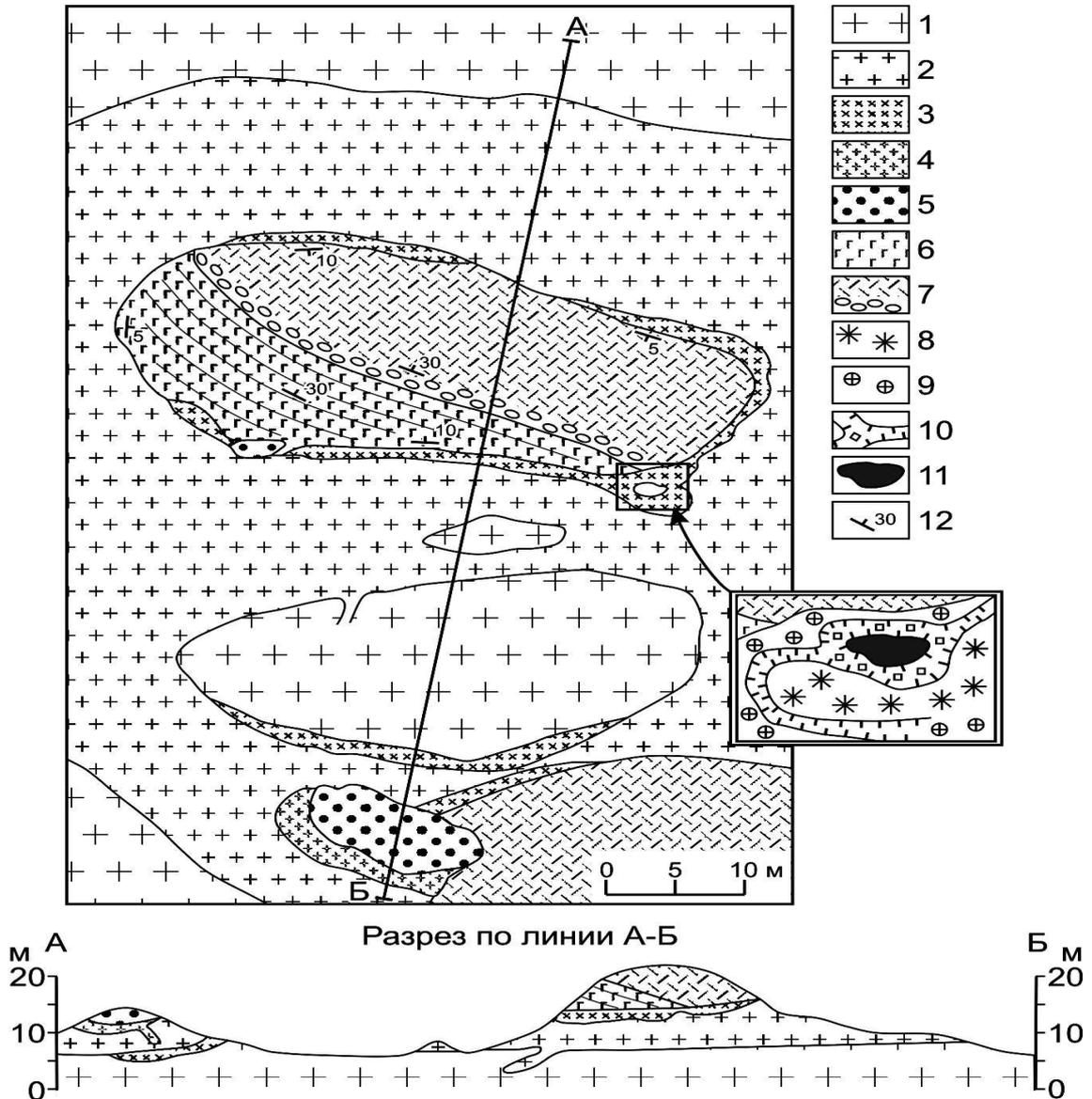


Рис. 2. Схема геологического строения участка «Армстронгитовый».

1 – щелочные граниты главной фазы массива, 2 – пегматоидные щелочные граниты, 3 – «слоистые» тела экеритов и пегматитов, 4 – окварцованные щелочные граниты, 5 – кварцевые породы, 6 – основные эффузивы, 7 – риолиты и брекчии основных эффузивов в основании риолитовой толщи; 8–11 – породы шлирового пегматита (только на врезке): 8 – экериты с «солнцами» эгирина, 9 – мелкозернистые экериты, 10 – щелочно-гранитные пегматиты с армстронгитом, 11 – зона анхимономинерального армстронгита, 12 – элементы залегания пород

риолитами, похожими на породы островодужной ассоциации. В качестве примера могут служить участки Армстронгитовый (рис. 2) и Северный (рис. 3), в строении которых кровля массива сложена стратифицированными темно-серыми стекловатыми дацитами и их брекчиями, прорванными телами розовых и белых риолитов. Положение этих участков показано на рис. 1б. В других

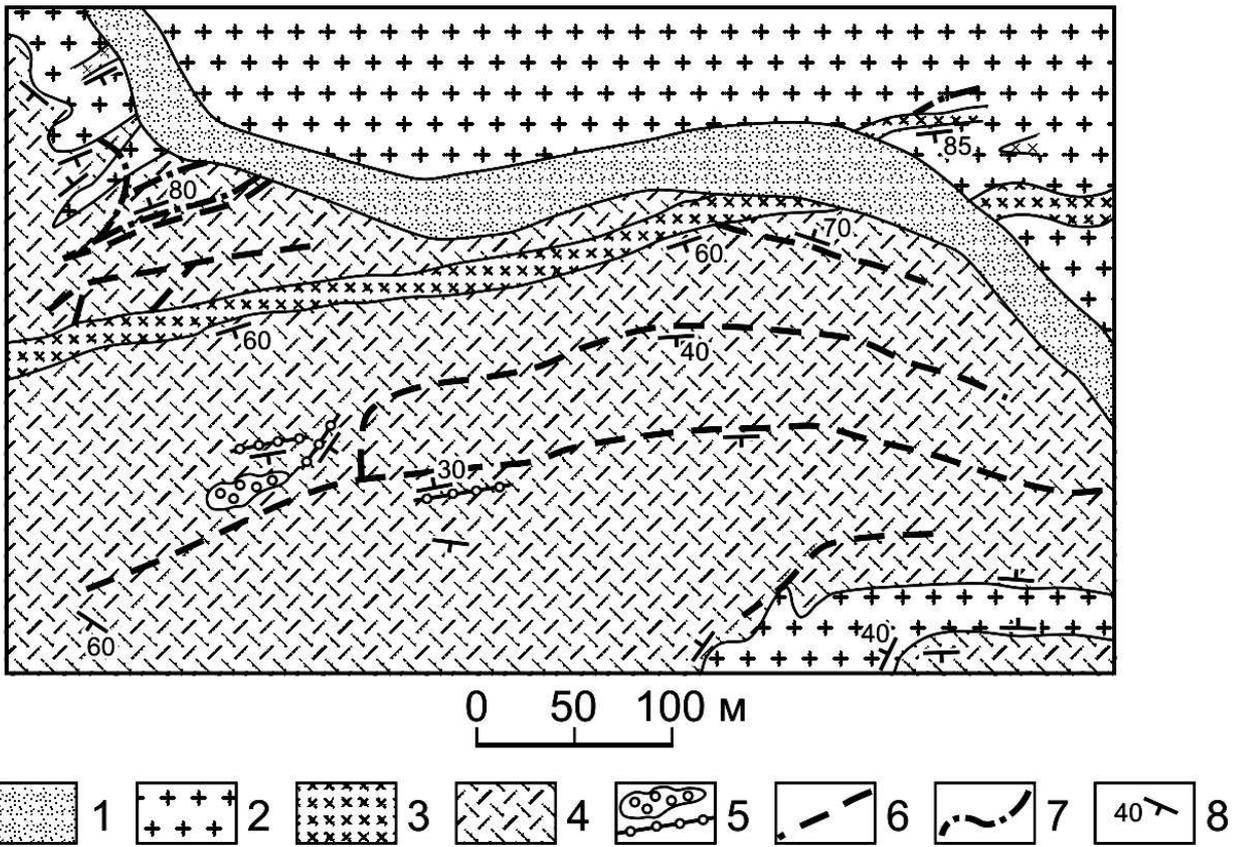


Рис. 3. Схема геологического строения участка «Северный».

1 – рыхлые долинные пески, 2 – щелочные граниты фации эндоконтакта, 3 – «слоистые» тела экеритов и пегматитов, 4 – дациты и туфобрекчии дацитов, 5 – риолиты, 6 – тела экеритов, 7 – тела щелочно-гранитных пегматитов, 8 – элементы залегания пород и элементы флюидальности трахитов.

участках массива породы кровли представлены андезитовыми порфиритами, доминирующими, например, в зоне северного эндоконтакта массива и реже туфогенно-осадочными породами. Комплекс пород, участвующих в строении провесов кровли сопоставляется с породами дифференцированного комплекса и, таким образом, свидетельствует о том, что формирование массива происходило на уровне глубин, расположенных ниже подошвы бимодального комплекса. Отметим также, что никаких признаков масштабной ассимиляции пород провесов кровли (дифференцированного комплекса) щелочными гранитами массива не наблюдалось.

В отличие от провесов кровли вулканических пород ксенолиты розовых биотитовых лейкократовых нещелочных гранитов и граносиенитов, близких к вмещающей ассоциации МСГГ, занимают пониженные части рельефа в северной части массива и на контакте западного и восточного тел (рис. 1б). В северной части массива провесы кровли в виде биотитовых гранитов образуют концентрированные поля округленных фрагментов биотитовых гранитов, а также переходных амфибол-биотитовых гранитов, являющихся результатом взаимодействия биотитовых и щелочных гранитов. Достаточно обычны

признаки ассимиляции щелочными гранитами биотитовых гранитов. Наличие брекчий округлых сегрегаций биотитовых лейкогранитов, сцементированных щелочными гранитами, напоминает взаимодействие «холодных» магм биотитовых лейкогранитов с более «горячими» магмами щелочных гранитоидов при внедрении магмы в магму. Поэтому не исключено, что магмы этих двух типов гранитов могли быть не только разновременными (биотитовые лейкограниты несколько раньше, чем щелочные граниты), но и близкими по времени формирования.

В целом, по крайней мере, для западного тела провесы кровли фиксируют его кольцевую структуру, отделяя внутреннюю часть тела от внешней. Здесь очень часто разнообразные дайковые щелочные гранитоиды, включая редкометалльные их разности, пространственно тяготеют к провесам кровли в массиве. В восточном теле провесы кровли расположены в западной его половине, частично фиксируя зону контакта западного и восточного тел щелочных гранитов. Судя по гипсометрическому уровню провесов кровли, глубина эрозионного среза массива составляет не более сотни метров. Приуроченность массива щелочных гранитов к верхней части верхнепалеозойской островодужной толщи, которая перекрывается бимодальной толщей, возможно, связана со сменой режима тектонического сжатия при образовании островодужных толщ на тектоническое растяжение при формировании бимодальной ассоциации с ее многочисленными дайками и вулканическими аппаратами (рис. 1б, [2]).

#### **КОНТАКТЫ МАССИВА И ЕГО МОРФОЛОГИЯ**

Контактная поверхность массива щелочных гранитов с вмещающими породами западного тела на западе, юге и севере полого (5-15°) погружается под вмещающие породы. Контакты всех разновидностей щелочных гранитоидов массива с вмещающими породами совершенно резкие и четкие, нередко с ксенолитами и апофизами. В экзоконтактовом ореоле часто вмещающие породы, как и провесы кровли, ороговикованы. По всем признакам щелочные гранитоиды Хан-Богдинского массива образовались в процессе внедрения магмы, причем следы ее механического воздействия на вмещающие породы заметны по явлениям вращения ксенолитов, их раздвигания и перемещения. Об этом, в частности, свидетельствуют и небольшие трещинные тела, наблюдаемые среди останцов кровли массива и являющиеся его апофизами. Площадь полого залегающей апикальной части массива не простирается, судя по ширине ореола роговиков, далее 1 км от контакта. Более того, местами роговики краевого ореола пронизаны вертикальными дайками, трассирующими контур массива в вышележащих толщах. Все это указывает на

первичный круговой контур массива и его крутые боковые ограничения, а также на существование в кровле массива круговой трещинной зоны, являющейся продолжением его боковой поверхности. Провесы кровли внутри массива залегают на щелочных гранитах практически горизонтально и полого погружаются к югу, западу и северу в эндоконтактных частях. Падение пологой отдельности щелочных гранитов массива обычно совпадает с падением контактной поверхности гранитов. Эти данные указывают на слабо выпуклую форму верхней поверхности массива и на неглубокое, как уже говорилось, его эрозионное вскрытие.

Особо обратим внимание на соотношения щелочных гранитов массива с породами бимодального комплекса, свидетельствующие о тектоническом, послеинтрузивном контакте между ними. Как вулканиты, так и граниты на контакте раздроблены и превращены в тектоническую брекчию. Вулканические породы вдоль всей достаточно протяженной линии контакта свежие и лишены признаков воздействия со стороны гранитов массива. Кроме того, в современном эрозионном срезе с породами бимодального комплекса на один гипсометрический уровень выведены породы дифференцированного комплекса (в виде останцов кровли массива), которые, как отмечалось выше, в разрезе позднепалеозойских образований располагаются на глубине не менее 2 км. Все это свидетельствует о том, что после своего становления Хан-Богдинский массив претерпел вертикальные перемещения с амплитудой свыше 2 км.

В 1973 г. Хан-Богдинский массив был пересечен гравиметрическим маршрутом с юго-востока на северо-запад через гору Хан-Богд с шагом наблюдений 2-3 км группой геофизиков под руководством Зорина Ю.А. Количественная интерпретация гравиметрических данных [2] показала, что массив представляет собой уплощенное тело (лакколит), подошва которого ступенчато погружается к северо-западу до 7 км, составляя глубину в центральной части 4,5 км, а в юго-восточной части 1-2 км. Мы полагаем, что в наиболее мощной части тела был подводный магматический канал, а ступенчатость подошвы обусловлена наличием разломов.

#### **Взаимоотношения и последовательность**

##### **образования пород массива**

Общая последовательность формирования магматических пород Хан-Богдинского массива следующая (от ранних к поздним): 1) светло-серые до розовых щелочные крупно-, среднезернистые граниты главной интрузивной фазы (ГИФ) с аксессуарным эльпидитом, слагающие большую часть Западного и

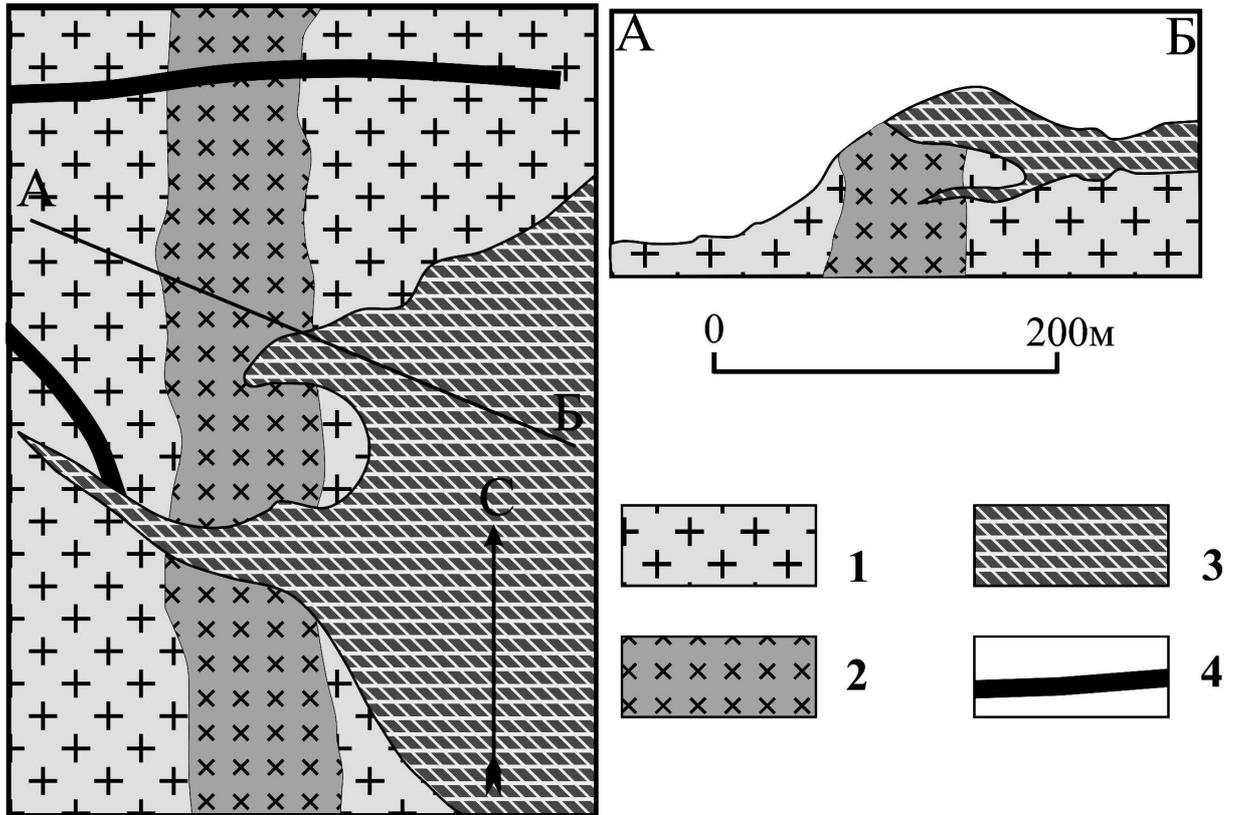


Рис. 4. Соотношения щелочных гранитов Западного и Восточного тел.

1 – щелочные граниты ГИФ Западного тела, 2 – пегматоидные щелочные граниты, 3 – щелочные граниты Восточного тела, 4 – экериты.

часть Восточного тела; 2) дайки мелкозернистых экеритов, порфировидных экеритов, слоистых щелочно-гранитных пород, сложенных переслаивающимися экеритами и пегматитами, пегматоидных щелочных гранитов, пегматитов, которые развиты в Западном теле, подчеркивая его кольцевую структуру; 3) сиреневые мелко- до среднезернистых щелочные (обычно эгириновые или арфведсонит-эгириновые, часто миароловые) граниты с аксессуарным цирконом, слагающие большую часть Восточного тела; 4) дайки микрозернистых до стекловатых темно-голубых или темно-зеленых пантеллеритов, 5) дайки щелочных порфировидных мелкозернистых лейкогранитов, развитые в северной части Восточного тела; 6) дайки микрозернистых красных граносиенитов и монцонитов, образующие систему протяженных дайковых тел субширотного простирания в Западном теле; 7) редкие карбонатные и кварц-карбонатные жилы. Взаимоотношения большинства перечисленных пород не вызывает сомнения в отношении перечисленной последовательности их образования (рис. 2). Контакт между щелочными гранитами ГИФ Западного и Восточного тел более сложный, поскольку в зоне контакта граниты Западного и Восточного тел часто становятся похожими. В 2 км к юго-востоку от горы Бустэ отмечено прорывание щелочных среднезернистых амфибол-содержащих гранитов с аксессуарным эльпидитом (ГИФ западного тела) сиреневыми мелкозернистыми эгирин-содержащими щелочными гранитами с аксессуарным цирконом (ГИФ Восточного тела).

Мелко-, среднезернистые сиреневые эгирин-содержащие щелочные граниты Восточного тела здесь образуют полого залегающее (субгоризонтальное) интрузивное тело мощностью не более 100 метров без явных признаков кольцевого строения. В своей подошве оно контактирует с щелочными гранитами ГИФ Западного тела, рассекая не только их, но и жильное тело пегматоидных щелочных гранитов пятнистой текстуры (рис. 4), нередко с эрозионными окнами, сложенными гранитами ГИФ Западного тела. В кровле гранитов Восточного тела располагаются провесы кровли вмещающих пород, описанных выше. По-видимому, внедрение магмы гранитов Восточного тела происходило в субгоризонтальном направлении между апикальной поверхностью щелочных гранитов ГИФ Западного кольца и их кровлей. В гранитах Восточного тела практически отсутствуют дайки 2-ой фазы. Здесь выявлена дайка стекловатых пантеллеритов (4-ая фаза), которая рассекает как граниты Восточного, так и Западного тела. В северной части Восточного тела развиты протяженные субширотные дайки порфиридных щелочных лейкогранитов. Вероятно, что граниты Восточного тела примерно синхронны дайковым породам 2-ой фазы Западного тела.

Кольцевое строение четко проявлено в гранитах Западного тела, и оно фиксируется, как уже говорилось, кольцевым расположением провесов кровли, а также кольцевыми дайками пород 2-ой фазы. Не случайно имеется пространственная связь кольцевых даек 2-ой фазы и провесов кровли. Более поздние дайки микросиенитов и монцонитов 6-ой фазы приурочены к протяженным субширотным трещинам, согласным с общей вытянутостью массива. Более мелкие дайки таких пород вытянуты субмеридионально и в северо-западном направлении. Для наиболее южной дайки 6-ой фазы установлено сложное строение: самые ранние (эндоконтактовые) породы в ней – темно-серые диориты, переходящие в розовато-серые монцониты и кварцевые сиениты, похожие на аналогичные породы островодужной (банатитовой) ассоциации, которые прорваны мощными телами порфиридных экеритов, в свою очередь секущиеся более поздними мелкозернистыми экеритами. Порфиридные и мелкозернистые экериты относятся ко 2-ой фазе. Соотношения диоритов, монцонитов и сиенитов этой сложной дайки со щелочными гранитами ГИФ Западного тела не ясны. С одной стороны они слагают дайковое тело в гранитах ГИФ совместно с явно секущими их экеритами. Но с другой стороны они могут быть провесами кровли в экеритах, приуроченными к гипсометрическому выступу в гранитах ГИФ, рассеченному упомянутыми выше экеритами. Если все перечисленные породы этой сложной дайки действительно более поздние по сравнению с гранитами ГИФ, то приходится признать многоэтапность островодужного магматизма в районе

массива (до щелочных гранитов и после них). Если островодужная ассоциация дайки – провес кровли, как это наблюдалось во многих других провесах кровли, то логичнее принять более раннее образование для главной части островодужного магматизма по сравнению со щелочными гранитами ГИФ.

Наиболее распространенные дайки экеритов 2-ой фазы весьма разнообразны по структуре и текстуре, в меньшей степени по составу. В их состав входят и редкометалльные и «пустые» разности, не отличающиеся друг от друга ничем кроме богатства или бедности редкометалльными минералами.

С учетом всего сказанного намечается следующая схема становления Хан-Богдинского массива. В раннюю фазу сформировались породы бимодальной базальт-комендитовой ассоциации, перекрывающие дифференцированную базальт-андезит-риолитовую повышенной щелочности островодужную ассоциацию и ее плутонические аналоги (МСГГ). Затем сформировались средне-, крупнозернистые щелочные граниты ГИФ. Магма, из которой они образовались, заполнила кольцевую камеру Западного и Восточного тел, причем подводный канал для нее был смещен, скорее всего, к северо-западу от центра Западного тела. Магматическая камера, которая сейчас представлена гранитами ГИФ, располагалась между докаменноугольным комплексом и верхнепалеозойскими толщами островодужной специфики в рамках андезитовой и липаритовой серий обрамления массива, слагающими кровлю массива, и представляла собой межформационное образование, которое излилось субгоризонтально в юго-восточном направлении. Скорее всего, причиной интрузии огромного объема щелочно-гранитной магмы была смена условий сжатия на тектонические условия растяжения, при которых формировалась верхнепалеозойская мульда Хан-Богдинского массива. Весьма вероятно, что кровля массива опустилась в магматическую камеру, как это бывает в кальдерах обрушения, в результате извержения комендитов бимодального комплекса, в связи с чем, сформировалась кольцевая структура Западного тела. Скорее всего, кольцевые разломы соединяли кровлю уже закристаллизовавшегося тела щелочных гранитов с остаточным магматическим очагом. Вдоль них произошло внедрение даек 2-ой фазы, большая часть которых тяготеет к субгоризонтальной поверхности в апикальной зоне гранитов ГИФ. Чуть позже вдоль кровли гранитов ГИФ произошло внедрение новой порции щелочно-гранитной магмы, которая привела к образованию мелко-среднезернистых эгирин-содержащих щелочных гранитов Восточного тела.

## **ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ХАН-БОГДИНСКОГО РАЙОНА**

Ранее были опубликованы калий-аргоновые [2, 19] и предварительные рубидий-стронциевые [1, 15] оценки возраста щелочных гранитоидов Хан-Богдинского массива. Калий-аргоновые оценки дают большой разброс (218–362 млн. лет) и не могут быть признаны удовлетворительными. Отметим, что они получены по разным минералам (слюды, амфиболы, щелочные полевые шпаты), по-разному сохраняющими радиогенный аргон при наложенных процессах. Хуже всего, как известно, в этом отношении проявляет себя щелочной полевой шпат, разброс возрастов в котором составляет от 218 до 306 млн. лет. Обычно этот минерал легко теряет радиогенный аргон при наложенных процессах, в связи с чем, возраст по этому минералу бывает заниженным. Лучше сохраняет радиогенный аргон амфибол. Для щелочных гранитов калий-аргоновый возраст по амфиболу варьирует от 266 до 362 млн. лет. Максимальный возраст, полученный по арфведсониту и полилитиониту (362 и 342 млн. лет соответственно), установлен для щелочно-гранитных пегматитов, для которых известно завышение возраста по неустановленным причинам даже для аргон-аргоновой системы [7]. Без этих крайних оценок калий-аргоновый возраст по амфиболу щелочных гранитов колеблется в сравнительно узких пределах 266–310 млн. лет. Были выполнены также Rb-Sr оценки возраста гранитов, составившие  $282 \pm 22$  млн. лет [1] и  $286 \pm 9$  млн. лет [15]. Но они базировались на эрохронах с достаточно большим разбросом точек изотопного состава, в связи с чем, надежность этих цифр вызывает сомнение.

В данной работе мы представляем новые данные не только для рубидий-стронциевой системы (в частности, для вулканитов южного обрамления массива), но и для цирконов уран-свинцовым методом (таблица 1.), возраста которых считаются наиболее надежными, а также для амфибола и полилитионита аргон-аргоновым методом.

Выделение акцессорного циркона для геохронологических исследований проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей в изотопной лаборатории ИГГД РАН. Разложение циркона и химическое выделение Pb и U осуществлялись по модифицированной методике Т. Кроу

Таблица 1.  
**Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из пород Хан-Богдинского массива и его обрамления**

N	Размер фракции (мкм) и характеристика	Навеска (мг)	Содержание,		Изотопные отношения						Rho		Возраст, млн. лет
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
<b>Биотитовый гранит (проба ХБ-4448)</b>													
1	-150+100	0.74	11.9	241	422	0.0524±1	0.2407±1	0.2861±6	0.0396±1	0.59	256±1	250±1	302±4
2	-85+60	0.48	12.2	234	637	0.0522±1	0.2275±1	0.3189±10	0.0443±1	0.50	281±1	279±1	296±6
3	-150+100, А 20%	0.30	12.5	208	269	0.0519±3	0.2477±1	0.3277±22	0.0458±1	0.25	288±2	288±1	282±15
4	-150+100, А 50%	0.72	4.23	73.8	403	0.0526±3	0.2740±1	0.3321±19	0.0458±1	0.57	291±2	288±1	313±11
5	-150+100, НРФ	-*	U/Pb=19.3	1792	1792	0.0521±1	0.2273±1	0.3309±7	0.0460±1	0.72	290±1	290±1	291±3
<b>Редкометалльный щелочной пегматит 2-ой фазы (проба ХБ-1745)</b>													
6	1 зерно	0.64	9.54	210	905	0.0521±1	0.0337±1	0.3337±8	0.0464±1	0.57	292±1	292±1	294±4
7	3 зерна	0.92	9.97	211	608	0.0520±1	0.0191±1	0.3330±8	0.0465±1	0.52	292±1	293±1	285±5
<b>Трахит (проба ХБ-1802)</b>													
8	>100, А 20%, 10 зерен, НРФ 3ч.	-*	U/Pb=16.9	409	409	0.0533±3	0.2362±1	0.3865±26	0.0526±2	0.65	332±2	331±2	341±12
9	>100, НРФ 3ч.	-*	U/Pb=17.8	2362	2362	0.0529±1	0.1787±1	0.3836±8	0.0526±1	0.62	330±1	330±1	326±4
10	>100, НРФ 2ч.	-*	U/Pb=17.5	1301	1301	0.0533±1	0.1868±1	0.3854±12	0.0525±1	0.53	331±1	330±1	341±5
<b>Щелочной гранит ГИФ (проба ХБ-1807)</b>													
11	-150+100, 9 зерен	-*	U/Pb=15.1	147	147	0.0518±4	0.4283±1	0.2671±24	0.0374±1	0.42	240±2	237±1	276±19
12	>150	0.65	23.4	498	627	0.0521±1	0.1834±1	0.2915±6	0.0406±1	0.69	260±1	256±1	290±3
13	>150, А 20%	0.17	34.2	626	653	0.0521±1	0.2965±1	0.3179±8	0.0443±1	0.54	280±1	279±1	289±5
14	-150+100, НРФ	-*	U/Pb=20.2	429	429	0.0520±3	0.1074±1	0.3303±24	0.0461±2	0.44	290±2	290±1	286±15

**Примечания.** <sup>a</sup> - изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; \* - навеска циркона не определялась; А 30% - количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона; НРФ - нерастворимый в ходе кислотной обработки остаток циркона; Rho - коэффициент корреляции отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  -  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

[22, 23]. Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 50 пг Рb. Определение изотопного состава Рb и U выполнено на масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в статическом режиме или с помощью электронного умножителя (коэффициент дискриминации для Рb -  $0.32 \pm 0.11$  аем). Обработка экспериментальных данных проводилась по программам "PbDAT" и "ISOPLOT"

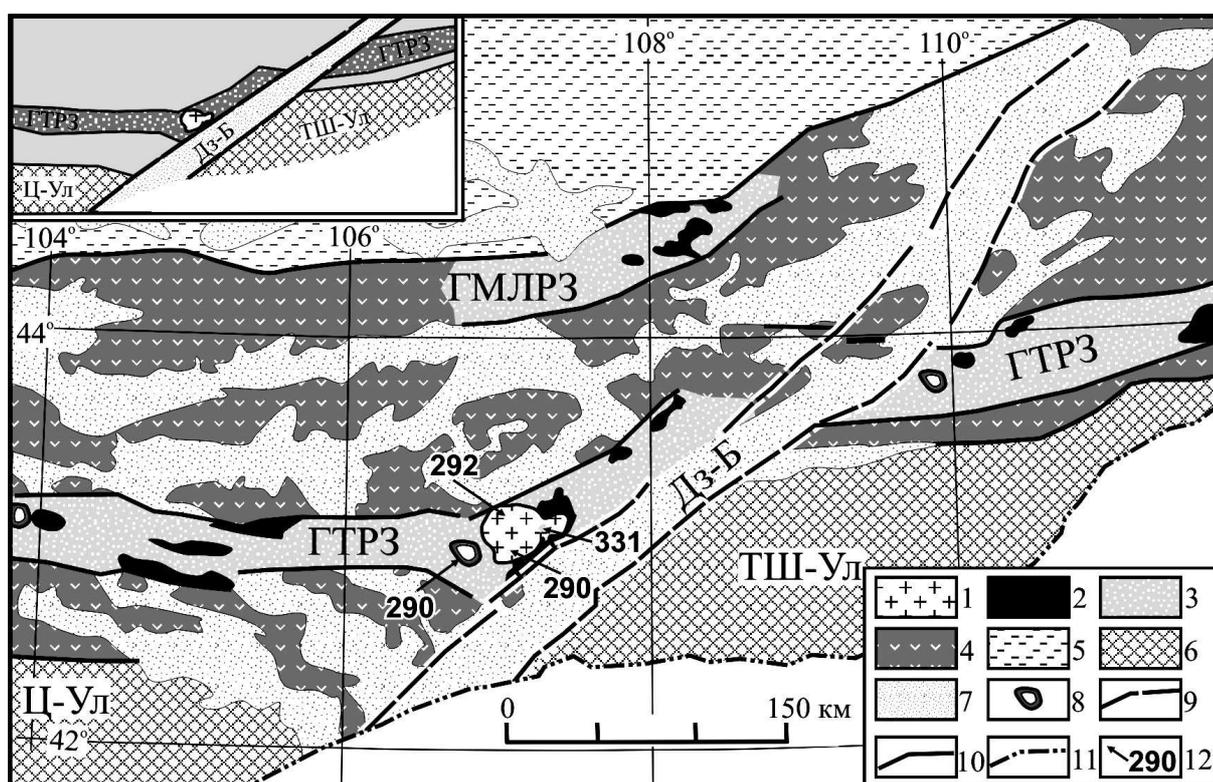


Рис. 5. Схема строения центральной части Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны и ее положения в системе структур краевого пояса Южной Монголии. На врезке приведена структурная схема, отражающая особое положение Хан-Богдинского массива в пределах Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны.

1–3 – комплексы рифтовых зон: 1 – Хан-Богдинский массив, 2 – поля развития бимодальных вулканических ассоциаций и щелочных гранитов, 3 – эродированные и перекрытые более молодыми толщами участки рифтовых зон, 4 – область развития герцинид и комплексов активной континентальной окраины в ее пределах, 5 – каледониды, 6 – комплексы Южно-Гобийского микроконтинента, 7 – мезокайнозойские впадины, 8 – массивы биотитовых нещелочных гранитоидов, 9 – разломы Дзун-Баинской системы, 10 – разломы, 11 – граница между Монголией и Китаем, 12 – места отбора проб для датирования и их возраст в млн. лет. Рифтовые зоны: ГТРЗ – Гоби-Тяньшаньская, ГМЛРЗ – Главного Монгольского линеамента. Блоки Южно-Гобийского микроконтинента: ТШ-Ул – Тото-Шань-Уланульский, Ц-Ул – Цаган-Ульский. Дз-Б – Дзун-Баинская система разломов.

[24, 25]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [27]. Поправки на обычный свинец введены в

соответствии с модельными величинами [26]. Все ошибки приведены на уровне  $2\sigma$ .

Аналитические параметры геохронологических исследований по другим изотопным системам описаны нами ранее [7, 9].

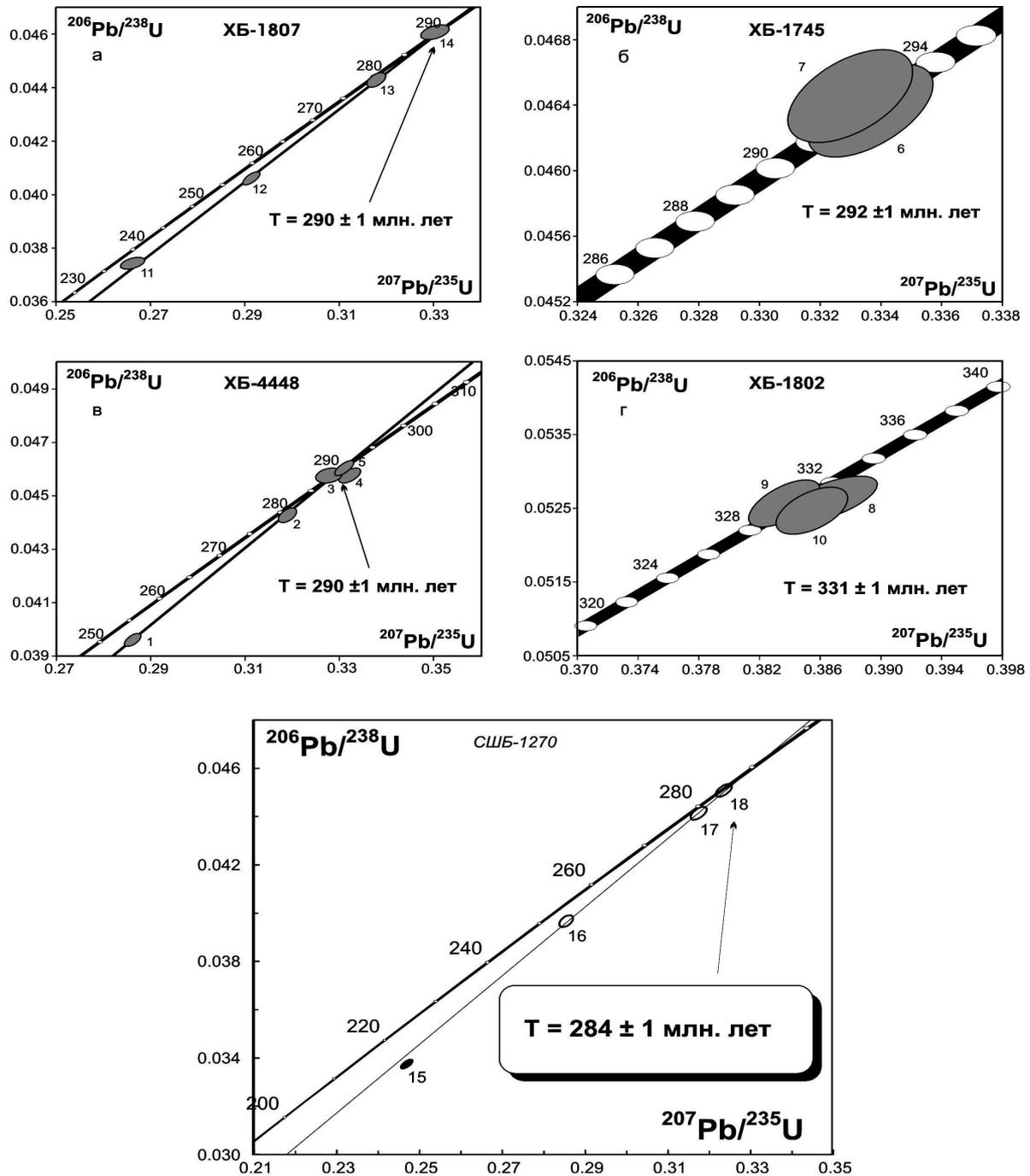


Рис. 6. Диаграммы с конкордией для цирконов из пород Хан-Богдинского массива и его обрамления: а – щелочной гранит ГИФ, б – щелочно-гранитный пегматит 2-ой интрузивной фазы, в – биотитовый нещелочной гранит к западу от массива щелочных гранитов, г – трахириолит повеса кровли щелочногранитного массива.

Мы считаем наиболее принципиальными геохронологическими вопросами, кроме возраста собственно щелочных гранитов массива, возраст провесов кровли массива, а также возраст массивов биотитовых нещелочных лейкогранитов, аналогичных провесам кровли в Хан-Богдинском массиве, расположенных к западу от последнего (рис. 5). Поэтому цирконовые возраста, полученные уран-свинцовым методом, как наиболее надежные, были выполнены для щелочных гранитов ГИФ западного тела, отсюда же для редкометальных щелочногранитных пегматитов 2-ой фазы, для трахидацитов провеса кровли района горы Бустэ, для биотитовых лейкогранитов массива, расположенного к западу от Хан-Богдинского (рис. 5), аналогичных, как уже говорилось, ксенолитам в щелочных гранитах. Места отбора этих проб показаны на рис. 1 и 5.

Для гранитов ГИФ западного тела уран-свинцовый возраст по циркону (проба ХБ-1807) составляет  $290 \pm 1$  млн. лет, для редкометальных щелочногранитных пегматитов 2-ой фазы (проба ХБ-1745) –  $292 \pm 1$  млн. лет, для розовых биотитовых гранитов массива, расположенного к западу от Хан-Богдинского (ХБ-4448), и ксенолитов в гранитах ГИФ –  $290 \pm 1$  млн. лет, для трахидацитов провесов кровли в массиве (проба ХБ-1802) –  $330 \pm 1$  млн. лет (рис. 6). Из этих цифр следует, что щелочные граниты ГИФ и их пегматиты имеют практически одинаковый возраст около 290 млн. лет, который оценен с большой точностью. Такой же возраст имеют розовые биотитовые нещелочные граниты, образующие как отдельные массивы, так и крупные ксенолиты в щелочных гранитах ГИФ. Подчеркнем, что возраст розовых гранитов определен не из ксенолитов, а из массива в удалении от Хан-Богдинских щелочных гранитов, что делает невозможным влияние последних на розовые граниты. Наконец, трахидациты провесов кровли имеют возраст 330 млн. лет.

Для сравнения мы также определили аргон-аргоновые возраста по плато (рис. 7) для амфибола щелочного гранита ГИФ (проба ХБ-1808) и для полилитионита редкометального пегматита 2-ой фазы (ХБ-1433). Они оказались близкими, хотя чуть более молодыми по сравнению с цирконовыми датировками –  $283 \pm 4$  млн. лет и  $285 \pm 7$  млн. лет соответственно. Спектр возрастов амфибола пробы ХБ 1808 характеризуется хорошо развитым сегментом плато (рис. 7б), возраст которого может рассматриваться как возраст кристаллизации амфибола. Спектр возрастов полилитионита похож на спектр смешения компонентов с возрастными около 295 млн. лет (собственно полилитионит) и 229 млн. лет (какая-то вторичная фаза), возможно, отвечающий времени наложенного события (рис. 7а).

Рубидий-стронциевый возраст островодужной толщи южного обрамления массива, определенный по двум точкам (базальт и дацит), составляет  $329 \pm 5$  млн. лет (рис. 8в). Конечно, эта оценка предварительная, так как определена она всего по двум точкам, но характерно, что она практически совпадает с возрастом циркона из дацита провеса кровли. Она

совпадает с циркононой датировкой и показывает близость возраста провесов кровли именно с

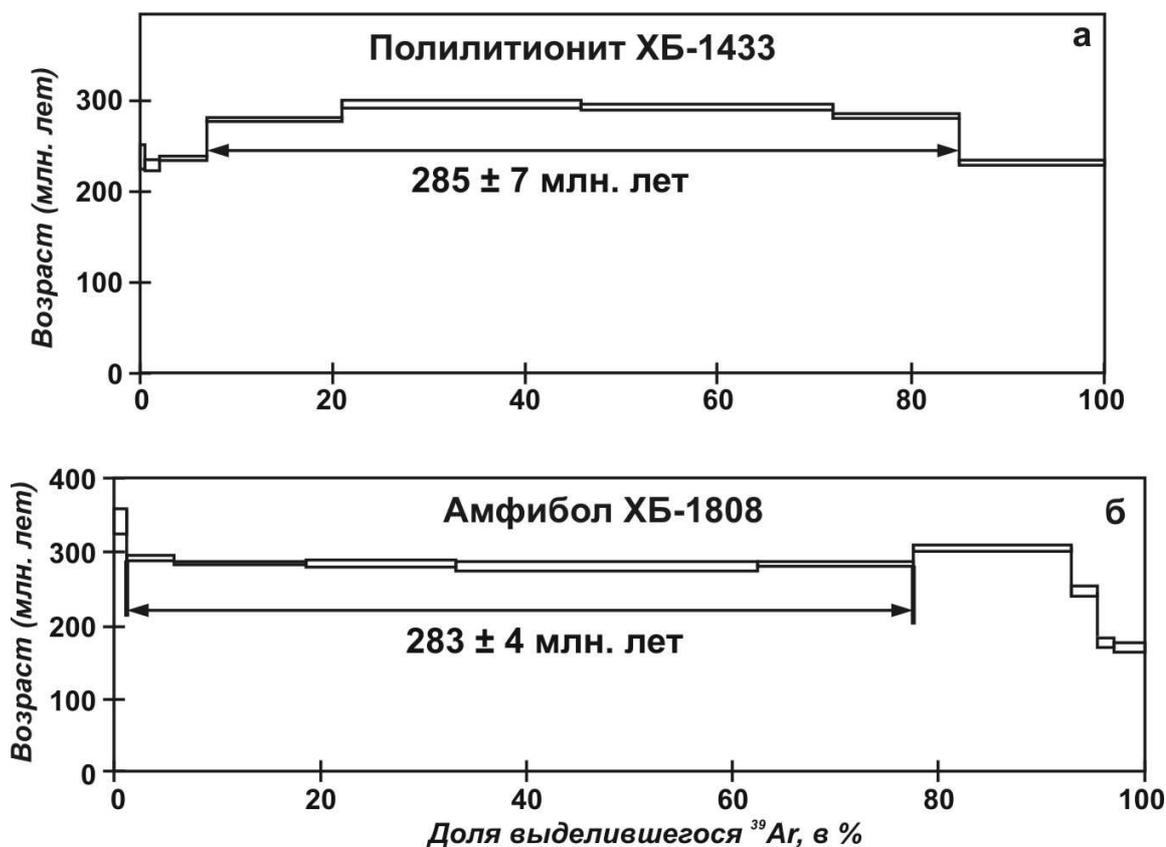


Рис. 7. Ar-Ar возрастные спектры полилитионита ХБ-1433 (а) и амфибола ХБ-1808 (б) редкометалльных щелочногранитных пегматитов Хан-Богдинского массива.

островодужной толщей обрамления массива. Рубидий-стронциевый возраст бимодальной толщи южного обрамления оценен по эрохроне (рис. 8а): для всех разновидностей вулканитов бимодальной толщи возраст составляет  $291 \pm 4$  млн. лет (СКВО=52), только для кислых вулканитов –  $293 \pm 15$  млн. лет (СКВО=122, нет на рисунке). Наконец, рубидий-стронциевый изохронный возраст для щелочных гранитоидов ГИФ Западного тела массива (рис. 8б) составляет  $287 \pm 3$  млн. лет (СКВО=1,8).

В итоге мы имеем хорошо сходящиеся возраста для щелочных гранитов Хан-Богдинского массива, определенные уран-свинцовым методом по циркону ( $290 \pm 1$  млн. лет), аргон-аргоновым методом по амфиболу и полилитиониту ( $283 \pm 4$  млн. лет и  $285 \pm 7$  млн. лет), рубидий-стронциевым изохронным методом ( $287 \pm 3$  млн. лет), близкие к 290 млн. лет. К этому возрасту близок возраст по циркону красных биотитовых гранитов ( $290 \pm 2$  млн. лет) и рубидий-стронциевый возраст бимодальной толщи южного обрамления массива. По геологическим данным красные биотитовые граниты образовались несколько раньше, чем щелочные граниты, но различие в их возрасте не фиксируется радиологическими методами, и в

первом приближении их можно считать синхронными. К более ранним магматическим образованиям относятся породы дифференцированного комплекса в обрамлении массива и в провесах кровли, которые сформировались около 330 млн. лет назад.

Полученные геохронологические данные хорошо согласуются с определениями возраста, полученными на основе флористических отпечатков [2]. Так, возраст трахидацитов из пород дифференцированного комплекса, определенный в 330 и 328 млн. лет, вполне соответствует геологической оценке времени формирования комплекса в целом в среднем – позднем карбоне.

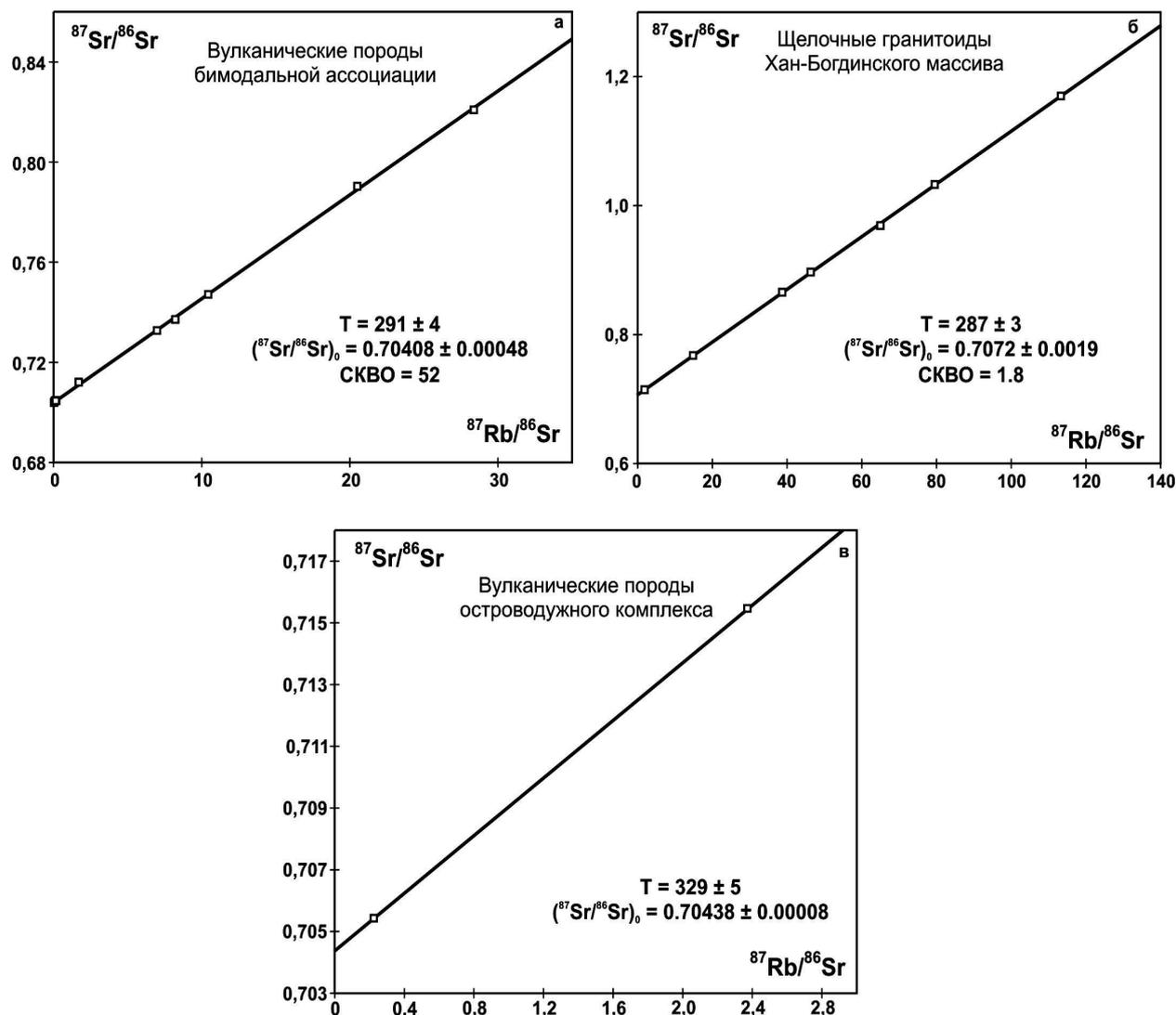


Рис. 8. Rb-Sr эрохрона для вулканических пород бимодальной ассоциации в обрамлении Хан-Богдинского массива (а), изохроны щелочных гранитов ГИФ (б) и вмещающих островодужных вулканических пород комплекса (в).

Раннепермский возраст пород бимодального комплекса также отвечает результатам геохронологических исследований, показавших, что формирование этих пород и связанных с ними щелочных гранитов произошло около 290 млн. лет.

## **ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ХАН-БОГДИНСКОЙ ВУЛКАННО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ**

Имеющиеся геологические и геохронологические данные показывают, что Хан-Богдинский массив щелочных гранитоидов, массивы нещелочных биотитовых лейкогранитов и ассоциирующие с ним вулканические толщи известково-щелочного и бимодального комплексов возникли в пределах активной континентальной окраины Южно-Монгольских герцинид. Спецификой ее развития стало то, что до рубежа 330 млн. лет назад в ее пределах имел место базальт-андезит-риолитовый магматизм [13], в результате которого был сформирован комплекс магматических пород (дифференцированный), типичный для краевых магматических поясов [11, 12], а затем проявились процессы рифтогенеза с характерным для них бимодальным базальт-комендитовым магматизмом с пантеллеритами и щелочными гранитами. Эти рифтогенные процессы в пределах Гоби-Тяньшаньской зоны начались с рубежа 318 млн. лет в районе гор Тост-Нуру [9], то есть, по меньшей мере, спустя 10 – 15 млн. лет после прекращения развития краевого магматического пояса, и продолжались до 290 млн. лет назад (время образования Хан-Богдинского массива). В результате возникла протяженная упомянутая Гоби-Тяньшаньская рифтовая зона, наложенная на краевой пояс и протянувшаяся вдоль него более чем на 1000 км.

Образование Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны послужило началом формирования одной из крупнейших континентальных рифтовых систем мира – позднепалеозойской–раннемезозойской рифтовой системы Центральной Азии. Особенностью ее развития стало последовательное смещение зон рифтогенеза от края позднепалеозойского Северо-Азиатского палеоконтинента вглубь его с образованием ряда субпараллельных рифтовых зон, возраст которых меняется от позднекаменноугольного–раннепермского (Гоби-Тяньшаньская зона, край континента) до позднепермского (Северо-Монгольская зона, наиболее удаленная от края континента). Подобное смещение зон рифтогенеза позволило связать причину возникновения рифтовой системы и, в частности, Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, с последовательным надвиганием края континента на срединно-океанический хребет герцинского палеоокеана или горячую точку мантии в его пределах [20] (рис. 9, модель А, Б и В).

О существовании упомянутой горячей точки мантии в океаническом секторе свидетельствует участие в составе среднепалеозойских офиолитов Южной Монголии комплексов высокотитанистых базальтов [14] с геохимическими

характеристиками базальтов ОИВ-типа (наши неопубликованные данные). Эти породы, характеризующиеся признаками формирования в обстановках,

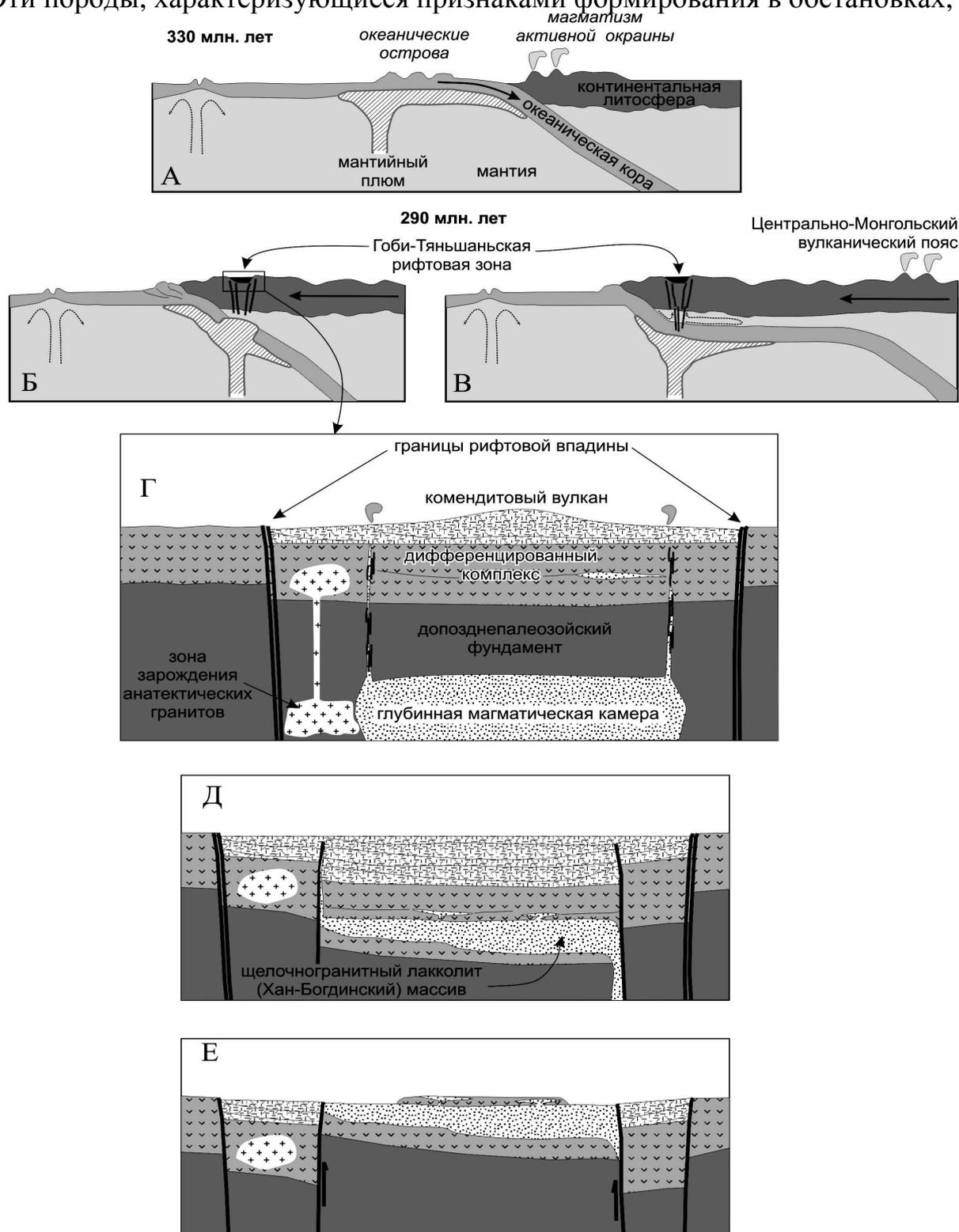


Рис. 9. Модель формирования Хан-Богдинской вулканно-плутонической ассоциации (пояснения в тексте).

Жирными стрелками показаны направления движения блоков, штриховыми – возможные пути конвекции верхней мантии.

удаленных от областей сноса, образуют тектонические пластины. В современной структуре они тектонически совмещены с комплексами пород островных дуг, что, по-видимому, произошло в результате аккреционных процессов при формировании Южно-Монгольских герцинид. Очевидно, что присутствие таких пород среди герцинид свидетельствует о существовании, по крайней мере, в среднепалеозойском Палео-Азиатском океане островов или лавового плато, формирование которых, по аналогии с современными островами, контролировалось мантийным плюмом.

На схеме рис. 9 показано два возможных варианта развития событий после столкновения края Северо-Азиатского палеоконтинента с горячей точкой мантии (Б и В). В одном случае (Б) предполагается, что океанические острова блокировали зону субдукции, вызвав отрыв субдуцирующего слэба. В образовавшееся астеносферное окно внедрилась мантия плюма, которая воздействовала, как на мантию мантийного клина, так и непосредственно на литосферу, провоцируя в пределах последней тектоническую и магматическую активность.

Во втором варианте (В) мы полагаем, что субдуцированная литосфера приобрела дополнительную плавучесть под воздействием поднимающегося горячего перекрытого ею плюма и сразу не «утонула», а полого следовала в астеносфере под подошвой литосферы, и лишь на значительном удалении от края континента погружалась в низы мантии. Как известно из примера Кордильер Южной Америки, над участками пологого (субгоризонтального) продвижения субдуцированной плиты вдоль подошвы литосферы магматическая активность типа АКО не проявляется. Подобное прекращение магматической деятельности произошло в конце карбона – начале перми в пределах южной активной окраины Северо-Азиатского палеоконтинента. Однако в северной ее тыловой части в пределах Центральной и Северной Монголии в это же время начала проявляться активность окраинно-континентального типа. Ранее эти изменения в распределении окраинно-континентального магматизма мы связывали с перескоком континентальной литосферой над зоной субдукции [6], но, как представляется, предложенная модель (рис. 9В) имеет предпочтение, так как учитывает участие мантийного плюма в общей геодинамической картине формирования магматизма в краевой части палеоконтинента. В этом варианте воздействие плюма на континентальную литосферу было в значительной степени опосредованным через частичное плавление океанической литосферы и мантии мантийного клина. Обеим этим моделям соответствует то, что в пределах южномонгольского края континента процессы рифтогенеза следовали непосредственно вслед за магматизмом окраинно-континентального типа, когда

условия магмообразования не успели сильно измениться. Мы полагаем, что этим объясняется специфика магматизма Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, в строении которой, наряду с бимодальным магматизмом, местами проявлялся магматизм, типичный для надсубдукционных обстановок. Примером могут служить андезиты известково-щелочной спецификации, участвующие наряду с базальтами ОІВ типа в строении бимодальной ассоциации [8]. В то же время обычные, а не щелочные граниты, наблюдающиеся в районе Хан-Богдинского массива и имеющие такой же возраст, как и щелочные граниты, либо то же относятся к известково-щелочным островодужным ассоциациям или являются коровыми анатектическими образованиями, сформированными под воздействием горячих мантийных магм. В первом из упомянутых выше сценариев это могло быть связано с вовлечением метасоматизированной мантии мантийного клина в процессы плавления, инициированные мантийным плюмом. Во втором случае такой же эффект могло вызвать воздействие плюма на еще не дегидратированную океаническую литосферу и расположенную над ней мантию клина.

Рассматривая проблему формирования Хан-Богдинского массива, приходится учитывать уникальность его размеров, свидетельствующих о наличии в его основании очень крупной магматической камеры. Условия для ее возникновения, возможно, определялись особенностями структурной позиции массива. Как следует из рис. 5, массив расположен в участке коленообразного изгиба рифтовой зоны. Этот изгиб приспособлен к зоне разломов, которая под острым углом пересекает герциниды и структуры Южно-Гобийского микроконтинента и трассируется наложенными мезокайнозойскими впадинами Дзун-Баинского прогиба. Зона разломов смещает Цаганулинский и Тотошань-Уланульский блоки микроконтинента, то есть является по отношению к ним крупным сдвигом. В то же время структуры рифтовой зоны приспособляются к новообразованной границе микроконтинента, они следуют параллельно ей и включают, в частности, дайковые рои северо-восточного направления, согласные с простираем (см. рис. 5) Дзун-Баинской системы разломов. Учитывая, что эта зона разломов возникла после формирования субширотных структур активной окраины и что она контролирует границы рифтовой зоны в районе Хан-Богдинского массива и к северо-востоку от него, можно сделать вывод, что время ее заложения было приближено ко времени образования рифтовой зоны, и, следовательно, ее можно сопоставить с разломами трансформного типа. Участок сочленения этого разлома с рифтовой зоной, по-видимому, создал условия для максимального растяжения в основании рифтовой зоны с образованием крупных полостей, способных вместить большие объемы мантийных магм, последующая дифференциация которых в

конечном итоге обеспечила образование большой массы щелочно-гранитных расплавов, включая редкометальные. Подчеркнем, что объемы исходных магм для рассматриваемых бимодальных ассоциаций и щелочных гранитоидов в данном случае велики и соизмеримы с умеренными по размерам трапповыми областями.

Напомним, что рифтогенные магматические процессы в рассматриваемом районе начались одновременными излияниями основных и щелочно-салических лав. Как показывают результаты изучения лавовых полей бимодальной вулканической ассоциации в других участках рифтовой зоны [18, 8], скорее всего, излияния основных лав происходили из трещинных каналов, тогда как формирование щелочно-салических пород было связано с крупным вулканом центрального типа. В истории формирования вулкана отчетливо выделяется завершающая фаза игнимбритового вулканизма, в течение которой возникла толща мощностью более 800 м. Выходы ее наблюдаются по обрамлению массива, поэтому естественно предположить, что первоначально она охватывала и ту часть территории, которую в настоящее время занимает массив щелочных гранитов, и где, по-видимому, располагалась центральная часть вулкана, извергавшего щелочно-салические расплавы. Площадь распространения толщи, следовательно, составляла не менее 2000 км<sup>2</sup>, а объем, с учетом обычно более высокой мощности вулканического комплекса вблизи центра вулкана, по-видимому, мог превышать 2000 км<sup>3</sup>. Но столь большие объемы игнимбритов обычно связаны с формированием гигантских кальдер типа Веллис [10, 17], механизм образования которых предполагает обрушение кровли магматической камеры, питавшей вулканическую активность, и образование кольцевой системы разломов, которая ограничивала опускающийся блок и определяла контуры формирующейся над ним кальдеры (рис. 9Г и Д). Инициация кальдерообразования могла быть связана с общим режимом растяжения, существовавшим в пределах рифтовой зоны и приводящим к образованию разломов, которые дренировали глубинную магматическую камеру и, таким образом, могли вызвать быстрое истечение на поверхность флюидизированных (игнимбритовых) расплавов.

Опускание надкровельного блока, вероятно, сопровождалось образованием полостей отслаивания, идущих от его боковых границ как внутрь опускающегося (кальдерного) блока, так и во вмещающую раму по механизму pull-apart (рис. 9Д). Широкое развитие пластовых интрузий комендитов и гранит-порфиров в обрамлении массива, по-видимому, свидетельствует именно о таком взаимодействии между породами рамы и обрушенным кальдерным блоком. В строении последнего полости отслаивания могли иметь существенно более крупные размеры вследствие дифференциации движения разных его

участков, обусловленной неоднородностью сил трения вдоль боковой поверхности блока и вызывающей его раскол. С учетом слоистой структуры коры кальдерного блока наиболее крупная полость могла возникнуть выше складчато-метаморфического массивного его основания вероятнее всего в стратифицированных толщах пород раннего и среднего карбона, где должна была стать вмещением для расплавов, поднимавшихся из более глубокой магматической камеры. По-видимому, таким образом была сформирована промежуточная магматическая камера пластовой формы, превратившаяся после дифференциации и застывания кристаллизующихся расплавов в ее пределах в массив щелочных гранитов. Наличие двух изометричных тел в строении массива, вероятно, свидетельствует еще об одном акте кальдерообразования, который можно рассмотреть в рамках модели, предложенной Х. Вильямсом [28, 29] и объясняющей образование просадок над неглубокими лакколитами в результате перераспределения из них расплавов в горизонтальном направлении при расширении магматической камеры. В соответствии с ней для Хан-Богдинской ассоциации можно предположить такой прорыв магм из сформированного лакколита в горизонтальном направлении вдоль ослабленной зоны, фиксируемой северо-западной системой разломов и даек. Повторное опускание кальдерного блока должно было создать в строении массива концентрическую систему дислокаций, которая была использована при образовании кольцевых даек внутри него. Мы полагаем, что глубокой дифференциации щелочно-гранитных магм способствовало то, что массив, располагаясь внутри рифтовой зоны, не подвергался стрессовым воздействиям, которые могли бы нарушить течение процессов дифференциации.

Появление массива на поверхности (рис. 9Е) было связано с подъемом внутрикальдерного блока, произошедшим на послекальдерной стадии развития территории, очевидно, после складчатости, в которую были вовлечены вулканические толщи бимодального комплекса, но до формирования позднемезозойского платформенного чехла в регионе. Мы не располагаем необходимыми данными для точной оценки времени этого события, поэтому пока не представляется возможным связать этот процесс с тем или иным геологическим событием в после-каменноугольной истории Южной Монголии. Тем не менее, можно предположить, что он был обусловлен процессами коллизионного сжатия, проявившимися вдоль края континента вследствие закрытия Палеоазиатского океана и воздействовавшими также на глубинные уровни коры, в том числе на глубинную магматическую камеру и вызвавшими в ней деформации с перераспределением пластического материала под основание кальдерного блока с последующим его выдавливанием сверху.

## **Выводы**

Изучено геологическое положение, внутренняя структура и тектоническая позиция одного из крупнейших в мире Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов, расположенного в южной части пустыни Гоби (Монголия). Он тяготеет к центральной части позднепалеозойской мульды, в пределах которой островодужные известково-щелочные (разной щелочности) дифференцированные толщи сменяются рифтогенными бимодальными базальт-комендитовыми ассоциациями. Хан-Богдинский массив контролируется областью пересечения Гоби-Тяньшаньской субширотной рифтовой зоны с косым поперечным разломом, также контролирующим бимодальный магматизм.

Массив сложен двумя кольцевыми телами (западным и восточным), имеет резкие секущие магматические контакты с островодужной толщей и тектонические разломные границы с бимодальной толщей. Внутренняя кольцевая структура особенно характерна для западного тела и подчеркивается здесь расположением кольцевых даек и провесов кровли вмещающей островодужной толщи. Последовательность образования пород массива следующая (от ранних к поздним): 1) светло-серые до розовых щелочные крупно-, среднезернистые граниты главной интрузивной фазы с аксессуарным эльпидитом, слагающие большую часть Западного и часть Восточного тел; 2) дайки мелкозернистых экеритов, порфиридных экеритов, слоистых щелочно-гранитных пород, сложенных переслаивающимися экеритами и пегматитами, пегматоидных щелочных гранитов, пегматитов, которые развиты в Западном теле, подчеркивая его кольцевую структуру; 3) сиреневые мелко- до среднезернистые щелочные (обычно эгириновые или арфведсонит-эгириновые, часто миароловые) граниты с аксессуарным цирконом, слагающие большую часть Восточного тела; 4) дайки микрозернистых до стекловатых темно-голубых или темно-зеленых пантеллеритов, 5) дайки щелочных порфиридных мелкозернистых лейкогранитов, развитые в северной части Восточного тела; 6) дайки микрозернистых красных граносиенитов и монцонитов, образующие систему протяженных дайковых тел субширотного простирания в Западном теле; 7) редкие карбонатные и кварц-карбонатные жилы. По предварительным гравиметрическим данным массив представляет собой уплощенное тело (лакколит), подошва которого ступенчато погружается к северо-западу. Получены надежные геохронологические данные для пород массива и его обрамления: для щелочных гранитов ГИФ, определенные уран-свинцовым методом по циркону ( $290 \pm 1$  млн. лет), аргон-аргоновым методом по амфиболу и полилиту (283 $\pm$ 4 млн. лет и 285 $\pm$ 7 млн. лет), рубидий-стронциевым изохронным методом (287 $\pm$ 3 млн. лет), близкие к 290 млн. лет. К этому возрасту близок возраст по циркону красных биотитовых гранитов (290 $\pm$ 1 млн. лет) и рубидий-стронциевый возраст бимодальной толщи южного обрамления массива. К более ранним магматическим образованиям

относятся породы островодужного дифференцированного комплекса в обрамлении массива и в провесах кровли, которые сформировались около 330 млн. лет назад. Полученные геохронологические данные по вмещающим породам хорошо согласуются с определениями возраста, полученными на основе флористических отпечатков [2]: островодужная толща – средний-поздний карбон, бимодальная толща – ранняя пермь.

Геодинамическая модель формирования Хан-Богдинского массива предполагает коллизию герцинского континента с горячей точкой палеоокеана в виде двух вариантов. В первом варианте после столкновения края Северо-Азиатского палеоконтинента с горячей точкой мантии горячая мантия плюма переработала субдуцируемую литосферу, образовав подобие астеносферного окна, которое было источником рифтогенного магматизма и собственно Хан-Богдинского массива. Во втором варианте горячая и всплывающая мантия плюма выколаживала субдуцируемую плиту, прекращала островодужный магматизм, возможно, создавала локальную конвективную систему в астеносфере мантийного клина, способствующую образованию источников рифтогенного магматизма.

Огромный объем щелочно-гранитных плутонических и вулканических пород Хан-Богдинского массива и его кольцевая структура обусловлены кальдерным механизмом внедрения и эволюции его магм. Исходная для них базитовая магма должна была формировать объем, в разы превышающие объем щелочных гранитоидов и их вулканогенных аналогов, что уже соизмеримо с объемом магм умеренных по величине трапповых провинций.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 05-05-64056, 05-05-64000, 05-05-64001), проекта «Ведущие научные школы» НШ-1145.2003.5, Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 5, 7, 8, гранта Министерства образования и науки России РНП.2.1.1.702.*

## Литература

1. **Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Дорфман М.Д.** Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов (Монгольская Народная Республика). М.: Наука, 1981. 136 с.
2. **Дуранте М.В., Зоненшайн Л.П., Горегляд А.В. и др.** Геологическое положение Хан-Богдинского массива щелочных пород в МНР // «Бюл. МОИП. Отд. геол.». 1976. № 4. С. 85–104.
3. Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. М 1:1500000. М.: ГУГК, 1989. Гл. ред. А.Л. Яншин
4. **Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П., Нагибина М.С., Павленко А.С., Владыкин Н.В., Цеден Ц., Гундасамбуу Ц., Горегляд А.В.** Редкометальные гранитоиды Монголии: петрология, распределение редких элементов и генезис. М.: Наука, 1971. 148 с.
5. **Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Павленко А.С., Перфильев А.С.** Южно-Гобийский пояс редкометальных щелочных пород МНР и его структурное положение // ДАН СССР. 1973. Т. 210. № 4. С. 911–914.

6. **Коваленко В.И., Массакровский А.А., Ярмолюк В.В.** Петрохимическая зональность и проблема реконструкции геодинамических обстановок (на примере монгольского отрезка Евразийского позднепалеозойского вулканического пояса) // Геотектоника. 1983. № 6. С. 13–29.
7. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., и др.** Халдзан-Бурегтейский массив щелочных и редкометальных магматических пород: строение, геохронология, и геодинамическое положение в каледонидах западной Монголии // Петрология. 2004. Т. 12. № 5. С. 467–494.
8. **Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М. и др.** Источники базальтоидного магматизма в условиях рифтогенеза на активной континентальной окраине (на примере бимодальной ассоциации хребтов Ноён и тост позднепалеозойской Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, Южная Монголия) // Петрология. 2006. Т. 14. № 4 (в печати).
9. **Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др.** Возраст бимодального и щелочно-гранитного магматизма Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, хребет Тост, Южная Монголия // Петрология. 2005. Т. 13. № 2. С. 218–224.
10. **Лучицкий И.В.** Палеовулканология. М.: Наука, 1985. 275 с.
11. Магматические горные породы. Кислые и средние породы. Отв. ред-ры Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. М.: Наука, 1987. 365 с.
12. Магматические горные породы: эволюция магматизма в истории Земли. Ред. В.И. Коваленко. М.: Наука, 1987. 368 с.
13. **Массакровский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.В., Хераскова Т.Н.** Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
14. **Руженцев С.В., Поспелов И.И.** Южно-Монгольская варисская складчатая система // Геотектоника. 1992. № 5. С. 46–62.
15. **Сандимилова Г.П., Плюснин Г.С., Коваленко В.И. и др.** Рубидий-стронциевый возраст щелочных гранитов Хан-Богдинского массива в Монгольской Народной Республике // Геология и геофизика. 1980. № 2. С. 150–154.
16. **Ярмолюк В.В.** Верхнепалеозойские вулканогенные ассоциации и структурно петрологические особенности их развития. М.: Наука, 1978. 125 с.
17. **Ярмолюк В.В.** Вулканические структуры обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 93 с.
18. **Ярмолюк В.В.** Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтовых структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 192 с.
19. **Ярмолюк В.В., Дуранте М.В., Коваленко В.И. и др.** Возраст комендит-щелочногранитных ассоциаций Южной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 9. С. 40–48.
20. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
21. **Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P. et al.** Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 23. № 5. P. 605–627.
22. **Krogh T.E.** A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
23. **Krogh T.E.** Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. Cosmochim. acta. 1982. V.46. P.637–649.

24. **Ludwig K.R.** ISOPLOT/Ex.Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp.Publ. 1999. № 1a. 49 pp.
25. **Ludwig K.R.** PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
26. **Stacey J.S., Kramers I.D.** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. N. 2. P. 207–221.
27. **Steiger R.H., Jager E.** Subcomission of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. N. 2. P. 359–362.
28. **Williams H.** Calderas and their origin // Univ. Cal. Publs. Geol. Sci. 1941. V. 25. № 6. P. 239–246.
29. **Williams H., McBirney A.R.** Volcanology. San Francisco: Freeman and Co. 1979. 397 p.

Обогащенные мантийные резервуары – источник щелочного магматизма.

Когарко Л.Н.

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН  
119991 Москва, ул. Косыгина, 19. E-mail Kogarko@geokhiru*

Появление щелочного магматизма в истории Земли связано с началом проявлений тектоники плит и в качестве геохимического следствия крупномасштабного метасоматоза мантии, ведущего к возникновению обогащенных резервуаров. Исследования методами ионного зонда карбонатного метасоматоза мантийного материала ряда регионов показало, что мантийные метасоматические флюиды содержат исключительно высокие концентрации редких элементов, сопоставимые с их с одержаниями в Ловозерском суперкрупном месторождении и ряде карбонатитов. Полученные результаты позволяют предложить новую двустадийную модель генезиса богатых кальцием карбонатитов и связанных с ними месторождений. Источниками метасоматических флюидов, обогащенных редкими элементами, по всей вероятности являются плюмы, поступающие из аномальной мантии, существование которой подтверждается новейшими данными по сейсмической томографии и тепловому потоку Земли.

Обогащенные резервуары в истории Земли.

Щелочной магматизм относится к ряду наиболее продуктивных формаций мира. Современные данные по геохимии, изотопии и сейсмической томографии показывают, что щелочной магматизм генерировался из обогащенных мантийных резервуаров. Суперкрупные комплексные месторождения редкометального сырья (Nb, Ta, Zr, TR, Sr, Ba), радиоактивных элементов, фосфора и алюминия сосредоточены в этих породах. Почти 100% мировых запасов магматического стронция, более 85% ниобия, циркония, церия связаны со щелочным и карбонатитовым магматизмом. Потребление этих элементов непрерывно растет в особенности в индустриально-развитых странах, поэтому щелочные породы можно рассматривать как сырье будущего.

Проявления щелочного магматизма наиболее типичны для платформенных режимов и контролируются мощными разломами (рифтовыми структурами) и зонами резкого уменьшения мощности континентальной литосферы. Однако надо подчеркнуть, что щелочные породы возникают практически во всех геодинамических ситуациях и щелочной магматизм активно проявлен и в мировом океане.

Эволюция магматических режимов Земли определяется прежде всего процессами глобальной дифференциации мантии, как крупнейшей геоболочки нашей планеты. С одной стороны, постаккреционная история Земли в основном связана с многократными эпизодами плавления мантии, в

результате которых возникли континентальная и океаническая кора. В ходе этого процесса мантия непрерывно должна была терять легкоплавкие компоненты ( $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , редкие литофильные элементы) и превращаться в резко деплетированный субстрат, из которого способны выплавляться в дальнейшем только высокомагнезиальные, обедненные редкими элементами расплавы. Однако такой тенденции в геологическом развитии Земли не наблюдается. Напротив, появляется все большее количество фактического материала, показывающего рост обогащенности первичных мантийных магм (базальтов, пикритов) титаном, легкими редкими землями, некогерентными элементами с течением геологического времени [1].

Изотопные исследования фиксируют наличие значительно обогащенных редкими элементами резервуаров в мантии, существование которых было бы невозможно в рамках модели непрерывного глобального плавления мантии в постаккреционное время. Все это привело в последние годы к развитию идей об активном взаимодействии мантия - кора [2], в ходе которого происходит крупномасштабный обмен веществом и создаются условия для возникновения обогащенных резервуаров. Одним из важнейших геохимических следствий подобного процесса является образование обогащенных редкими элементами блоков в мантийном субстрате. Не вызывает сомнения, что появление щелочного магматизма в истории Земли, с которым связано колоссальное концентрирование редких элементов, вызвано

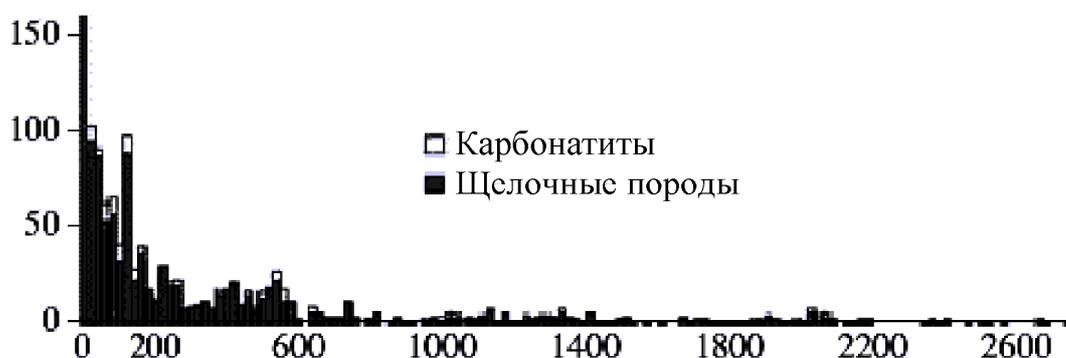


Рис. 1. Распределение интенсивности щелочного континентального магматизма во времени.

именно генерацией подобных зон в мантии. Обобщение обширных литературных материалов и наших данных [3] показало, что щелочной магматизм в истории Земли возник на рубеже 2,5 - 2,7 млрд. лет. Щелочные породы старше 2700 млн. лет отсутствуют (рис. 1). Как видно из рисунка 1, в процессе эволюции Земли происходит непрерывное нарастание активности щелочного магматизма, возрастает и мощность щелочных формаций в течение геологического времени. Например, общий объем молодых платофонолитов Кении составляет более 50 тыс. км<sup>3</sup> [4], что значительно превышает мощность щелочных проявлений всех геологических эпох вместе

взятых [5]. Также отмечался рост масштабов щелочного магматизма во времени. Интересно отметить, что эволюция магматизма океанов имеет ту же направленность. На основании созданного нами банка данных по магматизму островов и подводных гор Атлантического океана, имеющему в основном щелочной характер, было показано, что интенсивность внутриплитного магматизма значительно нарастает в течении геологического времени. Появление щелочных пород на границе Архей - Протерозой совпало с целым рядом крупных глобальных событий. Эта граница - очень важная веха в истории Земли:

1) Большинство авторов именно с этим рубежом связывают смену геодинамического режима нашей планеты - к тектонике плюмов присоединилась тектоника плит [6].

2) Именно на этом рубеже сформировалась кислородная атмосфера Земли [7] в основном за счет деятельности живых организмов и диссипации водорода в космос. Ранее атмосфера состояла из смеси  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$  и  $\text{CO}_2$  [8].

3) На границе Архей - Протерозой отмечался самый мощный рост континентальной коры, сформировались платформенные режимы. Под влиянием кислородсодержащей атмосферы, на этом рубеже происходило образование "окисленных" морских осадков – джеспеллитов и карбонатов, произошло окисление палеопочв [7]. Интересно отметить, что архейские супергигантские осадочные месторождения уранинита и пирита (типа Витватерсранд), а также сидерита (Лабрадор) не имеют аналогов в постархейское время, так как минералы, слагающие эти руды, неустойчивы в кислородной атмосфере [9], [7]. Глобальные проявления тектоники плит на рубеже Архей - Протерозой вызвали субдукцию уже значительно окисленной океанической коры, содержащей повышенные концентрации летучих компонентов (в основном  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ ), что в свою очередь привело к вовлечению в мантийные циклы этих компонентов. Активное взаимодействие кора - мантия не только способствовало увеличению содержаний летучих в мантии, потерявшей эти компоненты в процессах высокотемпературной аккреции на ранних этапах развития Земли, но и вызвало окисление мантийного флюида, по-видимому, состоявшего в допротерозойское время в основном из смеси метана и водорода [10].

Рассмотрим эти вопросы более подробно. Интенсивные исследования последних лет режима мантийных флюидов выявили глубокую гетерогенность мантии в отношении окислительно-восстановительного потенциала. В свете современных данных [11], вариации фугитивности кислорода мантийного субстрата укладываются в 5 - 6 логарифмических единиц по отношению к буферной системе кварц-файялит-магнетит (QFM). Однако, несмотря на значительную неоднородность литосферной и астеносферной мантии Земли, в отношении окислительно-восстановительного состояния, наблюдаются определенные закономерности. Большинство авторов склонно считать, что наиболее древняя архейская

литосферная мантия, являющаяся источником алмазов, характеризовалась весьма низкими величинами  $fO_2$ . Дело в том, что в алмазах, возраст которых по данным Ричардстона [12] [13] и Озимы [14] гораздо древнее вмещающих кимберлитов и составляет в некоторых случаях более 3 млрд. лет, встречаются включения безникелевого металлического железа [15] муассонита, магнезиовюститита [16] и метана [17], что свидетельствует об исключительно восстановительной атмосфере древней архейской мантии. Эти данные хорошо согласуются с материалами по геохимии ванадия в архейских толеитах [18], которые показали значительный рост отношения  $Ti/V$  в процессах дифференциации, обусловленной фракционированием пироксенов, концентрирующих восстановленный трехвалентный ванадий. Недавно наши исследования впервые показали присутствие в мантии металлических железо-никелевых сплавов, содержащих медь фаз, слагающих ядро Земли [19]. Их присутствие требует очень низких значений фугитивности кислорода (на 3 логарифмические единицы ниже буферной смеси вюстит - железо [20]). По-видимому, подобные условия существовали в начале геологической истории Земли - около 4,6 млрд. лет назад во время формирования ядра. Экспериментальные работы Аркулуса и Делано [10] по определению окислительно-восстановительного режима мантийных нодулей с помощью электрохимических ячеек показали весьма низкие величины  $fO_2$  для ряда ксенолитов и базальтовых мегакристов, которые также близки к буферу вюстит - железо. В то же время недавние исследования Балхауза [21] установили более окисленный характер большинства мантийных перидотитов (от -2 до 0 log. ед. по отношению к буферной системе (QFM) и особенно мантийного субстрата сильно проработанного метасоматическими процессами (до 2 log. ед. выше  $fO_2$  буфер QFM). Из всех магматических формаций наиболее окисленными (+3 log. ед.  $fO_2$  QFM) являются андезиты и базальты островных дуг, генезис которых теснейшим образом связан с субдукцией океанической коры, а также щелочные породы океанических островов (+2 log. единицы от буфера QFM) [21]. Наши данные показали значительную окисленность высокощелочных лав острова Триндади (Kogarko et al., 1995), фугитивность кислорода которых превышает на 3 порядка  $fO_2$  буферной смеси QFM. Исследования степени окисленности современных вулканических газов [8] показали, что соотношения  $H_2/H_2O$  и  $CO/CO_2$  составляют 0,01 и 0,03 соответственно, что, несомненно, говорит о высоких значениях фугитивности кислорода современного мантийного магмообразования. Все эти данные еще раз подчеркивают значительную неоднородность мантии в отношении окислительно-восстановительного режима и свидетельствуют о существовании реликтов более древней восстановительной мантии среди более окисленного мантийного материала, что, несомненно, говорит о глобальных процессах окисления мантии в истории Земли. По нашему мнению, наиболее важным процессом окисления мантии является непрерывное, именно с постархейского времени,

погружение окисленной литосферы в мантию. Наши расчеты, основанные на допущении о ежегодном извержении в срединно-океанических хребтах около  $20 \text{ км}^3$  базальтового вещества, дали оценку общего количества воды, поступившего в мантию за последние 2.5 млрд. лет. В основу расчетов положено предположение об общей протяженности срединно-океанических хребтов около 65 тыс. км, средней скорости спрединга - 5 мм в год и мощности океанической коры около 7 км. Интересно отметить, что А. Хофман [2], рассматривая вопросы рециклирования океанической коры, принимает величину ежегодного поступления материала в мантию -  $20 \text{ км}^3$ . Допуская содержание воды в измененной океанической коре 2-3 % [22], можно заключить, что ежегодный приток воды в мантию составляет около  $10^{14}$  г·моль/год, что на порядок выше величины приводимой Кастингом с соавторами [23]. За 2,5 млрд. лет, предполагая постоянную скорость движения субдукционных плит, эта величина составляет  $2,5 \cdot 10^{23}$  грамм молей воды. Принимая вес мантии Земли около  $4,2 \cdot 10^{24}$  кг (70% от веса Земли) и среднее содержание железа около 8% можно оценить количество двухвалентного железа в мантии при допущении равновесия с флюидом, отвечающим буферной системе вюстит-железо. Эта величина составляет около  $4,7 \cdot 10^{24}$  грамм молей FeO. Окисление железа в мантии идет по реакции:  $2\text{FeO} + \text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2$  (1), в ходе которой водород может выделяться во флюид и выноситься в атмосферу Земли и даже в космос [8], вызывая повышение  $f\text{O}_2$  в атмосфере нашей планеты. Расчеты показывают, что если взять за основу реакцию (1), то количества воды ( $2,3 \cdot 10^{23}$  будет достаточно, чтобы окислить 1/10 железа мантии и повысить окислительный потенциал мантии до буферной системы кварц-фаялит-магнетит, который сейчас принимается большинством геохимиков [21]. По данным Де Воре [22], одна треть субдукционной воды отделяется в атмосферу в результате островодужного вулканизма. А.В.Соболев и О.Шассидон [24] предполагают, что не более 60% воды вовлекается в мантийные циклы.

Приведенные нами расчеты носят полуколичественный характер, однако, несомненно, говорят о реалистичности процессов окисления мантии за счет субдукционной воды. По данным [23] и других исследователей [25] в мантию, путем процессов погружения океанической коры, содержащей карбонатный материал, осуществляется приток углекислоты, равный приблизительно  $6 \cdot 10^{12}$  г·моль/год, что значительно меньше по сравнению с водой. Интересно в этой связи отметить, что среди щелочных формаций карбонатиты, состоящие на 20% из углерода, по нашим подсчетам занимают не более 6-27%. Связь карбонатитов с процессами рециклирования океанической коры подтверждается огромным разбросом значений  $\delta\text{C}_{13}$  для карбонатитовых комплексов различных регионов [26].

Согласно модели, разрабатываемой Галимовым [27], главным процессом окисления мантийного флюида является диспропорционирование железа в

ядро Земли. Скорее всего, несколько факторов определяли окислительно-восстановительный режим мантии в истории Земли.

Наши обобщения показывают, что калиевые породы возникли позже натровых в истории Земли, примерно на рубеже 1.5 млрд. лет. Можно предполагать, что именно в это время [28] усилились процессы погружения континентальной коры, значительно обогащенной калием, в мантию.

Глобальное окисление мантийного флюида в раннем протерозое способствовало началу крупномасштабного метасоматоза мантии, так как именно окисленная флюидная фаза ( $H_2O + CO_2$ ) способна переносить огромные количества силикатного материала [29].

Таким образом, процессы окисления атмосферы Земли, а затем мантии на границе Архей - Протерозой, как результат смены геодинамического режима планеты и резкой активизации взаимодействия кора - мантия, привели к глобальным метасоматическим перемещениям вещества и возникновению обогащенных редкими элементами зон в подкоровом субстрате-источнике щелочного магматизма. Совпадение по времени этих событий (окисление атмосферы и появление щелочных пород) не может быть случайным и, несомненно, указывает на фундаментальную связь этих процессов. Появившись в конце Архея, по указанным выше причинам, щелочные магматиты, в течение всего Протерозоя, по крайней мере, до конца венда, пользовались лишь весьма ограниченным распространением (рис1). Небольшое возрастание имело место лишь в конце среднего протерозоя, между 1300 и 1000 млн. лет. Зато, начиная с 600 млн. лет, распространенность щелочных магматитов почти неуклонно возрастала, с пиками на уровне ~ 550, 400, 250 млн. лет и, особенно резко, начиная с 200-180 млн. лет, достигнув рекордного значения ~ 40 млн. лет назад, т.е. в эоцене. Этот характер распространения щелочных магматитов оказывается справедливым и для отдельных континентов (Северной и Южной Америки, Африки), и для Восточной Европы и Сибири. Отмечается и резкое возрастание распространенности кимберлитов, лампроитов и карбонатитов, начиная с конца ордовика с максимумом в позднем мелу - раннем палеогене [30]. Следует, однако, оговориться, что эта картина несомненно искажена тем фактом, что значительная часть более древних щелочных пород, слагавших океанские острова и подводные горы, оказалась поглощенной в зонах субдукции. Это касается, в частности, мезозойских магматитов восточной части Тихого океана. Поэтому наибольшую степень сохранности обнаруживают щелочные массивы в пределах континентальных платформ. Если бы удалось учесть это обстоятельство, картина распространения щелочных пород во времени была бы менее контрастной. Думается, однако, что она не претерпела бы принципиальных изменений. Поэтому эта явная неравномерность в проявлении щелочного магматизма, с его значительным возрастанием в фанерозое, требует своего объяснения. Как известно, преобладающее число щелочных массивов формировалось во внутриплитной

обстановке, в результате проявления активности мантийных струй-плюмов. Лишь часть их размещалась на осях спрединга, но, только там, где с ними сочетались горячие точки, как, например, Азорский архипелаг в Атлантике. Вместе с тем, на глубинном мантийном уровне, как показали данные сейсмотомографии, относительно пограничной зоны мантия-ядро, наблюдается органическая взаимосвязь между погружением в эту зону слэбов субдуцируемой океанской литосферы и подъемом (по соседству) восходящих мантийных струй-плюмов. Именно благодаря этому, даже в вулканитах, образующихся глубоко в пределах литосферных плит, изотопно-геохимические исследования обнаруживают следы присутствия рециклированного корового материала, что недавно установлено, в частности, для гавайских вулканов [2].

Следует учитывать еще одно важное обстоятельство. Весьма вероятно, что в истории Земли происходило чередование периодов с господством общемантийной и двухъярусной - раздельно нижне- и верхнемантийной конвекции. Вторая преобладала в эпохи формирования суперконтинентов - Пангей, первая - в эпохи их существования и начала распада. Кстати, появление щелочных пород совпало с эпохой образования первого (из более или менее уверенно установленных) суперконтинента в истории Земли (Пангея-0). В периоды двухъярусной конвекции субдуцируемые слэбы, как и предполагал А. Рингвуд, [4] могли задерживаться на границе верхней и нижней мантии и именно отсюда могли подниматься плюмы. Поскольку существует определенная зависимость между вязкостью мантии и ее способностью к раздельной или общемантийной конвекции, а именно: с повышением вязкости, вызванным вековым охлаждением Земли, возрастает вероятность перехода к общемантийной конвекции, которая, очевидно, и преобладает в современную эпоху; в то время, как в позднем Архее, скорее всего, имела место двухъярусная конвекция, и плюмы, соответственно, зарождались в подошве переходной зоны от верхней к нижней мантии на глубине 660-670 км. Более значительные изменения глубинной геодинамики следует предполагать для конца неопротерозоя. Они совпали с распадом суперконтинента Родиния (начало позднего рифея) и могли выразиться в установлении общемантийной конвекции. В еще большем масштабе это могло произойти позднее, в период 400-250 и особенно 200-180 млн. лет, в эпоху начала распада вегенеровской Пангеи. Именно с этого времени, по данным сейсмической томографии, многие слэбы субдуцируемой океанской литосферы - на восточной периферии Тихого океана, Монголо-Охотского и Южно-Ануйского палеоокеанов [31], стали достигать слоя D'' в основании мантии и, следовательно, способствовать подъему плюмов с этой глубины. Таким образом, могло начаться поступление материала обогащенного флюидами из низов мантии, с глубины 1000-1200 км, а не с границы нижняя-верхняя мантия - 670 км, как это считалось еще недавно.

Выявленное нами возрастание роли щелочного магматизма в истории Земли может отражать постепенное вовлечение в общемантийную конвекцию и адвекцию (плюмы) все более глубоких уровней мантии Земли со все возрастающим обменом вещества между поверхностью Земли и земной корой, и ее более глубокими недрами в процессе рिसайклинга, и все возрастающее дренирование последних метасоматизирующими флюидными потоками.

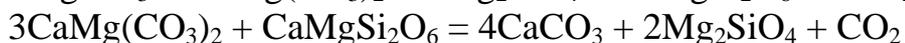
Глобальный мантийный метасоматоз и генезис обогащенных резервуаров подкоровых зон.

В качестве геохимического следствия глобальной дегазации субдущированного материала и высвобождения окисленного флюида (воды и углекислоты) может возникнуть крупномасштабное пленочное плавление по механизму, предложенному Рингвудом [25]. Можно предполагать, что именно расплавы низких степеней плавления, обогащенные водой и углекислотой, способные к переносу огромного количества редких несовместимых элементов и щелочей [25], являются главными агентами метасоматоза мантийного субстрата. Экспериментальными исследованиями [19] показано, что при высоких давлениях водный флюид может содержать десятки процентов силикатов, обогащенных щелочами.

Ранее нами и другими авторами [19] была показана решающая роль метасоматических процессов в генезисе щелочных магм. Только метасоматический привнос редких литофильных элементов в зоны магмообразования щелочных расплавов может объяснить, с одной стороны, резкую обогащенность щелочных магм редкими литофильными элементами, а с другой стороны, их деплетированный характер в отношении радиогенных изотопов. В качестве примера можно привести наши данные [32], [3] по изотопии крупнейших в мире щелочных комплексов Кольского полуострова (Хибинский и Лавозерский массивы), с которыми связаны супергигантские редкометальные месторождения. Эти работы показали резко деплетированный, в отношении редких элементов, характер исходного мантийного субстрата - источника щелочного магматизма. На диаграмме мантийных корреляций  $\epsilon_{Nd} - \epsilon_{Sr}$  данные для пород и руд Хибинского и Лавозерского массивов попадают в деплетированную область [32]. Подобный парадокс может быть объяснен только очень быстрой подачей метасоматизирующего материала, сильно обогащенного несовместимыми редкими элементами в мантийный очаг плавления, причем этот процесс был настолько быстрым, что радиогенные изотопы ( $^{87}Sr$ ,  $^{143}Nd$ ) не успевали накопиться и изменить первоначальное деплетированное соотношение изотопов стронция, самария и неодима в исходном мантийном субстрате. Детальные исследования мантийного материала различных регионов в последние годы [33] а также наши данные [34] показали значительную роль

процессов метасоматоза в геохимической истории мантии. Появление амфиболов, флогопитов, апатита, первичных карбонатов, минералов группы линдслеит-матиазит и других фаз, концентрирующих редкие элементы, связано исключительно с метасоматическими реакциями мантийного субстрата, скорее всего с расплавами малых степеней плавления. В этой связи представляет большой интерес работа Д.Франсиса [35], который показал, что частичное плавление сильно амфиболизированной метасоматизированной мантии приводит к генерации щелочных расплавов. Высокощелочные стекла в мантийных метасоматизированных ксенолитах были описаны также Эдгаром [36]. Нами, при исследовании интенсивно метасоматизированных и карбонатизированных нодулей островов Монтана Клара (Канарский архипелаг) и Фернандо ди Норонья (Бразилия) в ассоциации с первичными карбонатами, были обнаружены стекла, отвечающие по составу пересыщенным щелочами фонолитам и трахитам. Таким образом, генерация щелочных магм в ходе частичного плавления метасоматизированной мантии не вызывает сомнения.

В последние годы мы вели активные исследования мантийного карбонатного метасоматоза различных регионов мира. Нами в мантийном субстрате океанической мантии ряда о-вов Атлантики [37] был впервые обнаружен первичный карбонат, метасоматически развивающийся по следующим реакциям:



Возникают метасоматические клинопироксены и оливины второй генерации. Используя ионный микрозонд САМЕСА, мы получили содержания редких элементов в метасоматических пироксенах океанической и континентальной карбонатизированной мантии (Канарские о-ва, о-в Фернандо де Норонья, Восточная Антарктида). Зная величины коэффициентов распределения редких элементов в равновесиях пироксен-карбонатный расплав [38, 40], мы рассчитали содержания редкоземельных и редких элементов в мантийных метасоматирующих карбонатных расплавах. Интересно отметить, что средний состав гигантского Ловозерского массива, с которым связаны суперкрупные редкометальные месторождения, попадает (рис. 2) в интервал рассчитанных значений для мантийных метасоматических флюидов. Сопоставление полученных данных с литературными материалами по составу карбонатных расплавов метасоматизированной мантии других регионов [39] показало их большое сходство. Все они без исключения обогащены легкими редкими землями и несовместимыми элементами, но в различной степени. Подобное распределение редких земель (обогащенность легкими редкими землями) несомненно говорит о том, что генезис метасоматических расплав-растворов определялся равновесиями кристалл-расплав, так как величины коэффициентов распределения легких редких земель в большинстве

мантйных породообразующих минералах, в особенности в гранатах, заметно ниже, по сравнению с тяжелыми редкими землями. В большинстве рассчитанных составов метасоматического расплав-флюида отмечаются минимумы высокозарядных катионов титана, циркония, ниобия (рис. 2), что согласуется с экспериментальными данными [38], показавшими низкую растворимость этих элементов в высокотемпературных карбонатитовых жидкостях. Однако в некоторых случаях отмечаются максимумы нормированных содержаний высокозарядных элементов, например титана и циркония. (рис. 2), что, по-видимому, говорит о щелочных карбонатно-силикатных составах метасоматирующего компонента, так как согласно экспериментальным данным [38], растворимость высокозарядных катионов резко возрастает в силикатных расплавах повышенной щелочности.

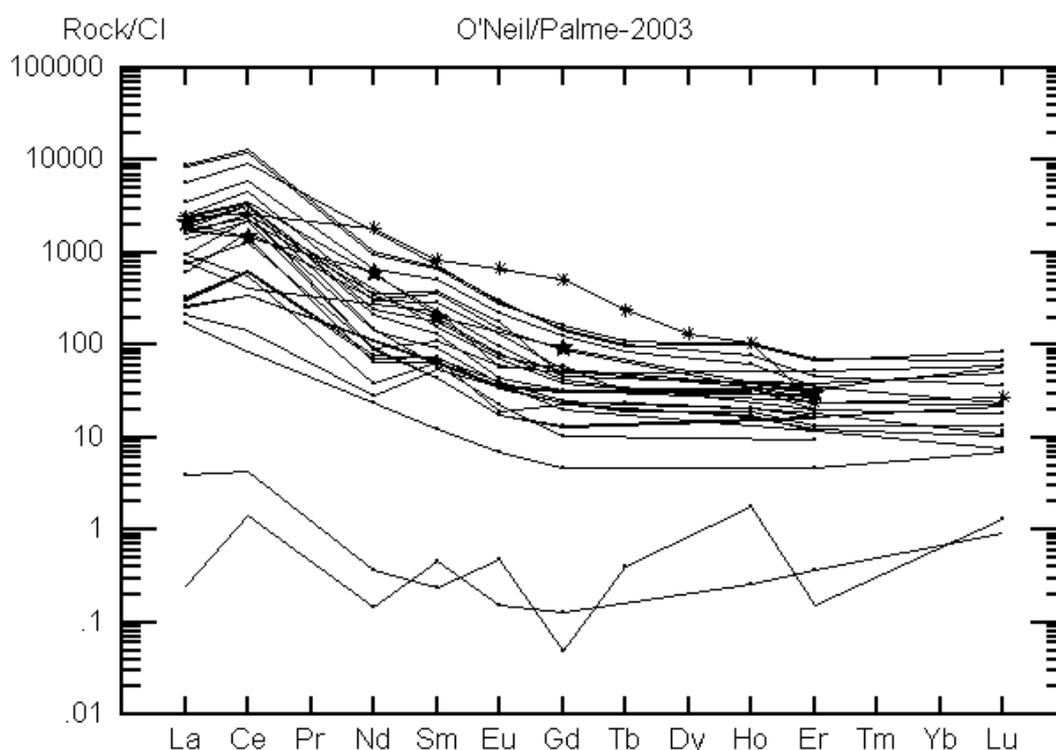


Рис. 2 Спайдер-диаграммы для мантийных метасоматирующих расплав-флюидов.

Рассчитано на основании данных ионного микрозонда для метасоматических клинопироксенов мантийного материала о-ва Фернандо де Наронья, Восточной Антарктиды, Канарского архипелага.

★ - спайдер-диаграмма для среднего состава пород Ловозерского щелочного массива, \*-средний состав карбонатитов.

Несмотря на некоторые различия составов метасоматических расплавов, все они значительно обогащены редкими несовместимыми элементами и легкими редкими землями. Универсальный характер мантийных флюидов, в отношении геохимии редких элементов, фундаментальная особенность геохимии мантии.

По всей вероятности восходящие мантийные плюмы, вызывая очень малые степени частичного плавления окружающего субстрата (в особенности у подошвы плюма), приводят к возникновению расплавов, обогащенных редкими элементами и летучими компонентами, которые, обладая очень низкими вязкостями, быстро проникают в верхние структурные этажи и метасоматически замещают мантийные перидотиты.

Дальнейший подъем диапира приводит к частичному плавлению ранее метасоматизированной мантии и генерации щелочных магм значительно обогащенных редкими элементами. Предложенная модель генезиса обогащенных резервуаров в целом согласуется с геохимией метасоматирующих расплав-флюидов, однако она предполагает исключительно низкие степени плавления мантийного субстрата. Учитывая тот факт, что мантийными источниками суперкрупных редкометальных месторождений Кольского полуострова является резко обедненный редкими элементами субстрат [32], масса деплетированного материала-источника метасоматических флюидов должна быть колоссальной. Разумнее предполагать, что источником редких элементов гигантских щелочных интрузий является материал самого плюма, состав которого значительно обогащен редкими элементами даже по сравнению с примитивной мантией. Рассмотрим эти вопросы более подробно в следующем разделе.

#### Глубины формирования обогащенных резервуаров.

В свете современных концепций, в мантии Земли выделяют два глобальных резервуара: верхняя и нижняя мантия. В последние годы работами по сейсмотомографии [41] установлено существование новой структурной гетерогенности нижней мантии, которая начинается около 1000км и продолжается до слоя D''-2300. В этой области отмечается заметное замедление скорости продольных волн [41]. Эти данные предполагают не два динамических режима (верхняя и нижняя мантия) в мантийном резервуаре Земли, как это было принято ранее, а три. Выявленная неоднородность прослеживается приблизительно на 2/3 пограничного слоя нижняя мантия-ядро (рис. 3) и составляет 20-30% от всей мантии Земли. Гетерогенность обусловлена повышенной вязкостью и плотностью в самых низах нижней мантии. Размеры и морфология этой области («мегаплюма») свидетельствуют в пользу химической неоднородности нижней мантии. Если бы эта гетерогенность имела термическую природу, то ее существование было бы весьма коротким вследствие колоссального потока тепла из ядра. Увеличение плотности материала аномальной зоны, по-видимому, связано с фазовым распадом силикатов и формированием высокоплотных окислов (магнезиовюстит, стишовит) при давлении выше 650кб. Выделение магнезиовюстита, обогащенного железом, – еще один механизм возникновения более тяжелого субстрата. Предположение о существовании

аномального слоя в нижней мантии подтверждается моделированием теплового режима Земли. Поток тепла всей нашей планеты оценивается в 44 TW, причем тепловой поток земной коры, за счет высоких концентраций радиоактивных элементов, составляет 6 ТМ [42], в этом случае поток тепла мантии и ядра должен быть около 38 TW. Даже если бы вся Земля имела хондритовый состав, то ее тепловой поток составил бы только 31 TW [43]. В настоящее время твердо установлено, что от 25% до 90% мантийного субстрата значительно деплетировано в отношении редких и радиоактивных элементов (источник - базальты срединно-океанических хребтов MORB), следовательно, тепловой поток Земли должен быть ниже 31 TW, в действительности же эта величина значительно выше (44 TW). Отсюда следует, что в мантии должен существовать слой, продуцирующий огромную массу тепла, соответствующую концентрации U-25,6 ppm [43].

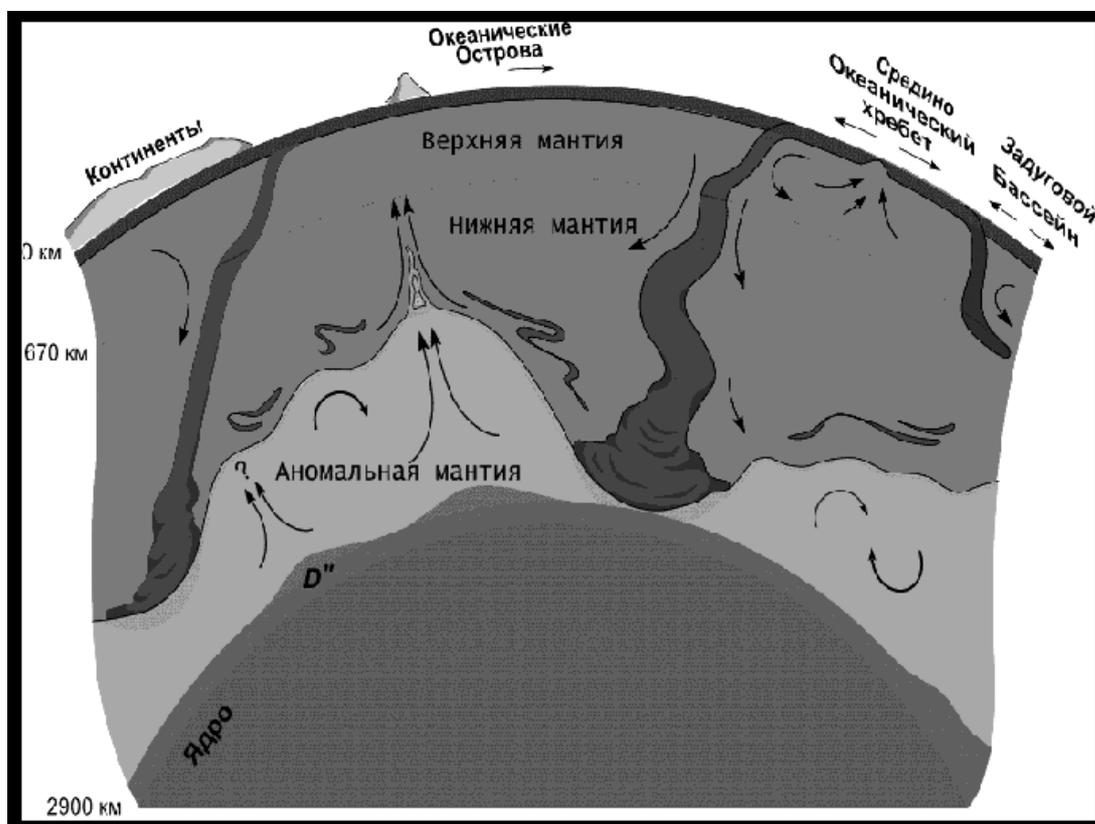


Рис 3 Схема структуры верхней и нижней мантии Земли по данным. (Van-der-Hilst, Karason, 1999).

Генезис обогащенной редкими и радиоактивными элементами зоны в нижней мантии не ясен. Предложена модель длительного и изолированного с ранних этапов развития Земли существования резервуара, возникшего в процессе эволюции глобального магматического океана, либо в результате рециклинга архейской коры, обогащенной мафическими компонентами и редкими несовместимыми элементами. Повышенные концентрации радиоактивных элементов должны приводить к дополнительному потоку

тепла в этой зоне, обуславливая существование очень высоких температур в зоне D". Горячий плотный материал нижней мантии, под влиянием потока тепла из ядра, мог всплывать, приводя к формированию таких суперплюмов, как Африканский и Западно-Тихоокеанский. Мы рассмотрели возможность генерации Кольской щелочной провинции (одной из крупнейших в мире) из аномальной зоны нижней мантии. По оценкам [44] общая мощность щелочных пород Хибинского и Ловозерского массива составляет около  $11000\text{км}^3$ . Зная средние концентрации редких элементов в этих породах [44], таких как цирконий и торий, можно оценить объем материала примитивной или деплетированной мантии - источника этих пород. Наши изотопные исследования показали [32], что гигантские щелочные интрузии Кольского полуострова генерировались из деплетированного в отношении редких элементов мантийного субстрата. Расчеты показали, что для возникновения Ловозерской и Хибинской интрузий объем материала примитивной мантии должен составлять около  $3.7 \times 10^6 \text{ км}^3$ , а деплетированной -  $3.8 \times 10^7 \text{ км}^3$ . Эти цифры нереалистичны, они сопоставимы и даже превышают объемы наиболее крупных мантийных плюмов, в то время как геологические данные не подтверждают связь Кольской щелочной провинции с крупным плюмом. Например, объем материала Сибирского суперплюма составляет около  $7 \times 10^6 \text{ км}^3$  [42]. Таким образом, эти расчеты свидетельствуют о, вероятно, значительно более обогащенном источнике щелочно-ультраосновной формации Кольского полуострова, каким и может быть аномальный слой нижней мантии. Общие закономерности фракционирования редких и радиоактивных элементов в мантийных резервуарах позволяют подойти к оценке распределения несовместимых элементов в аномальном слое нижней мантии. Как уже отмечалось, согласно расчетам, [41] содержание U в аномальной зоне составляет 25.6 ppm. Допуская пропорциональность фракционирования несовместимых элементов в мантийных процессах, можно предполагать, что их концентрации, также как и содержание урана, будут примерно на 2 порядка выше, по сравнению с примитивной мантией. Конечно, эти оценки носят полуколичественный характер. Однако, при этом допущении, при плавлении аномального субстрата нижней мантии на 15% (обычно допускаемая степень плавления суперплюмов), в областях развития платобазальтов привнос 5-30% метасоматизирующего флюида может обеспечить генерацию щелочных расплавов, с концентрациями редких элементов, близких к их средним содержаниям в ультраосновных щелочных магмах, которые рассматриваются как первичные для ультраосновных щелочных формаций Полярной Сибири и Кольского полуострова. Расчеты проводились на основе закономерностей распределения ниобия в примитивной (0.7ppm) и аномальной мантии (70ppm), метасоматизирующем расплаве (расчетная величина - 490ppm), первичной магме (131ppm) [44] и предположении о 5% плавлении метасоматически преобразованного субстрата. Принимая эти величины концентраций ниобия, расчетная доля

привноса метасоматического материала составит - 1.3 %. При допущении степени плавления мантии в 1 %, количество метасоматизирующего расплава флюида будет очень мало: около 0.013%. Наши исследования, а также литературные материалы [45], показывают, что содержания метасоматических минералов (амфиболы, слюды, апатит и др.) в мантии весьма незначительны - доли процента. Очень часто процессы метасоматоза в мантии вообще не приводят к формированию отдельных минеральных фаз. Привнос редких элементов метасоматизирующими расплавами весьма незначителен и приводит только к росту их концентраций в породообразующих минералах.

Таким образом, эволюция щелочного магматизма в истории Земли определялась интенсивностью мантийного метасоматоза, приводящего к возникновению обогащенных резервуаров-источников щелочных магм. Глобальное развитие метасоматоза в подкорковых зонах сопряжено с процессами субдукции океанической коры, активно начавшимися на границе Архей-Протерозой. Генезис суперкрупных редкометальных месторождений, по-видимому, связан с процессами мантийного метасоматоза, источником которого было частичное плавление аномального субстрата нижней мантии, выявленного новейшими работами в области сейсмотомографии [41].

## ЛИТЕРАТУРА.

1. **Campbell, J.H. and Griffiths, R.W.**, The Changing nature of the mantle hotspots through time: implications for the chemical evolution of the Mantle // *J. Geology*. 1992. V. 92. P. 497-523.
2. **Hofmann A. W.**, Mantle Geochemistry: The Message From Oceanic Volcanism, *Nature*, 1997. V. 385. P. 219-229.
3. **Kogarko L.N., Henderson I., Pacheco A.H.** Primary Ca-rich carbonatite magma and carbonate-silicate-sulfide liquid immiscibility in the upper mantle // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1995, V. 121, p. 267-275.
4. **Логачев Н.А.**, Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки, Москва, Наука, 1977, p. 145.
5. **Лазаренков В.Г.**, Формационный анализ щелочных пород континентов и океанов. Ленинград, Недра, 1988, p. 230.
6. **Хаин В.Е.**, Основные проблемы современной геологии, Москва, Наука, 1994.
7. **Adam J. and Green T.**, Experimentally determined partition coefficients for monor and trace elements in peridotite minerals and carbonatitic melt, and their relevance to natural carbonatites // *Eur. J. Miner.*, 2001, V. 13, p. 815-827.
8. **Holland. H.**, The Chemical Evolution of the Atmosphere and Ocean // Princeton: Princeton Univ. Press, 1984, V. 235.
9. **Cloud P.E.**, Atmospheric and hydrospheric evolution on the Primitive Earth. 1992, p 729-736.
10. **Walker J.C.**, Evolution of the Atmosphere. N. Y.: Macmillan Publishing Co, 1977, p 306.
11. **Arculus R.J., Delano J.W.**, Implications for the primitive atmosphere of the oxidation state of Earth's upper mantle // *Nature*, 1980, V. 288, p. 72-74.

12. **Haggerty S., Tompkin S.**, Redox state of Earth's upper mantle from Kimberlitic ilmenites // *Nature*, 1983, V. 303, p. 295-300.
13. **Richardson S.H.**, Latter-day origin for diamonds of eclogitic paragenesis // *Nature*, 1986, V. 322, p. 623-626.
14. **Kramers S.D.**, Lead, uranium, strontium, potassium and rubidium in inclusion-bearing diamonds and mantle-derived xenoliths from Southern Africa // *Earth.Planet.Sci.Lett.*, 1979, V. 42, p. 58-70.
15. **Ozima M., Zashu S., Nitoh O.**, Primitive Helium in diamonds // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1983, V. 47, p. 2217-2224.
16. **Соболев Н.В., Ефимова Е.С., Поспелова Л.М.**, Ксенолиты алмазо-содержащих перидотитов в кимберлитах и проблемы генезиса алмазов // *Геология и геофизика*. 1981. № 12. С. 25-29.
17. **Meyer H.**, Inclusions in diamonds // Ed. P.H. Nixon, *Mantle xenoliths*. Chichester: John Wiley and Sons, 1987, p. 501-522.
18. **Giardini A.A., Melton C.E.**, The nature of cloud-like inclusions in two Arkansas diamonds // *American. Miner.*, 1975, V. 60, p. 931-933.
19. **Shervais J.W.**, Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1982, V. 59, p. 101-118.
20. **Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Нтафлос Т., Курат Г.**, Металлические фазы в мантийных ксенолитах // *ДАН*, 1994, Т. 338, N 1, с. 95-98.
21. **O'Neil H.S.C.**, The origin of the Moon and the early history of the earth-a chemical model. // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, V. 55, Part 2, p. 1159-1172.
22. **Bullhaus C.**, Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle // *Contrib.Mineral.Petrol.*, 1993, V. 114, p. 331-348.
23. **De Vore. G. M.**, Relations between subduction, slab heating, slab dehydration and continental growth // *Lithos.*, 1983, V. 16, № 4, p. 255-264.
24. **Kasting J. F., Egglar D.H., Raeburn S.P.**, Mantle Redox Evolution and the Oxidation State of the Archean Atmosphere // *J. Geology*, 1993, V. 101, N 2, p. 245-257.
25. **Sobolev A.V., Shoussidon O.N.**, H<sub>2</sub>O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid ocean ridges: implications for H<sub>2</sub>O storage and recycling in the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, V. 197, N 1, p. 45-55.
26. **Ringwood. A.E.**, Slab - Mantle Interactions. 3. Petrogenesis of Intraplate Magmas and Structure of the Upper Mantle // *Chem. Geol.*, 1990, V. 82, p. 187-207.
27. **Bell K.**, *Carbonatite Genesis and Evolution*. London, Unwin Hyman, 1989, p. 618.
28. **Bullhaus C.**, Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1993, V. 114, p. 331-348.
29. **Galimov E.M.**, Redox evolution of the Earth caused by a multi-stage formation of its core, 2005, *EPSL*, V. 233, p. 263-276.
30. **Браун Д., Массет А.**, *Недоступная Земля*. М.: Мир, 1984, 320 с.
31. **Wendland R.F. and Harrison W.S.**, Rare Earth Partitioning Between Immiscible Carbonate and Silicate Liquids and CO<sub>2</sub> Vapor: Results and Implication for the Formation of Light Rare Earth-Enriched Rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, V. 69, p. 409-419.
32. **Сахно А.Д., Щевырев Л.Т., Зинчук Н.Н.**, Эпохи мощного корообразования и алмазоносного магматизма в истории Земли // *Воронежский Гос. Универ.*, 1999, с. 78.
33. **Vander Voo. R., Spakman W. and Bigwaard H.**, *Nature*, 1999, V. 347, p. 246-249.

34. **Когарко Л.Н., Крамм У., Грауэрт Б.**, Новые данные о возрасте и генезисе щелочных пород Ловозерского массива (изотопия рубидия и стронция) // ДАН СССР, 1981, Т. 260, № 4, с.1000-1005.
35. **Meen J.K., Ayers J.C., Fregeau E.J.**, A model of mantle metasomatism by carbonated alkaline melts: trace-element and isotopic compositions of mantle source regions of carbonatite and other continental igneous rocks. Unwin Hyman, 1989, p.464-500.
36. **Когарко Л.Н.**, Неоднородность верхней мантии и магматизм океанических островов // Океанический магматизм, М.: Наука, 1986, с. 73-80.
37. **Fransis D.**, Some implications of xenolith glasses for the mantle sources of alkaline mafic magmas // Contrib. Mineral. Petrol., 1991, V. 108, p. 175-180.
38. **Edgar A.D., Lloyd F.E., Forsyth D.M., Barnett R.L.**, Origin of glass in upper mantle xenoliths from the Quaternary volcanics of Gees, West Eifel, Germany // Contrib. Mineral. Petrol., 1989, V. 103, p. 277-286.
39. **Когарко Л.Н.**, Проблемы генезиса гигантских редкометалльных месторождений Кольского полуострова // Российская Арктика: Геологическая история, Минералогия, Геоэкология, Санкт-Петербург, 2002, p. 773-788.
40. **Adam J. and Green T.**, Experimentally determined partition coefficients for major and trace elements in peridotite minerals and carbonatitic melt, and their relevance to natural carbonatites // Eur. J. Miner., 2001, V. 13, p. 815-827.
41. **Rivalenti G., Mazzucchelli M., Girardi V., Vannucci R., Barbieri M., Zanetti A., Steve L., Goldstein S.**, Composition and processes of the mantle lithosphere in northeastern Brazil and Fernando de Noronha: evidence from mantle xenoliths // Contrib. Mineral. Petrol., 2000, V. 138, p. 308-325.
42. **Kogarko L.N., Gero K., Teodores N.**, Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha Island, Brasil // Contrib. Mineral. Petrol., 2001, V. 140, p. 577-587.
43. **Rob D., van der Hilst and Hrafnkell Karason**, Compositional Heterogeneity in the Bottom 1000 Kilometers of Earth's Mantle: Toward a Hybrid Convection Model // Science, March, 1999, V. 283, p. 1885-1888.
44. **Milanovsky E.E.**, Rifts zones of the geologic past and their associated formations // Report 2 Int. Geol. Rev., 1976, V. 18, p. 619-639.
45. **Арзамасцев А.А., Беа Ф., Глазнев В.Н., Арзамасцева Л.В., Монтеро П.**, Кольская щелочная провинция в палеозое: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Российский журнал наук о Земле, 2001, Т. 3, N 1, с. 1-35.
46. **Menzies M.A. and Hawkesworth C.J.**, Mantle Metasomatism // Acad. Press, London, 1987, p. 472.

## Химизм и $\delta^{18}\text{O}$ гранатов в алмазонасных ксенолитах из трубки Нюрбинская (Якутия): приложение к генезису алмазов

Специус З.<sup>1</sup>, Тейлор Л.<sup>2</sup>, Валлей Д.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ЯНИГП ЦНИГРИ, АК «АЛРОСА, Мирный

<sup>2</sup>Институт планетарных исследований, Университет Теннесси, США,

<sup>3</sup>Отдел геологии и геофизики, Университет Висконсин, США

Данные по изотопному составу кислорода в минералах ксенолитов из кимберлитовых трубок свидетельствуют о том, что часть эклогитов образовалась в результате субдукции пород океанической коры. Это в первую очередь относится к эклогитам высокоглиноземистой разновидности (группа С), что коррелируется с присутствием в их составе коэсита и обнаружением алмазов с облегченным изотопным составом в ряде кианитовых эклогитов. Результаты исследований изотопии кислорода гранатов в алмазонасных эклогитах трубки Нюрбинская интересны в 3-ех аспектах: 1) в связи с широкими вариациями составов исследованных гранатов; 2) как мантийных ксенолитов в трубке с неординарными особенностями кимберлитов; 3) как образцов содержащих алмазы. Изотопный состав кислорода был исследован более чем из 125 монофракций чистого граната из алмазосодержащих ксенолитов трубки Нюрбинская методом лазерной флюоресценции в Университете Висконсин, США. Гранаты были сепарированы из различных типов эклогитов, а также гранатовых пироксенитов и перидотитов. Большинство гранатов из перидотитов по изотопному составу кислорода отвечают мантийным значениям ( $5.5 \pm 0.45$  ‰), за исключением одного образца с высоким  $\delta^{18}\text{O}$  значением – 6.57‰. Изотопный состав кислорода гранатов из вебстеритов и пироксенитов колеблется в интервале. Гранаты из эклогитов характеризуются широкими вариациями изотопного состава от 4.73 до 9.65 ‰ и отчасти перекрываются с составами гранатов из других кимберлитовых трубок Якутии (2.8 - 8.0 ‰). Однако следует подчеркнуть, что около 2/3 исследованных образцов имеют значения  $\delta^{18}\text{O}$  свыше 6.0‰. Наличие аномально высоких значений  $\delta^{18}\text{O}$  свидетельствует о том, что ряд эклогитов и часть пироксенитов, вероятно, образовалась в результате субдукции океанической коры. Другим возможным объяснением аномального изотопного состава кислорода в гранатах мантийных пород является вариант обогащения изотопного состава кислорода вследствие проявления процесса мантийного метасоматоза. В статье обсуждаются вероятные признаки обоих механизмов и взаимосвязь этих процессов с образованием алмазов в ксенолитах из трубки Нюрбинская и эволюцией литосферной мантии данного поля.

*Ключевые слова:* ксенолиты, гранаты, алмазы, изотопия кислорода, субдукция

### ВВЕДЕНИЕ

Мантийные ксенолиты в кимберлитах являются потенциальным источником алмазов и представителями глубоких мантийных уровней и,

следовательно, являются важным источником информации для расшифровки петрологии мантии, а также условий образования алмазов. Это обуславливает проведение многочисленных исследований их геохимических особенностей, в том числе, изотопного состава кислорода. Изотопный состав кислорода наиболее детально изучен в эклогитах из кимберлитов Южной Африки и включает исследования по трубкам Робертс Виктор [34, 39, 43, 46], Беллсбанк [23, 45], Орапа [27] и различных месторождений в целом [52]. Изотопные данные кислорода в мантийных перидотитах из южноафриканских кимберлитов приведены в работе Т. Кайзера с соавторами [41]. Новые  $\delta^{18}\text{O}$  данные для породообразующих минералов, которые получены методом лазерной флюоресценции более чем для 100 ксенолитов из кимберлитов Южной Африки и Сибири приведены в работах [38, 44]. Количество анализов для минералов из эклогитов и перидотитов из Якутских кимберлитов гораздо меньше и преимущественно ограничено ксенолитами из трубок Удачная и Обнаженная [17, 54, 55, 60, 64].

Хорошо известно, что хотя ксенолиты эклогитов и перидотитов встречаются в варьирующих соотношениях в различных трубках, алмазоносные эклогиты существенно более распространены по сравнению с ксенолитами перидотитов содержащими алмазы. В противоположность гранатам из большинства мантийных перидотитов, которые имеют очень узкий диапазон  $\delta^{18}\text{O}$  ( $+5.36 \pm 0.18$ ) [27], многие минералы многих мантийных эклогитов показывают широкие вариации  $\delta^{18}\text{O}$  от  $+2.3$  ‰ до  $+9.2$  ‰ [18, 44]. Соответственно, многие эклогитовые ксенолиты имеют  $\delta^{18}\text{O}$  значения, которые находятся существенно в стороне от диапазона принятого в качестве нормального для мантийных пород. По аналогии с породами комплекса офиолитовой формации можно полагать [35], что эклогиты и составляющие их гранаты и клинопироксены со значениями  $\delta^{18}\text{O}$  выше нормального мантийного ряда представляют собой субдуцированные океанические базальты, которые были преобразованы под воздействием морской воды при температурах ниже  $350^\circ\text{C}$ . В то же время предполагается, что эклогиты с низкими значениями  $\delta^{18}\text{O}$  представляют собой мафические породы, которые взаимодействовали с более высокотемпературными гидротермальными флюидами [43]. Л.Тейлор с соавторами полагают, что подобное смешение субдуцированной океанической коры с более тугоплавким мантийным материалом было важным мантийным процессом в эволюции свиты эклогитовых ксенолитов из трубки Обнаженная [64].

Большинство исследователей интерпретирует высокие и низкие изотопные отношения в мантийных эклогитовых ксенолитах как результат субдукции и прогрессивного метаморфизма океанической литосферы, которая испытала изотопный кислородный обмен с морской водой на уровне или ниже морского ложа [39, 43]. Однако дискуссия о возможной причине широких вариаций значений  $\delta^{18}\text{O}$  не завершена. С этой точки зрения любые

новые данные, особенно если они выполнены для представительной коллекции ксенолитов, имеют важное приложение для расшифровки и понимания мантийных процессов и объяснения причины возможных вариаций изотопного состава кислорода в представителях мантийного субстрата, каковыми являются алмазосодержащие ксенолиты. Представленные в этой статье результаты интересны с точки зрения их приложения к данной проблеме, по меньшей мере, в трех аспектах: 1) прежде всего, вследствие широких вариаций состава граната в изученных образцах, 2) в связи с отличительными особенностями кимберлитов Накынского поля, и 3) как новые сведения по образцам содержащим алмазы. В конечном итоге это позволило нам получить некоторые дополнительные сведения о петрологии пород, источнике углерода и процессах ответственных за образование алмазов в ксенолитах из трубки Нюрбинская. Эти результаты могут иметь важное приложение для понимания генезиса алмазов и эволюции литосферной мантии как данного района, так и провинции в целом.

#### **КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК НАКЫНСКОГО ПОЛЯ**

*Как любой новый объект, кимберлиты недавно открытых трубок Ботуобинская и Нюрбинская (Накынское поле) явились предметом интенсивных исследований.*

*Несмотря на менее чем 10-летний период после их обнаружения, изучению геологического строения и особенностям вещественного состава этих трубок посвящен ряд публикаций [2-6, 12, 13, 15, 16, 57]. В них продемонстрирована неординарность кимберлитов нового поля по особенностям состава минералов-спутников и изотопным характеристикам кимберлитовых пород. Выявлены также существенные отличия литосферной мантии в пределах Накынского поля, как по набору петрографических типов пород, так и тектоно-магматической эволюции в сравнении с соседними Мало-Ботуобинским и Далдын-Алакитским полями [15, 16].*

К настоящему времени в пределах Накынского поля обнаружены две кимберлитовые трубки (Ботуобинская и Нюрбинская), имеющих цилиндрически-овальные формы вытянутые в северо-восточном направлении, геологическая характеристика которых дана в [5, 25] а также дайкообразное тело кимберлитов, прослеженное по простиранию на 1.0 км. Кимберлитовые трубки характеризуются близостью, как вещественного состава, так и алмазности и выполнены порфирированными кимберлитами и автолитовыми кимберлитовыми брекчиями, с резким преобладанием последних. По ряду вещественно-индикационных признаков они попадают в разряд уникальных среди трубок Якутской алмазносной провинции [3]. Это определяется их высокой продуктивностью, петрографо-минералогическими особенностями кимберлитов и спецификой алмазов. Для кимберлитовых пород характерна сильная измененность, что выражается в отсутствии реликтов оливина и интенсивной хлоритизации флогопита до глубины порядка 200 м.

**Кимберлиты** отличаются исключительно низким содержанием хромшпинелидов, пикроильменита и перовскита, они обеднены пироповыми и обогащены альмандиновыми гранатами. Последнее, вероятно, обусловлено низким содержанием глубинных ксенолитов и высоким - метаморфических пород фундамента. Соотношение минералов тяжелой фракции, в сравнении с их распределением в других трубках, сходно с кимберлитовыми породами трубок Айхал и Ломоносовская [15].

По минералогии и химизму кимберлитовые породы обеих трубок близки между собой. Это низкотитанистые, низкожелезистые, среднемагнезиальные и относительно высококалиевые породы. Химический состав кимберлитовых пород трубок Ботуобинская и Нюрбинская отличается от состава кимберлитов из трубок Малоботуобинского и Далдыно-Алакитского районов повышенным содержанием в них глинозема и окиси калия, при небольшом количестве оксида титана. По петрохимическим особенностям кимберлиты трубок Накынского поля сходны с кимберлитовыми породами трубки Айхал [15]. Возраст кимберлитовых трубок, определенный по флогопиту Rb-Sr-методом, составил  $366 \pm 10$  млн. лет [18] и по флогопиту  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ -методом -  $380 \pm 12$  млн. лет [3].

Данные по вещественному составу кимберлитов трубок Ботуобинская и Нюрбинская показывают их отличие по ряду параметров от других коренных месторождений алмазов Якутской провинции. Во-первых, это аномально высокое (от 25 до 50% объема основной массы) содержание флогопита и крайне низкое (менее 0,5 об. %) содержание тонкодисперсной рудной вкрапленности и перовскита в основной массе кимберлитов обоих тел. Во-вторых, все разновидности кимберлитовых пород изученных трубок характеризуются крайне низким выходом как тяжелой фракции в целом, так и низкой концентрацией пиропов и хромшпинелидов, при практически полном отсутствии пикроильменита [3, 15]. Результаты микрорентгеноспектральных анализов пиропов из кимберлитовых пород Накынского поля свидетельствуют об их относительно повышенной хромистости и, в то же время, о низком содержании среди них пиропов алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса (2,2-4,7% в трубке Ботуобинская и 1,2-5,4% в трубке Нюрбинская) [4-6].

Кимберлитовые породы обеих трубок также отличаются от кимберлитов известных трубок Якутии тем, что при относительно высокой калиевости имеют экстремально низкие содержания титана. По петрохимическому составу и ряду других признаков кимберлиты Накынского поля несут в себе признаки кимберлитов как 1-ой, так и 2-ой группы. Это проявлено в соотношении  $\text{TiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  [3]. По содержанию стронция (616-1152 ppm) они отвечают кимберлитам 2-й группы и 1В подтипа, в то время как по содержанию рубидия (13-45 ppm) они ближе к кимберлитам первого типа. Двойственная природа кимберлитов данного поля детально обсуждена в работе Корниловой В. с соавторами и по ее мнению, вероятно, обусловлена

характером исходного протолита и его последующей историей [3]. По изотопному составу Nd ( $\epsilon = 0,26-0,85$ ) источник кимберлитов имел небольшую степень истощения, а по величине  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -кимберлитов (0,122-0,125) он характеризуется как обогащенный [18]. Последнее утверждение хорошо согласуется с первичным изотопным составом стронция ( $\epsilon=29,5-46,9$ ) кимберлитов этого поля.

**Алмазы** обеих трубок в морфологическом отношении почти идентичны. Во всех разновидностях кимберлитовых пород обеих трубок Накынского поля установлены высокие содержания алмазов. Уже первые сведения по изучению внешней морфологии алмазов из кимберлитов данного поля показали, что они также отличны по спектру и соотношению морфологических групп от алмазов из других кимберлитовых трубок Якутской провинции [2, 25]. Среди алмазов доминируют кристаллы с грубопластинчатым и полицентрическим ростом граней. Во всех классах крупности присутствуют округлые алмазы и ромбододекаэдры в подчиненном количестве по отношению к октаэдрам и возрастанием их процентного содержания в мелких классах [25], крайне редки алмазы типа борт, а также характерно низкое содержание сингенетичных включений, среди которых преобладают сульфиды и хромшпинелиды. По своему морфологическому спектру кристаллы этих трубок сходны с алмазами трубок Мало-Ботуобинского района, однако распространение комбинационных алмазов и кубических кристаллов сближает их с алмазами из трубок Далдыно-Алакитского района, а наличие округлых форм и ромбододекаэдров с алмазами северных полей провинции. В популяции алмазов из кимберлитов Накынского поля зафиксировано повышенное количество округлых алмазов, оболочечных алмазов или кристаллов “в рубашке” и алмазов с кавернами, каналами травления и другими признаками природного растворения и резорбции [15, 25]. При визуальном изучении минеральных включений в алмазах из кимберлитов этого поля, было отмечено повышенное содержание в них оранжевых гранатов и других минералов предположительно эклогитовой ассоциации [2]. Этот вывод подтвержден результатами микрозондовых исследований включений в алмазах трубки Ботуобинская, которые показали, что более 50 % кристаллов принадлежит эклогитовому парагенезису [13]. Отсюда очевидны специфичность нового района и важность изучения особенностей мантийных ксенолитов, особенно с алмазами в них.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалом для данного исследования послужили мантийные породы или мономинеральные мегакристы граната содержащие единичные вросстки алмазов или в редких случаях несколько кристаллов на их поверхности. Ксенолиты и мегакристы с алмазами (более 150 образцов) были извлечены из кимберлитовой руды в процессе ее обогащения с помощью

рентгенолюминесцентных сепараторов. Так как образцы представлены гранатосодержащими ксенолитами, в которых из первичных минералов сохранился только гранат или почти мономинеральными мегакристами гранатов, данный минерал явился главным объектом исследований. Для всех образцов было проведено микронзондовое исследование его состава и параллельно выполнено морфологическое изучение алмазов.

Изучение состава граната осуществлялось с помощью рентгеновского микроанализатора с электронным зондом Superprobe JXA-8800R акционерной компании “АЛРОСА” в стандартных условиях. В отдельных случаях анализ некоторых минералов выполнялся с использованием Link ISIS-300. При этом разрешающая способность составляла 133 eV, ускоряющее напряжение – 20 kV, ток зонда – 10 nAm, диаметр пучка 1-2 мкм. В качестве стандартов использовались сертифицированные в ИГИГ СО РАН (г. Новосибирск) природные минералы.

Монофракции чистого граната для изотопных исследований были отобраны более чем из 120 образцов эклогитовых и перидотитовых ксенолитов из трубки Нюрбинская. Минерал был раздроблен до размерности 200 микрон и отобран и помощью бинокулярного микроскопа. После отбора чистые, оптически прозрачные зерна граната были промыты водой и ацетоном. Порция весом 10 мг была использована для изотопного анализа кислорода методом лазерной флюоресценции. Анализы изотопного состава кислорода были произведены из навесок граната 1-2 мг на один опыт. Анализы выполнялись в университете Висконсин, США с использованием лазера 32 W CO<sub>2</sub> BF5 и масс-спектрометра Finnigan MAT/251. Для многих образцов анализы были продублированы, в первую очередь при отклонении их первичных значений от мантийных меток. Более подробно методические вопросы подготовки минералов и выполнения анализов рассмотрены в работах ранее [61, 65]. Все конечные результаты анализов приведены к отношению V-SMOW.

## **РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ**

### **ПЕТРОГРАФИЯ И ОПИСАНИЕ ОБРАЗЦОВ**

Как отмечалось выше, нами была изучена представительная коллекция ксенолитов с видимыми алмазами из трубки Нюрбинская. Представительная коллекция (163 образца) ксенолитов с видимыми алмазами, представлена округлой формы ксенолитами или мономинеральными желваками гранатов, содержащими вросстки алмазов. В ряде образцов обнаружено по 2 и более кристаллов алмазов. Уникальность данной коллекции ксенолитов и мегакристов с алмазами определяется тем, что они найдены в кимберлитах недавно открытой трубки и многочисленностью образцов. Несмотря на долгие годы отработки кимберлитов таких известных трубок как Мир и Удачная, общее количество находок в них ксенолитов с алмазами, как

правило, не превышает 100 штук в каждой отдельно взятой трубке. Это, по крайней мере, справедливо для совокупностей ксенолитов из детально изученных кимберлитовых трубок, как Якутии, так и Южной Африки [8, 14, 37. 40, 47].

Не останавливаясь подробно на характеристике алмазов присутствующих в ксенолитах, отметим только то, что в большинстве случаев они представлены кристаллами октаэдрического габитуса (рис. 1). В целом, по коллекции установлено следующее соотношение морфологических групп алмазов: октаэдры – 65%, переходные формы – 22%, сростки – 8%, различные типы двойников – 5%. Два ксенолита, сравнительно близкие по составу основного минерала граната и, содержащие в одном случае - октаэдр с полицентрическим строением граней и в другом - острореберный октаэдр, приведены на рис. 1а, б. Следует отметить, что в обоих случаях алмазы глубоко погружены в матрицу граната-хозяина, но в то же время, вокруг них прослеживается оторочка, представленная хлоритизированным флогопитом.

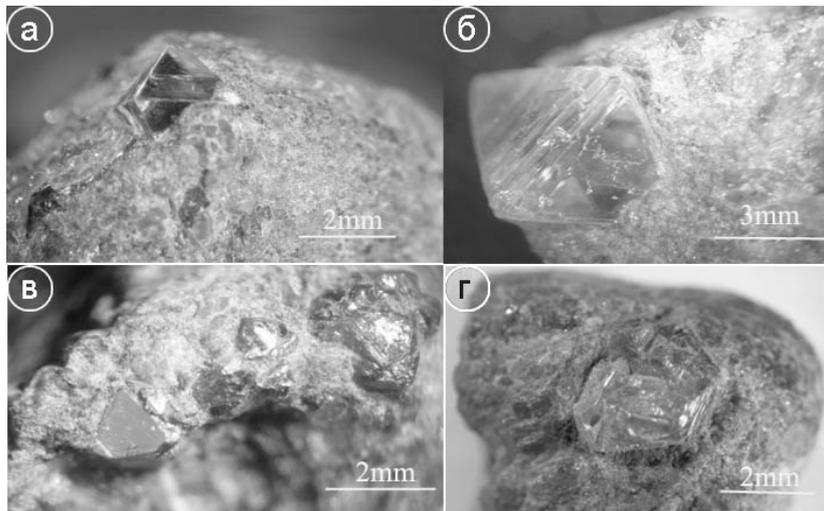


Рис.1. Алмазосодержащие ксенолиты из трубки Нюрбинская.

а) обр. N-6, по составу граната отвечает магнезиальному эклогиту. Алмаз представлен бесцветным гладкогранным октаэдром, размер – 2.4x1.8 мм. б) обр. N-47, отвечает гранатовому вебстериту. Алмаз представлен бесцветным октаэдром с полицентрическим строением граней, размер – 3x2 мм. в) обр. N-17, высокоглиноземистый эклогит. Алмазы представлены 5-ю

линейно расположенными октаэдрическими кристаллами, размером – 2-3 мм. г) обр. N-20, железистый эклогит. Алмаз представлен серым корродированным кристаллом неправильной формы, размер – 3.5x2.5 мм. Видны каналы травления секущие кристалл, а также оторочка вокруг алмаза, выполненная хлоритизированным флогопитом.

Подобная оторочка, состоящая из мономинерального полностью хлоритизированного флогопита особенно отчетливо видна вокруг корродированного кристалла неправильной формы (рис. 1г). В нескольких изученных образцах присутствуют алмазы в количестве до пяти и более кристаллов. При этом, в некоторых ксенолитах отмечены скопления алмазов, которые образуют отдельные цепочки и прожилки (рис. 1в). В ряде образцов алмазы представлены кристаллами в оболочке, которые обычно имеют желто-зеленую окраску. Размер алмазов варьирует от 0.5 мм до 4-5 мм по длинной оси. Необходимо подчеркнуть, что многие алмазы содержат каналы

травления и другие признаки коррозии (см. рис. 1г), количество подобных кристаллов по коллекции в целом, составляет около 30%.

Что касается петрографических особенностей ксенолитов, то во многих случаях они выглядят как гранатиты или мегакристы гранатов, из-за того, что вследствие интенсивных вторичных изменений и метасоматических преобразований породы, гранат составляет основную ткань породы и является единственным неизменным породообразующим минералом. Помимо него в отдельных образцах зафиксированы редкие зерна корунда и рутила, а также в ряде образцов присутствует флогопит, который, как правило, замещен вторичным хлоритом. Неизменных реликтов клино- или ортопироксена в исследованных образцах не установлено даже после их распиловки и последующей шлифовки. Необходимо отметить также, что около половины образцов содержат признаки катаклаза и деформации породы. Вследствие этого, классификация изученных ксенолитов осуществлена преимущественно на основании состава слагающих их гранатов. При возможности, в отдельных случаях учитывались также структурно-текстурные и другие особенности этих образований.

#### **ХИМИЗМ ГРАНАТОВ В КСЕНОЛИТАХ ТРУБКИ НЮРБИНСКАЯ**

Гранат является основным породообразующим минералом в ксенолитах эклогитов и большинства пироксенитов. Химический состав этого важнейшего составляющего эклогитов, равно как и перидотитов в значительной степени отражает их природу и условия образования. Гранаты из мафитовых ксенолитов испытывают широкие вариации в содержаниях окислов Mg, Fe и Ca. Гранаты из эклогитов обычно бедны хромом, но в ксенолитах гранатовых вебстеритов и отдельных магниальных эклогитов они могут содержать до 1.0 и даже 2.0 мас.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Как уже отмечалось, во всех ксенолитах зерна граната были проанализированы на предмет определения основных породообразующих компонентов, причем в большинстве случаев, осуществлялось определение состава центральных и периферийных зон гранатов с целью выявления возможной зональности. По этим данным около 10% изученных гранатов обнаруживают зональность в отношении основных элементов – Ca, Mg и Fe. Результаты зондовых анализов составов этого минерала в исследованных ксенолитах были пересчитаны с помощью факторного анализа, что позволило выделить 8 групп гранатов, достаточно четко различающихся по тем или иным основным компонентам (табл. 1). В таблице приведены средние составы гранатов в выделенных кластерных группах, количество проанализированных образцов и процентное содержание отдельных групп в изученной партии ксенолитов. Выделенные в результате кластерного анализа группы гранатов по их составу достаточно близко соответствуют тем или иным типам гранатов в определенных разновидностях ксенолитов мантийных пород основного или ультраосновного состава. В частности,

группа G8 полностью соответствует гранатам дунит-гарцбургитового парагенезиса, характеризующихся высокой магнезиальностью и хромистостью (более 8.0 мас.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), отвечающих группе G10 согласно классификации Даусона и Стефенсона [27]. Гранаты группы G7, при сходной высокой магнезиальности, отличаются гораздо более низкими содержаниями Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO и сходны с гранатами лерцолитов или верлитов. Группа гранатов G6 соответствует этому минералу из гранатовых вебстеритов, который гораздо менее магнезиален по сравнению с гранатом двух предыдущих групп, но также имеет низкое содержание CaO. Не исключено, что отдельные образцы из этой группы ксенолитов могут соответствовать магнезиальным эклогитам. Группа G5 гранатов полностью корреспондирует минералам из серии высокоглиноземистых эклогитов, включающих гроссидиты,

Таблица 1.

Средние составы кластерных групп гранатов в алмазоносных ксенолитах из кимберлитовой трубки Нюрбинская

Средние составы кластерных групп гранатов								
Группа	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8
SiO <sub>2</sub>	39,26	39,73	40,05	40,48	40,23	40,62	40,52	40,72
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,45	0,29	0,38	0,40	0,30	0,37	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,22	21,28	21,75	21,96	21,85	22,05	21,98	15,39
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,08	0,08	0,10	0,10	0,11	0,17	9,87
MgO	9,38	10,23	12,43	14,10	9,00	15,53	20,59	19,09
CaO	5,09	8,27	5,05	10,20	16,33	3,82	3,37	6,12
MnO	0,48	0,39	0,38	0,19	0,14	0,37	0,34	0,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	0,43	0,42	1,45	0,57	0,94	2,03	1,17
FeO	22,69	17,79	18,41	9,31	10,46	15,32	8,62	6,29
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,16	0,12	0,22	0,17	0,12	0,12	0,04
Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
NiO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Сумма	98,96	98,85	99,00	98,42	99,27	99,20	98,13	99,34
Количество образцов и относительное содержание в %								
Группа	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8
К-во обр.	10	17	51	8	13	40	10	12
%	6,20	10,60	31,70	5,00	8,10	24,8	6,20	7,50

кианитовые и коэситовые эклогиты, а также корундсодержащие разновидности, что подтверждается также и обнаружением отдельных зерен корунда в образцах этой группы. Высокий CaO в гранатах является критерием для выделения ксенолитов этого типа [56]. Гранаты 4-ой группы близки предыдущей по магнезиальности, но отличаются меньшим содержанием CaO и по их составу могут принадлежать различным типам магнезиально-железистых эклогитов [14]. Кластерные группы гранатов G1, G2 и G3 для которых характерны низкая хромистость, повышенная железистость и варьирующие содержания окиси кальция соответствуют гранатам из разновидностей магнезиальных и магнезиально-железистых

эклогитов. Возможно, что некоторые гранаты 2<sup>ой</sup> группы особенно с высоким содержанием  $TiO_2$  могут принадлежать вебстеритам или даже свите мегакристов, что является отличительным признаком [27]. Необходимо отметить, что гранаты группы G6 с повышенной магниальностью и пониженной кальциевостью могут принадлежать как ксенолитам магниальных эклогитов, так и присутствовать среди гранатовых вебстеритов и отвечать группе G4 согласно классификации [27]. Сходные по

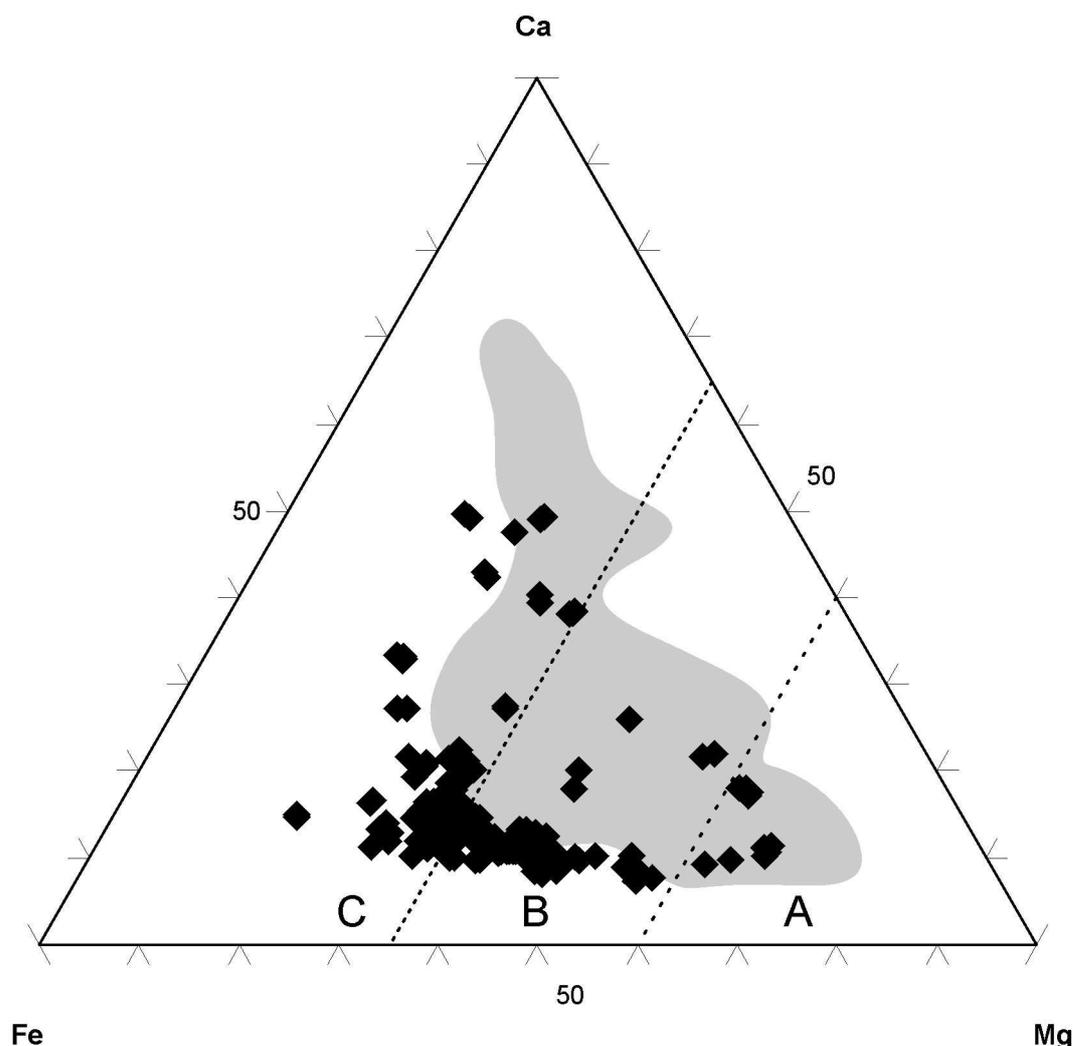


Рис. 2. Диаграмма состава гранатов в алмазосодержащих ксенолитах и мегакристах из кимберлитов трубки Нюрбинская.

Для сравнения показано поле гранатов из алмазоносных эклогитов трубки Удачная. Поля гранатов (А, В, С) из различных типов эклогитов даны в соответствии с [63].

составу основных окислов гранаты встречены также в мегакристной ассоциации из кимберлитов. Несколько неопределенна также принадлежность минералов кластерной группы G7, которые отличаются повышенной хромистостью и магниальностью при низком содержании кальция. Подобные гранаты встречаются как в составе лерцолитовых и пироксенитовых ксенолитов, так и могут быть соотнесены с гранатами

мегакристной ассоциации, вероятно, их целесообразно выделить в группу переходных пород. В любом случае, первые пять кластерных групп, которые объединяют гранаты с умеренной магнезиальностью, повышенной железистостью и низкой хромистостью, с высокой степенью вероятности, отвечают разновидностям мантийных пород преимущественно эклогитового состава. На долю этого типа алмазосодержащих ксенолитов приходится более 60% образцов в данной партии алмазоносных пород. Следует подчеркнуть, что образцы, несомненно, дунит-гарцбургитового парагенезиса составляют менее 10% от всей популяции алмазоносных ксенолитов (см. табл.1).

Таблица 2.

**Составы зональных гранатов в алмазоносных ксенолитах из кимберлитовой трубки Нюрбинская**

Образец	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	Сумма
N3c	41,03	0,31	22,37	0,08	20,34	0,30	12,29	4,06	0,13	100,61
N3r	41,53	0,34	22,58	0,07	20,01	0,31	12,47	4,01	0,10	101,11
N16c	41,76	0,32	22,82	0,04	16,22	0,38	15,91	2,88	0,12	100,06
N16r	41,53	0,36	22,62	0,07	15,73	0,36	16,35	2,91	0,12	99,69
N24c	41,72	0,29	22,85	0,10	17,07	0,36	14,87	4,01	0,12	101,03
N24r	41,87	0,31	23,00	0,07	16,88	0,33	14,54	4,00	0,11	100,77
N34c	39,64	0,23	22,47	0,04	18,24	0,45	8,68	9,54	0,20	99,04
N34r	40,41	0,25	22,55	0,04	17,58	0,49	8,75	9,80	0,19	99,56
N35c	40,69	0,42	22,79	0,02	18,53	0,27	11,18	7,16	0,18	100,98
N35r	41,16	0,53	22,63	0,03	17,14	0,44	11,71	7,53	0,20	100,92
N59c	40,48	0,26	22,62	0,09	17,17	0,21	13,21	5,16	0,17	99,16
N59r	40,58	0,32	22,41	0,07	17,34	0,32	12,61	5,34	0,13	98,79
N60c	41,52	0,49	22,63	0,05	15,23	0,39	14,40	6,13	0,15	100,59
N60r	40,71	0,53	21,92	0,06	16,93	0,40	12,27	7,26	0,16	99,84
N66c	41,17	0,20	22,41	0,19	9,46	0,14	12,31	13,71	0,08	99,52
N66r	41,44	0,49	22,31	0,21	9,50	0,23	16,21	9,25	0,11	99,52
N77c	40,42	0,40	22,68	0,07	10,42	0,16	11,24	14,20	0,14	99,55
N77r	40,76	0,40	22,83	0,01	10,31	0,17	10,67	14,63	0,13	99,74
N113c	40,01	0,39	22,36	0,01	21,62	0,34	9,88	6,16	0,19	100,61
N113r	40,19	0,46	22,31	0,02	21,24	0,33	9,84	6,49	0,22	100,79
N-150c	40,81	0,46	21,9	0,08	12,58	0,21	13,87	9,23	0,15	99,29
N-150r	41,91	0,44	22,39	0,04	12,5	0,29	14,49	8,84	0,15	101,05
N-155c	41,33	0,48	22,06	<0,03	13,69	0,53	17,81	3,64	0,16	99,70
N-155r	40,53	0,45	21,87	0,01	14,20	0,56	17,14	3,39	0,15	98,30

**Примечание:** сокращения: с – центр, г - край,

Все полученные результаты по содержанию петрогенных окислов в гранатах из изученных ксенолитов и мономинеральных желваков с алмазами нанесены на треугольную диаграмму состава гранатов в координатах Mg-Ca-Fe (рис. 2). Как следует из представленных данных, поле гранатов из алмазосодержащих ксенолитов трубки Нюрбинская занимает широкий диапазон по всем основным компонентам. Причем по разнообразию составов

гранаты из ксенолитов и желваков с алмазами перекрывают поле алмазосодержащих пород из трубок Удачная и Мир. По вариациям содержания СаО диапазон гранатов в ассоциации с алмазами из трубки Нюрбинская шире, чем в ксенолитах с алмазами из трубки Мир. Сравнение вариаций составов гранатов из концентрата и алмазосодержащих ассоциаций мантийных пород показывает, что поле состава гранатов последних, которые были средой формирования алмазов и являются несомненными минералами-спутниками алмазов несколько шире, чем поле гранатов из концентрата. Это указывает на необходимость более тщательного отбора гранатов в пробах при проведении поисковых и разведочных работ, в первую очередь на территории Накынского кимберлитового поля. Оранжевые гранаты эклогитового типа, иногда близкие по внешнему облику альмандиновым гранатам метаморфических пород в отдельных случаях могут отбраковываться и не включаться в выборку индикаторных минералов ассоциирующих с алмазом.

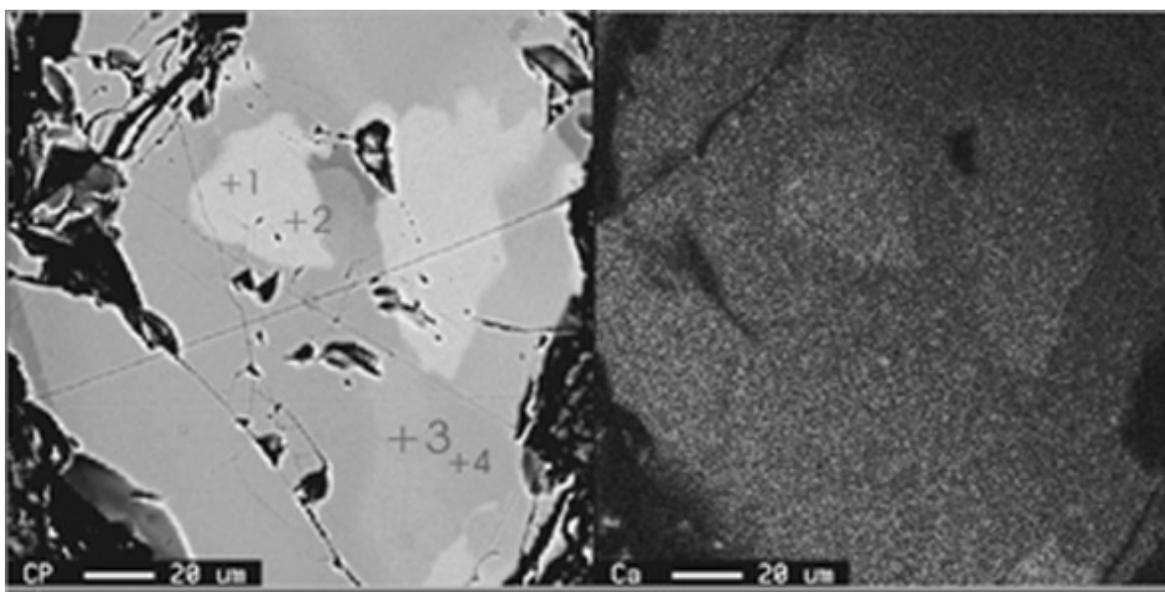


Рис. 3. Зональные гранаты в ксенолите эклогита из трубки Нюрбинская (обр. N-60).

Видна неодинаковая толщина каймы. Анализы центра и каймы приведены в табл. 2.

Хорошо известно, что гранаты в большинстве эклогитовых и вебстеритовых ксенолитов из кимберлитов однородны по составу в пределах образцов и гомогенны в отдельных зернах [14], но в гранатах из алмазосодержащих ксенолитов трубки Нюрбинская эта закономерность не выдерживается. При выполнении зондовых анализов во всех образцах специальное внимание было уделено выявлению наличия возможной зональности и осуществлялось изучение химизма центральных и периферийных частей зерен гранатов. В таблице 2 представлены результаты зондовых анализов гранатов из отдельных образцов, где достаточно очевидно выражена неоднородность этого минерала по тем или иным компонентам. В первую очередь это выражается в изменении содержаний Са, Mg и Fe, а в

более редких случаях и микропримесей титана и хрома. Следует подчеркнуть, что зональность в гранатах может быть следствием, по меньшей мере, двух различных процессов: 1) магматической кристаллизации или субсолидусных преобразований и 2) зональность может быть результатом метаморфических преобразований минералов [58]

Если зональность гранта или других минералов образовалась в результате магматической кристаллизации, то обычно от центра к периферии зерен гранатов снижается магнезиальность и возрастает содержание железа. Зональность гранатов в изученных ксенолитах наоборот выражается в возрастании магнезиальности, а также обычно в содержании CaO к краю зерен. Содержание FeO напротив снижается к периферии зерен граната в большинстве образцов. Такое поведение ряда петрогенных элементов свидетельствует о том, что наиболее вероятным сценарием было изменение содержаний Mg, Ca и Fe под воздействием метасоматизирующих флюидов. Вывод о формировании зональности в процессе метасоматоза подчеркивается также приуроченностью зональных зерен к межзерновым участкам и прожилкам выполненным метасоматической ассоциацией минералов, в первую очередь флогопитом (рис. 3).

### Изотопный состав кислорода гранатов

Изотопные анализы кислорода были получены для 125 монофракций чистого граната с помощью метода лазерной флюоресценции [65]. Все

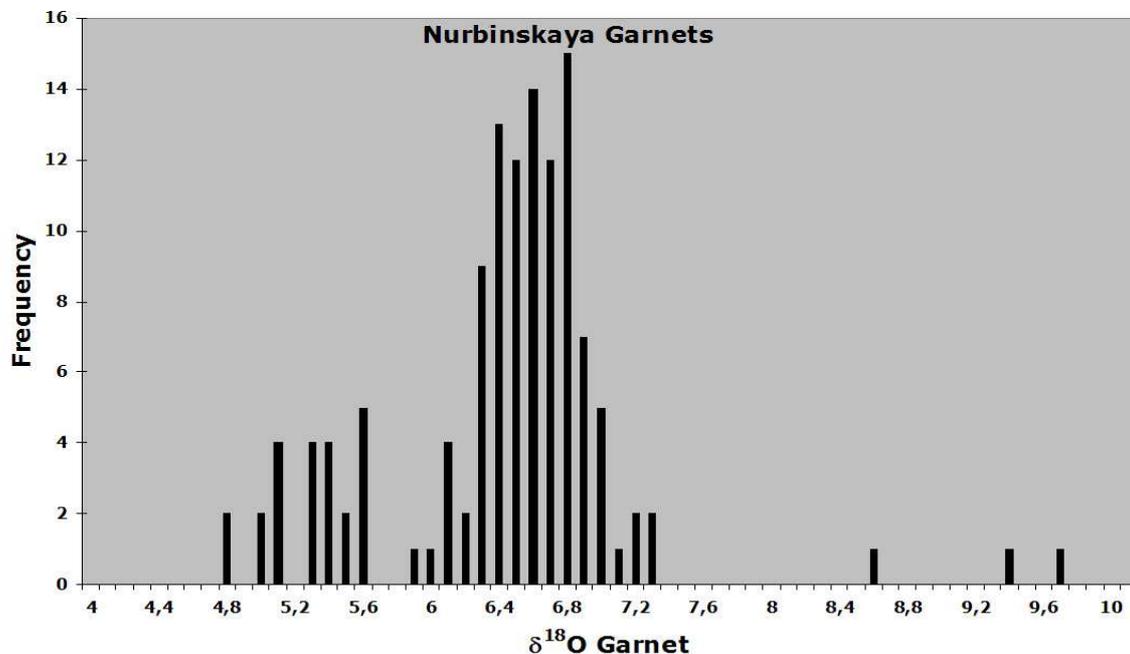


Рис. 4. Распределение значений  $\delta^{18}\text{O}$  в гранатах из ксенолитов трубки Нюрбинская.

откорректированные  $\delta^{18}\text{O}$  значения гранатов из исследованных образцов приведены в табл. 3. Распределение значений изотопных составов кислорода в гранатах из исследованной партии ксенолитов иллюстрируется на рис. 4 из которого очевидны широкие вариации значений  $\delta^{18}\text{O}$  и необычно большой сдвиг изотопных меток многих образцов в сторону более высоких уровней в сравнении с рядом принятым в качестве нормального для мантийных пород.

Таблица 3.

**Представительные значения  $\delta^{18}\text{O}$  гранатов в алмазоносных ксенолитах из кимберлитовой трубки Нюрбинская**

Образец	$\delta^{18}\text{O}$ корр.						
N-3	6,38	N-35	6,64	N-72	6,52	N-104	8,59
N-4	6,74	N-36	6,39	N-73	6,76	N-105	6,72
N-5	6,30	N-37*	5,05	N-74	6,72	N-106	6,28
N-6	6,46	N-38	5,51	N-75	6,27	N-107	6,29
N-7	6,73	N-40	6,40	N-76	6,59	N-109*	5,57
N-8	6,35	N-42	6,82	N-77	5,39	N-110	5,98
N-9	6,48	N-43	9,65	N-39	6,56	N-111	5,89
N-10	7,08	N-44	6,52	N-78	6,71	N-112	6,59
N-11	6,63	N-45	6,31	N-79	7,17	N-113	6,78
N-12	6,51	N-47*	6,03	N-80	6,63	N-117	6,79
N-13	6,65	N-48	6,40	N-81	6,47	N-118	<u>6,21</u>
N-14	5,51	N-49	6,70	N-84	4,78	N-119	<u>6,43</u>
N-15	5,40	N-50	6,55	N-85	6,56	N-120	<u>6,82</u>
N-16	6,24	N-51	7,24	N-86*	6,03	N-121	<u>5,25</u>
N-17	5,43	N-53*	6,57	N-87	4,73	N-122*	<u>5,36</u>
N-18	6,44	N-54	7,14	N-88	6,23	N-124	<u>6,94</u>
N-19	5,54	N-55	6,46	N-89	6,25	N-125*	<u>5,24</u>
N-20	6,44	N-56	6,60	N-90	6,35	N-127	<u>6,81</u>
N-21	6,52	N-58	6,89	N-91	6,42	N-129	<u>7,30</u>
N-22	5,29	N-59	6,68	N-93	6,76	N-131	<u>6,56</u>
N-23	6,31	N-60	6,96	N-94	6,65	N-132	<u>6,70</u>
N-24	6,55	N-61	6,89	N-95*	5,06	N-133	<u>6,64</u>
N-25	6,42	N-62	6,98	N-96	6,23	N-135	<u>6,37</u>
N-26	6,75	N-63	6,35	N-97*	4,98	N-136	<u>6,23</u>
N-27	6,15	N-64	5,33	N-98*	5,07	N-140	<u>6,08</u>
N-28	6,64	N-65	6,75	N-99	4,98	N-141	<u>6,50</u>
N-30	6,35	N-66	6,02	N-100	5,07	N-143	<u>6,61</u>
N-31	5,43	N-67	6,57	N-101	6,94	N-145	<u>6,38</u>
N-32	6,17	N-68	6,66	N-102	6,85	N-157	<u>5,54</u>
N-33	6,57	N-69	6,80	N-103	6,71	N-126	<u>6,33</u>
N-34	6,75						

**Примечание:**\*- ксенолиты дунит-гарцбургитов с высоким содержанием хрома в гранатах ( $\geq 8$  мас.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ )

Следует подчеркнуть, что 7 монофракций гранатов были отобраны из образцов принадлежащих в соответствии с их химизмом к ксенолитам дунит-гарцбургитового парагенезиса. Они отличались специфической фиолетовой

окраской и высоким содержанием хрома (8 мас.%  $C_2O_3$  и более), что указывает на принадлежность этих образцов к свите дунит-гарцбургитовых ксенолитов из кимберлитовых трубок [8]. Эти гранаты имеют узкий диапазон значений  $\delta^{18}O$ , который варьирует от 4.98 to 5.36‰. Несомненно, что изотопный состав кислорода этих образцов находится в пределах средних мантийных значений ( $5.5 \pm 0.45$  ‰, согласно Д. Маттею с соавторами) [44]. Гранаты по ряду признаков принадлежащие к лерцолитовому типу ксенолитов также имеют ограниченный состав значений  $\delta^{18}O$ , которые расположены внутри ряда мантийных меток соответствующих нормальным перидотитовым ксенолитам. Исключение составил гранат одного образца (N-53) со значением  $\delta^{18}O$  равным 6.57‰.

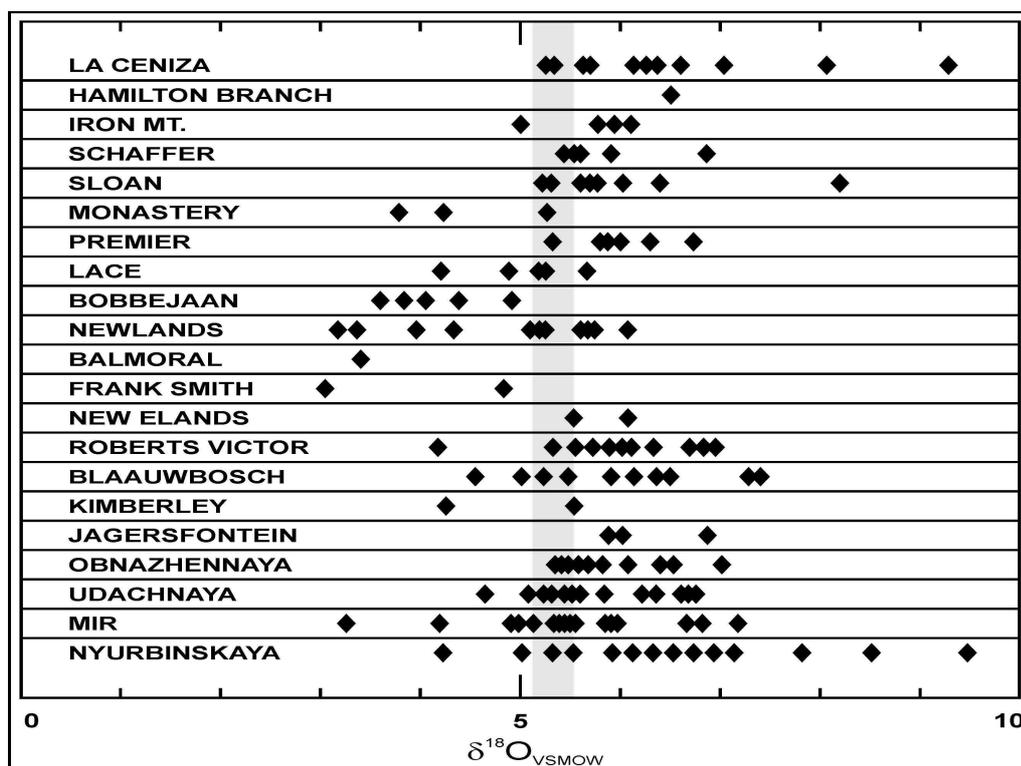


Рис. 5. Сравнение изотопных отношений кислорода в гранатах мантийных эклогитов из различных кимберлитовых трубок (по данным [53] с дополнениями).

Гранаты из ксенолитов вебстеритового парагенезиса характеризуются значениями  $\delta^{18}O$  свыше 6.0‰ и только в двух образцах они имели изотопный состав кислорода 5.89 и 5.98‰. Следует отметить, что в двух гранатах этого парагенезиса зафиксированы значения  $\delta^{18}O$  - 7.30 и даже 8.59 ‰.

Изотопный состав кислорода эклогитовых гранатов показал как наиболее широкие вариации (4.73 – 9.65 ‰), так и наиболее высокое значение  $\delta^{18}O$ . В совокупности гранатов эклогитового парагенезиса не было зафиксировано аномально низких значений - менее 4.0 ‰, как сообщалось для некоторых эклогитов [43]. Следует подчеркнуть, что оба граната с исключительно высокими изотопными составами кислорода ( $\delta^{18}O$  равно 8.59‰ и 9.65‰) отличными от изотопных составов граната в большинстве

пироксенитовых и эклогитовых ксенолитов, в тоже время, не выделяются по содержанию основных петрогенных окислов или другим особенностям среди других гранатов этой серии ксенолитов.

Измеренные  $\delta^{18}\text{O}$  значения изотопных соотношений кислорода в гранатах не демонстрируют никакой значимой корреляции с содержанием основных петрогенных окислов ( $\text{FeO}$  или  $\text{CaO}$ ) в гранатах, как было отмечено ранее в партии алмазоносных ксенолитов из трубки Удачная [38]. Мы не обнаружили также никакой явной корреляции изотопных соотношений с различными разновидностями или какими-либо другими характеристиками ксенолитов. Но как свидетельствует химизм гранатов, для большинства образцов обладающих высокими  $\delta^{18}\text{O}$  значениями (выше 6 ‰) характерны зональность и интенсивные метасоматические преобразования. Это очевидно из сопоставления содержаний основных петрогенных окислов в ряде зональных гранатов и данных изотопных соотношений кислорода (Табл. 3 и рис. 5)

## **ОБСУЖДЕНИЕ**

Мантийные ксенолиты в кимберлитах различных районов представлены породами основного и ультраосновного состава. Оба эти типа пород взаимосвязаны и наиболее вероятно, что они были сформированы в различных террейнах Якутской кимберлитовой провинции в одно и тоже время. Низкие  $\text{Re/Os}$  отношения перидотитовых изотопных систем свидетельствуют об обеднении  $\text{Re}$  в среднем Архее (3.2 Ga) и согласно Г. Пирсону с соавторами этот возраст интерпретируется как время дифференциации Сибирской литосферной мантии [48]. Древнее образование Сибирской литосферы поддерживается  $\text{Re-Os}$  и  $\text{Sm-Nd}$  модельными возрастами для эклогитовых и перидотитовых ксенолитов из трубки Удачная, полученных различными авторами. Возраст формирования материнских мантийных пород ксенолитовых ассоциаций в кимберлитах и их дифференциации в мантии согласно с изотопными данными и другими петрологическими свидетельствами составляет не менее 3 млрд. лет [20, 47, 48]. Помимо этого  $\text{Re-Os}$  определения алмазов перидотитового парагенезиса из якутских кимберлитов дают возраста в интервале 2.8-3.4 млрд. лет [49]. Если это корректно для всей кимберлитовой провинции и для совокупностей ксенолитов из различных трубок, то  $\text{P-T}$ -условия формирования аналогичных мантийных пород и, соответственно, их изотопные системы должны быть подобны. Новые исследования  $\text{Re-Os}$  систем в мантийных образцах и алмазах показали, что  $\text{Re/Os}$  изотопные системы являются ключевыми в понимании процессов деплетирования мантийного кия и эволюции континентальной мантии и указывают на вероятность дополнительного вклада эклогитового материала благодаря субдукции [36, 50, 51].

Определения изотопных отношений углерода в алмазах из кимберлитов выявили, что многие алмазы имеют значения  $\delta^{13}\text{C}$  отличные от типично мантийных [1, 24, 28-31]. Разумное объяснение высоких и очень низких значений  $\delta^{13}\text{C}$  требует привлечения альтернативного корового источника. Коровый источник углерода поддерживается также определением изотопного состава серы в сульфидных включениях из алмазов [32]. К тому же, данные по изотопному составу кислорода свидетельствуют о том, что многие эклогиты, особенно высокоглиноземистой разновидности (группа С), являются представителями субдуцированной коры [37, 38, 60]. Наличие коэсита в виде включений в алмазах и присутствие его в ксенолитах из Удачной и других кимберлитовых трубок свидетельствует об образовании субконтинентальной литосферной мантии при участии субдуцированной океанической коры [54-56, 62].

Распределение значений  $\delta^{18}\text{O}$  в гранатах из различных типов мафитовых и ультрамафитовых ксенолитов трубки Нюрбинская в сравнении с аналогичными данными по другим трубкам приведено на рис. 5. Как было показано ранее, для ксенолитов из трубок Удачная и Обнаженная отдельные определения изотопных составов кислорода перидотитовых гранатов дают значения  $\delta^{18}\text{O}$ , которые находятся вне поля мантийных меток [60, 64]. Существенное количество (~20%) гранатов из выборки более 100 образцов из этих трубок имели изотопный состав кислорода вне области мантийного окна и располагались выше или ниже мантийных меток. Некоторые гранаты с высоким  $\delta^{18}\text{O}$  из этих трубок соответствовали по своим составам минералу из пироксенитов или лерцолитов [60]. На основании этих результатов было сделано заключение о том, что помимо эклогитов некоторые ксенолиты пироксенитов и даже перидотиты могут представлять собой остатки субдуцированной коры. Таким образом, данные по изотопным составам кислорода в гранатах различных типов мантийных ксенолитов из Удачной и других кимберлитовых трубок свидетельствуют о том, что не только эклогиты, но и некоторые ксенолиты ультрамафитов перидотит-пироксенитовой серии, а также алькремиты содержат гранаты со значениями  $\delta^{18}\text{O}$  лежащими вне мантийного ряда, что может быть интерпретировано как результат субдукции [60].

Вариации изотопного состава кислорода гранатов в алмазосодержащих ксенолитах из трубки Нюрбинская чрезвычайно широки и преимущественно аномально высоки (см. рис. 4). Во многих случаях гранаты имеют значения  $\delta^{18}\text{O}$ , которые далеки от значений мантийного ряда и позиционируют на более высокий уровень, чем даже в минералах и породах корового происхождения или образования с явными признаками взаимосвязанности с процессами субдукции. Если принять за аксиому, что все образцы эклогитов и вебстеритов со значениями  $\delta^{18}\text{O}$  гранатов, явно превышающими мантийные метки (6 ‰), являются производными субдуцированной коры, то мы будем иметь аномально высокое количество ксенолитов возможного корового

происхождения. Из наших результатов следует, что около 1/2 части от всей популяции эклогитовых и вебстеритовых ксенолитов может быть образовано вследствие субдукции (рис. 4). Аномально широкие вариации и высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  гранатов в алмазоносных ксенолитах из трубки Нюрбинская, которые расположены преимущественно за пределами мантийных уровней, очевидны и при сравнительном сопоставлении с предыдущими определениями изотопных систем кислорода в гранатах из ксенолитов в кимберлитах различных трубок Якутии и Южной Африки (рис. 5).

Ранее упоминалось, что высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  наиболее часто были встречены в гранатах из кианитовых и коэситовых эклогитов как в кимберлитах Якутии, так и Южной Африки [37, 53, 60]. Как позволяют спекулировать и делать выводы различные петрологические свидетельства, некоторые типы эклогитов являются производными субдуцированной океанической коры. Это подтверждено, прежде всего, для коэситовых и некоторых алмазосодержащих эклогитов из кимберлитов Якутии. Коэситовые эклогиты присутствуют в Удачной, Загадочной, Сытыканской и других трубках центрального Далдыно-Алакитского района, представляющего, соответственно и центральную часть Сибирского кратона [14]. Следует подчеркнуть, что широкое развитие коэсита в литосферной мантии под Сибирской платформой подтверждается также находками коэсита в виде включений в алмазах из кимберлитов трубок Мир, Удачная, Зарница и других (Vulanova et al., 1992; 1999) [9, 10, 21, 22]. Эти данные свидетельствуют о добавлении корового компонента в процессе формирования эклогитов и литосферной мантии Сибирского кратона, а также о присутствии корового компонента в окружающей среде во время образования алмазов, по меньшей мере, кристаллов эклогитового парагенезиса.

Другой линией доказательства проявления субдукции является присутствие изотопически легких алмазов в некоторых мантийных ксенолитах, а также в кимберлитах. Этот важный вывод, полученный в ходе изучения изотопии углерода алмазов, является прямым доказательством наличия корового протолита и субдукции при их формировании [24, 31]. Данные по изотопному отношению алмазов из якутских кимберлитов показывают, что многие алмазы имеют  $\delta^{13}\text{C}$  отношение отличное от мантийных значений [1, 9]. Такие кристаллы распространены во всех достаточно хорошо изученных кимберлитовых трубках Далдыно-Алакитского района и присутствуют в трубке Мир и других кимберлитах провинции. Установлено, что изотопически легкие алмазы в большинстве случаев представлены кубическими кристаллами, которые распространены в кианитовых и других типах высокоглиноземистых эклогитов [1, 11]. Необходимо отметить, что пропорция изотопически легких алмазов возрастает с юга на север провинции. Наиболее разумным объяснением высокого  $\delta^{13}\text{C}$  отношения в алмазах является вклад углерода с

соответствующим изотопным отношением при образовании алмазов в субдуцированных породах океанической коры. Следует отметить, что кубические кристаллы распространены также в популяции алмазов трубки Нюрбинская и их количество составляет около 3% от всей алмазов в этой трубке. Результаты измерения изотопного состава кислорода в ксенолитах трубки Нюрбинская показали, что помимо гранатов из высокоглиноземистых эклогитов (группа С) около 2/3 образцов магнезиальных эклогитов (группа В) и гранатовых вебстеритов имеют  $\delta^{18}\text{O}$  выше мантийного ряда. По нашему мнению подобный феномен невозможно объяснить только привлечением процесса субдукции при их образовании.

В качестве альтернативного объяснения отклонений  $\delta^{13}\text{C}$  значений от нормальных мантийных меток углеродного резервуара с первоначальным значением  $\delta^{13}\text{C}$  5‰ (e.g., Cartigny et al., 2001) [12], выдвинута модель изотопного фракционирования, которая удовлетворительно объясняет отклонение  $\delta^{13}\text{C}$  в сторону его облегчения [24, 33]. Однако предполагается, что данный тип модели не может быть ответственным за аномально высокие изотопные значения сосуществующих силикатов. Изотопное кристалл-жидкость фракционирование кислорода минимально при мантийных температурах и различия в давлениях не вызывают существенных изменений согласно Р. Клэйтону с соавторами [26]. Магматические процессы, вероятно, не могут быть ответственны за широкие вариации  $\delta^{13}\text{C}$  алмазов и  $\delta^{18}\text{O}$  минералов различных типов ксенолитов. Как сказано выше, большинство исследователей интерпретирует аномально высокие и низкие изотопные отношения кислорода в мантийных эклогитах как результат субдукции и прогрессивного метаморфизма океанической коры, которая претерпела изотопный обмен кислорода с морской водой [39, 43, 62, 63]. Но дискуссия о возможной причине вариаций  $\delta^{18}\text{O}$  в ксенолитах из кимберлитов далека от завершения. Основываясь на том, что в ксенолитах трубки Нюрбинская наиболее существенные отклонения изотопного состава кислорода установлены в гранатах, которые в большинстве случаев зональны, а в образцах интенсивно проявлен метасоматоз, вполне логично предположить взаимосвязь этих процессов. Мы предполагаем, что изотопная система кислорода в гранатах была нарушена в процессе метасоматоза и произошло соответствующее фракционирование кислорода, в первую очередь его утяжеление под воздействием метасоматизирующих флюидов. Убедительным доказательством этого может явиться параллельное изменение изотопного состава углерода в алмазах, что мы намерены выяснить в процессе дальнейших исследований.

Таким образом, имеются веские основания полагать, что многие ксенолиты эклогитов и гранатовых вебстеритов являются производными субдуцированной океанической коры и подверглись интенсивному метасоматозу с существенной эволюцией не только химического состава минералов, но и изотопных систем. Помимо зональности гранатов

существует ряд косвенных признаков подтверждающих данное предположение, в частности - интенсивное развитие флогопита и других метасоматических минералов в изученных образцах. Другим свидетельством возможного влияния метасоматоза и изменений на изотопный состав кислорода гранатов является широкое распространение структур катаклаза и деформаций среди изученных ксенолитов и развитие прожилков частичного плавления, которые подобны описанным в эклогитах из трубки Удачная [60]. Обобщение всех этих наблюдений указывает на проявление процессов частичного плавления и метасоматоза в ксенолитах из трубки Нюрбинская, которое сопровождалось интенсивным флюидным воздействием. Можно полагать, что эти флюиды, имеющие признаки, указывающие на их взаимосвязь с субдукционными процессами, приводили к повышению  $\delta^{18}\text{O}$  в минералах эклогитов - как это установлено во многих кимберлитовых трубках различных провинций [19, 23, 45, 54, 55, 60, 62-64].

Невозможно определить достоверно условия этих процессов и время их протекания, но нам представляется наиболее резонным объяснением, что метасоматические флюиды ответственны за аномально высокий изотопный состав кислорода гранатов в алмазоносных ксенолитах Нюрбинской. Следует подчеркнуть, что алмазы и ксенолиты, а также сами кимберлиты содержат свидетельства неординарных характеристик мантийного субстрата этого недавно открытого кимберлитового поля [3, 15].

Наконец следует коснуться возможной взаимосвязи процессов образования алмазов и метасоматоза. Существует ряд теоретических предпосылок, что метасоматизирующие флюиды могут как снижать РТ-условия, необходимые для зарождения и последующего роста алмазов, расширяя поле их стабильности, так и обеспечивать необходимый привнос углерода. Имеется ряд достаточно убедительных свидетельств того, что в ксенолитах из трубки Удачная присутствуют алмазы, образовавшиеся в процессе частичного плавления и метасоматоза [59]. В ксенолитах с алмазами из трубки Нюрбинская нами зафиксированы дополнительные доказательства возможного образования алмазов в процессе интенсивного метасоматоза. К таковым можно отнести: постоянное развитие флогопита в оторочках вокруг алмазов, исключительную неоднородность в распределении алмазов по объему ксенолитов, наличие цепочек из нескольких кристаллов и рост алмазов в виде прожилков в отдельных ксенолитах. Эти и некоторые другие факты, которые будут изложены в отдельной публикации, указывают на то, что образование по меньшей мере части алмазов в ксенолитах трубки Нюрбинская произошло на одной из стадий метасоматоза. Не исключено, что этот процесс был близко связан со временем формирования кимберлитовой магмы и предварял ее внедрение. По нашему мнению, это могло обусловить исключительно высокую алмазоносность мантийных образований и, соответственно, самих кимберлитов данного поля.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В трубке Нюрбинская Накынского кимберлитового поля обнаружена уникальная ассоциация алмазоносных ксенолитов, которая характеризуется широкими вариациями состава граната – основного компонента этих пород. Среди образцов с алмазами, наряду с эклогитами и перидотитами, распространены ксенолиты, отвечающие по составу граната пироксенитовым парагенезисам, а также присутствуют отдельные ксенолиты, вероятно принадлежащие мегакристной ассоциации.

Прецизионные определения изотопного состава кислорода гранатов в ксенолитах трубки Нюрбинская показали широкие вариации и преимущественно высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  в гранатах эклогитового и пироксенитового состава, которые не были отмечены ранее среди подобных ксенолитов в других кимберлитовых трубках. Значимое отклонение  $\delta^{18}\text{O}$  гранатов в ксенолитах от мантийных значений может объясняться участием субдуцированной океанической коры в образовании эклогитового субстрата.

Присутствие во многих образцах зональных гранатов и петрографические признаки свидетельствуют об интенсивном проявлении метасоматических процессов, которые в свою очередь также могли обусловить аномальный изотопный состав кислорода гранатов и другие особенности ксенолитов данной трубки. Интенсивно проявленный мантийный метасоматоз в литосферной мантии данного района, в свою очередь обусловил сложную эволюцию литосферного субстрата и, вероятно, явился источником углеродсодержащих метасоматизирующих флюидов обеспечивших метасоматическое образование алмазов в отдельных ксенолитах.

Авторы считают своим приятным долгом выразить глубокую признательность В.И. Банзеруку, который оказал неоценимую помощь при отборе коллекции алмазосодержащих ксенолитов и А.С.Иванову за помощь в анализе химизма гранатов, а также Н.Н.Меркуловой и С.В. Банзерук, оказавшим содействие при отборе гранатов и подготовке препаратов для зондовых и изотопных исследований.

## Литература

1. **Галимов Э.М.** (1984) Вариации изотопного состава алмазов и связь их с условиями алмазообразования // *Геохимия*, № 8, с.1091- 1118.
2. **Коптиль В.И., Банзерук В.И., Липашова А.Н.** (1998) Сравнительная минералогическая характеристика алмазов кимберлитовых трубок Ботуобинская и Нюрбинская. (Накынское поле) // *Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов*. Мирный, с.183-184.
3. **Корнилова В.П., Фомин А.С., Зайцев А.И.** (200) Новый тип алмазоносных кимберлитовых пород на Сибирской платформе // *Региональная геология и металлогения*, № 13-14, с. 105-117.

4. **Томшин М.Д., Фомин А.С., Корнилова В.П., Черный С.Д., Яныгин Ю.Т.** (1998) Особенности магматических образований Накынского кимберлитового поля Якутской провинции // *Геология и геофизика*, т. 39, № 12, с. 1693-1704.
5. **Черный С.Д., Фомин А.С., Яныгин Ю.Т., Колесников Г.В.** (1998) Геологическое строение и вещественный состав кимберлитовых трубок Накынского поля Якутской провинции // *Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов*. Мирный, с.157-159.
6. **Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Черный С.Д. и др.** (2000) Пиропы и хромиты из кимберлитов Накынского поля (Якутия) и района Снэп-Лэйк (провинция Слейв, Канада): свидетельства аномального строения литосферы // *Докл. РАН*, т. 372, № 3, с. 356-360.
7. **Розен О.М., Серенко В.П., Специус З.В., Манаков А.В., Зинчук Н.Н.** (2002) Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры // *Геология и геофизика*, № 1, 3-26.
8. **Соболев Н.В.** (1974) Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 264 с.
9. **Соболев Н.В., Галимов Э.М., Ивановская И.Н., Ефимова Э.С.** (1979) Изотопный состав углерода алмазов содержащих кристаллические включения // *Докл. АН СССР*, 249, с. 1217-1220.
10. **Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Логвинова А.М., Суходольская О.В., Солодова Ю.П.** (2001) Распространенность и состав минеральных включений в крупных алмазах Якутии // *Докл. РАН*, т. 376, № 3, с. 382-386.
11. **Соболев В.С., Соболев Н.В.** (1980) Новые доказательства погружения на глубокие уровни эколгитизированных пород коры // *Докл. АН СССР*, т. 250, № 3, 683-685.
12. **Специус З.В., Митюхин С.И., Иванов А.С.** (2003) Первая находка ксенолита с алмазом в кимберлите трубки Ботуобинская (Накынное поле, Якутия) // *Докл. РАН*, т. 390, № 5, с. 1-4.
13. **Специус З.В., Митюхин С.И., Иванов А.С., Банзерук С.В.** (2005) Парагенезис включений в алмазах из кимберлитовой трубки Ботуобинская (Накынное поле, Якутия) // *Докл. РАН*, т. 403 (2), с. 248-252.
14. **Специус З.В., Серенко В.П.** Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. М., Наука, 1990, 272 с.
15. **Специус З.В., Серенко В.П.** (1999) Литосфера Среднемархинского кимберлитового района // Тез. докл. в сб.: *Геология и тектоника платформ и орогенных областей северо-востока Азии*. Якутск, ЯНЦ СО РАН, т. 2, с. 104-108.
16. **Специус З.В., Серенко В.П.** (2003) Глубинные ксенолиты из кимберлитов Накынского поля // *Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании "АЛРОСА"*. Мирный, с.191-196.
17. **Устинов В.И., Уханов А.В., Гриненко В.А., Гаврилов Ю.Ю.** (1987)  $\delta^{18}\text{O}$  в эколгитах из кимберлитовых трубок Удачная и Обнаженная // *Геохимия* 11, с. 1637-1641.
18. **Agashev A.M., Fomin A.S., Watanabe T., Pokhilenko N.P.** (1998) Preliminary Age Determination of Recently Discovered Kimberlites of the Siberian Kimberlite Province // *Extended Abstracts 7<sup>th</sup> Intern. Kimberlite Conf*, Cape Town, 11-13.
19. **Beard B. L., Fraracci K. N., Taylor L. A., Snyder G. A., Clayton R. N., Mayeda T. and Soboлев N. V.** (1996) Petrography and geochemistry of eclogites from the Mir kimberlite, Yakutia, Russia // *Contributions to Mineralogy and Petrology* 125, 293-310.

20. **Boyd F. R., Pokhilenko N. P., Pearson D. G., Mertzman S. A., Sobolev N. V., and Finger L. W.** (1997) Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // *Contrib. Mineral. Petrol.* **128**, 228-246.
21. **Bulanova G.P., Griffin W.L., Kaminsky F.V., Davies R., Spetsius Z.V., Ryan C.G., Andrew A. and Zahkarchenco O.D.** (1999) Diamonds from Zarnitsa and Dalnaya kimberlites (Yakutia), their nature and lithospheric mantle source // *Proc. 7th Int. Kimb. Conf.*, 49-56.
22. **Bulanova G.P., Shelkov D., Miledge H.J., Hauri E.N. and Smith C.B.** (1999) Nature of eclogitic diamonds from Yakutian kimberlites: Evidence from isotopic composition and chemistry of inclusions // *Proc. 7th Int. Kimb. Conf.*, 57-65.
23. **Caporuscio F. A.** (1990) Oxygen isotope systematics of eclogite mineral phases from South Africa. *Lithos* **25**, 203–210.
24. **Cartigny P., Harris J.W., Javoy M.** (2001) Diamond genesis, mantle fractionations and mantle nitrogen content: a study of  $\delta^{13}\text{C-N}$  concentrations in diamonds // *Earth Planet. Sci. Lett.* **185**, 85–98.
25. **Cherny S.D., Fomin A.S., Yanygin Ju.T., Banzeruk V.I., Kornilova V.P.** (1998) Geology and composition of the Nakyn field kimberlite pipes and diamond properties (Yakutia) // Ext. Abstracts. Cape Town, 147-148.
26. **Clayton R.N., Goldsmith J.R., Karel K.J., Mayeda T.K., Newton R.P.** (1975) Limits on the effect of pressure in isotopic fractionation // *Geochim. Cosmochim. Acta* **39**, 1197–1201.
27. **Dawson J.B., Stephens W.E.** (1975) Statistical classification of garnets from kimberlite and associated xenoliths // *J. Geol.* **83**, 589-607.
28. **Deines P.** (1980) The carbon isotopic composition of diamonds: relationship to diamond shape, colour, occurrences and vapour composition // *Geochim. Cosmochim. Acta* **44**, 943-961.
29. **Deines P., Harris J.W. and Gurney J.J.** (1993) Depth-related carbon isotope and nitrogen concentration variability in the mantle below the Orapa kimberlite, Botswana, Africa // *Geochim. Cosmochim. Acta* **57**, 2781-2796.
30. **Deines P., Harris J.W. and Gurney J.J.** (1997) Carbon isotope ratios, nitrogen content and aggregation state, and inclusion chemistry of diamonds from Jwaneng, Botswana // *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**, 3993-4005.
31. **Deines P., Harris J.W., Spear P.M. and Gurney J.J.** (1989) Nitrogen and  $\delta^{13}\text{C}$  content of Finch and Premier diamonds and their implications // *Geochim. Cosmochim. Acta* **53**, 1367-1378.
32. **Eldridge C. S., Compston W. William I. S., Harris J. W. and Bristow J. W.** (1992) Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation // *Nature*, **353**, 649-653.
33. **Galimov E.M.** (1991) Isotope fractionation related to kimberlite magmatism and diamond formation // *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 1697-1708.
34. **Garlick G.D., MacGregor I.D. and Vogel D.E.** (1971) Oxygen isotope ratios in eclogites from kimberlites // *Science* **172**, 1025-1027.
35. **Gregory R.T., Taylor H.P.** (1981) An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Samail ophiolite, Oman: evidence for  $\delta^{18}\text{O}$ -buffering of the oceans by deep (>5 km) seawater-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges // *J Geophys Res* **86**, 2737–2755.
36. **Griffin W.L., Spetsius Z.V., Pearson N.J. and O'Reilly S. Y.** (2002) In-situ Re-Os analysis of sulfide inclusions in olivine: New constraints on depletion events in the Siberian lithospheric mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **11-21**, 1029/2001GC000287.

37. **Jacob D. E., Foley S. F.** (1999) Evidence for Archean ocean crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths // *Lithos* **48**, 317–336.
38. **Jacob D., Jagoutz E., Lowry D., Matthey D., Kudrjavitseva G.** (1994) Diamondiferous eclogites from Siberia: Remnants of Archean oceanic crust // *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 5191-5207.
39. **Jagoutz E., Dawson J.B., Hoernes S., Spettel B., Wanke H.** (1984) Anorthositic oceanic crust in the Archean // *Lunar Planet.Sci.* **15**, 395– 396.
40. **Kirkley M.B., Gurney J.J., Otter M.L., Hill S.J., Daniels L.R.** (1991) The application of C isotope measurements to the identification of the sources of C in diamonds: a review // *Applied Geochem.* **6**, 477-494.
41. **Kyser T. K., O'Neil J. R., and Carmichael I. S. E.** (1982) Genetic relations among basic lavas and ultramafic nodules: Evidence from oxygen isotope compositions // *Contrib. Mineral. Petrol.* **81**, 88–102.
42. **Lowry D., Matthey D.P. and Harris J.W.** (1999) Oxygen isotope composition of syngenetic inclusions in diamond from the Finch Mine, RSA // *Geochim. Cosmochim. Acta* **63**, 1825-1836.
43. **MacGregor I.D. and Manton W.I.** (1986) Roberts Victor eclogites: ancient oceanic crust. *J. Geophys. Res.*, **91**, 14063-14079.
44. **Matthey D., Lowry D., and Macpherson C.** (1994) Oxygen isotope composition of mantle peridotite // *Earth Planet. Sci. Lett.* **128**, 231-241.
45. **Neal C.R., Taylor L.A., Davidson J.P., Holden P., Halliday A.N., Paces J.B., Clayton R.N. and Mayeda T.K.** (1990) Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, Part 2: Sr, Nd, and O isotope chemistry // *Earth Planet. Sci. Lett.* **99**, 362-379.
46. **Ongley J. S., Basu A. R., and Kyser T. K.** (1987) Oxygen isotopes in coexisting garnets, clinopyroxenes and phlogopites of Roberts Victor eclogites: Implications for petrogenesis and mantle metasomatism // *Earth Planet. Sci. Lett.* **83**, 80–84.
47. **Pearson D.G.** (1999) The age of continental roots // *Lithos* **48**, 171-194.
48. **Pearson D. G., Shirey S. B., Carlson R. W., Boyd F. R., Pokhilenko N. P. and Shimizu N.** (1995) Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr isotope evidence for thick Archean lithospheric mantle beneath the Siberia craton modified by multi-stage metasomatism // *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**, 959-977.
49. **Pearson D.G., Shirey S.B., Bulanova G. P., Carlson R.W. and Milledge H.J.** (1999) Re-Os isotopic measurements of single sulfide inclusions in a Siberian diamond and its nitrogen aggregation systematics // *Geochim. Cosmochim. Acta* **63**, 703-711.
50. **Richardson S.H., Shirey S.B., Harris J.W. and Carlson R.W.** (2001) Archean subduction recorded by Re/Os isotopes in eclogitic sulfide inclusions in Kimberley diamonds // *Earth and Planetary Science Letters* **191**, 257-266.
51. **Shirey S.B., Carlson R.W., Richardson S.H., Menzies A., Gurney J., Pearson. D.G., Harris J.W. and Wiechert U.** (2001) Archean emplacement of eclogitic components into the lithospheric mantle during formation of the Kaapvaal Craton // *Geophys. Res. Lett.* **28**, 2509-2512.
52. **Shervais J. W., Taylor L. A., Lugmair G. W., Clayton R. N., Mayeda T. K., and Korotev R. L.** (1988) Early Proterozoic oceanic crust and the evolution of subcontinental mantle: Eclogites and related rocks from southern Africa // *Bull. Geol. Soc. America* **100**, 411–423.
53. **Schulze D.J, Valley J.W., Spicuzza K.J.** (2000) Coesite eclogites from the Roberts Victor kimberlite, South Africa // *Lithos* **54**, 23-32.
54. **Snyder G.A., Taylor L.A., Jerde E.A., Clayton R.N., Mayeda T.K., Deines P., Rossman G.R. and Sobolev N.V.** (1995) Archean mantle heterogeneity and the origin of

- diamondiferous eclogites, Siberia: Evidence from stable isotopes and hydroxyl in garnet // *Amer. Mineral.* **80**, 799-809.
55. **Snyder G. A., Taylor L. A., Crozaz G., Halliday A. N., Beard B. L., Sobolev V. N. and Sobolev N. V.** (1997) The origins of Yakutian eclogite xenoliths // *Journal of Petrology* **38**, 85-113.
56. **Spetsius Z.V.** (2004) Petrology of highly aluminous xenoliths from kimberlites of Yakutia // *Lithos* **48**, 525-538.
57. **Spetsius Z.V., Serenko V.P., Mituxin S.I.** (2000) The lithosphere of the Nakynsky kimberlite field, Yakutia // Abstracts 31<sup>th</sup> IGC, Brazilia, Rio de Janeiro.
58. **Spetsius Z.V. and Spetsius V. Z.** (2005) Exsolution textures and minerals inhomogeneity in xenoliths from Yakutian kimberlites: evidence for the mantle evolution // *Proceedings of Intern. Workshop: Plumes and problems of sources of deep magmatism and plumes.* Petropavlovsk-Kamchatsky, 148-169.
59. **Spetsius Z.V., Taylor L.A.** (2003) Partial melting in mantle eclogite xenoliths: evidence from Yakutian kimberlites // *Intern. Geol. Rew.* **11**, 983-987.
60. **Spetsius Z.V., Taylor L.A.** (2003) Kimberlite xenoliths as evidence for subducted oceanic crust in the formation of the Siberian craton // *Proceedings of 3d Intern. Workshop: Plumes and problem of deep sources of alkaline magmatism.* Irkutsk, 3-15.
61. **Spicuzza M.J., Valley J.W., Kohn M.J., Girand J.P., and Fouillac A.M.** (1998) The rapid heating, defocused beam technique: A CO<sub>2</sub>-laser-based method for highly precise and accurate determination of  $\delta^{18}\text{O}$  values of quartz // *Chem. Geol.* **144**, 195-203.
62. **Taylor L.A.** (1993) Evolution of the subcontinental mantle beneath the Kaapvaal craton: a review of evidence for crustal subduction for Bellsbank eclogites // *Russian Geol. Geophys., Geologiya Geofizika*, **34**, N 12, 21-39.
63. **Taylor L. A. and Neal C. R.** (1989) Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, part 1: Mineralogy, Petrography, and whole rock chemistry // *J. Geol.* **97**, 551-567.
64. **Taylor L. A., Spetsius Z. V., Wiesli R., Anand M., Promprated P., and Valley J. W.** (2003) The origin of mantle peridotites: crustal signatures from Yakutian kimberlites // *Ext. Abstr. 8<sup>th</sup> International Kimberlite Conference, Victoria, Canada.*
65. **Valley J.V., Kitchen N.E., Kohn M.J., Niendorf C.R. and Spicuzza M.J.** (1995) Strategies for high precision oxygen isotope analysis by laser fluorination // *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 5223-5221.

УДК 551.22+552.11

## Реконструкция строения мантийных разрезов и жильно-магматических систем под кимберлитовыми трубками Сибирской платформы

Ащепков И.В.<sup>1</sup>, Похиленко Н.П.<sup>1</sup>, Владыкин Н.В., Ротман А.Я.<sup>3</sup>,  
Логвинова А.М.<sup>1</sup>, Афанасьев В.П.<sup>1,3</sup>, Кулигин С.С.<sup>1</sup>, Похиленко Л.Н.<sup>1</sup>,  
Малыгина Е.В.<sup>1</sup>, Стегницкий Ю.Б.<sup>3</sup>, Хмельникова О.С.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>-ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск [Igor.Ashchepkov@uiggm.nsc.ru](mailto:Igor.Ashchepkov@uiggm.nsc.ru);

<sup>2</sup>-Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия, [vlad@igc.irk.ru](mailto:vlad@igc.irk.ru);

<sup>3</sup>-ЯНИГП ЦНИГРИ АК"АЛРОСА", Мирный, Россия [Rotman@cnigri.alrosa-mir.ru](mailto:Rotman@cnigri.alrosa-mir.ru)

В статье приводятся результаты применения мономинеральной термобарометрии, в том числе 4х новых методов для клинопироксена, граната, Cr-шпинели и ильменита, взаимосогласованные с результатами ортопироксеновой термометрии (Ashchepkov, 2002; Ashchepkov, 2003; Ashchepkov, Vishnyakova, 2004; Ashchepkov, Vishnyakova, 2005 a, b) для определения строения мантийных колонн под 6-тью районами кимберлитового магматизма Сибирской платформы. ТР реконструкции для 24 трубок (в среднем по ~500 анализов) выявили слоистость перидотитовых колонн под кимберлитовыми полями, состоящую из 10-12 горизонтов первичного субдукционного генезиса. Состав минералов и пород варьирует в зависимости от степени изменения мантийного субстрата в результате процессов просачивания расплавов и метасоматоза. Строение колонн: в основании имеет термально возбужденный астеносферный слой (65-60 кбар) за счет взаимодействия с плюмовыми расплавами, выше (60-40 кбар) 3-4 горизонта, степень истощения которых растет вниз по разрезу, и 3-5 слоев в верхней части (35-12 кбар). Пироксенитовые линзы в середине колонн на уровне 40-35 кбар.

На ТР диаграммах многих трубок расщепление геотерм соответствует многоэтапным процессам просачивания расплавов. Наиболее крупные, часто более алмазоносные, трубки в районах имеют крутые наклоны геотермических градиентов и часто глубоко истощенный материал в основании мантийных колонн, и широкую сеть пирокенитовых жил по всему объему колонны, за счет концентрации расплавов в мантийной колонне. Строение мантийных колонн, даже в пределах поля, может различаться, но общие тенденции и геохимические характеристики горизонтов близки.

Клинопироксеновые геотермы более низкотемпературны и маркируют пироксенитовую линзу, которая разделяет колонны на нижнюю часть с К-метасоматозом и верхнюю с метасоматозом Na – типа, более гомогенную и часто железистую. Гранаты, как правило, дают две геотермы. Высокотемпературная образуется при взаимодействии перидотитового субстрата с протокимберлитовыми расплавами. Ильменитовая термобарометрия дает и отражает ТР параметры для ильменитовых мегакристаллов. Хромистые и марганцовистые разности ильменитов отвечают метасоматитам, иногда эклогитам.

Окислительные условия, определенные по мономинеральным версиям Cr-шпинелевого и ильменитового оксидометров (Taylor et al., 1998), помогают

понять строение и взаимодействие перидотитовых и полибарических протоматических систем.

**Ключевые слова:** мантия; мономинеральная термобарометрия; оксибарометры; мантийные разрезы; Сибирская платформа; перидотиты, гранат, пироксены, ильменит, хромит.

## ВВЕДЕНИЕ

Реконструкции строения литосферной мантии могут дать материал к расшифровке процессов формирования континентов и ключ к пониманию воздействия плюмов на нижние горизонты литосферы, которое связано с конвективными движениями в верхней мантии [1]. В мантийном киле кратона сформирована основная часть алмазов кимберлитов [2-8]. В ранних работах, посвященных кимберлитовому магматизму и алмазной тематике, изучению глубинных ксенолитов и строению верхней мантии, уделялась большая роль, и уже в то время проводилось ее картирование [8-10]. Для Сибирской платформы [11-20] изучено строение литосферной мантии лишь под трубками Удачная, Обнаженная [18] и Мир [15]. Глубинные ксенолиты большинства других крупных трубок изменены и непригодны для реконструкций. Термобарометрические исследования группы У. Гриффина [14] с помощью гранатовой термобарометрии [21-23] позволили построить профиль литосферной мантии Сибирской платформы [14] и сделать выводы об эволюции геотермического режима во времени [24]. Данный гранатовый метод дает приближенные ТР оценки, которые часто не согласуются с данными полиминеральной термобарометрии. Использование одного граната не дает полной информации о строении верхней мантии, так как он не всегда является сквозным минералом в мантийных парагенезисах.

Для расчетов использованы более 10000 оригинальных микрозондовых анализов из концентратов минералов кимберлитов трубок, из 6 районов (рис.1) Сибирской платформы, выполненных, в основном, первым автором для хозяйственных работ с компанией АЛРОСА, дополненных опубликованными данными из литературы и кандидатских диссертаций соавторов.

В данной работе применены только методы мономинеральной термобарометрии по пяти основным минералам мантийных пород: ортопироксену [25-26], клинопироксену [27-29], гранату [30,31], хромиту [32,34] и ильмениту [31,34]. Четыре новых оригинальных барометра, разработаны на основе ортопироксеновой барометрии. Их применение показало сходимость полученных ТР диаграмм для расшифровки строения мантийных колонн Сибирской платформы и других районов Мира [34] с оценками по методам полиминеральной термобарометрии. Методы применимы и для включений в алмазы. Мономинеральные модификации оксибарометров [35] позволяют оценивать и окислительные условия для перидотитов по хромитам и для жильных пород и метасоматитов по

ильменитам. Детальные мантийные разрезы, под более чем 30 кимберлитовыми трубками Сибири,

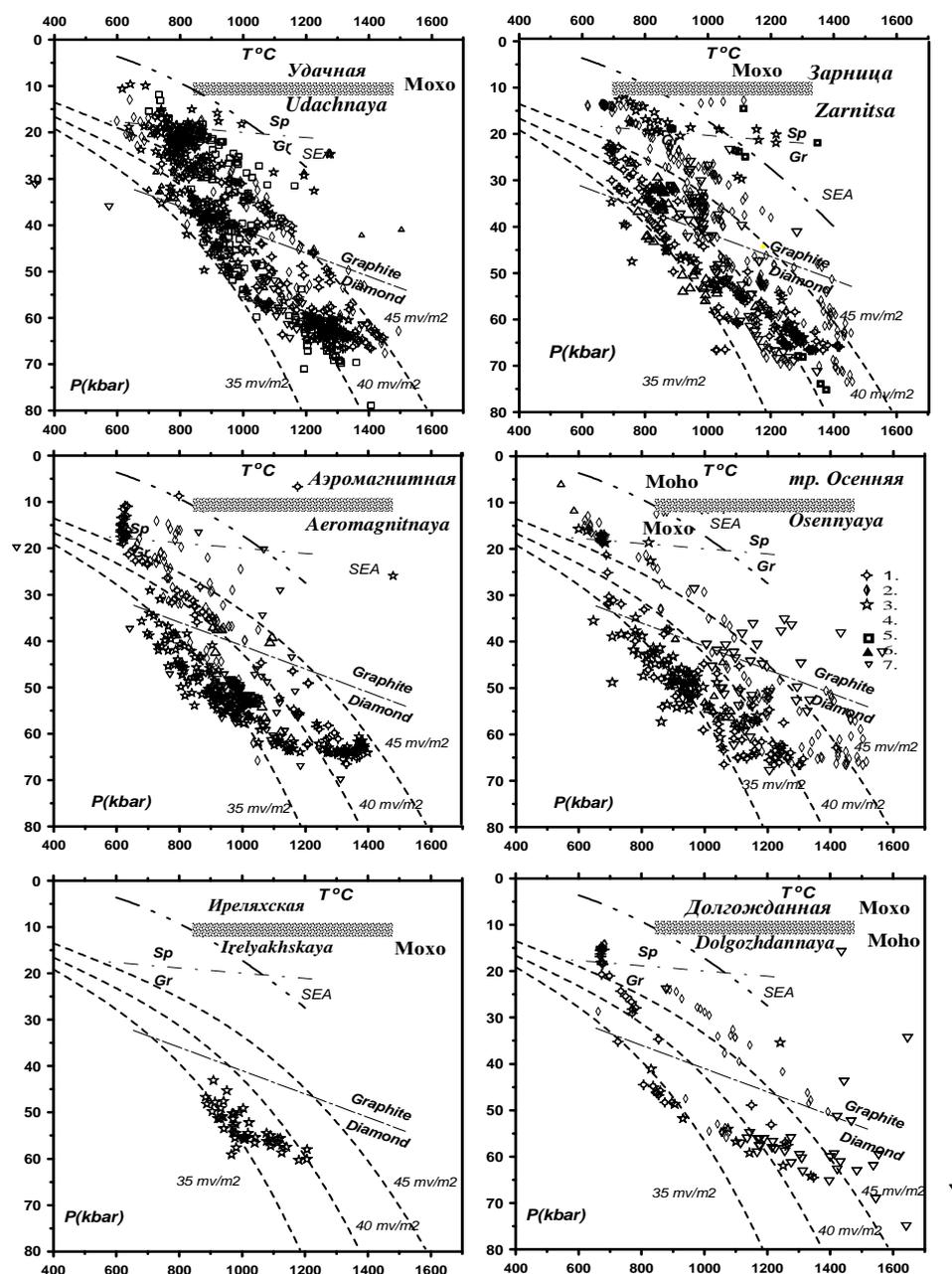


Рис. 1. ТР определения для мантийных колонн под кимберлитовыми трубками Далдынского района.

1. гранатовая термобарометрия, вариант для обычных перидотитов (Ashcherkov, Vishnyakova, 2004); 2- то же вариант для пироксенитов и перидотитов импрегнированного типа; 3- клинопироксеновая термобарометрия (Ащепков, 2002); 4- клинопироксеновая термобарометрия (Nimis, Taylor, 2002); 5. ортопироксеновая термобарометрия (Brey, Kohler, 1990- McGregor, 1974); 6. Шпинелевая термобарометрия (Ashcherkov, Vishnyakova, 2005a); 7. Ильменитовая термобарометрия (Ashcherkov, Vishnyakova, 2005b).

выявили слоистую структуру мантии 6 различных районов и показали строение жильно-магматических систем [36].

**РЕКОНСТРУКЦИЯ МАНТИЙНЫХ КОЛОНН РАЗНЫХ  
РАЙОНОВ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА  
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ  
ДАЛДЫНСКИЙ РАЙОН**

Здесь выделяются три типа мантийных разрезов (рис.1). Первый тип характерен для трубок Удачная и Зарница [55] с дискретными интервалами по давлению и контрастным строением разрезов, что, видимо, связано с присутствием пироксенитовых горизонтов в основании (эклогиты В-типа) [13,15, 47,48], в средней части разреза (40-50 кбар - анатектические и гибридные пироксениты) [44], а также в верхних частях вблизи уровня гранат-шпинелевого перехода (железистые пироксениты) [13,48, 40-53]. Резко истощенные горизонты (2), отмеченные в интервале 45-60 кбар, – перидотиты, обогащенные Cr-шпинелидами, трассирующие низкотемпературную геотерму и более высокотемпературные гранатовые породы из этого интервала, [50-54]. Для мантийного разреза под трубкой Зарница три дискретные интервала давления, установленные по пироксенам и гранатам, совпадают с определенными по хромиту, что свидетельствует в пользу избирательного опробования мантийной колонны кимберлитовой магмой. Пироксенитовый горизонт на уровне 40 кбар хорошо проявлен в мантийной колонне тр. Удачная и менее для тр.Зарница [50] (рис.3). Установлен разогрев на уровне гранат–шпинелевой фации при давлениях ниже 30 кбар, происходит становление базальтовых расплавов, вплоть до геотермы SEA [24] (геотерма Юго–Восточной Австралии) в мантийных колоннах под трубками Зарница и Удачная. Для последней характерен более крутой близadiaбатический ТР градиент (от 60 до 15 кбар), по сравнению с другими трубками с кондуктивным типом геотерм. Ильменитовые определения для Удачной отвечают наиболее глубинным частям разреза, а для Зарницы - ступенчато трассируют весь интервал давлений от 65 до 25 кбар.

Второй тип разреза представлен мантийной колонной трубки Осенняя, где неистощенные, богатые клинопироксеном перидотиты, слагают интервал от 40 до 55 кбар, что совпадает с определениями по ильмениту. В ней глубже присутствует сравнительно истощенный горизонт с крупными хромитами в породе, и в основании - термально возбужденный горизонт ~60 кбар. Гранатовые определения в средней части интервала низкотемпературны. Ильменитовые ТР определения предполагают широкое развитие высокотемпературных метасоматитов на всем протяжении мантийной колонны.

Для тр. Аэромагнитная (3-тип), которая имеет сходное строение мантийной колонны, характерно близкое положение “пироксеновых” и “ильменитовых” ТР определений с расщеплением последних на три ветви при давлениях 40-60 кбар. Шпинелевые ТР определения, отвечающие часто холодным истощенным породам, либо наоборот - разогретым, где проходила

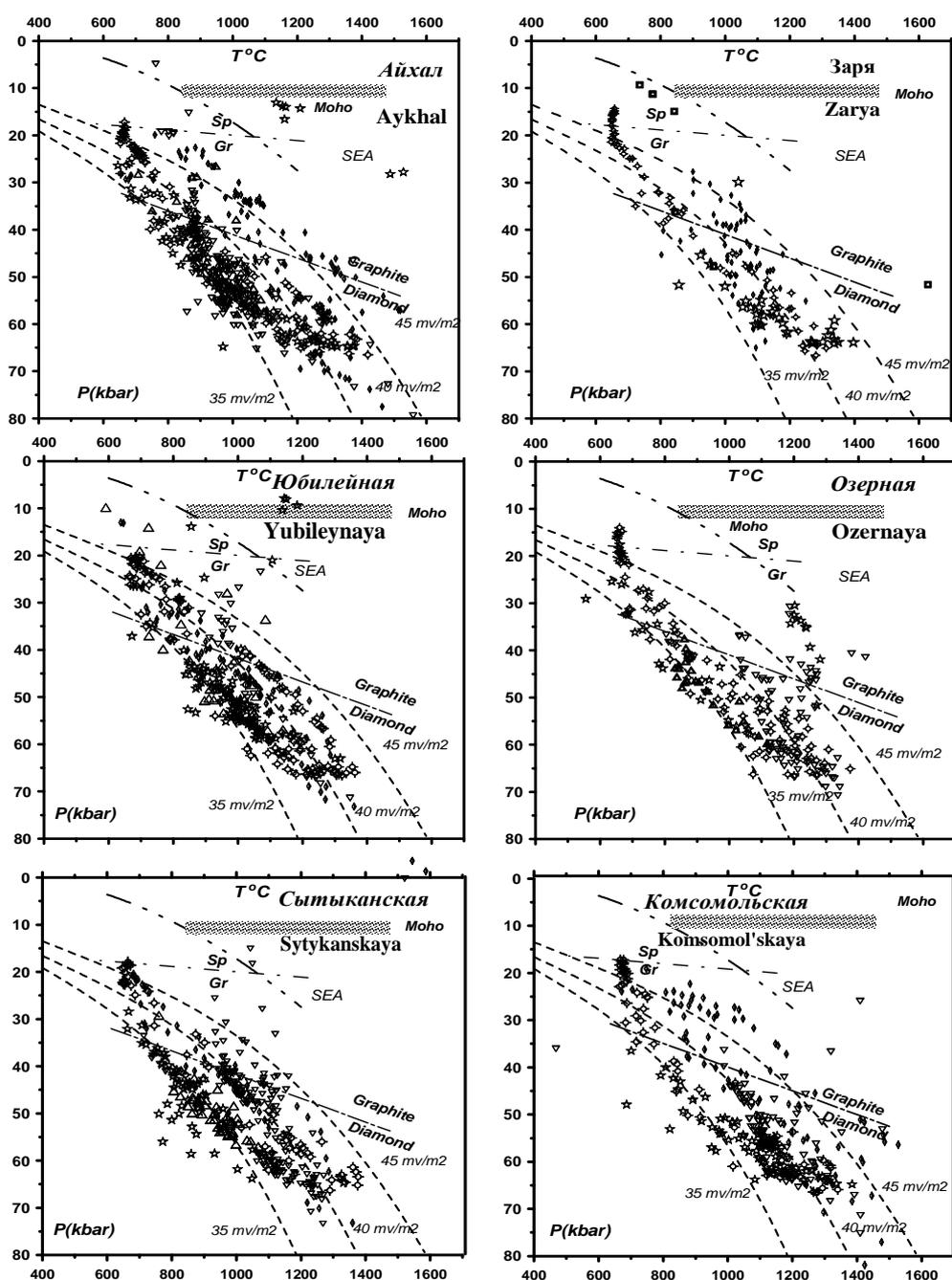


Рис.2. ТР определения для мантийных колонн под кимберлитовыми трубками Алакитского района. Условные обозначения те же.

реакция дегранатизации, и сверху и снизу маркируют существенно пироксенитовый горизонт, в котором много ильменитовых метасоматитов и пироксенитов гибридного типа, по-видимому, переслаивающихся с эклогитами. Мантийные разрезы под трубками Долгожданная и Ирреляхская имеют сходное строение, демонстрируя сильный разогрев в интервале 55 -60 кбар.

Таблица 1.

## Представительные анализы пироксенов из кимберлитов Якутии.

Оксиды	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	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<b>Далдынское поле</b>											
<b>трубка Аэромагнитная</b>											
AeCp096	54,64	0,17	2,20	4,23	2,04	0,11	15,17	17,20	3,38	0,02	98,17
AeCp098	54,12	0,35	1,83	0,60	4,20	0,15	19,73	15,42	1,50	0,04	98,70
AeCp103	54,35	0,15	3,39	2,48	2,48	0,13	13,66	18,23	3,57	0,00	98,86
AeCp104	54,57	0,32	2,53	1,74	3,03	0,14	15,49	18,56	2,67	0,03	98,54
AeCp105	53,85	0,20	0,89	2,73	1,79	0,04	15,74	20,94	2,04	0,02	98,81
AeCp106	53,93	0,30	2,30	4,78	2,23	0,10	14,46	16,62	4,07	0,00	98,50
AeCp107	54,31	0,10	1,32	0,51	1,72	0,08	16,24	23,16	1,12	0,00	98,72
AeCp109	54,30	0,56	4,70	0,57	3,99	0,08	15,96	14,27	3,78	0,01	99,20
<b>трубка Озерная</b>											
OsD64	52,90	0,36	3,37	1,58	2,61	0,09	14,72	21,74	1,60	0,00	98,97
OsD68	54,08	0,09	1,31	4,93	2,59	0,10	14,52	17,64	3,20	0,02	98,48
OsD69	53,77	0,04	2,83	3,93	2,25	0,12	14,52	17,75	3,59	0,00	98,81
OsD70	55,22	0,09	2,33	4,28	2,50	0,05	14,48	17,54	3,23	0,01	99,73
OsD71	53,35	0,32	3,55	1,81	2,48	0,08	14,43	21,37	1,84	0,00	99,23
OsD72	55,17	0,04	2,57	4,04	2,66	0,07	14,05	17,38	3,39	0,02	99,39
<b>Ортопироксены</b>											
OsE02	51,88	0,05	4,60	0,28	16,20	0,37	27,32	0,29	0,08	0,00	101,06
OsE03	51,65	0,06	4,70	0,32	15,69	0,29	26,04	0,33	0,03	0,00	99,12
<b>трубка Ирелях</b>											
IrD-2-1	55,08	0,20	1,40	1,33	3,21	0,12	17,12	19,64	1,68	0,01	99,79
IrD-2-5	54,79	0,20	1,57	1,43	3,56	0,09	15,28	20,18	1,83	0,00	98,93
IrD-2-7	55,58	0,22	1,35	1,29	2,46	0,07	15,72	21,39	1,39	0,01	99,48
IrD-2-8	54,84	0,31	1,29	1,29	2,92	0,09	17,46	19,17	1,39	0,00	98,76
IrD-2-11	54,98	0,19	1,72	0,20	3,98	0,06	15,38	21,62	1,39	0,00	99,52
IrD-2-12	55,21	0,23	1,26	2,20	2,88	0,08	16,07	19,39	1,88	0,02	99,22
<b>Малоботуобинский район</b>											
<b>трубка Мир</b>											
MirD17	54,22	0,14	1,93	2,62	2,09	0,10	15,12	19,82	2,61	0,00	98,65
MirD09	54,66	0,13	2,66	2,81	2,32	0,09	14,54	18,23	3,21	0,01	98,66
MirCp55	54,79	0,14	2,21	4,81	1,97	0,09	14,57	16,84	3,67	0,04	99,13
MirCp30	54,99	0,20	3,37	2,58	1,22	0,06	14,60	19,64	2,94	0,01	99,61
Mir16	54,88	0,16	8,76	0,09	2,34	0,05	10,58	16,10	5,08	0,00	98,04
MirCp01	54,12	0,18	2,73	0,28	1,74	0,06	16,08	21,85	1,57	0,01	98,62
MirCp27	54,66	0,03	0,65	0,32	2,84	0,07	17,17	23,01	0,62	0,01	99,38
<b>трубка Дачная</b>											
DachD01	53,66	0,41	2,30	0,07	5,75	0,15	16,97	17,16	2,13	0,03	98,62
DachD06	54,05	0,48	5,52	3,67	1,43	0,07	12,20	16,15	4,98	0,00	98,55
DachD16	53,37	0,16	3,80	5,99	2,79	0,10	13,28	13,78	5,97	0,02	99,25
DachD14	54,32	0,05	3,38	3,38	2,97	0,11	13,59	16,85	4,06	0,01	98,72

Таблица 1. Продолжение.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
DachD21	53,95	0,24	2,28	2,83	2,44	0,09	15,84	18,26	3,06	0,04	99,03
DachD22	50,27	0,97	2,89	0,68	8,28	0,21	15,84	19,02	0,25	0,00	98,40
DachD28	54,23	0,14	2,70	4,69	2,16	0,06	13,54	16,91	3,90	0,01	98,34
DachD33	54,10	0,28	3,75	1,06	1,26	0,04	15,34	20,18	2,55	0,01	98,56
DachD46	54,17	0,13	2,78	4,12	2,27	0,09	14,07	17,38	3,61	0,00	98,61
DachD49	53,76	0,55	1,64	0,69	7,36	0,22	16,75	18,75	0,24	0,00	99,96
<b>трубка Интернациональная</b>											
IntD01	54,78	0,17	2,82	2,90	2,11	0,07	14,59	18,78	3,01	0,01	99,24
IntD02	54,91	0,17	3,21	1,84	2,38	0,05	14,61	19,18	2,86	0,00	99,21
IntD06	54,75	0,17	2,71	3,04	2,24	0,08	14,34	18,68	3,09	0,01	99,10
IntD07	53,88	0,19	2,27	1,81	2,67	0,09	14,95	20,66	2,32	0,01	98,85
IntD10	55,50	0,03	7,64	3,70	3,85	0,13	10,27	10,41	7,37	0,01	98,91
IntD11	54,65	0,19	2,27	5,02	2,41	0,11	14,17	16,78	3,65	0,02	99,27
IntD12	54,55	0,19	4,24	3,19	1,47	0,06	13,61	18,03	3,78	0,01	99,13
IntD13	54,37	0,14	2,92	3,37	2,22	0,08	14,30	18,17	3,30	0,00	98,87
IntD14	53,84	0,18	2,44	0,49	4,31	0,11	15,14	19,87	2,23	0,04	98,66
IntD16	54,84	0,03	3,42	6,43	2,67	0,07	12,61	14,17	5,23	0,01	99,48
IntD18	54,76	0,16	2,54	2,60	2,39	0,06	14,78	19,75	2,65	0,03	99,71
<b>Алакитское поле</b>											
<b>трубка Айхал</b>											
AiD008	55,13	0,09	2,59	3,29	2,50	0,12	14,89	18,19	3,13	0,01	99,94
AiD011	55,36	0,16	3,03	1,95	2,91	0,09	15,25	18,28	3,13	0,02	100,17
AiD013	55,43	0,20	2,51	3,33	2,56	0,12	15,16	17,67	3,19	0,03	100,21
AiD014	55,09	0,13	2,45	2,26	1,94	0,08	15,49	20,41	2,31	0,01	100,17
AiD015	55,00	0,39	1,84	0,61	4,80	0,17	18,61	16,85	1,61	0,05	99,92
AiD020	54,55	0,17	3,17	0,98	1,72	0,03	15,70	22,16	1,58	0,01	100,07
<b>трубка Озерная</b>											
OzCp029	52,67	0,47	2,76	0,70	6,92	0,15	16,06	19,43	0,24	0,01	99,40
OzCp126	55,38	0,19	3,18	3,75	2,69	0,03	14,34	16,28	3,90	0,03	99,77
OzCp128	54,79	0,09	0,27	2,39	2,24	0,02	15,85	22,23	1,70	0,01	99,59
OzCp131	55,10	0,10	0,26	2,86	2,12	0,00	15,46	21,59	1,95	0,01	99,45
OzCp135	55,19	0,23	2,59	0,98	3,68	0,04	15,37	19,83	2,33	0,02	100,26
OzCp136	54,80	0,09	0,51	2,18	2,66	0,05	15,94	21,58	1,79	0,00	99,60
OzCp137	54,47	0,08	0,51	2,22	2,66	0,00	15,83	21,46	1,95	0,02	99,21
<b>трубка Юбилейная</b>											
YuCrD129	55,24	0,02	1,36	1,98	2,29	0,06	16,81	20,21	1,69	0,04	99,70
YuCrD238	54,92	0,06	3,44	3,32	2,33	0,08	13,72	17,42	3,60	0,00	98,90
YuCrD15	55,43	0,19	2,65	3,79	2,33	0,09	14,86	16,59	3,49	0,03	99,46
YuCrD146	54,71	0,12	0,43	2,41	2,35	0,07	15,97	21,67	1,79	0,01	99,52
YuCrD216	54,84	0,25	2,37	3,57	2,36	0,09	14,54	18,10	3,07	0,03	99,23
YuCrD39	55,07	0,15	2,40	4,96	2,38	0,10	14,42	16,00	3,79	0,04	99,30
YuCrD101	55,00	0,16	1,60	2,62	2,41	0,07	15,17	20,20	2,41	0,00	99,64
YuCrD217	55,19	0,08	0,55	3,04	2,42	0,07	15,41	20,73	2,15	0,01	99,65

Таблица 1. Продолжение.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<b>трубка Сытыканская</b>											
SytD028	54,16	0,12	0,70	1,82	2,17	0,08	16,18	22,02	1,63	0,04	98,92
SytD030	54,36	0,09	2,87	3,65	2,25	0,09	13,96	18,47	3,33	0,08	99,15
SytD034	54,48	0,13	0,51	2,18	2,01	0,06	15,94	22,27	1,54	0,06	99,18
SytD035	54,77	0,35	1,73	4,30	2,50	0,12	14,35	17,86	3,37	0,09	99,43
SytD036	53,98	0,22	2,95	0,73	3,21	0,07	14,71	21,02	2,18	0,06	99,13
SytD041	54,04	0,22	2,98	0,73	3,32	0,08	14,99	20,84	2,33	0,07	99,59
SytD043	54,05	0,21	2,91	0,77	3,30	0,08	14,47	20,62	2,36	0,06	98,83
SytD045	54,10	0,23	2,88	0,76	3,21	0,07	14,68	20,44	2,36	0,07	98,81
SytD047	54,08	0,20	3,05	0,77	3,16	0,06	14,53	20,91	2,24	0,03	99,03
SytD049	53,81	0,20	2,97	0,74	3,17	0,08	14,49	20,86	2,23	0,04	98,59
SytD050	54,42	0,05	2,82	2,94	2,23	0,07	14,01	18,91	3,09	0,03	98,58
SytD052	54,36	0,05	2,83	3,01	2,18	0,10	14,27	18,96	3,06	0,03	98,85
<b>трубка Комсомольская</b>											
KmsDi063	53,83	0,24	2,43	2,55	2,88	0,07	14,92	19,65	2,68	0,03	99,28
KmsDi065	55,07	0,14	2,33	2,30	2,10	0,07	15,82	19,87	2,71	0,03	100,44
KmsDi066	52,36	0,20	2,76	1,73	2,10	0,06	15,51	21,09	2,98	0,01	98,79
KmsDi067	54,97	0,10	3,45	3,97	1,79	0,09	13,84	18,39	3,64	0,00	100,24
KmsDi070	54,82	0,23	2,33	5,56	2,33	0,10	13,93	16,69	4,03	0,03	100,05
KmsDi071	54,96	0,20	1,66	2,75	2,11	0,08	15,42	21,27	2,39	0,02	100,86
KmsDi075	54,19	0,31	4,53	2,74	1,60	0,06	13,92	18,94	3,47	0,00	99,76
KmsDi076	54,54	0,27	3,30	4,47	2,75	0,09	13,65	16,03	4,44	0,02	99,55
<b>Верхне-Мунское поле</b>											
<b>трубка Деймос</b>											
DeiD01	53,95	0,16	0,66	2,48	3,21	0,07	15,55	20,66	2,03	0,01	98,78
DeiD02	55,08	0,13	0,64	0,92	3,50	0,06	16,12	21,13	1,49	0,01	99,08
DeiD06	51,84	0,15	5,54	0,96	1,89	0,08	14,71	21,46	1,76	0,03	98,41
DeiD08	50,78	0,30	3,35	0,12	7,65	0,13	12,71	22,81	0,48	0,00	98,34
DeiD10	54,71	0,11	1,30	0,82	1,52	0,06	16,95	23,24	0,88	0,00	99,58
DeiD11	52,96	0,32	0,81	1,26	3,45	0,08	16,25	23,42	0,80	0,02	99,37
DeiD14	53,24	0,32	4,41	1,17	1,84	0,05	14,84	21,41	2,06	0,01	99,34
DeiD17	54,47	0,14	2,22	1,46	1,60	0,05	15,90	21,54	1,67	0,05	99,10
DeiD19	54,77	0,14	0,41	2,75	2,27	0,06	15,96	21,89	1,90	0,00	100,14
<b>трубка Новинка</b>											
NovDi01	52,87	0,17	2,66	4,42	2,30	0,11	14,59	15,60	6,96	0,02	99,71
NovDi04	54,33	0,32	1,72	1,40	2,85	0,12	18,29	16,97	3,51	0,05	99,55
NovDi07	55,29	0,29	1,83	3,39	1,95	0,07	15,87	17,18	3,10	0,04	99,01
NovDi09	52,14	0,23	3,15	0,03	8,91	0,17	13,45	19,95	0,94	0,04	99,01
NovDi11	55,07	0,29	1,54	0,97	2,27	0,08	17,81	19,38	1,54	0,05	99,01
NovDi12	54,48	0,26	1,88	4,03	1,99	0,07	15,64	17,72	2,92	0,04	99,01
<b>трубка Заполярная</b>											
ZpD134	55,65	0,25	1,55	3,07	1,50	0,09	16,11	20,35	2,21	0,06	100,85
ZpD137	55,98	0,27	2,07	0,87	3,37	0,15	19,08	16,79	1,78	0,04	100,40

Таблица 1. Продолжение.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ZpD138	55,72	0,30	1,79	2,36	1,88	0,07	16,13	19,78	2,11	0,04	100,20
ZpD139	55,40	0,34	1,53	0,98	2,44	0,09	17,75	20,07	1,51	0,06	100,16
ZpD141	54,84	0,27	1,51	3,30	1,45	0,03	16,04	20,42	2,23	0,05	100,14
ZpD142	55,41	0,20	1,49	3,52	1,76	0,08	16,17	19,04	2,42	0,05	100,15
ZpD144	55,53	0,02	1,43	2,35	1,66	0,06	16,62	20,66	1,74	0,02	100,10
ZpD145	55,02	0,21	1,99	3,83	2,27	0,08	14,91	18,91	2,82	0,05	100,09
ZpD146	54,56	0,33	1,48	1,57	2,44	0,10	17,46	20,42	1,64	0,03	100,02
<b>трубка Комсомольская магнитная</b>											
KomMG01	54,68	0,197	1,90	0,58	4,42	0,091	19,66	15,20	1,61	0,026	98,36
KomMG03	53,88	0,253	1,42	1,90	2,67	0,065	17,21	19,29	1,63	0,042	98,36
KomMG04	54,56	0,270	1,81	2,31	2,43	0,076	16,64	18,47	2,10	0,037	98,71
KomMG11	52,07	0,295	5,18	2,04	2,30	0,105	20,79	18,06	0,69	0,000	99,46
KomMG12	55,35	0,213	2,00	0,51	4,07	0,126	19,77	15,40	1,60	0,036	99,04
KomMG13	54,88	0,309	1,45	1,01	3,14	0,125	17,99	18,37	1,37	0,029	98,67
KomMG16	54,54	0,267	0,83	1,32	2,19	0,067	18,07	21,35	0,83	0,007	99,46
<b>Накынское поле</b>											
<b>трубка Нюрбинская</b>											
CrDNu072	56,16	0,19	2,42	2,87	2,27		15,19	18,76	2,83	0,02	100,70
CrDNu059	55,39	0,21	2,13	3,93	2,41	0,20	14,22	17,40	3,07	0,03	98,99
CrDNu051	54,88	0,17	1,54	2,59	2,19	0,11	15,50	19,97	1,90	0,16	99,01
CrDNu035	54,06	0,30	1,33	2,38	2,53	0,13	17,11	18,55	1,94	0,05	98,38
CrDNu061	55,48	0,20	1,58	0,30	3,47	0,11	16,27	21,07	1,26	0,02	99,76
CrDNu042	55,48	0,40	1,60	1,53	2,68	0,15	17,26	19,96	1,68	0,19	100,92
CrDNu048	55,53	0,37	1,65	1,07	3,48	0,17	16,68	18,47	1,69	0,09	99,19
CrDNu029	54,80	0,31	2,04	2,39	2,14	0,10	15,19	19,85	2,23	0,03	99,08
CrDNu005	56,04	0,15	2,15	1,81	2,80	0,13	17,44	17,91	2,27	0,06	100,78
<b>Ортопироксены</b>											
CrDNu001	55,13	0,00	4,37	0,62	4,89	0,18	32,20	0,78	0,02	0,00	98,19
CrDNu043	54,93	0,13	3,73	0,68	4,69	0,11	33,59	0,80	0,02	0,07	98,75
<b>Трубка Ботубинская</b>											
BoCp204	54,64	0,18	1,68	0,31	3,66	0,05	16,06	21,05	1,73	0,02	99,38
BoCp207	55,09	0,17	1,62	0,2	3,67	0,03	16,38	21,63	1,39	0,04	100,22
BoCp208	55,25	0,22	1,4	1,08	3,59	0,08	17,92	17,91	1,47	0,03	98,95
BoCp211	55,02	0,19	1,66	0,22	3,68	0,07	16,23	21,12	1,53	0,05	99,77
BoCp212	53,49	0,01	3,55	0,91	1,41	0	16,3	22,7	0,94	0,02	99,33
BoCp219	55,25	0,23	1,51	0,61	3,84	0,08	17,17	19,45	1,39	0,04	99,57
BoCp222	55,2	0,23	1,12	1,14	2,51	0,05	16,39	21,04	1,18	0,03	98,89
BoCp223	53,85	0,18	1,57	0,24	3,25	0,06	16,81	21,3	1,38	0,05	98,69
<b>Ортопироксены</b>											
BoE202	54,95	0,00	4,18	0,60	4,78	0,11	34,12	0,50	0,03	0,01	99,28
BoE239	56,43	0,00	2,36	0,54	4,88	0,06	34,36	0,52	0,07	0,00	99,22

На примере Далдынского района можно предполагать, что строение мантийных колонн бывает неоднородно даже под отдельными кустами трубок, но рядом расположенные тела часто имеют близкие ТР характеристики ксеногенного материала [51]. Несколько отстоящие трубки, в пределах даже небольших ареалов, могут резко отличаться по набору ксенолитов, в частности, эклогитов или метасоматитов.

### **АЛАКИТСКИЙ РАЙОН**

Наиболее детально реконструируются ТР диаграммы для кимберлитовых тел Алакитского поля (рис.2) [53-55]. Подробная ТР диаграмма для тр. Айхал обнаруживает структуру, близкую ко многим Африканским трубкам [56-60]. Существенный разогрев от 38 до 45 мвт/м<sup>2</sup> установлен в нижней части разреза 80-10 кбар в горизонте гранатовых дунитов. Отчетливо заметно деление на 8-9 интервалов по давлению. Близкую структуру имеет мантийная колонна под трубкой Юбилейная [56], существенно обогащенная клинопироксенами (лерцолитовая), за исключением интервала 58-65 кбар истощенных пород в основании разреза. Высокотемпературная гранатовая ветвь (~ 45 мвт/м<sup>2</sup>) до уровня 40кбар, вероятно, соответствует пироксенитам или породам из контактовых зон вблизи системы подводящих каналов. Под трубкой Сытыканская нижняя часть колонны представлена гранатовыми гарцбургитами и дунитами ~ 50 кбар, выше несколько линз эклогитоподобных пород. Пироксенитовая линза развита в интервале 45-35 кбар. Выше располагается существенно гарцбургитовый горизонт. Шпинелевые ТР определения везде ложатся вдоль пироксеновой геотермы. Высокотемпературные определения обычно фиксируют разогрев вблизи пироксенитового горизонта, а в мантии под трубкой Юбилейная отклонения в высокотемпературную область маркируют отдельные горизонты в мантии. В перидотитовой колонне под трубкой. Сытыканская [19] шпинелевые перидотиты слагают линзу между прогретым горизонтом 65-58 кбар и существенно пироксеновыми перидотитами, начинающимися с 50кбар. Мантийные горизонты под трубкой Комсомольская истощены гораздо меньше, чем под трубками из южной части поля, а слоистость напоминает строение разрезов под Верхне - Мунским полем. Отклонения в низкотемпературную область, обычно характерные для эклогитоподобных пород, соответствуют интервалу 58-50 кбар. Лерцолитовая мантия устанавливается вплоть до 40 кбар, выше, вероятно, следуют гранатовые гарцбургиты. Определения по ильменитам для тр. Айхал трассируют область с температурами выше геотермы 35 мвт/м<sup>2</sup>, определенной по гранатам и пироксенам начиная с 50кбар. Для трубки Юбилейная отклонения в высокотемпературную область более существенны в верхней части мантийной колонны. Трубка Озерная имеет близкую

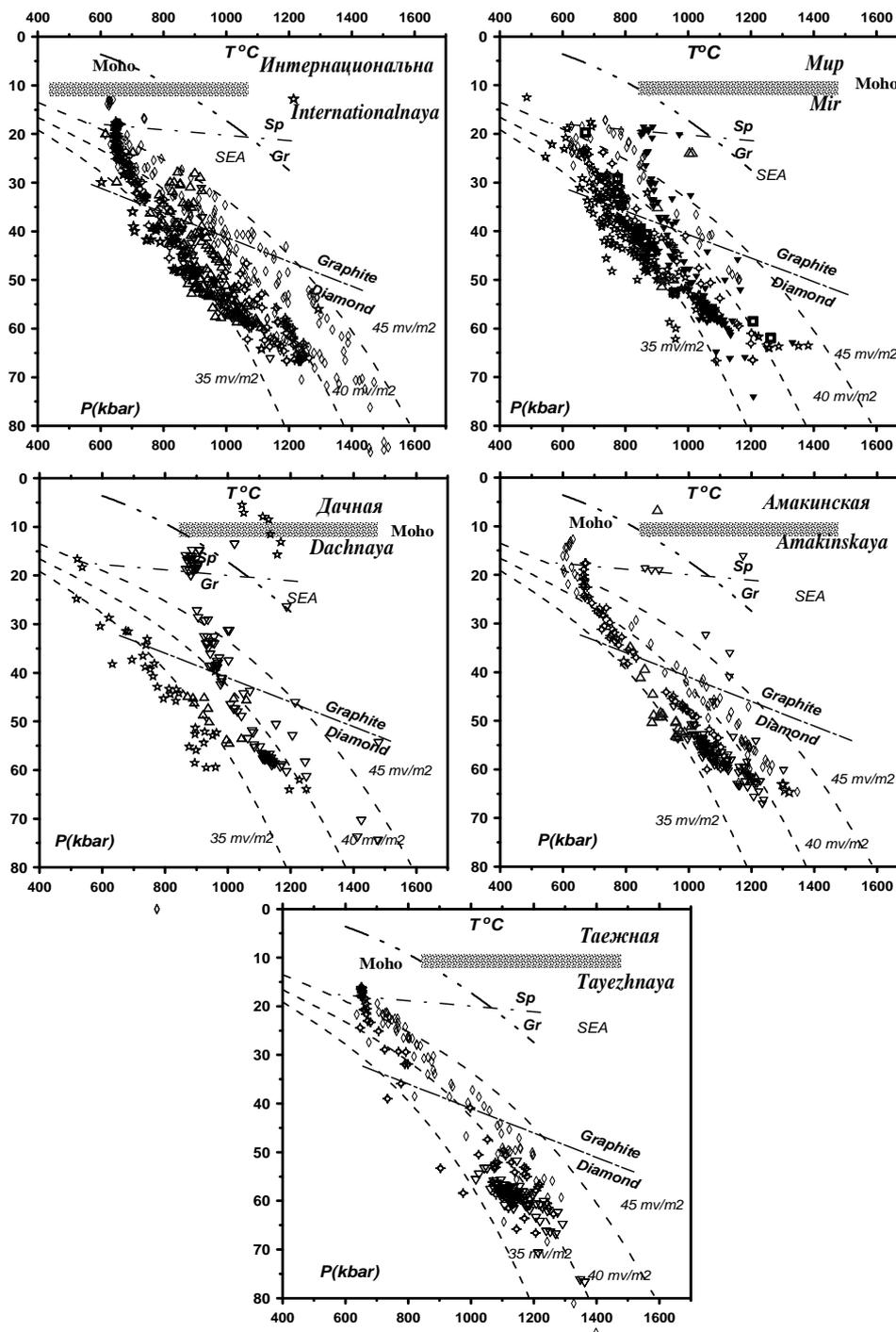


Рис. 3. ТР определения для мантийных колонн под кимберлитовыми трубками Мало Ботубинского района.

1-7. Условные обозначения те же. 8- Гранатовая термобарометрия. Аппроксимация (температура – аппроксимация (Krogh,1988); давление по перидотитовой схеме); 9. то же температура – аппроксимация Ni – термометра (Griffin, 1989).

структуру мантийной колонны и еще более высокотемпературный полибарический ильменитовый тренд с большим отклонением от кондуктивного. Под трубкой Сытыканская определения по ильмениту в нижней части разреза отвечают низкотемпературному ТР градиенту и практически совпадают с гранатовыми определениями и предполагают

## Представительные анализы гранатов из кимберлитов Якутии.

Оксиды	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	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Далдынское поле											
трубка Аэромагнитная											
AerG01	39,44	0,65	12,90	11,64	6,51	0,43	19,01	9,22	0,10	0,00	99,90
AerG04	41,30	0,02	16,26	9,66	7,05	0,43	23,46	0,91	0,02	0,00	99,10
AerG05	40,94	0,41	16,39	8,82	7,84	0,45	19,01	6,10	0,06	0,00	100,02
AerG10	40,79	0,09	17,06	8,45	7,80	0,47	19,02	6,11	0,03	0,00	99,82
AerG14	41,49	0,62	17,70	6,25	7,07	0,39	20,75	5,48	0,07	0,00	99,81
AerG34	41,62	0,09	20,50	4,07	8,12	0,44	19,58	5,82	0,03	0,01	100,27
AerG38	41,88	0,24	20,67	3,33	7,88	0,38	20,55	4,67	0,06	0,01	99,67
трубка Осеняя											
OSGa066	41,63	0,25	7,39	18,02	6,58	0,37	8,68	19,42	0,07	0,00	100,41
OSGa067	41,79	0,25	16,42	7,92	7,59	0,49	20,07	5,78	0,06	0,01	99,37
OSGa068	42,11	0,30	16,16	8,39	7,84	0,43	18,76	6,30	0,04	0,00	99,33
OSGa071	43,55	0,73	20,64	1,70	8,11	0,30	20,85	4,33	0,06	0,01	99,28
OSGa072	42,73	0,37	21,18	0,80	11,10	0,51	18,82	4,71	0,06	0,02	99,29
OSGa073	42,64	0,01	19,07	5,22	7,32	0,39	19,78	5,79	0,04	0,00	99,26
OSGa078	41,17	0,04	15,35	10,32	7,49	0,53	18,41	6,81	0,06	0,02	99,19
трубка Долгожданная											
DIG28	41,47	1,00	19,01	3,31	9,85	0,42	19,06	5,07	0,08	0,00	99,26
DIG29	41,41	0,93	19,91	2,28	9,65	0,42	19,74	4,58	0,09	0,00	99,00
DIG32	41,44	0,94	19,55	2,37	9,84	0,37	19,81	4,68	0,08	0,00	99,07
DIG1	42,62	0,01	19,19	6,19	6,61	0,35	22,91	2,31	0,03	0,01	100,23
DIG2	41,20	0,02	17,65	7,32	7,58	0,42	18,52	6,36	0,02	0,01	99,09
DIG5	41,82	1,02	19,40	2,80	9,85	0,40	19,22	4,90	0,08	0,00	99,48
DIG6	41,28	0,02	17,66	7,34	7,56	0,48	18,30	6,44	0,02	0,00	99,10
трубка Зарница											
ZarG04	40,86	0,47	18,76	3,47	12,45	0,47	12,92	10,63	0,05	0,00	100,08
ZarG10	42,28	0,08	18,53	5,79	7,83	0,32	20,30	5,10	0,02	0,00	100,25
ZarG20	41,44	0,17	18,37	6,48	7,93	0,45	19,74	5,06	0,05	0,00	99,69
ZarG19	41,37	0,43	17,05	7,76	7,61	0,46	19,49	5,76	0,08	0,00	100,01
ZarG24	40,53	0,34	16,61	8,07	10,96	0,44	17,85	5,18	0,08	0,00	100,07
ZarG06	40,21	0,35	14,41	9,99	10,18	0,66	15,23	8,22	0,07	0,00	99,31
ZarG17	39,90	1,82	11,66	11,54	8,47	0,37	17,36	7,79	0,13	0,00	99,04
Малоботуобинский район											
трубка Мир											
MirGar28	40,49	0,17	16,98	7,97	6,64	0,41	17,51	8,44	0,06	0,01	98,68
MirGar56	41,50	0,40	17,37	6,73	7,38	0,45	17,80	8,19	0,12	0,00	99,94
MirGar16	41,67	0,11	19,35	4,97	8,17	0,41	19,94	4,62	0,06	0,01	99,31
MirGar12	41,42	0,27	19,59	5,07	7,48	0,45	20,63	4,62	0,07	0,01	99,61
MirGar26	41,85	0,60	19,93	3,77	6,87	0,33	21,09	4,62	0,08	0,02	99,16
MirGar53	41,56	0,18	20,91	3,29	9,05	0,53	19,68	4,98	0,04	0,00	100,22
MirGar52	41,11	0,44	22,37	0,00	13,63	0,41	16,69	4,71	0,15	0,00	99,51

Таблица 2. Продолжение.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
трубка Дачная											
DacGr74	40,18	0,05	15,55	9,92	7,66	0,59	17,51	7,48	0,03	0,00	98,97
Dac23	41,48	0,13	17,90	7,55	7,34	0,48	19,56	4,59	0,13	0,04	99,20
DacGr63	41,89	0,13	20,25	4,37	7,32	0,48	21,17	3,52	0,04	0,00	99,17
Dac19	42,05	0,45	20,60	3,50	6,87	0,39	21,00	4,72	0,25	0,01	99,84
DacGr70	41,51	0,09	20,94	2,84	8,76	0,47	19,37	5,11	0,03	0,00	99,12
трубка Интернациональная											
IntG01	40,29	0,10	14,10	12,40	7,79	0,58	18,05	6,37	0,06	0,00	99,75
IntG05	41,15	0,27	17,71	7,93	7,49	0,47	20,11	5,09	0,00	0,00	100,23
IntG10	41,68	0,30	19,54	4,89	8,00	0,45	19,84	4,89	0,05	0,00	99,64
IntG11	42,17	0,11	21,13	2,82	9,19	0,52	19,68	4,51	0,03	0,00	100,16
IntG13	42,28	0,07	22,28	1,56	9,15	0,50	19,84	4,44	0,03	0,00	100,15
трубка Амакинская											
AmGG02	40,84	0,03	16,86	9,03	7,63	0,49	20,32	4,95	0,05	0,00	100,20
AmGG03	41,28	0,20	18,17	7,05	8,17	0,52	19,13	5,66	0,06	0,01	100,24
AmGG04	40,64	0,17	18,36	6,46	8,05	0,57	20,14	5,60	0,07	0,02	100,07
AmGG09	41,92	0,14	20,58	4,04	8,12	0,48	20,23	4,66	0,04	0,00	100,22
AmGG10	41,33	0,19	20,65	3,10	8,13	0,39	20,89	4,52	0,07	0,01	99,27
Алакитское поле											
трубка Айхал											
Aikh001	40,34	0,02	12,44	14,44	6,62	0,47	18,21	7,11	0,01	0,03	99,69
Aikh006	40,20	0,47	10,08	13,40	5,86	0,33	7,49	21,69	0,05	0,00	99,57
Aikh11	41,52	0,29	17,17	7,26	7,69	0,35	19,54	6,00	0,04	0,00	99,86
Aikh025	41,86	0,03	20,43	3,74	8,31	0,42	19,66	5,13	0,02	0,00	99,61
Aikh44	41,38	0,89	20,01	2,01	10,86	0,43	19,10	5,08	0,06	0,00	99,81
Aikh77	41,97	0,76	21,43	0,55	11,33	0,48	19,19	4,66	0,07	0,01	100,45
трубка Комсомольская											
KmGa107	41,49	0,07	17,55	7,88	7,30	0,42	22,18	3,04	0,00	0,01	99,94
KmGa125	41,23	1,30	16,32	6,69	7,88	0,33	19,89	6,27	0,09	0,00	100,00
KmGa011	41,98	0,13	19,18	5,76	7,19	0,36	20,30	5,30	0,07	0,00	100,27
KmGa139	41,95	0,91	18,25	4,89	8,98	0,35	19,81	5,30	0,09	0,01	100,53
KmGa094	42,57	0,22	20,65	2,64	7,57	0,32	21,33	4,67	0,04	0,00	100,01
трубка Юбилейная											
YbG146	41,59	0,04	16,76	8,48	7,68	0,43	18,97	6,11	0,04	0,01	100,11
YbG201	41,23	0,03	17,63	7,08	7,54	0,34	19,51	6,11	0,06	0,00	99,52
YbG150	41,70	0,10	17,86	6,96	7,70	0,46	19,17	5,71	0,04	0,002	99,70
YbG138	42,17	0,23	19,50	5,13	6,84	0,40	20,85	4,73	0,06	0,01	99,92
YbG007	42,41	0,02	20,89	3,70	7,97	0,48	21,27	3,50	0,01	0,002	100,26
трубка Сытыканская											
SytG001	41,70	0,08	18,53	6,60	7,11	0,41	21,51	3,40	0,06	0,02	99,41
SytG067	41,84	0,36	19,02	5,85	6,92	0,38	20,94	4,37	0,08	0,01	99,78
SytG072	41,94	1,03	18,89	3,60	8,34	0,29	20,58	4,87	0,08	0,01	99,63
SytG062	41,89	0,23	21,26	2,68	8,42	0,39	20,28	4,56	0,08	0,01	99,80
SytG043	42,31	0,47	21,04	1,93	7,98	0,42	21,15	4,27	0,03	0,03	99,64

Таблица 2. Продолжение.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
трубка Озерная											
OZG324	42,45	0,424	16,67	7,37	7,35	0,30	19,47	5,96	0,09	0,02	100,09
OZG311	42,97	0,207	18,86	6,60	6,70	0,35	19,34	4,18	0,08	0,01	99,30
OZG290	42,26	0,635	18,36	5,92	7,64	0,40	18,81	5,70	0,11	0,002	99,84
OZG270	42,59	0,152	20,38	3,52	7,17	0,32	21,16	4,84	0,03	0,01	100,17
OzG070	41,43	1,16	20,18	1,53	11,01	0,35	19,51	4,75	0,10	0,02	100,05
Верхне-Мунское поле											
трубка Деймос											
DeiG02	40,84	0,36	14,82	11,36	6,30	0,41	18,23	7,11	0,08	0,00	99,51
DeiG03	41,65	0,07	15,91	10,79	7,16	0,46	23,33	0,95	0,02	0,00	100,35
DeiG09	42,09	0,80	17,97	6,19	7,61	0,33	19,53	5,43	0,12	0,01	100,09
DeiG13	41,91	1,16	19,07	3,10	9,85	0,36	19,21	5,27	0,10	0,00	100,03
DeiG16	41,85	0,28	22,18	1,31	10,41	0,45	18,37	5,57	0,07	0,00	100,49
трубка Новинка											
NovG05	41,83	0,06	15,41	9,75	6,52	0,36	21,64	4,21	0,02	0,01	99,81
NovG07	41,71	0,11	16,78	8,86	6,29	0,33	22,92	2,64	0,03	0,01	99,68
NovG11	42,39	0,11	18,36	6,57	6,30	0,33	22,93	2,81	0,02	0,01	99,83
NovG16	42,00	0,19	19,45	4,41	7,08	0,29	21,03	5,16	0,04	0,01	99,65
NovG22	42,11	0,91	20,38	1,72	8,43	0,30	21,31	4,38	0,20	0,00	99,74
трубка Заполярная											
ZapG01	41,96	0,15	17,53	7,90	7,04	0,32	20,59	4,68	0,05	0,00	100,22
ZapG02	41,45	0,42	15,46	8,55	6,96	0,30	19,64	6,14	0,03	0,00	98,95
ZapG05	41,58	0,43	18,42	6,27	6,20	0,30	20,87	4,86	0,07	0,00	99,00
ZapG12	42,84	0,27	21,09	3,29	6,38	0,34	21,67	4,29	0,10	0,01	100,27
ZapG13	43,23	0,93	20,87	1,63	8,11	0,25	20,63	4,38	0,12	0,01	100,17
трубка Комсомольская магнитная											
KomMG01	42,06	0,00	15,17	10,70	5,72	0,31	24,06	1,69	0,04	0,03	99,21
KomMG04	41,14	0,16	16,48	8,80	8,53	0,30	20,38	3,43	0,04	0,03	99,31
KomMG05	41,64	0,00	16,23	9,19	6,51	0,33	23,66	0,99	0,02	0,02	99,96
KomMG08	41,51	0,24	18,55	6,03	6,34	0,40	18,64	7,74	0,11	0,01	99,78
KomMG11	42,10	0,41	20,23	3,72	6,77	0,33	21,55	4,41	0,08	0,01	99,80
Накынское поле											
трубка Нюрбинская											
13n	41,03	0,09	13,51	13,21	6,86		18,96	6,02	0,04		99,72
6n	40,89	0,10	13,73	12,77	7,01		18,81	6,17	0,03		99,50
GNur417	42,31	0,46	17,88	6,07	7,40	0,30	20,27	5,29	0,07		100,05
GNur403	41,47	0,33	18,65	5,51	6,67	0,36	21,91	4,62	0,06		99,59
160m50	42,00	0,19	22,03	1,70	9,22		20,11	3,84	0,04		99,13
трубка Богубинская											
37B	41,82	0,08	15,87	10,93	7,08	0,47	22,85	0,94	0,01	0,00	100,04
botgar38	42,11	0,23	19,62	5,43	7,83	0,45	20,08	3,85	0,09	0,01	99,69
botgar51	41,74	0,07	21,91	2,27	9,33	0,55	19,75	4,15	0,05	0,01	99,83
botgar17	41,08	0,19	16,02	9,27	7,80	0,50	18,25	6,84	0,05	0,01	100,00
36B	42,41	0,10	17,61	8,13	7,17	0,39	22,36	2,08	0,05	0,00	100,30

широкое развитие метасоматизированных, а в верхней части представляют существенно более разогретую область мантии. Разрез мантии под трубкой Комсомольская [17] в нижней части также содержит ильменитовые породы, разогреты в той же степени, что и перидотиты, а выше - существенно разогреты породы. Под этими трубками вероятно многоэтапное внедрение расплавов, из которых кристаллизовались ильмениты.

### **МАЛО-БОТУОБИНСКИЙ РАЙОН**

Детально реконструированный мантийный разрез трубки Мир [50-52], помимо оригинальных данных по концентрату и двенадцати ксенолитам, дополнен определениями по литературным данным [15,20,61]. Несмотря на различия в химических особенностях минералов из трубок Мир и Интернациональная, для них характерно приблизительно одинаковое строение мантийных разрезов (рис.3). Под трубкой Мир от 60 до 45 кбар распространены истощенные породы, выше, в существенно лерцолитовом субстрате с флогопитом, присутствуют линзы эклогитов и пироксенитов. Разрез мантийной колонны для тр. Интернациональная - близок, выше до 50 кбар мантия разогрета. В строении трубок можно выделить 3 существенно перидотитовых горизонта ниже пироксенитовой линзы, причем для Интернациональной один, без Sr диопсида, вероятно, эклогитовый.

Строение мантийных разрезов под трубками Амакинская, Дачная, Таежная близко, хотя данных по пироксеновым температурам пока мало. Оценки по хромитам относятся к средней части разреза. Клинопироксеновые определения для всех трубок данного района соответствуют в основном двум интервалам по глубинности 38-45 кбар и 50-57 кбар. Высокотемпературные пироксены относятся к астеносферному уровню ~ 65 кбар. Шпинелевые определения давления в мантийной колонне тр. Интернациональная дают три интервала, верхний из которых - более высокотемпературный. Для трубок Дачная и Амакинская два интервала согласуются с определениями по клинопироксену (38-45 кбар и 50-57 кбар). Трубка Таежная, судя по ТР гранатов, должна иметь мантийный разрез, близкий к разрезу под трубкой (рис.3) Интернациональная.

### **ВЕРХНЕ МУНСКИЙ РАЙОН**

Детальные данные для трубок Деймос и Новинка и менее представительные для трубок Заполярная, Поисковая, Интер-Космос, Мечта, Дебют (рис.4), дают схожую картину на ТР диаграммах, где характерные пологие наклонные отрезки геотерм обычны для Южной Африки [59] (мезозойских трубок на мантийном фундаменте Гондваны).

Намечается три типа разрезов. Мантийная колонна под трубкой Заполярная отличается широким развитием метасоматических и пироксенитовых пород, в интервале 65 - 30 кбар.

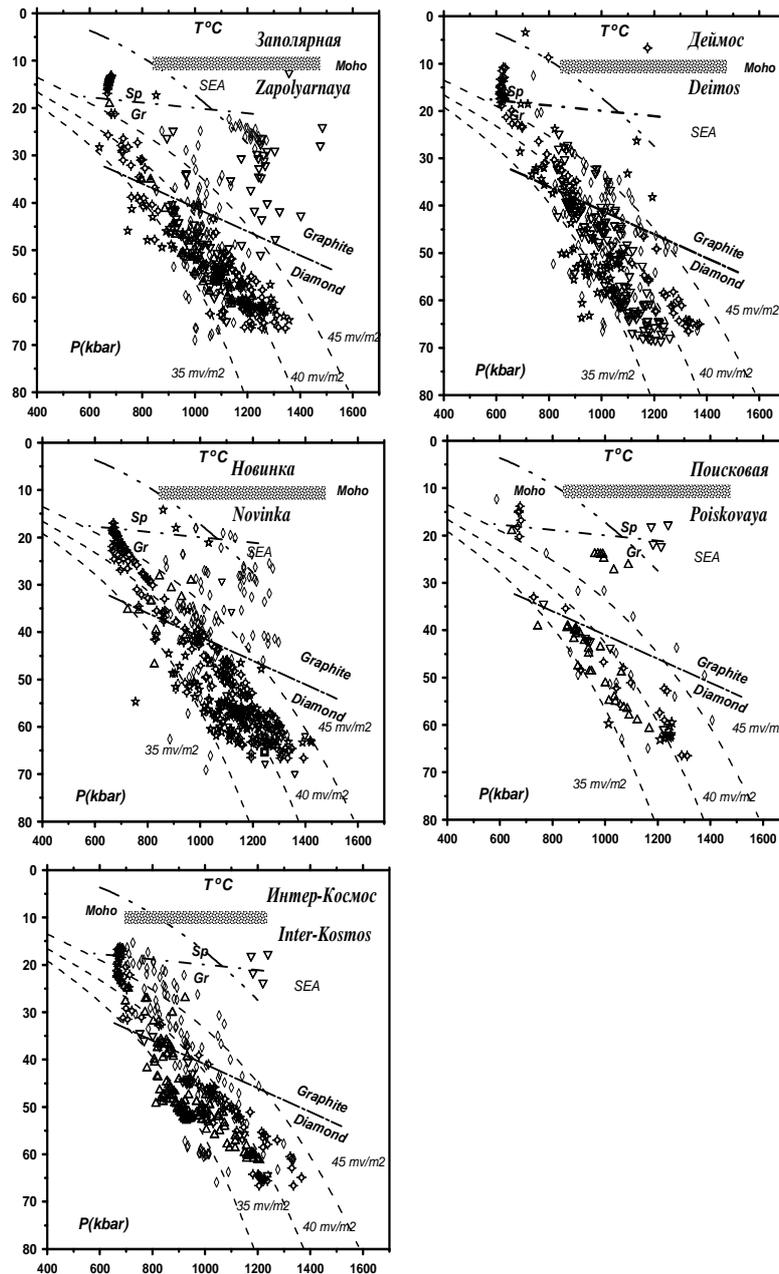


Рис. 4. **ТР определения для мантийных колонн под кимберлитовыми трубками Верхне – Мунского района.**

1-7. Условные обозначения те же. 8- Гранатовая термобарометрия. Аппроксимация (температура – аппроксимация (Krogh,1988); давление по перидотитовой схеме); 9. то же температура – аппроксимация Ni – термометра (Griffin., 1989).

Отмечается также высокотемпературная гранатовая ветвь для обогащенных Ti ассоциаций, которая, скорее, фиксирует области разогрева вблизи протокимберлитовых мантийных тел. Выделяются цепочки ТР определений, трассирующие траектории подъема расплавов. Ильменитовые ТР определения перемещаются с одной геотермы на другую, по-видимому, соответствуя разным этапам формирования мантийных ассоциаций, либо отвечая разным типам магматических тел.

Для мантии под трубками Деймос и Новинка более характерно развитие богатых пироксенами пород в интервале 63-50 кбар с минимальными ТР определениями вблизи 35 мВ/м<sup>2</sup> и неравномерным разогревом.

Высокотемпературные клинопироксеновые породы типичны в мантийном разрезе трубки Деймос и редки в трубке Новинка.

Наклонные геотермы, по результатам гранатовой и шпинелевой термобарометрии, характерны для мантийных колонн трубок Поисковая и Интер-Космос. Они состоят из трех интервалов в промежутке от 65 до 35 кбар. Выше по разрезу намечается высокотемпературная геотерма, несколько ниже SEA  $\sim 60-65$  мв/м<sup>2</sup>. Ильменитовые породы фиксируют отдельные дискретные уровни в основании разреза, вблизи пироксенитовой линзы (40 кбар) и гранат-шпинелевого перехода, соответствуя также разным геотермам или ТР градиентам магматических систем.

### НАКЫНСКИЙ РАЙОН

Перидотитовая мантия под Накынскими трубками разогрета, судя по гранатовой термобарометрии, и отвечает тепловому потоку 40 мв/м<sup>2</sup> (рис.5)

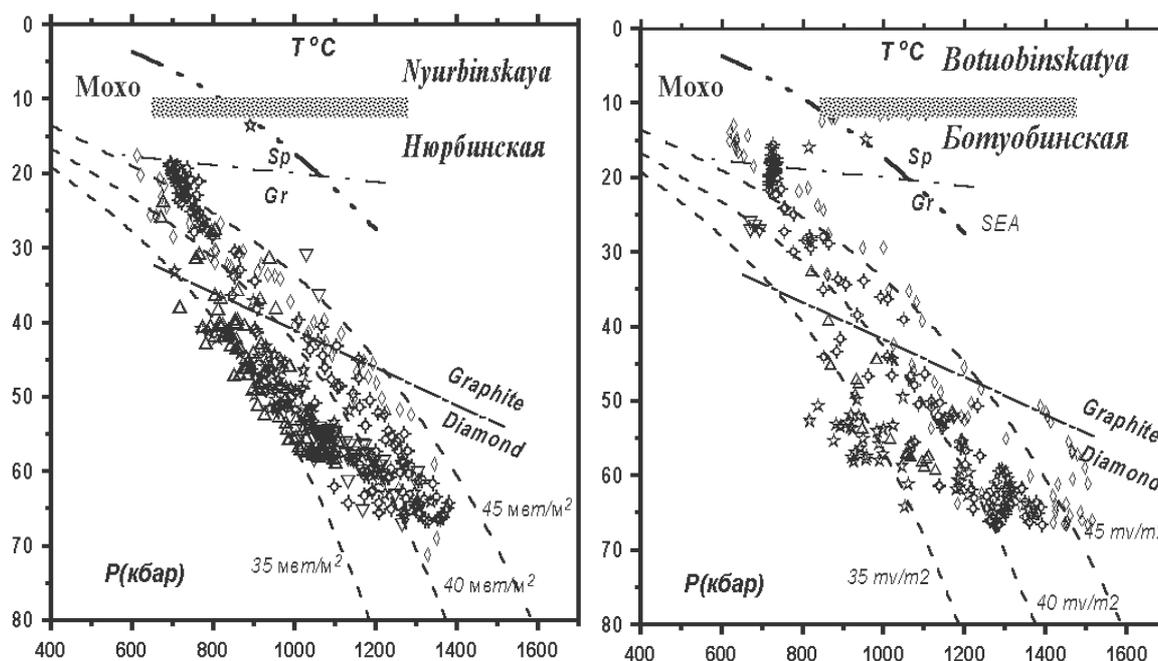


Рис. 5. ТР определения для мантийных колонн под кимберлитовыми трубками Накынского района. Условные обозначения те же.

и, возможно, выше до 47 мв/м<sup>2</sup> для трубки Ботуобинская, если считать давление по схеме для импрегнационных перидотитов. Пироксеновые геотермы в нижней части трассируют наклонную конвективную ветвь, фиксирующую переход между геотермами 35 и 43 мв/м<sup>2</sup>, более выраженную на диаграмме для трубки Ботуобинская. В мантийном разрезе трубки Нюрбинская пироксеновые определения от 55 до 40 кбар лежат между геотермами 35- 39 мв/м<sup>2</sup>. Основная часть шпинелевых ТР определений попадает в среднюю часть разреза, определяя излом на геотерме около 50 кбар. Нижняя часть, начиная с этого уровня, существенно разогрета, что, по-видимому, и явилось причиной высокой алмазности данных трубок.

Диаграммы для трубок Нюрбинская и Ботуобинская очень близки по конфигурации, но мантийная колонна под последней - истощена, что обусловило редкость пироксенов. Ильмениты из тр. Нюрбинская отвечают ТР области, локализованной 60-50кбар и совпадающей с обогащенным пироксенами горизонтом.

### ПРИАНАБАРЬЕ

Несмотря на большое количество россыпных алмазов, кимберлитовых трубок с высокохромистыми пиропами в Прианабарье немного [55,62]. Гранаты из шлихов Дюкена и других полей в основном дают малоглубинные ТР оценки, которые позволили сделать вывод о редуцировании мантийного кила в Мезозое [13, 14]. Шлихи по трубкам Куранахского (трубка Университетская), Старореченского (трубка Вымпел) и Ары-Мастахского (трубка Бумеранг) полей (по материалам С.И. Костровицкого) и Дюкенского (аномалия 17/3) поля показали отсутствие высокохромистых пиропов в мелкой фракции (до 4,5%), в целом, типичное для Прианабарья, и, возможно, связанное с сильным истощением мантийного субстрата в данном районе, что привело к редкости глиноземистых фаз и резкому обеднению пироксенов глиноземом. Однако в трубках Трудовая и Вымпел хромистые пиропы не редкость.

В трубке Бумеранг Ары-Мастахского поля на Анабарском щите, по клинопироксенам которой рассчитана глубинная геотерма с тепловым потоком ниже  $35 \text{ мВ/м}^2$ , что обычно также для трубок Хардах и Лось, железистые разности дают конвективную ветвь с разогревом  $1300^\circ\text{C}$  ( $\sim 42 \text{ мВ/м}^2$ ) на уровне 65 кбар. Ильменитовые определения совпадают с клинопироксеновыми для трубки Бумеранг. Все определения по гранатам ложатся в пределах гранат-шпинелевой фации глубинности.

Для трубки Университетская Куранахского поля, которая также расположена в пределах кратона, ТР определения трассируют геотерму  $35 \text{ мВ/м}^2$  до уровня 55 кбар, с разогревом до  $1400^\circ\text{C}$  по клинопироксеновой термобарометрии и до  $1500^\circ\text{C}$  - по ортопироксеновой. Гранатовые определения менее высокотемпературны, но соответствуют тому же уровню по давлению.

В трубке 17/1 Дюкенского поля наиболее глубинный материал соответствует 60 кбар и более, судя по гранатовым определениям. По ксенолитам можно предположить крайнюю степень истощения субстрата до гигантозернистых дунитов, которые взаимодействовали с глиноземистыми расплавами с образованием реакционных гранат-пироксеновых гнезд, причем гранаты ложатся в лерцолитовое поле. Широко распространенные глиммериты слагают линзы в основном в верхних частях разреза. Пироксениты гибридного типа – высоконатровые и глиноземистые, как в трубке Обнаженная, [17], слагают в отдельных районах Прианабарья линзы на уровне 40 кбар [50].

В Старореченском поле ТР определения по гранатам, шпинелям и ильменитам для трубки Вымпел дают строение мантийного разреза в целом близкое к другим трубкам Куранахского поля. Как и для мантийной литосферы, под трубкой Университетская, реконструирована низкотемпературная область на уровне 70 кбар, которая обычно соответствует включениям граната субкальциевого типа в алмазах. Клинопироксены трубки Хардах также аномально низкотемпературны и глубинны.

Для трубки Трудовая, наоборот, типичны глубинные гранаты и малоглубинные пироксены, что говорит о гетерогенности мантийных блоков в Прианабарье. Верхние горизонты в мантии этой трубки, реконструируемые по пироксенам и гранатам пироксенитового типа, значительно более разогреты (до геотермы SEAG), что характерно и для некоторых других трубок. Ильменитовые определения для трубки Трудовая и большинства других кимберлитов Прианабарья часто низкотемпературны и согласуются с ТР определениями клинопироксенов и хромитов, отвечая, по-видимому, метасоматитам в перидотитах.

Возраст трубок [14], определенный по Pb-U (перовскит), Rb-Sr и K-Ar, в Прианабарье в основном близок ко времени проявления пермо – триасового плюма для трубок Куранахского поля, поэтому существенный разогрев и некоторое редуцирование литосферы до 170-180 км можно связать с его термальным влиянием. Возможно, что часть трубок с хромистыми пиропами и пироксенами имеют более древний возраст.

#### **Дискуссия. Модели эволюции мантийного вещества**

В результате изучения 25 трубок из 6 районов кимберлитового магматизма Сибирской платформы, можно сформулировать основные модели и выводы. Мантийные домены каждого района обладают спецификой строения и типов взаимодействия глубинных магматических систем с перидотитовой мантией. Алакитское поле характеризуется развитием мантийных метасоматитов [6, 17,19, 36, 49, 55]. Для Далдынского поля типично сочетание истощенных перидотитовых клиньев с мафическими эклогитовыми пластинами [6, 12, 13, 44, 46,49]. Мантия Мало-Ботубинского района имеет неистощенный состав с широким развитием эклогитов по породам континентального типа [11,14,46]. Для Накынского района характерна истощенная мантия континентального типа с обилием субдукционного материала эклогитов и осадков [7]. Специфика мантии Верхне-Мунского поля выражается в широком развитии мантийных метасоматитов в неистощенной мантии континентального типа, начиная с глубинных частей разреза [8,13]. В мантии Прианабарья нижняя часть мантийного разреза резко истощена [13,46,54,61], характерны участки

ильменит–флогопитовых метасоматитов и регенерации в нижней части и разогретая железистая неистощенная мантия в верхней части мантии.

Однако, даже в пределах куста и, тем более, одного поля наблюдаются существенные вариации в строении мантийных колонн, что, видимо, связано с наклонным положением мантийных тел и объясняется соединением наклонных пластин первичного субдукционного генезиса и масштабами метасоматической проработки перидотитовых колонн.

Создается впечатление, что состав пород в основании мантийного кия весьма серьезно влияет на алмазоносность диатрем. По–видимому, высокоалмазоносные трубки типа Удачной, которые в основании колонны имеют более истощенный перидотитовый субстрат, изначально более обогащены алмазами субдукционного типа, что может быть связано со степенью проработки и истощения перидотитов в период роста кратона. Известно, что дуниты являются хорошими магмапроводниками [70,71], поэтому должны концентрировать плюмовые расплавы, приходящие из нижней мантии и растекающиеся вдоль подошвы литосферы. В этих областях мантии с высокой концентрацией магмы степень разогрева может быть выше, чем при высокой концентрации легкоплавкого материала и летучих (флогопита амфибола и т.п.), где энергия расходуется на плавление. По–видимому, это определяет разный характер взаимодействия плюмовых расплавов с основанием мантийной колонны. Под дунитами возникают деформированные импрегнированные перидотиты типа “sheared”. Такие структуры перидотитов могут не только быть признаком конвектирующего литосферного вещества [58,59], но также возникать и в результате магмаразрыва, что доказывается контактными взаимоотношениями с мегакристовой ассоциацией [75,77,78]. Для трубок с пироксенитами в основании колонны более характерны перидотиты с признаками магматического замещения, как в диатреме Thumb, Colorado [72] а в нашем случае к ним, предположительно, относятся самые глубинные пироксены трубок Долгожданная и Иреляхская.

Из пяти изученных трубок в Мало-Ботуобинском районе, судя по частотам встречаемости СаО в гранатах [14, 46], наиболее истощен горизонт в основании мантийной колонны под трубкой Мир. Это самая большая и алмазоносная трубка в данном регионе.

Большие трубки, как правило, имеют более крутые геотермические градиенты в мантии, при интенсивном прогреве мантийных колонн и подъеме больших порций расплавов. Эти же причины могут определять повышенную алмазоносность трубок. Для таких трубок также характерно широкое развитие пироксенитовых ассоциаций разного типа и продуктов контактового взаимодействия [74].

Общим для многих кимберлитовых трубок Сибири и других районов мира [62] является наличие слоистости, состоящей из 10-12 пластин, причем толщина пластин и другие характеристики являются почти постоянными для

района в целом. Данный вывод был проверен для всех изученных трубок Сибири (>40). Исключение составляет Прианабарье, где мезозойские трубки опробуют мантию, подвергшуюся в Пермо–Триасе влиянию суперплюма, так же как и мантия Алданского щита [41, 48], где в нижней части мантийной колонны преобладают модально истощенные породы с железистыми метасоматитами.

Особенностью многих мантийных колонн является развитие сквозных процессов, которые несколько затушевывают слоистость, однако оставляют следы на границах раздела отдельных слоев в виде пироксенитов или метасоматитов. Отдельные горизонты, как например, пироксенитовая линза на уровне ~40 кбар, являются границей развития очагов частичного плавления и, часто, смены характера метасоматоза. Например, в мантии под трубкой Юбилейная нижняя часть колонны – это калиевые метасоматиты со слюдой и рихтериты, а в верхней части встречается лишь натровый паргасит [55].

Крупные магматические системы, дренирующие мантийную литосферу континентов, относятся к нескольким типам: высоководные расплавы лампроитового типа и обводненные базальтовые расплавы сравнительно легко проходят, вплоть до верхней астеносферной ловушки, где они часто ответственны за разогрев и повышенную железистость, как, например, в разрезе под трубкой Удачная и под диатремами Алданского щита [49]. Толеитовые плюмовые расплавы, возможно, также становятся таковыми при подъеме и увеличении степени плавления, серьезно истощают мантийные колонны по всему объему, как, например, мантию Прианабарья. Протокимберлитовые расплавы, а также существенно карбонатитовые, в которые переходят кимберлитовые при ликвации и при длительной дифференциации, вызывают разогрев, в основном, в нижней части мантийной колонны или до уровня 40 кбар (до геотермического градиента  $40\text{--}45 \text{ мВт/м}^2$ ) и титанистый метасоматоз. По-видимому, это воздействие может быть серьезным фактором алмазности [78]. Вероятны коматиитовые магмы, которые могут отвечать за высокотемпературные ветви до  $1600^\circ\text{C}$  на геотермах в основании литосферы.

### **Заключение**

В результате изучения 25 трубок из шести районов кимберлитового магматизма Сибирской платформы, можно сформулировать основные выводы и построить модели. Мантийные домены каждого района обладают спецификой строения и типов взаимодействия глубинных магматических систем с перидотитовой мантией. Первичная структура мантии формируется, в основном, на стадии субдукционного роста кратонов, где сучивание мантийной литосферы океанов, в виде пластин близкого состава, определяет сходство химизма минералов, которое, вероятно, обусловлено геодинамической обстановкой формирования. Потоки флюидов и расплавов

разного типа (плюмовых и субдукционных) могут существенно изменить геохимические характеристики отдельных проницаемых зон в мантии. Обычно мантийная колонна разделена на уровне 40 кбар на две части пироксенитовым горизонтом, который сформирован благодаря дегидратации субдукционных пластин на уровне 120- 130 км.

Самые крупные трубки в кустах кимберлитовых тел, скорее всего, возникают над наиболее проницаемыми зонами в основании литосферы, которые обычно представлены существенно дунитовыми горизонтами. При этом возникают адвекционные геотермические градиенты, при прогреве мантийных колонн и подъеме больших порций расплавов, что может благоприятно влиять на алмазоносность [65]. Для таких трубок также характерно широкое развитие пироксенитовых ассоциаций продуктов контактового взаимодействия.

Общим для многих палеозойских кимберлитовых трубок Сибири является наличие слоистости, состоящей из 10-12 пластин. Для района, подвергшегося в пермо–триасе влиянию Сибирского суперплюма, так же как и для мантии Алданского щита [49, 54] обычным является глубокое истощение нижней части мантийной колонны и железистые метасоматиты до уровня 40 кбар.

Протокимберлитовые (существенно карбонатитовые) расплавы, при формировании подводных каналов с образованием мегакристаллической ассоциации, вызывают титанистый метасоматоз и разогрев, в основном, в нижней части мантийной колонны до уровня 40 кбар, 40-45 мвт/м<sup>2</sup>, что может быть серьезным фактором алмазоносности.

#### **Выводы**

1. Применение методов минеральной термобарометрии по пяти минералам, показало взаимосогласованность оценок и возможность по концентрату кимберлита воссоздать модалный состав пород и происходящие в мантийной колонне.

2. Ильменитовые тренды, ассоциирующие титанистые метасоматиты и контактовые ассоциации являются результатом подъема и формирования в мантии магмапроводящих структур на стадиях, предшествующих извержению. Они полибарические и, как правило, формируются в результате нескольких пульсаций глубинных магматических очагов.

3. Мантийные разрезы, содержащие большое количество эклогитового материала, имеют, как правило, перидотитовые породы метасоматического и гибридного облика и повышенное количество метасоматитов и пироксенитов.

4. Слоистая структура мантии, характерная для большинства кимберлитовых трубок, скорее всего, является результатом общепланетарных циклов развития Земли или периодичности проявления плюмовой активности.

5. Большие трубки, обладающие повышенным аламазоносным потенциалом, имеют ряд черт специфического строения мантийных колонн – наличие дунитовых горизонтов в основании разрезов, высокий близadiaбатический геотермический градиент и повышенное количество пироксенитовых тел в разрезе.

#### **Благодарности**

*Авторы выражают благодарность лаборатории микроанализа ОИГГ и М СО РАН за постоянную помощь в работе. Работа поддержана грантами РФФИ 06-05-64416, 05-05-64718. Сотрудникам ЦНИГРИИ АЛРОСА и Амакинской и Ботубинской экспедиций за предоставление коллекций и помощь в проведении экспедиционных работ. Статья содержит материалы отчетов хоздоговорных работ между Аналитическим Центром ОИГГ и М СО РАН и ЦНИГИ АЛРОСА.*

Авторы благодарны С.В. Рассказову за тщательную корректировку и полезные советы по исправлению рукописи.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Глубинная геодинамика [Deep-Level geodynamics] // Труды ОИГГМ СО РАН, Вып. 830, Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994, 299 с.
2. 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, 380, N 3, с.363-367.
3. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Ксенолит катаклазированного алмазоносного дистенового эклогита из трубки "Удачная" (Якутия) // Докл. АН СССР, 1982, 266, N 1, с. 212-216.
4. 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, 231, с.438-442.
5. Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Логвинова А.М., Суходольская О.В., Солодова Ю.П., Распространенность и состав минеральных включений в крупных алмазах Якутии // Докл. РАН, 2001, 376, N 3, с.382-386.
6. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Ефимова Э.С., Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов // Геол. и геофиз., 1984, N 12, с.63-80.
7. Специус З.В.; Митюхин С.И.; Иванов А.С., Первая находка ксенолита с алмазом в кимберлите трубки Ботубинская (Накынское поле, Якутия) // Докл. РАН, 2003, Т. 390, N 5, С. 681-684.
8. Соболев Н.В., Глубинные включения кимберлитов и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974, 264 с.
9. Бакуменко И.Т., Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Кепежинская В.В., Кутолин В.А., Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Фролова В.М., Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. // Тр. ИГиГ СО АН СССР, Вып. 271, Новосибирск, Наука, СО, 1975, 271 с.

10. **Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. и др.,** Алмазы Якутии, Москва, Недра, 1968, 545 с.
11. **Jacob D., Jagoutz E., Lowry D., Matthey D., and Kudrjavitseva G.,** Diamondiferous eclogites from Siberia: Remnants of Archean oceanic crust. // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1994, v. 58, p. 5195-5207.
12. **Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N.,** Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // *Proceedings of the VII International Kimberlite Conference, 2000, The P.H. Nixon volume*, p. 690-707.
13. **Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., and Ilupin I.P.,** The Siberian lithosphere traverse: Mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton. // *Tectonophysics*, 1999, v. 310, pp. 1-35.
14. **Beard B.L., Fraracci K.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Clayton R.N., Mayeda T.K., Sobolev N.V.,** Petrography and geochemistry of eclogites from the Mir kimberlite, Yakutia, Russia. // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1996, v.125, pp.293-310.
15. **Kuligin S.S., Pokhilenko N.P.,** Mineralogy of xenoliths of garnet pyroxenites from kimberlite pipes of Siberian platform // *Extended Abstracts 7IKC, Cape Town*, 1998, p. 480-482.
16. **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.
17. **Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Yefimova E.S., Taylor L.A., Promprated P., Koptil V.I., Zinchuk N.N.,** Mineral Inclusions in Diamonds from Komsomolskaya and Krasnopresnenskaya Pipes, Yakutia: Evidence for Deep Lithospheric Heterogeneities in Siberian Craton // *8th International Kimberlite conference, Victoria, BC, Canada, June 22-27th, 2003: Extended Abstracts, 2003, FLA\_0141*.
18. **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, 103, v. 145, pp.424-443.
19. **Reimers L.F., Pokhilenko N.P., Yefimova E.S., Sobolev N.V.,** Ultramafic mantle assemblages from Sytykanskaya kimberlite pipe (Yakutia) // *Seventh International Kimberlite Conference, Cape Town, April 1998: Extended Abstracts, Cape Town*, 1998, pp. 730-732.
20. **Roden M.F., Lazko E. E., Jagoutz E.,** The Role of Garnet Pyroxenites in the Siberian Lithosphere Evidence from the Mir Kimberlite. / *Proceedings of the VII International Kimberlite Conference, P.H. Nixon volume. 2000, Red Roof Design, Cape Town, South Africa*, pp. 714-720.
21. **Griffin W.L., Cousens D.R., Ryan C.G., Sie S.H., Suter G.F.,** Ni in chrome pyrope garnets: a new geothermometer. // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1989, v.103, pp. 199-202.
22. **Canil D.,** The Ni-in-garnet geothermometer: calibration at natural abundances // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1999, v. 136, pp.240-246.
23. **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, P. 5611-5625.
24. **O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Diomany P., Morgan P.** Are lithospheres forever? // *GSA Today*, 2001, V. 11, P. 4-9.
25. **Brey G.P., Kohler T.,** Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *J. Petrol.*, 1990, V. 31, P. 1353-1378.

26. **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. // *Am. Miner.*, 1974, V. 59, P. 110-119.
27. **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.
28. **Taylor W.R., Nimis P.**, A single-pyroxene thermobarometer for lherzolitic Cr-diopside and its application in diamond exploration // 7th Int. Kimb. Conf. Abstract Volume, 1998, Cape Town, pp 897-898.
29. **Ashchepkov I.V.**, Jd-Di barometer for mantle peridotites and eclogites // *Experiment in Geosciences*, 2001, v. 10, N1, p. 137-138.
30. **Ащепков И.В.**, Уточненное уравнение Jd-Di барометра // *Вестник РАН Отделение наук о Земле*, 2003, N1, pp.45-46.
31. **Ashchepkov I.V.** Empirical garnet thermobarometer for mantle peridotites // Seattle Annual Meeting (November 2-5, 2003), Abstract ID: 65507.
32. **Ashchepkov I., Vishnyakova E.**, New garnet thermobarometry for mantle peridotites and garnet mantle geotherms // 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, August 20-28, 2004: Abstracts Volume, Florence, 2004, P. 466, CD-ROM.
33. **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, pp. 1169-1191.
34. **Ashchepkov I.V., Vishnyakova E.V.**, Monomineral Cr-Spinel thermobarometry for kimberlite peridotite xenoliths // Abstracts of EUG, 2005.
35. **Ащепков И.В., Вишнякова Е.В.**, Мономинеральная термо- и оксигбарометрия по ильмениту и хромиту- применение к глубинным включениям кимберлитов. // *Эволюция континентальной литосферы, происхождение алмазов и их месторождений*, 2005, Тезисы международного симпозиума, посвящённого 70-летию академика Соболева Н.В.
36. **Taylor W.R., Kammerman M., Hamilton R.**, New thermometer and oxygen fugacity sensor calibrations for ilmenite and chromian spinel-bearing peridotitic assemblages // 7th International Kimberlite Conference, Extended abstracts, Cape Town, 1998, p.891-901.
37. **Ashchepkov I.V., Vladyskin N.V., Pokhilenko N.P., Rotman A.Ya., Afanasiev V.P., Logvinova A.M., Kuligin S.S., Saprykin A.I., Kuchkin A.M., Nikolaeva I.V., Palessky S.V., Anoshin G.N., Khemelnikova O.S.**, Ilmenite trends from the kimberlites of Siberia: Do they represent the mantle feeding vein system? // Abstracts of EUG, 2005.
38. **Nickel K.G., Green D.H.**, Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, V. 73, pp. 158-170.
39. **Dawson J.B.**, Kimberlites and their xenoliths, Springer-Verlag Berlin, New York, 1980.
40. **Gregoire M., Bell D.R.; Le Roex A.P.** Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisited // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2002, V. 142(5), P. 603-625.
41. **Griffin W.L., Moore R.O., Ryan C.G., Gurney J.J., Win T.T.**, Geochemistry of magnesian ilmenite megacrysts from Southern African kimberlites // *Russian Geol. Geophys.*, 1997, V. 38(2), P. 398-419.
42. **Davies G. R., Spriggs A. J., Nixon P. H.**, A Non-cognate Origin for the Gibeon Kimberlite Megacryst Suite, Namibia: Implications for the Origin of Namibian Kimberlites // *J. Petrology*, 2001, v. 42, pp. 159-172.

43. **Nowell G.M., Pearson D.G., Bell D.R., Carlson R.W., Smith C.B., Kempton P.D., And Noble S.R.**, Hf Isotope Systematics of Kimberlites and their Megacrysts: New Constraints on their Source Regions. // *J. Petrology*, 2004, v. 45, pp. 1583-1612.
44. **Smith D.**, Temperatures and pressures of mineral equilibration in peridotite xenoliths: Review discussion and implication. // In *Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation: A tribute to Francis R. (Joe) Boyd*. Eds. Fei Y., Bertka C.M. and Mysen B.O., Geochemical Society Special Publication, 1999, N. 6, pp. 171-188.
45. **Boyd F.R.; Pokhilenko N.P.; Pearson D.G.; Mertzman S.A.; Sobolev N.V.; Finger L.W.**, Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths. // *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1997, V. 128, N 2-3, P. 228-246.
46. **Kopylova M.G.; Caro G.**, Mantle xenoliths from the Southeastern Slave craton: Evidence for chemical zonation in a thick, cold lithosphere // *J. Petrol.*, 2004, Vol. 45, Iss. 5, P. 104.
47. **Snyder G.A., Taylor L.A., Crozaz G., Halliday A.N., Beard B.L., Sobolev V.N.**, The Origins of Yakunan Eclogite Xenoliths // *Journal of Petrology*, 1997, v. 38, p. 85-113.
48. **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.
49. **Snyder G.A., Taylor L.A., Sobolev V.N., Beard B.L., Sobolev N.V.**, A diversity of origins for diamondiferous eclogites; isotopic studies from the Mir Kimberlite, Siberia // *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 1996, 77, N 46, Suppl., 816.
50. **Ashchepkov I., Vladykin N., Pokhilenko N., Sobolev N., Malygina E., Kuligin S., Ovchinnikov Y., Afanasiev N., Mkrtychan G., Rotman A., Kostrovitsky S., Tolstov A., Khmel'nikova J., Pokhilenko L., Logvinova A.** Clinopyroxene geotherms for the mantle columns beneath kimberlite pipes from Siberian craton // 8 th International Kimberlite Conference, Long Abstract, 2003, FLA\_0355.
51. **Алымова Н.А., Костровицкий С.И., Иванов А.С., Серов В.П.**, Пикроильмениты из кимберлитов Далдыносского поля Якутия // *Доклады Академии Наук*, 2004, Т. 395а, № 3, С. 444 -447.
52. **Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Logvinova A.M., Rotman A.Y., Anoshin G.N., Saprykin A.I., Khmelnikova O.S.**, Mantle geochemistry and construction in Mirninsky field.// Conference Supplement to *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Abstracts and Program Goldschmidt Conference, Copenhagen, Denmark, June 5-11, 2004, Copenhagen. 5.7.P08 A724.
53. **Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Rotman A.Y., Logvinova A.M., Afanasiev V.P., Palesky V.S., Saprykin A.I., Anoshin G.N., Kuchkin A., Khmel'nikova O.S.**, Mir and International'naya kimberlite pipes – trace element geochemistry and thermobarometry of mantle minerals. Deep seated magmatism It's sources and their relation to plum processes // *Irkutsk – Ulan-Ude*, 2004; Publishing house of the Institute of Geography SB RAS 2004, pp. 194-208.
54. **Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Rotman A.Y., Logvinova A.M., Nikolaeva I.A., Palesky V.S., Saprykin A.I., Anoshin G.N., Kuchkin A., Khmel'nikova O.S.**, Reconstructions of the mantle layering beneath the Alakite kimberlite field: comparative characteristics of the mineral geochemistry and TP sequences // *Deep seated magmatism It's sources and their relation to plum processes*, Irkutsk – Ulan-Ude 2004, Publishing house of the Institute of Geography SB RAS 2004, pp.160-178.
55. **Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Saprykin A.I., Khmelnikova O.S.**, Composition a thermal structure of the mantle in peripheral parts of the ancient shields within Siberian craton // *Revista Brasileira de Geociencias*, 2001, V. 31(4), P. 527-636.
56. **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. // Доклады Академии Наук, 2004, Т. 395, № 4, С.1-7.
57. **Boyd F.R., Finnerty A.A.** Conditions of origin of natural diamonds of peridotite affinity // *J. Geophys. Res.*, 1980, V. 85, P. 6911-6918.
  58. **Boyd F.R., Pearson D.G., Nixon P.H., Mertzman S.A.**, Low-calcium garnet harzburgites from southern Africa: their relations to craton structure and diamond crystallization // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1993, V. 113, P. 352-366.
  59. **Nixon P.H.** Ed. Lesotho Kimberlites // Cape and Transvaal, Cape Town, 1973, 470 p.
  60. **Nixon P.H., Boyd F.R.** Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodule suite in kimberlites // In *Lesotho Kimberlites* (P.H. Nixon, ed.). Lesotho National Development Corporation, Maseru, Lesotho, 1973, P. 48-56.
  61. **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.
  62. **Shamshina E., Altukhova Z., Babushkina S.**, Facial characteristics of kimberlite rocks from the northern and southern parts of the Yakutian kimberlite province (in the light of the Duken and Daldyn kimberlite fields) // 8 th International Kimberlite Conference, Long Abstract, FLA\_0384.
  63. **Griffin W.L.; Doyle B.J.; Ryan C.G.; Pearson N.J.; O'Reilly Suzanne Y.; Davies R.; Kivi K.; Van Achtebergh E.; Natapov L.M.**, Layered mantle lithosphere in the Lac de Gras area, Slave craton: Composition, structure and origin // *J. Petrol.*, 1999, Vol. 40, N 5, P. 705.
  64. **Woodland A.B., Koch M.**, Variation in oxygen fugacity with depth in the upper mantle beneath the Kaapvaal craton, Southern Africa // *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, v. 214, p. 295–310.
  65. **Sobolev N.V., Kaminsky F.V., Griffin W.L., Yefimova E.S., Win T.T., Ryan C.G. & Botkunov A.I.**, Mineral inclusions in diamonds from the Sputnik kimberlite pipe, Yakutia. // *Lithos.*, 1997, V. 39, P. 135-157.
  66. **Fedortchouk Y., Canil D., Carlson J.A.**, Oxygen Fugacity of Kimberlite Magmas and their Relationship to the Characteristics of Diamond Populations, Lac de Gras, N.W.T., Canada // Extended Abstracts of the 8 International Kimberlite Conference, 2003, FLA\_0098.
  67. **McCammion C.A.; Griffin W.L.; Shee S.R.; J'Neill H.S.C.**, Oxidation during metasomatism in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, South Africa: implications for the survival of diamond. // *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 2001, Vol. 141, N 3, P. 287-296.
  68. **Kaminsky F., Zakharchenko O., Davies R., Griffin W., Khachatryan-Blinova G., Shiryaev A.**, Superdeep diamonds from the Juina area, Mato Grosso State, Brazil. // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2001, V. 140/6, P.734-753.
  69. **Pokhilenko N.P., McDonald J.A., Hall A.E., Sobolev N.V.**, Abnormally thick Cambrian lithosphere of the Southeast Slave Craton: evidence from crystalline inclusions in diamonds and pyrope compositions in Snap Lake kimberlites // *The Slave-Kaapvaal Workshop*, Sep. 5-9, 2001, Merrickville, Ontario, Merrickvilli, 2001, pp. 49-51.
  70. **Eggler D.H., Mccallum M.E.**, A geotherm from megacrysts in the Sloan kimberlite pipes, Colorado // *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 1976, V. 75, P. 538-541.
  71. **Braun M.G., Kelemen P.B.** Dunite Distribution in the Oman Ophiolite: Implications for Melt Flux Through Porous Dunite Conduits // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2004, V 4, N 3.

72. **Kelemen P.B., Shimizu N. and. Salters V.J.M**, Extraction of mid-ocean ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels // *Nature*, 1995, v. 375, p. 747-753.
73. **Carlson R. W., Irving A.J., Schulze D.J., Carter B., Hearn J.**, Timing of Precambrian melt depletion and Phanerozoic refertilization events in the lithospheric mantle of the Wyoming Craton and adjacent Central Plains Orogen. // *Lithos.*, 2004, v. 77, p. 453–472.
74. **Francis D.**, Cratonic mantle roots, remnants of a more chondritic Archean mantle? // *Lithos.*, 2003, Vol. 71, Iss. 2-4, P. 135-152.
75. **Kuligin S.S., Malkovets V.G., Pokhilenko, N.P., Vavilov M.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.**, Mineralogical and Geochemical Characteristics of a Unique Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe // *Extended Abstracts of the 8International Kimberlite Conference*, 2003, FLA\_0114.
76. **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, Vol. 104, N 1, P. 23-38.
77. **Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.**, Месторождения алмазов Мира, Москва, Недра, 1998, 545 с.
78. **Ащепков И.В., Андре Л.**, Дифференциация мантийных расплавов на примере пироксенитовых ксенолитов пикробазальтов Витимского плато // *Геол. и геофиз.*, 2002, 43, N 4, с.343-363.
79. **Ащепков И.В., Травин А.В., Сапрыкин А.И., Андре Л., Герасимов П.А., Хмельникова О.С.**, О возрасте ксенолитсодержащих базальтов и мантийной эволюции в Байкальской рифтовой зоне // *Геол. и геофиз.*, 2003, 44, N 11, с. 1162-1190.
80. **Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Ротман А.Я., Похиленко Н.П., Николаева И.В., Палесский С.В., Сапрыкин А.И., Аношин Г.Н., Хмельникова О.С.**, Термобарометрия и геохимия глубинных минералов из трубки «Зарница» – ключ к разгадке строения и состава верхней мантии района и алмазоносности трубки // *Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма. Труды III Международного семинара «Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма»*, Иркутск-Хабаровск, 2003, С. 206-219.
81. **Fedortchouk Y., Canil D., Carlson J.A.**, Oxygen Fugacity of Kimberlite Magmas and their Relationship to the Characteristics of Diamond Populations, Lac de Gras, N.W.T., Canada. // *Extended Abstracts of the 8International Kimberlite Conference*, 2003, FLA\_0098.
82. **Krogh E.J.**, The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer - a reinterpretation of existing experimental data. // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1988, V. 99, pp. 44-48.

## Магматизм алмазоносных районов востока Сибирской платформы

Ротман А.Я.

*Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие (ЯНИГП) ЦНИГРИ  
АК «АЛРОСА», г. Мирный 678170, Россия, rotman@cnigri.alrosa-mir.ru*

Исследования изверженных пород алмазоносных районов востока Сибирской платформы позволяют выявить особенности разнофациальных производных фанерозойского мантийного магматизма. Наряду с известной спецификой региона, выражающейся в пространственных сочетаниях крупнейших в Мире трапповой и кимберлитовой провинций, а также в присутствии комплексов щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами значительный интерес вызывают ассоциирующие с промышленно алмазоносными кимберлитами субщелочные базиты среднего палеозоя. Они относятся к различным петрогенетическим типам и обнаруживают заметные вариации состава вследствие гетерогенности процессов, участвующих в эволюции магматических систем. Базиты различаются минеральным составом, содержанием и соотношением петрогенных компонентов, обладают специфическими геохимическими признаками, что является одним из главных критериев их расчленения с выделением нескольких самостоятельных значимо различающихся между собой петрохимических типов. Наибольшим разнообразием вещественного состава характеризуются породы трубок взрыва, что отражает латерально-вертикальную неоднородность мантийного субстрата. Гетерогенность последнего, подтверждаемая широким спектром ксенолитов мантийных пород в кимберлитах, обусловила образование очаговых зон с разными условиями функционирования.

Проявления разнофациальных субщелочных мафитов являются индикаторами зон разломов, ограничивающих рифтогенные структуры, дренирующих наиболее глубинные уровни верхней мантии и контролирующими позиции кимберлитов. Такие зоны перспективны на обнаружение производных наиболее глубинных кимберлитовых расплавов (и, как следствие, наиболее продуктивных) при небольших объемах их проявлений вследствие разрушения мафитами их корневых систем.

### **Введение**

Сонахождение базитов и кимберлитов, связанных с определенными циклами тектоно-термальной активности древних платформ, вызывает живой интерес к выяснению глубинных геодинамических условий образования обоих типов магм и установлению тектонических условий локализации их производных в верхних слоях литосферы. Такие ассоциации нередко обнаруживают пространственные и временные связи, что обусловлено едиными процессами корово-мантийного взаимодействия в важнейшие этапы эндогенной активности и что является итоговым структурно-вещественным

выражением на поверхности земной коры глубинных процессов. Последние, как правило, обусловлены особенностями эволюции верхней мантии под древними платформами. Следовательно, ассоциирующие в пределах этих структур трапсовая и кимберлитовая провинции в тектоническом отношении полностью определяются границами соответствующей древней платформы. Одним из примеров проявления таких сообществ является Сибирская платформа (в минерагенической таксономии - Сибирская алмазоносная провинция). Несмотря на то, что и кимберлиты, а тем более алмазы установлены в различных частях провинции, ее промышленный алмазный потенциал к настоящему времени определяется преимущественно восточной частью (в административном отношении территория отвечает Западной Якутии). Здесь установлен весьма широкий спектр магматитов широкого возрастного диапазона – от раннего рифея до мезозоя, включая специфический этап магматической деятельности - среднепалеозойский, в течение которого внедрялись производные мантийных магм как нормальной (толеит-базальтовая серия), так повышенной (субщелочные базиты, кимберлиты – главный коренной источник алмазов, пикриты) щелочности, а также сформировались комплексы щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами.

В данной статье кратко описаны магматические ассоциации фанерозоя, включающие разновозрастные кимберлиты на востоке Сибирской алмазоносной провинции.

## **МАГМАТИЗМ АЛМАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Рассмотрим магматические ассоциации фанерозоя, включающие разновозрастные кимберлиты, с учетом их распространения в основных алмазоносных районах восточной части Сибирской провинции – с юга на север (рис. 1). В тектоническом отношении регион приурочен к крупному Непско-Ботуобинскому сводовому палеоподнятию фундамента и чехла платформы [19]. Палеоподнятие прослеживается в близмеридиональном направлении от выступов пород фундамента Анабара и Оленька на севере к Патомскому нагорью на юге, располагаясь между Тунгусской и Вилюйской синеклизами. Оно заложилось в дорифейское время, наиболее интенсивно воздымалось в среднем палеозое. Протяженность указанной структуры 1500 км, а ширина - 200-250 км. Палеоподнятие и сопредельная с ним территория восточной части Сибирской платформы пересекаются системой авлакогенных структур, заложившихся в рифее и активизированных в среднем палеозое и мезозое. Центральные каналы авлакогенов (зоны максимального растяжения земной коры), в рельефе кристаллического фундамента прослеживаются, по данным ГСЗ, серией грабенообразных прогибов, которым на поверхности верхней мантии отвечают валлообразные поднятия небольшой амплитуды [19]. Наиболее крупным является Вилюйско-Патомский авлакоген (или Вилюйская рифтовая система - ВРС) северо-восточного простирания (см. рис. 1). В

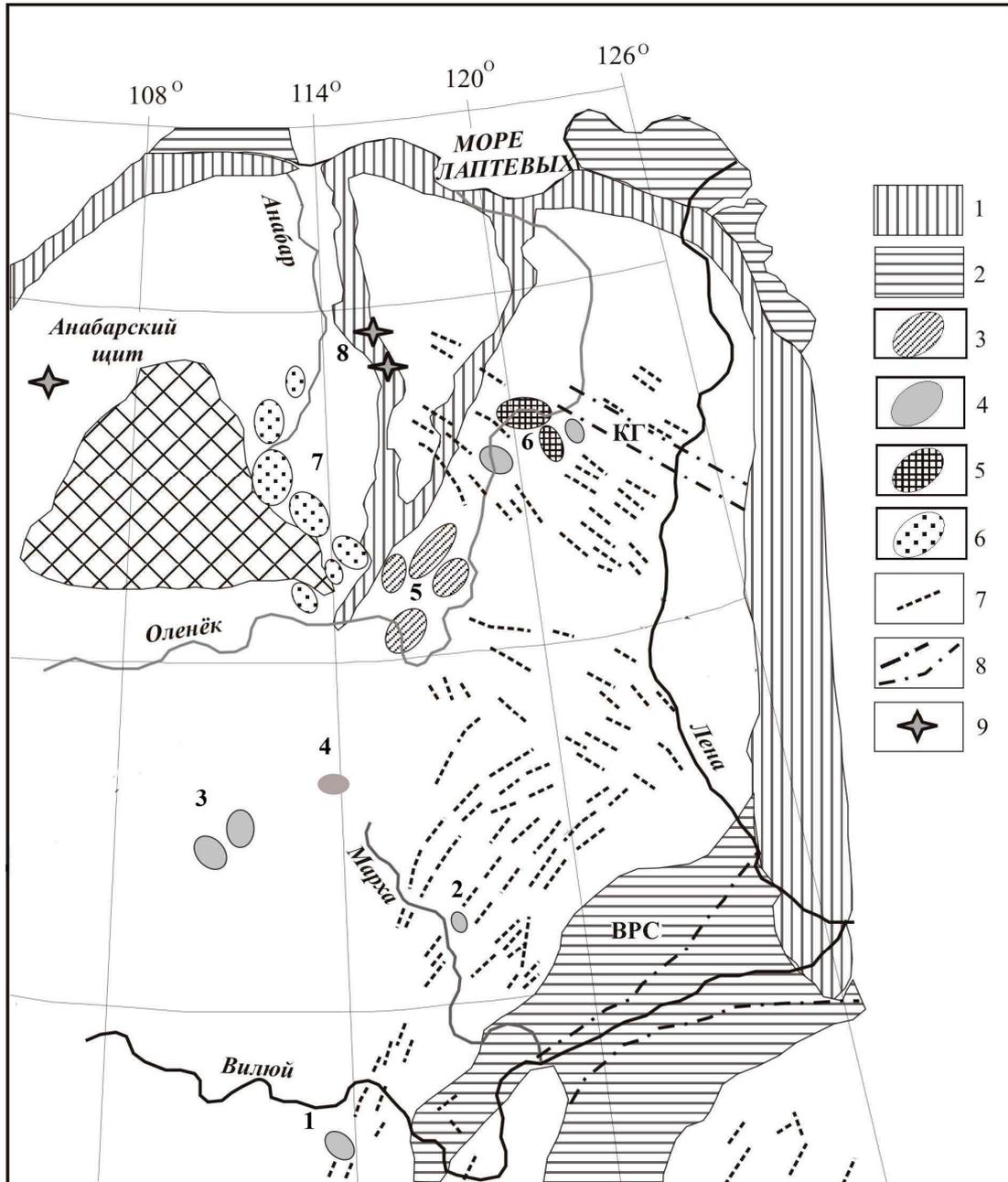


Рис. 1. Схема фанерозойских магматических проявлений востока Сибирской платформы.

Условные обозначения: 1, 2 – палеорифтовые зоны: 1 - докембрийские, 2 -среднепалеозойские; 3–6 - кимберлитовые поля: 3 – предположительно двух возрастных эпох – ранне- и среднепалеозойской; 4 – среднепалеозойского возраста, 5 - предположительно двух эпох - среднепалеозойской и мезозойской; 6 – мезозойского возраста; 7 – дайковые тела базитов; 8 - зоны разломов сбросово-взбросового типа; 9 – массивы ультраосновных щелочных пород центрального типа. Буквами обозначены: КГ – Кютюнгинский грабен, ВРС – Виллойская рифтовая система.). Цифрами обозначены алмазоносные районы Западной Якутии: 1 – Малоботуобинский, 2 – Среднемархинский, 3 – Далдыно-Алаakitский, 4 – Верхнемунский, 5 – Среднеоленекский, 6 – Нижнеоленекский, 7 – Куонамский, 8 – Анабарский.

близмеридиональном направлении на севере прослеживается докембрийский Уджинский авлакоген, а также система авлакогенов этого же возраста по

периферии платформы. В северо-восточной части платформы выделяется Кютюнгинский авлакоген (чаще называемый Кютюнгинский грабен - КГ) северо-западного простирания. В фанерозое отдельные элементы системы авлакогенных структур, заложенной в рифее, активизировались. Период интенсивной активизации ВРС отвечает среднему палеозою, что связано с завершением процессов каледонской складчатости в Байкало-Патомской области. С этим периодом связано и внедрение среднепалеозойских кимберлитов, которому предшествовал базальтовый и щелочно-базальтовый вулканизм.

Магматизм южной части региона (Малоботуобинский и Среднемархинский алмазоносные районы, включающие Мирнинское и Накынское кимберлитовые поля среднепалеозойского возраста соответственно), связан преимущественно с развитием Вилюйской рифтовой системы, с этапом ее активизации в раннегерцинскую эпоху. ВРС характеризуется широким развитием дайковых поясов в бортовых частях и является типичным континентальным рифтом, прошедшим все стадии развития, с характерным набором осадочных и магматических формаций [8]. Эта тектоно-магматическая система состоит из впадин и поднятий, ограниченных и осложненных многочисленными разрывными нарушениями. Амплитуды перемещения по наиболее крупным разломам достигают нескольких километров. Рифтогенный комплекс сложен пестроцветными сульфатно-терригенно-карбонатными отложениями с прослоями пепловых туфов, переслаивающихся с покровами базальтов ( $D_3vI$ ,  $C_1em$ ). Последние развиты преимущественно во впадинах авлакогена, там же находится и основное количество вулканических аппаратов. На северо-западном борту ВРС, характеризующимся уникальным поясом долеритовых даек (Вилюйско-Мархинская зона разломов - ВМЗР), веерно расширяющимся с 40 км в южной части до 120 км на северо-востоке при общей протяженности около 800 км, расположены отмеченные выше проявления кимберлитов Мирнинского и Накынского полей.

Кимберлиты ( $\chi D_3-C_1$ ) характеризуются существенным преобладанием тел трубчатой формы, выполненных кимберлитовыми брекчиями, автолитовыми кимберлитовыми брекчиями и, в меньшей степени, порфиоровыми кимберлитами, при подчиненной роли сложенных порфиоровыми кимберлитами даек и жил (создающих, в совокупности с трубками, кимберлитовые системы). Дайковая фация кимберлитов, являющаяся характерным составным элементом кимберлитовых систем, включает группы самостоятельных тел, дайки корневой системы диатрем, жилы, сопряженные с трубками и внутритрубочные, отличающиеся от пород диатрем в большинстве случаев повышенным содержанием и более крупными размерами минералов-спутников алмаза, повышенным содержанием титана, фосфора, серы, более низкой алмазоносностью и типоморфными признаками алмазов. Доминирующие в объеме тел

диатремовые зоны имеют форму усеченного перевернутого конуса с неправильно-овальным сечением в плане и его ассиметричным изменением с глубиной при северо-западной ориентировке длинной оси (азимут  $315-335^{\circ}$ ) - в Мирнинском поле и северо-восточной ориентировке - в Накынском поле. Большинство проявлений располагается либо непосредственно в зонах разломов Вилуйско-Мархинской системы (трубки Мир, Ботуобинская, Нюрбинская), либо в непосредственной близости (от первых десятков и сотен метров до 2.4-3.5 км) от разломов ВМЗР (остальные кимберлитовые тела). Все они прорывают толщу терригенно-карбонатных пород нижнего кембрия; большинство тел перекрыто мезозойскими терригенными отложениями, а некоторые - современными осадками. В целом, состав кимберлитов Мирнинского поля отвечает таковому кимберлитов 1-ой группы Южной Африки при обособлении как по минералогическим, так и петрогеохимическим признакам кимберлитов Накынского поля [15].

Дайки базитов трассируют всю площадь исследований, начинаясь на юге в нижнем течении реки Пеледуй [9], проходят через бассейн реки Малая Ботуобия, пересекают долины рек Вилуй, Ыгыатта, Марха, Ханья, Тюкян и Тюнг. В южной части дайкового пояса в пределах Мирнинского кимберлитового поля тела выполняют осевые части Западного, Параллельного, Центрального и Восточного разломов. Общая характеристика заполненной дайками зоны разломов сводится к следующему. На уровне фундамента ВМЗР, кроме отмеченной выше унаследованности структур, характеризуется проявлением системы мелких трещин и грабенов с амплитудой около 50 м. Аналогичные особенности сохраняются и в разрезе осадочного чехла. Эти протяженные зоны контролируют пояса параллельных и субпараллельных даек, обнаруживающих нередко кулисообразное строение и использующих при внедрении многочисленные приоткрывавшиеся продольные трещины и крутые разломы. Как отмечено выше, наблюдается веерное расширение ВМЗР к северо-востоку, т.е. к краевой части платформы. В полосе значительного расширения ВМЗР наблюдаются тела, являющиеся секущими к общему направлению (меридионального, субмеридионального и субширотного простирания). Дайки представляют собой вертикальные и субвертикальные пластинообразные тела мощностью от 12-18 м до 45 м, редко более (например, мощность дайки Западного разлома на глубоких горизонтах достигает 58 м). В пределах Мирнинского кимберлитового поля они не выходят из разреза терригенно-карбонатных пород нижнепалеозойского цоколя и вскрыты серией скважин, а на поверхности картируются по характеру магнитного поля в виде цепочек линейных магнитных аномалий.

Сходными характеристиками геофизических полей обладают дайки на левобережье реки Вилуй и в северо-восточной части площади исследований,

но степень их изученности бурением гораздо ниже. Дайки представляют собой протяженные тела мощностью в первые десятки метров, отчетливо выраженные на аэрофотоснимках и в геофизических (магнитных) полях, а при полевых наблюдениях фиксируются в виде вытянутых холмов, возвышающихся на 5-30 м над полями развития нижнепалеозойских и юрских пород. Среди характерных признаков следует отметить появление отдельных дайковых тел, простирание которых не совпадает с общим простиранием близлежащих разломов. Первым из таких примеров при прослеживании тел с юго-запада на северо-восток является Холомолохская дайка, а далее - с бассейнов рек Улахан-Джюктели и Джелинде - их количество заметно увеличивается. В работе [9] данный факт объясняется как смещение даек по поперечным сдвигам. Нами не исключается возможность внедрения таких дискордантных дайковых тел в отдельную фазу магматизма.

По простиранию ВМЗР на северо-восток, начиная от устья р. Хороннох, количество дайковых тел в зоне заметно возрастает и ее ширина увеличивается примерно в два раза. На участке слияния рек Еркютей и Ыгыатта начинается полоса выхода интрузий ВМЗР на дневную поверхность. Многочисленные дайковые тела обнажаются также в долинах рек Марха (начиная от устья реки Накын и выше), Ханья, Тюкян, Тюнг и их притоков. Следует обратить внимание на еще одно тело, практически завершающее серию крупных дайковых тел рассматриваемой зоны, - Эйкскую дайку. Она расположена в долине приустьевой части реки Тюнкян и практически замыкает с севера ВМЗР, протягиваясь в северо-восточном направлении вдоль правого борта долины реки Тюнкян (практически параллельно общему простиранию реки) от ее правого притока Куду до реки Тюнг. По мнению Б.В. Олейникова и В.Т. Савинова [12], ее протяженность еще более значительная и трассируется далее на юго-запад от р. Куду до озера Эйк, достигая длины 80-100 км. Мощность дайки достигает 80 м при крутом субвертикальном падении. Тело прорывает карбонатную толщу ранне-среднекембрийского возраста.

Таким образом, можно констатировать, что по мере продвижения вдоль ВМЗР из юга на северо-восток наблюдается постепенное приближение дайковых тел к дневной поверхности и их выход на современный срез нижнепалеозойского цоколя в бассейнах рек Марха, Тюкян, Ханья, Тюнг.

Второй по объему магматитов фациальной разновидностью изверженных пород среднепалеозойского возраста в пределах рассматриваемой территории является силл базитов, морфология которого обусловлена горизонтально-слоистым строением терригенно-карбонатной толщи нижнепалеозойского цоколя платформы. Данное интрузивное тело вскрыто почти всеми геологоразведочными и гидрогеологическими скважинами глубиной более 500 м, пройденными по периметру трубки Мир, а также нефтеразведочными скважинами. Оно залегает между породами

чарской ( $\text{Є}_{1\text{сr}}$ ) и ичерской ( $\text{Є}_{1,2\text{ic}}$ ) свит. По данным Ботуобинской экспедиции в районе трубки Мир тело вскрыто на полную мощность на абсолютных отметках 187,0 - 208,2 м - это наиболее высокий уровень долеритового силла, распространенного на довольно значительной территории и характеризующегося многоярусным строением. Наиболее низкие уровни залегания нижнего этажа интрузии отмечаются в разрезе эльгяйской свиты нижнего кембрия [10]. Общий контур распространения интрузива определяется по данным нефтеразведочного и гидрогеологического бурения: восточная граница на правом берегу реки Вилюй трассируется по длине реки Малая Ботуобия и от бассейна р. Мархи основной объем тела уходит на запад. В соответствии с этим закономерно увеличиваются мощности с востока на запад от нуля до сотен метров, в пределах Мирнинского кимберлитового поля 12-34 м, с приближением к бассейну реки Вилюй - от 35 до 70 м. Примерно в этом же направлении - с юго-востока на северо-запад - проявляется незначительный (от первых до 10 м на 1 км) наклон пластового тела. Отмечается соответствие структурно-формационного плана нижнепалеозойского терригенно-карбонатного цоколя и мощностей силла: наибольшая мощность, достигающая 475 м (скважина 1151), зафиксирована в центральной части Моркокинской палеодепрессии, выполненной среднекембрийскими галогенно-карбонатными породами. Граница краевой части интрузий совпадает с периферийной зоной палеодепрессии и положением рифогенных построек. При общей пластинообразной форме силла в процессе геологоразведочных работ специалистами Ботуобинской экспедиции отмечен слабо волнистый характер кровли интрузива. Силл долеритов прорывается дайкой пород интрузивного комплекса, выполняющей осевую часть Параллельного разлома, внедрение которой, в свою очередь, произошло до образования трубки Мир. Контакты пластового тела долеритов с вмещающими породами резкие. По контакту с отложениями ичерской свиты в зоне мощностью 10-15 см долериты в ряде случаев раздроблены до состояния отдельных остроугольных обломков (до 5-8 см в диаметре), сцементированных сульфатно-карбонатным материалом. Зоны брекчирования долеритов также отмечаются и в отдельных участках центральной части силла, где обломки сцементированы гипсом, кальцитом и ангидритом. По керну скважин геологами Ботуобинской экспедиции в эндоконтактной зоне силла установлены ксенолиты (до 1 м в диаметре) интенсивно и полностью переработанных карбонатных пород. В отложениях чарской свиты приконтактные изменения проявлены зоной (до 5 см) перекристаллизации, доломитизации, мраморизации и окремнения карбонатных пород, в солях отмечается перекристаллизация.

Кроме описанных выше даек и имеющего региональное распространение силла среднепалеозойского возраста встречаются тела более сложного строения, примерами которых могут служить интрузив в

среднем течении реки Ханья (ниже устья р. Кара-Юрях), Накынский силл и Большепорожский трещинный интрузив, Цепочечный интрузив, Харый-Юряхский хонолит, Усть-Ханьинский, Улахан-Дьюктелинский, Аччыгай-Дьюктелинский интрузивы и другие, включающие, по мнению Б.В. Олейникова и соавторов [11], подводный крутопадающий канал и хонолиты (или силлоподобные магматические залежи).

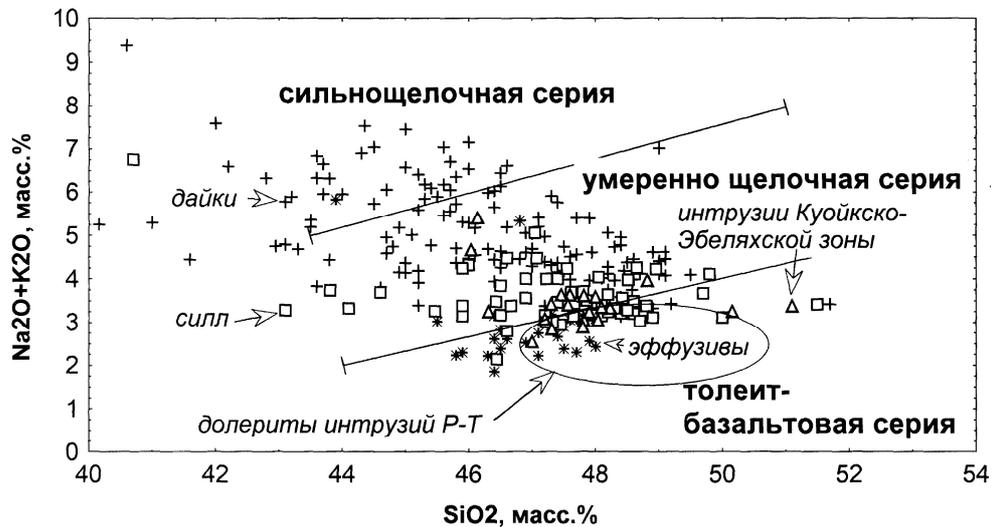


Рис. 2. Соотношение щелочей и кремнезема в среднепалеозойских базитах.

Петрографическое изучение даек базитов, выполняющих зоны разломов, показывает однообразие состава пород с преобладанием мелкозернистых долеритов. Реже фиксируются крупно- и среднезернистые, а в дайке Западного разлома - миндалекаменные разновидности пород, а в краевых частях - интенсивно измененные мелкозернистые (до микрозернистых) долериты, редко порфиоровые микродолериты. В апикальной части дайки наблюдаются брекчии долеритов.

Анализируя химизм долеритов интрузий среднепалеозойского возраста, следует отметить его сходство со средними составами среднепалеозойских даек других районов восточной части Сибирской платформы [9] при значительных вариациях большинства петрогенных оксидов. На классификационной диаграмме, отражающей соотношение суммы щелочей к кремнезему (рис. 2), на которую для сравнения вынесен контур составов пермо-триасовых траппов, наблюдается широкий разброс фигуративных точек составов, особенно выраженный в базитах даек. В поле толеит-базальтовой серии располагается большая часть точек базитов эффузивной фации, а также часть составов силла и интрузий Куойкско-Эбеляхской зоны – их ореол занимает пограничное положение производных толеит-базальтовой серии и пород повышенной щелочности (умеренно щелочная серия). Несколько другая тенденция проявляется на диаграмме  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$  (рис. 3). Доминирующая доля базитов даек отвечает калиевой серии, а примерно равные группы точек располагаются в полях толеит-базальтовой и

высококалиевой серий. К последней относятся образцы из некоторых разрезов дайки Западного разлома (Малоботубинский алмазоносный район), а также отдельных тел Накынского кимберлитового поля (Ан-Т-18/94, 24/87, Н-8А и др.). К натровой серии, наряду с пермо-триасовыми траппами, тяготеют образцы базитов силла, а также даек в бассейне р. Апычи. Базиты покровов располагаются в пограничной зоне между натровой и калиевой сериями при отскоке ряда образцов в сторону заметного увеличения оксида калия. Примечательно, что по соотношению суммы щелочей и кремнезема, а также  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  заметно обособляются базиты, вскрытые скважиной 24/87 (Накынское кимберлитовое поле).

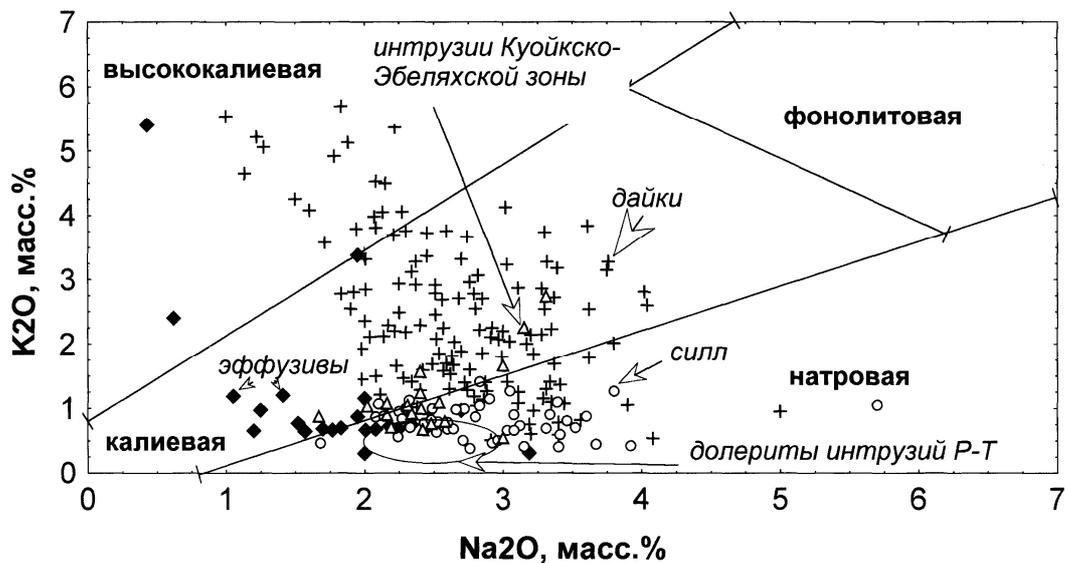


Рис. 3. Серии среднепалеозойских базитов по соотношению щелочей.

В соответствии с существующей систематикой изверженных пород образования принадлежат преимущественно к мафитам повышенной щелочности, в меньшей мере толеит-базальтовой петрогенетической серии, а по соотношению щелочей - к калиевой, в меньшей мере натровой и высококалиевой ветвям щелочности. Содержание кремнезема варьирует в пределах 43.66-47.20 мас. % при центре распределения 46.22 мас. %, что заметно уступает таковому в платформенных трапповых комплексах [20]. Аналогичный дефицит наблюдается и в концентрациях глинозема, закисного железа и извести. С другой стороны, ряду петрогенных компонентов (оксидам титана, железа, магния, натрия, калия и фосфора) характерен избыток содержаний. Вариации концентраций петрогенных компонентов, а также качественно-количественного состава породообразующих минералов указывают на проявление процессов дифференциации. Отмечается определенная специфика отдельных дайковых тел. К примеру, среди характерных признаков Холомолохской дайки следует отметить весьма высокое содержание оксида титана, превышающее значения в других точках

Виллойско-Мархинской зоны. Возможно, этот факт и некоторые другие отличительные аспекты вызваны самостоятельностью этой дайки, которая занимает секущее положение относительно Виллойско-Мархинской зоны. Анализ распределения микроэлементов в долеритах дайки, вскрытых скважиной 400/340, показывает заметные вариации концентраций практически всех элементов. Некоторые из них обнаруживают определенные закономерности в распределении. Так, Cu в наибольшем количестве наблюдается в верхней части дайки (обр. 400/340-10 и 400/340-12). Сходный характер распределения присущ Ba и Ti, а обратная картина - Ni. Колебания содержания ряда других элементов (V, Mn, Ba, Sr) отличаются хаотичностью.

Сравнение полученных данных с материалами Б.В. Олейникова [13] по интрузиям Виллойско-Мархинской зоны разломов позволило выявить некоторое повышение в Холомолохской дайке среднего содержания Cr (108 г/т против 93 г/т, при размахе значений 58-270 г/т) и Co (58 г/т против 51 г/т при размахе значений 15-62 г/т). Наиболее высокое количество Cr зафиксировано в образце 400/340-36.5. По имеющимся данным, Co обнаруживает определенную тенденцию накопления в верхней части дайки (интервал 10-12 м в разрезе, вскрытом скважиной 400/340), где его содержание составляет 50-62 г/т. Глубже его количество снижается до 15-44 г/т. По характеру распределений концентраций Ni изученные пробы можно объединить в две условные группы: интервал 10-12 м со значениями 34-48 г/т; и интервал 20-53 м со значениями 55-62 г/т. Остальные элементы на изученном интервале дайки обнаруживают хаотичное распределение, что наиболее характерно для легкоподвижных представителей халькофильной и литофильной групп. По данным Б.В. Олейникова [13], распределение Co, V и некоторых других элементов сидерофильной группы часто обнаруживают прямую связь с эволюцией расплава: увеличивается концентрация элементов при росте железистости на этапе эволюции расплава в докамерных условиях. Повышение содержания легкоподвижных литофилов и халькофилов связано с обстановкой активного флюидного режима кристаллизовавшейся магмы, которая наиболее характерна для дайковых поясов. В связи с тесным пространственно-временным совмещением субщелочных базитов и кимберлитов в Среднемархинском алмазоносном районе интерес представляет сравнение некоторых геохимических показателей этих пород. Для этого взяты соотношения Sm/Nd и Lu/Hf, по которым построена бинарная диаграмма (рис. 4). Из диаграммы видно обособление как самих кимберлитов Накынского поля от кимберлитов Сибири (Малоботуобинский и Далдыно-Алакитский алмазоносные районы), так и заметный разброс составов базитов. При этом большинство из последних, как и кимберлиты отмеченного поля, занимает промежуточное положение в условном треугольнике кимберлиты - субконтинентальная обогатченная мантия - базальты Гавайских островов, а базиты из даек, вскрытых скважинами

564/461, Н-45 и Н-46, образуют тренд в направлении Гавайские базальты – примитивная мантия. Несколько сдвинуты в сторону уменьшения значений Sm/Nd – отношения эксплозивные брекчии тел Ан-Т-18/94 и 50/47.

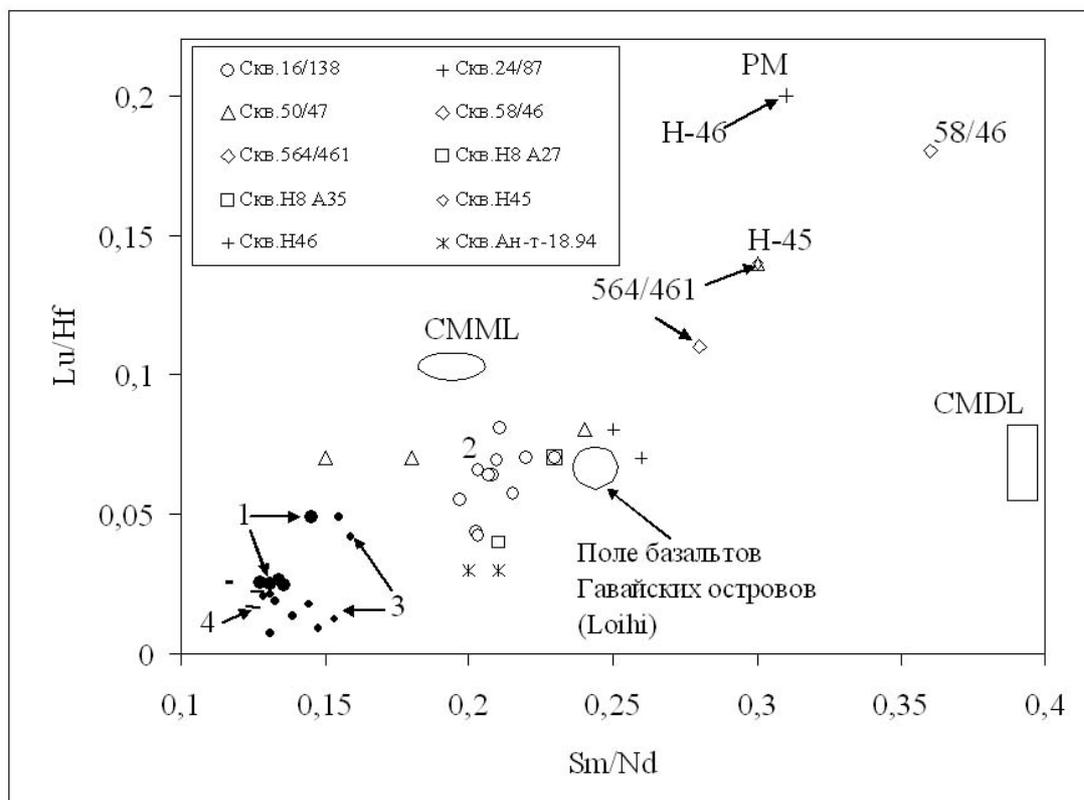


Рис. 4. Диаграмма Sm/Nd – Lu/Hf для базитов Накынского кимберлитового поля (Западная Якутия).

Условные обозначения: PM - примитивная мантия, CMDL – деплетированная мантия, CMML – обогащенная мантия (метасоматизированные лерцолиты кратонной мантии).

Цифрами обозначены: 1- кимберлиты Сибири; 2 - Накынского поля; 3, 4 – Южной Африки; 3 - группы I; 4 – группы II.

Еще одним характерным морфологическим проявлением основного магматизма региона являются диатремы вулканических брекчий базитов, установленные в бассейнах рек Большая и Малая Ботубобии, Вилюй и Ыгыатта. Количество тел составляет несколько десятков. Как и кимберлитовые, базитовые трубки взрыва вызывают магнитные аномалии так называемого “трубочного типа”. Они прорывают всю толщу терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя, а сами часто перекрываются мезозойскими кластическими осадками. По ограниченному количеству данных, связанному со вскрытием трубчатых тел единичными заверочными скважинами, можно отметить, что контакты между выполняющими трубки и вмещающими породами резкие, неровные, иногда ступенчатые. В зонах непосредственного экзоконтакта фиксируются участки дробления, трещиноватости, смещение отдельных блоков относительно друг друга, что в целом может вызывать образование структур проседания. Форма и размеры

базитовых трубок взрыва определяются преимущественно на основании анализа магнитного поля над ними. По выполненным геофизиками исследованиям форма трубок в основном округлая или овальная, а размеры колеблются от первых десятков метров до 800 м. Наибольший диаметр по длинной оси (около 1800 м) имеет трубка Коллективная [21]. Характерной особенностью пространственного распространения трубок взрыва являются их групповые (кустовые) сообщества. Часть трубок обнаруживает близкое к кольцевому (трубки Юлегир-Хататского междуречья) или линейно-цепочечное (Ан-10, Ан-195 и др.) расположение, иногда проявляется хаотичное скопление трубок (тела бассейна р. Ыгыатты в районе рек Кютер-Кюелле и Арга-Кютер). Группа трубок своеобразной структуры - так называемого "магнитного моста" (Ан-446, Ан-443 и др.), обладает двумя первыми отмеченными свойствами. Представляется, что различия в пространственных позициях обусловлены различными типами контролирующих их структур: кусты трубок приурочены к узлам пересечения разрывных нарушений, а цепочки - к определенным зонам разломов. Кроме трубок взрыва, брекчии магматических пород встречены в виде своеобразного взрывного силла мощностью от первых метров до 7-8 м, залегающего в разрезе нижнего палеозоя (Ан-Т-10/72). Особенности состава этих своеобразных образований описаны ниже.

Во внутренней части Вилюйской рифтовой системы широко распространены эффузивы, представленные покровами базальтов и туфов, которые изучались нами в бассейне реки Вилюй (по долготе долин рек Укугут и Аппая). Отмеченные образования представляют собой краевую западную часть эффузивного комплекса Вилюйской рифтовой системы и входят в состав аппайнской ( $D_{3ар}$ ) и эмяксинской ( $C_{1ем}$ ) свит. Базальты аппайнской свиты пользуются наибольшим развитием. Они практически полностью занимают площадь Аппайнско-Балыктахской грабен-синклинали, вдоль северо-западной и юго-восточной границ которой фиксируются и наибольшие мощности (до 33 м) покрова [16]. Базальты с размывом залегают на породах меикской свиты нижнего силура и харьяюряхской свиты среднего девона и согласно перекрываются отложениями вилюйчанской свиты верхнего девона или несогласно - осадками нижней юры. В ряде случаев по долинам рек базальты выходят на дневную поверхность. Примечательно присутствие в нижней части покрова туфобрекчий и лавобрекчий. Более ограниченно распространены базальты эмяксинской свиты, которые установлены в бассейне реки Вилюй в районе устья реки Вилюйчан. Они характеризуются более значительной (до 100 м и более) мощностью и большей степенью раскристаллизации. Мощность эффузивов увеличивается по направлению к внутренним частям Вилюйской рифтовой системы (Патомско-Вилюйского авлакогена).

Примечательно, что почти весь перечисленный спектр базитов встречается в виде ксенолитов в кимберлитовых трубках (Мир,

Интернациональная, Нюрбинская), что является геологическим показателем возрастных соотношений основного и ультраосновного магматизма.

Раннегерцинский магматизм Далдыно-Алакитского и Верхнемунского алмазоносных районов представлен кимберлитовыми проявлениями, при этом первый из них отличается самыми большими объемами кимберлитов – в пределах его двух полей фиксируется более 110 тел, включая крупнейшие диатремы - Удачную, Юбилейную и Зарницу, а отличительной особенностью второго является весьма высокая доля порфировых кимберлитов и низкая доля пикроильменита при «нормальном» содержании оксида титана. Как и кимберлиты южных алмазоносных районов рассматриваемые проявления сопоставляются с 1-й группой кимберлитов Южной Африки и представляют породы, очаги зарождения которых отвечают алмазной субфации глубинности.

В пределах Среднеоленекского алмазоносного района кимберлиты объединяются в четыре поля – Чомурдахское, Западно- и Восточно-Укукитское, Огонер-Юряхское. Проявления Чомурдахского поля включают 32 кимберлитовых тела, а с учетом сопряжений – около 50. По морфологии выделяются трубки, дайки и, предположительно, штоки. Сложены они кимберлитовыми брекчиями и автолитовыми кимберлитовыми брекчиями, порфировыми кимберлитами. В ряде тел отмечается повышенная степень карбонатизации, а среди порфировых кимберлитов иногда наблюдаются слюдистые разновидности. Довольно часто в них присутствует апатит. Основная часть гранатов из кимберлитовых пород принадлежит лерцолитовому парагенезису; алмазную ассоциацию представляют единичные зерна. Часть ильменитов попадает в область ферримагнитных составов, характерных для минерала из кимберлитов южных полей провинции. Среди хромитов не установлены представители алмазной ассоциации. Порфировые кимберлиты данного поля характеризуются повышенными содержаниями  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ni}$  и  $\text{Co}$  относительно кимберлитовых брекчий (последние имеют более высокие содержания  $\text{CaO}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Ba}$  и  $\text{Sr}$ ), пониженными содержаниями  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , повышенными –  $\text{P}_2\text{O}_5$  при близких концентрациях  $\text{V}$  по сравнению со средними показателями для массивных кимберлитов Якутии. Суммарные содержания редких земель в трубках данного поля колеблется от 180-280 до 590 ppm, а  $\Sigma\text{HREE}$  - от 2.2 до 4.2. Сходными тенденциями обладают и другие кимберлитовые проявления этого алмазоносного района, при некоторых отклонениях тех или других компонентов в отдельно взятых телах, как, например, кимберлиты трубок Аэрогеологическая и Сестра-19 по степени обогащения HREE (1.7-1.9) приближаются к кимберлитам Малоботуобинского и Далдыно-Алакитского районов. Примечательно, что среди кимберлитовых проявлений Среднеоленекского алмазоносного района,

наряду со среднепалеозойскими телами присутствуют и более древние, предположительно ордовикские [23,24].

Нижнеоленинский и примыкающий к нему Приленский алмазоносные районы обнаруживают структурно-магматические признаки, свойственные южным – Малоботуобинскому и Среднемархинскому районам – приуроченность к поднятию (Оленёкское сводово-глыбовое поднятие), рассеченному рифтогенной структурой - Кютюнгдинским авлакогеном (Кютюнгдинским грабеном – КГ, см. рис. 1) северо-западного простирания. На этой территории фиксируются кимберлиты (преимущественно кимберлитовые брекчии диатрем, редко массивные кимберлиты даек и штоков) предположительно двух эпох: среднепалеозойской (Мерчимденское и Толуопское поля) и совмещенных среднепалеозойской с позднемезозойской (Молодинское и Куойкское поля). Кимберлиты по составу отвечают таковым 1-ой группы Южной Африки. Здесь широко развиты базиты различной фациальной принадлежности. Наиболее распространенной формой среднепалеозойских интрузий являются дайки, выполняющие зоны разломов северо-западного простирания (Куойкско-Далдынская или Куойкско-Эбеляхская зона) и подчеркивающие структуру Кютюнгдинского грабена (см. рис. 1). Редко встречаются штоки. Тела сложены, как правило, субщелочными долеритами, в краевых частях – афанитовыми долеритами или порфировыми микродолеритами, иногда брекчированными в апикальных частях. Химический состав отличается повышенной долей оксида титана, щелочей и  $P_2O_5$ . Содержание кремнезема в большинстве случаев (83.4% проанализированных образцов) варьирует в пределах 46.1-48.9 мас.% при наименьшем значении (46.04 мас.%) в дайке в верхнем течении реки Буит (междуречье Буит-Малгы Хатастага), а наибольшем (52.96 мас.%) – в Мерчимденском штоке. Концентрации оксида титана колеблются от 2.1 мас.% (дайка на левобережье реки Оленек – долина реки Солокут ниже устья р. Долгор) до 4.97 мас.% (дайка на междуречье Ырас-Юрях и Муогдан), при этом более половины образцов обнаруживают содержания  $TiO_2$  в пределах 2.1-3.88 мас.%. Широко варьирует и железистость базитов: FeO 3.13-8.06 мас.%,  $Fe_2O_3$  7.58-13.08 мас.%. Наибольшие доли суммарного железа (более 15 мас.%) установлены в дайках Бур-Оленекского междуречья, междуречья Ырас-Юрях и Муогдан, а также нижнего течения реки Куойка. Содержание магнезии в основном колеблется в пределах 4.37-5.22 мас.%, увеличиваясь в Булейской (7.76 мас.%) и Мерчимденской (6.73 мас.%) дайках. В широком диапазоне колеблются и концентрации оксидов натрия и калия – первого от 1.67 до 4.54 мас.% (при 73.3% значений в интервале 2.02-2.59 мас.%), второго от 0.47 до 2.47 мас.% (80% образцов в интервале 0.55-1.46 мас.%). Отмеченный предел вариаций содержаний  $P_2O_5$  составляет 0.26-0.99 мас.%.

Анализируя магматизм Куонамского алмазоносного района следует отметить его особенности, заключающиеся в следующем. Здесь кимберлиты

и близкие им по составу (конвергентные кимберлитам) породы образуют тесные ассоциации и сообщества, а их пространственные позиции формируют зону мезозойского магматизма, выделяемую как Куонамская или Анабарская и имеющую меридиональное простирание (Куранахское, Биригиндинское, Лучаканское, Дюкенское, Ары-Мастахское, Старореченское и Орто-Ыаргинское поля) при уменьшении доли собственно кимберлитовой составляющей с юга на север. Границы между полями условные. Трубки в пределах полей рассредоточены крайне неравномерно: группами и одиночными телами. Кроме даек и трубчатых тел кимберлитовых пород в пределах Куонамской зоны распространены дайки и трубки пород альнеит-тингваитовой группы (щелочные пикриты, предположительно альнеиты, оливковые мелилиты, отмеченные только в Ары-Мастахском поле), тела карбонатитов, а также дайки пород основного состава (долериты, габбро-долериты, диабазы) мезозойской трапповой формации. По составу рассматриваемые кимберлиты северных полей, по сравнению с алмазонасными кимберлитами южных алмазонасных районов, характеризуются заметно увеличением в общем объеме доли массивных или гипабиссальных разновидностей с повышенным количеством слюды, широкими вариациями химизма, повышенной железистостью, титанистостью, глиноземистостью, известковистостью и, нередко, щелочностью при увеличении содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  (до 0,6-0,8 мас. %), вызванного мелилитом, и  $\text{P}_2\text{O}_5$ , обогащенностью некогерентными элементами. В целом ассоциация магматических проявлений Куонамского алмазонасного района очень напоминает таковую в Свазиленде (западная часть ЮАР). В пределах самого северного поля – Орто-Ыаргинского отмечается самая высокая встречаемость карбонатитовых образований, которые близки таковым щелочно-ультраосновных комплексов. В геохимическом отношении по распределению таких элементов как Li, Be, Ga, Sr, Mo, Ba, Y, La, Ce, Yb эти породы сходны с кимберлитами, содержания Mn, Ca, K и Na выше, а P, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Zn, Zr, Nb, Sn, Pb и Cu заметно ниже, чем в последних.

Породы основного состава на данной территории, как отмечено выше, относятся в большинстве своем к мезозойской трапповой формации. Они представлены интрузивными и субвулканическими образованиями. Среди них широко распространены многочисленные крутопадающие и вертикальные дайки долеритов и, реже, габбро-долеритов северо-восточного, субширотного и северо-западного простирания. Мощность даек до 70-100 м, протяженность до 0,1-6,0 км. Кроме того, фиксируются щелочными базальтоидами, обычно карбонатизированными, которые выполняют трубчатые тела во всех кимберлитовых полях (особенно широко распространены в Старореченском поле).

Завершает полосу магматических проявлений алмазоносных районов Прианабарья своеобразный комплекс изверженных пород известного россыпями алмазов Анабарского алмазоносного района (см. рис. 1), в составе которого доминируют щелочно-ультраосновные породы с карбонатитами. Проявления пород этого комплекса расположены в пределах Уджинского поднятия в структуре Уджинского рифта. Главными среди них являются два сложных массива центрального типа: Томтор и Богдо, расположенные в 30 км друг от друга. Среди пород массивов преобладают (до 80 %) нефелиновые сиениты и ийолиты, в меньшей мере распространены мелилитолиты, якупирангиты и мельтейгиты, фоскориты а также присутствуют дайки, мелкие штоки и диатремы пикритов, альнеитов, сиенит-порфиоров и карбонатитов, часто прорывающих массивы центрального типа. Н.В. Владыкин [3] выделяет в Томторском комплексе пород лампроиты, которым свойственны повышенные концентрации Ba, Sr, Cr, Ni, Zr и редкоземельных элементов (что обычно для австралийских лампроитов и отличает их от магматитов других серий), а также повышенные для лампроитов концентрации скандия и иттрия – «сквозной» признак пород Томторского массива.

### **АССОЦИАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ БРЕКЧИЙ ОСНОВНЫХ ПОРОД ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ В ТРУБКАХ ВЗРЫВА ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ**

Трубки взрыва представляют значительный научный и практический интерес тем, что являются каналами быстрой доставки в верхние слои литосферы глубинного материала с сохранением особенностей его первичного состава. На территории Западной Якутии (восток Сибирской платформы), характеризующейся широким развитием кимберлитового магматизма, установлены многочисленные трубки взрыва, сложенные разновозрастными и гетерогенными вулканическими брекчиями некимберлитовых пород. Среди таких районов следует выделить Малоботуобинский (Ботуобинское поднятие), Нижне-Оленекский и Приленский (Оленекское поднятие), Куонамский (Анабарское поднятие) и Центрально-Алданский (Алданская антеклиза) - мафитовая и щелочно-мафитовая ветви. Анализ пространственного положения показывает способность тел формировать групповые (кустовые) проявления. Часть трубок обнаруживает близкое к кольцевому (трубки Юлегир-Хататского междуречья) или линейно-цепочное (Ан-10, Ан-195 и др.) расположение. В большинстве же групп тела образуют хаотичные скопления. В большинстве случаев тела прорывают разновозрастные карбонатные и терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя, а сами часто перекрываются мезозойскими кластическими осадками.

Текстура выполняющих трубки пород брекчиевая, такситовая, редко шаровая и сферолитовая, участками флюидальная, структура

преимущественно агломератовая. Основными разновидностями пород являются пестроокрашенные туфы и туфобрекчии (гидрохимический цемент), кластолавы и лавобрекчии (магматический цемент). Содержание родственных обломков, имеющих обычно очертания неправильной формы, колеблется от 5 до 90 объем.%, а ксенолитов вмещающих пород - от долей процента и первых процентов до 10-30 объем.% и более, а размеры - от первых миллиметров до первых сантиметров, редко первых десятков сантиметров и первых метров. Характерна анизотропия плотностных и магнитных свойств вулканитов в объеме диатрем. Широкий петрографический спектр обломочного материала и его интенсивная смешанность в объеме трубок, а, часто, слабая раскристаллизованность родственных обломков (несущих основную петрогенетическую и фацильно-формационную информацию) отражают высокий эксплозивный индекс вулканизма скрытовулканического типа (трубок взрыва), обусловленный значительной флюидной насыщенностью расплавов.

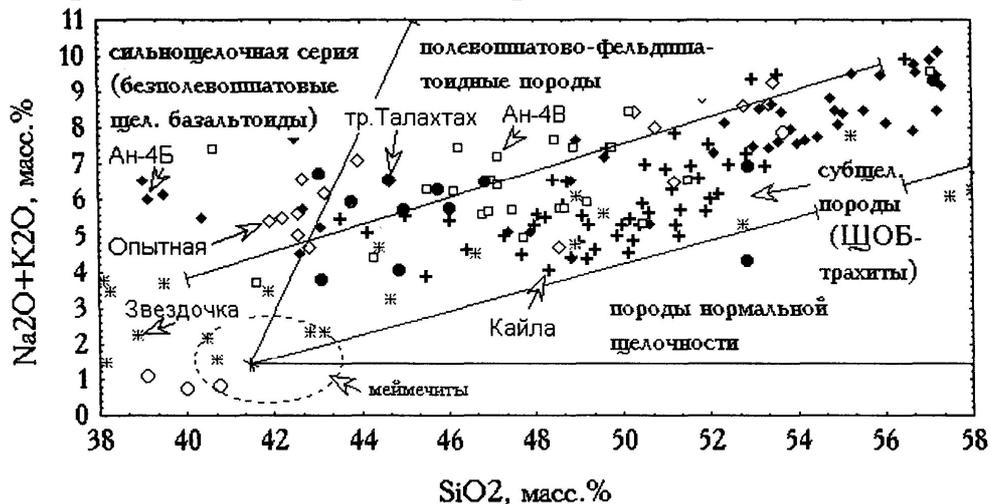


Рис. 5. Классификация пород трубок взрыва Куонамского и Центрально-Алданского районов по соотношению щелочей и кремнезема.

Среди представителей наиболее древних магматических формаций региона следует отметить трубочные тела вулканических брекчий в бассейнах рек Б.Куонамка и Хорбусуонка. Первый из отмеченных объектов - Талахтахская диатрема на восточном склоне Анабарского поднятия - отнесен к предположительно позднепротерозойскому возрасту и описан С.А. Вишневым с соавторами [2] в качестве вулканических брекчий санидиновых лампроитов. Гомеогенный материал в слагающих диатрему лавах и туфах характеризуется реликтово-микропорфировой структурой, обусловленной вкрапленниками октаэдрических зерен гематитизированного титаномагнетита в микрозернистой и реликтово-гиалокластической основной массе, составленной таблитчатыми лейстами калишпата, хлоритизированными зернами пироксена (?) и измененным стеклом. Химизм отличается высоким содержанием оксидов магния (обычно 9-13 мас.%) и

калия (3.67-10.24 мас.%). По соотношению щелочей и кремнезема (рис. 5) породы относятся к субщелочным, а большая часть составов - к высокощелочным полевошпатово-фельдшпатоидным породам, а по соотношению  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  (рис. 6) – к представителям высококалиевой серии при соотношении  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 25$ . Сходные по составу вулканические брекчии, возраст которых датируется как позднерифейский [22], слагают многочисленные трубки взрыва в бассейне р. Хорбусуонки. Наряду с санидином, оливином, пироксенами и, иногда, биотитом в породообразующей части, среди основных минералов тяжелых фракций в этих калиевых породах отмечены пироп-альмандины, энстатит, хромшпинелиды, ильменит, (корунд), слюда, амфибол и муассанит.

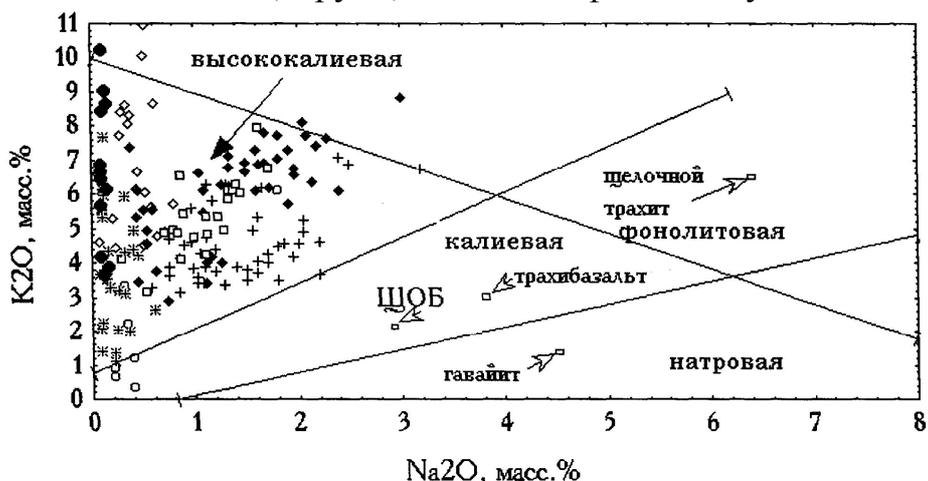


Рис. 6. Серии пород трубок взрыва Куонамского и Центрально-Алданского районов по соотношению щелочей.

В течение среднепалеозойского тектоно-магматического этапа, характеризующегося проявлением промышленно-алмазоносных кимберлитовых тел, сформировались вулканические трубки, заполненные туфами, туфобрекчиями, лавобрекчиями и кластолавами субщелочных базальтов, в меньшей мере толеитовых базальтов, установленные в Малоботубинском алмазоносном районе. Включения родственных пород представлены, как правило, слабо раскристаллизованными базальтами двух структурных типов: полифирового (в первых) и плагиофирового (во вторых). Нередко фиксируются афировые разновидности базальтов. Среди брекчий субщелочных базальтов (производных щелочной оливин-базальтовой серии) выделяются породы натриевой (трубки Ан-443, Ан-П-470, Лиственничная и др.) и калиевой (Ан-10, Ан-27, Ан-195, Ан-446 и др.) ветвей щелочности. Характерными признаками первых, наряду с доминированием натрия среди щелочей, являются пироксен-плагиоклазовый и (оливин)-пироксен-плагиоклазовый парагенезисы фенокристов и, в ряде случаев, повышенные содержания гранатов (включая пиропы лерцолитового парагенетического типа) в составе тяжелых фракций. Представителям калиевых пород свойственны оливин-пироксен-калишпат-плагиоклазовый и оливин-

(пироксен)-калишпатовый парагенезисы фенокристов, повышенное содержание MgO (обычно более 10 масс.%) и K<sub>2</sub>O (в среднем 2.5-5.5 масс.%) при соотношении K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O от 3.5 до 35, иногда до 50-77. Показательны низкие значения КФ (обычно менее 50), высокие 100 Ti/Fe (обычно 15-20), повышенные относительно других производных концентрации P, Li, Ba, Sr, Ст и значения Ni/Co-отношения (1.5-2.6). Наряду с санидинами с высокой (более 95%) долей ортоклазового минала в легких фракциях, среди характерных аксессуарных минералов отмечаются апатит, сфен, альмандин-пиропы и пиропы, циркон, иногда муассанит и сферулы самородных элементов группы железа.

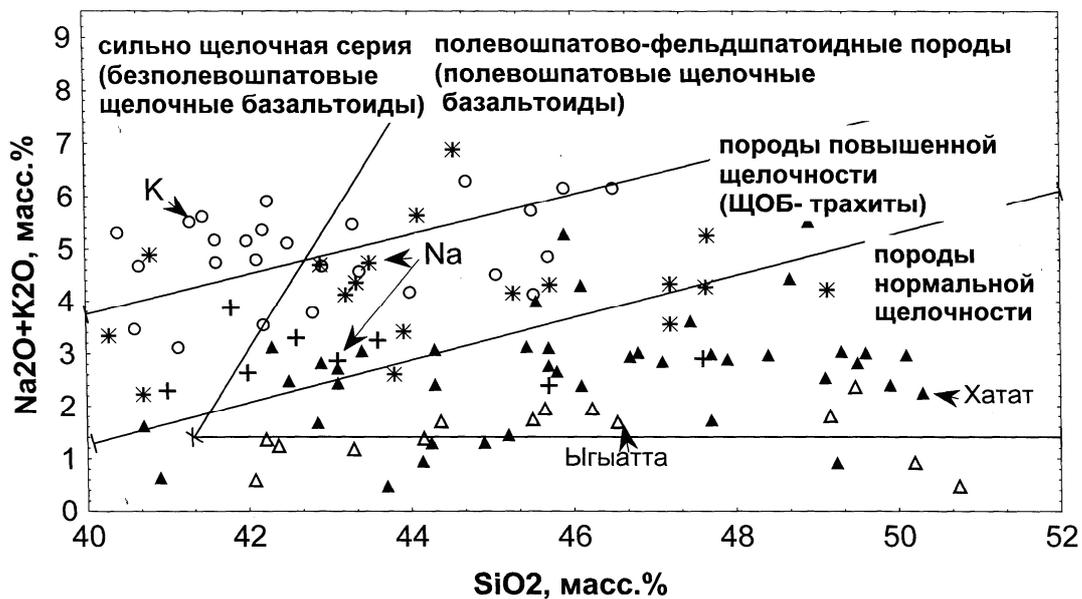


Рис. 7. Классификация пород трубок взрыва Малоботуобинского алмазоносного района и бассейна реки Ыгыатта по соотношению суммы щелочей и SiO<sub>2</sub>.

Анализ химического состава вулканических брекчий по классификационным признакам – соотношению суммы щелочей и кремнезема (рис. 7), соотношению оксидов натрия и калия (рис. 8) показывает следующие особенности. Породы большинства трубок Малоботуобинского алмазоносного района отвечают образованиям повышенной щелочности, а ряд составов с санидином среди фенокристов (Ан-10, Ан-446) – представителям сильнощелочной серии. Значительная часть составов брекчий из трубок Хататской группы (Мирнинское кимберлитовое поле) располагается в поле пород нормальной щелочности. По соотношению щелочей большинство составов вулканических брекчий трубок взрыва представляют калиевую и высококалиевую серии.

В бассейнах рек Чона и Ыгыатта вулканические брекчии, вскрытые скважинами при проведении геологоразведочных работ Ботуобинской экспедицией, являются производными толеит-базальтовой серии,

родственные обломки в которых представлены фрагментами девитрофицированного стекла и измененных вторичными процессами витропорфировых базальтов преимущественно плагиопорфирового структурного типа. Примечательно проявление в ряде тел процессов скарнообразования, выраженных в развитии своеобразных минеральных ассоциаций с гроссуляром, эпидотом и магнетитом на фоне карбонат-хлорит-вермикулит-монтмориллонитовой связующей массы. По вещественному составу и соотношению с перекрывающими породами вулканиты отвечают производным пермо-триасовой толеит-базальтовой формации Сибирской платформы. Это подчеркивает и положение фигуративных точек составов пород на диаграммах  $\text{SiO}_2$ - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{K}_2\text{O}$  (см. рис. 7 и 8) – в поле толеит-базальтовой серии (породы нормальной щелочности) – с обозначением «Ыгыатта» в первом случае и в поле натровой серии – во втором.

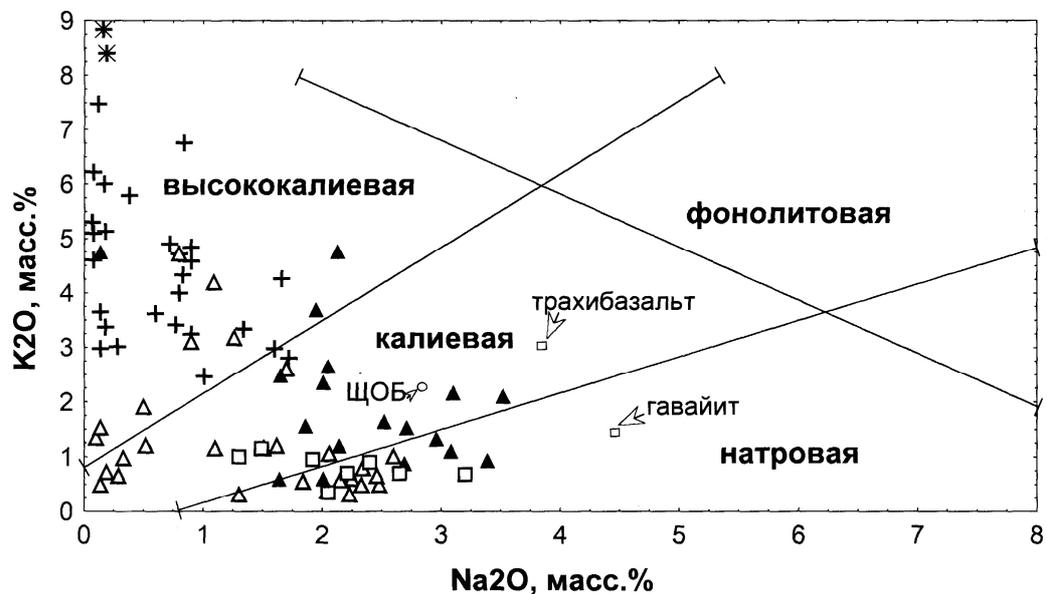


Рис. 8. Серии пород трубок взрыва Малоботубинского алмазоносного района и бассейна реки Ыгыатта по соотношению  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ .

Другого типа породы как по составу, так и по возрастному диапазону установлены в трубках взрыва Центрально-Алданского района. Они представлены вулканическими брекчиями существенно калиевых трахипорфировых лампрофиров (минетт) и биотитовых щелочных трахитов, реже слюдястых пикритовых порфиритов с магматическим и гидротермально-гидрохимическим типами цемента и переменным количеством ксеногенного материала - гранитогнейсов, карбонатных пород и трахиандезитов. Породы принадлежат к единому семейству - трахит-щелочной меланократовый трахит. Они представляют собой субщелочные (см. рис. 5) низкоглиноземистые образования низкотитанистого типа с калиевым (лейцититовым) уклоном щелочности (см. рис. 6), железо-

магниевой, реже магно-железистой ветвями фемичности. По содержанию извести состав пород изменяется от низкокальциевых трахитов до высококальциевых щелочных базальтоидов. Всем петрогенным компонентам свойственны значительные колебания содержаний при наибольшей стабильности таких параметров как калиевоcть и магнезиальность. Составы пород большинства трубок соответствуют области  $MgO/(Fe_2O_3+FeO+MnO+MgO)=0.45-0.65$  и  $K_2O/(K_2O+Na_2O)=0.75-0.85$  при обособлении составов пород трубки Звездочка в сторону увеличения калиевоcти и уменьшения магнезиальности. Вулканические брекчии трубок Ан-4Б и Кайла характеризуются прямой зависимостью значений калиевоcти и магнезиальности (обычный признак образований орендитового ряда) при опережающем росте первого параметра. Согласно петрохимическим классификациям вулканы трубок Центрально-Алданского района относятся к субщелочным породам серии щелочной базальт-трахит. Важнейшими аксессуориями описываемых пород являются апатит, гранаты, шпинелиды, ильменит, рутил, титаномагнетит, магнетит, циркон. По набору минералого-петрографических и петрохимических признаков их следует относить к лейцитит-щелочносиенитовой формации мезозоя Алданского щита - своеобразного эквивалента трахибазальтовой и щелочно-базальтовой формаций.

Кроме охарактеризованных трубок взрыва в ряде случаев наблюдаются уникальные тела вулканических брекчий, слагающие взрывные силлы (Ан-Т-10/72 – шаровые кластолавы ультракалиевых трахитов) и трубочные тела брекчий существенно карбонатного состава с повышенными (до 1 масс.%) содержаниями фосфора, а также радиоактивных элементов, что обычно свойственно породам карбонатитовой ветви (Ан-400) в Малоботубинском алмазодносном районе, тел взрывных брекчий высококальциевых базитов неясной морфологии, вызывающих магнитные аномалии трубочной формы (Ан-Т-18/94, Д-50/47 и др.) - в Среднемархинском алмазодносном районе.

Изложенное показывает весьма широкое разнообразие вулканических брекчий, слагающих трубки взрыва и тела неясной морфологии, нередко содержащие минералы высоких давлений, в пределах Якутской кимберлитовой провинции. Примечательны более высокие значения Р-Т параметров формирования исходных расплавов пород, пространственно ассоциирующих с алмазодносными кимберлитами. Очевидна необходимость комплексного изучения этих своеобразных образований при их обнаружении в процессе проведения геологоразведочных работ.

## **КЛАССИФИКАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ БАЗИТОВ В АССОЦИАЦИЯХ С ПРОМЫШЛЕННО АЛМАЗОНОСНЫМИ КИМБЕРЛИТАМИ**

Классификация среднепалеозойских мафитов на основании текстурно-структурных признаков, минерального состава и петрохимических параметров показывает их принадлежность к группе основных пород двух рядов: 1) нормального (незначительная доля составов) - семейство долеритов и базальтов и 2) повышенной щелочности (большинство) - семейство субщелочных долеритов и базальтов, трахидолеритов и трахибазальтов. При этом колебания содержаний и составов типоморфных (плагиоклаз, моноклинный пироксен), существенных (оливин, гиперстен) и второстепенных (щелочные полевые шпаты, амфибол, биотит, рудные) минералов обычно не существенны. В структурно-минералогическом отношении породы интрузий относительно выдержаны и представлены преимущественно оливиносодержащими долеритами и габбро-долеритами с офитовой, долеритовой, призматически-офитовой, порфировой, порфиоровидной и пойкилоофитовой структурой. Каркас структуры создают призматические кристаллы плагиоклазов, состав которых варьирует в широких пределах: от верхних андезинов ( $An_{40-48}$ ) до битовнита ( $An_{78-88}$ ), иногда анортит-битовнита ( $An_{88-92}$ ). В большинстве случаев доминируют лабрадор ( $An_{55-66}$ ) и лабрадор-битовнит ( $An_{55-74}$ ). Зональные кристаллы обнаруживают обычно прямую схему с биотит-анортитовым ядром ( $An_{88-92}$ ) и андезин-лабрадоровой ( $An_{37-55}$ ) периферией. Таблитчатые выделения и субидиоморфные кристаллы моноклинных пироксенов обнаруживают относительное постоянство состава при наибольшей частоте встречаемости авгитов ( $Wo_{35-40}En_{34-45}Fs_{17-25}$ ). Более редко встречаются ферроавгиты и пижонит-авгиты. Первые отмечены в составе залегающего в нижнепалеозойской толще силла, а вторые (с повышенной долей энстатитового минала, достигающего 52-54%) свойственны габбро-долеритам Большой Дьюктелинской дайки. Наиболее широкие колебания состава клинопироксенов (авгит, ферроавгит и пижонит-авгит) зафиксированы в долеритах регионально распространенного силла. Реликты сохранившихся от вторичных изменений зерен оливина отвечают в большинстве случаев гиалосидериту ( $Fa_{53-60}$ ), переходящему в гортонолит ( $Fa_{60-65}$ ). Гораздо реже наблюдаются хризолит ( $Fa_{22-35}$ ) и существенно железистый гортонолит ( $Fa_{73-75}$ ). Первый характерен для зоны эндоконтакта, а второй - для крупно-зернистых разновидностей. Породам свойственно также присутствие титанавгита, щелочных полевых шпатов, биотита, обыкновенной роговой обманки, иногда апатита, а также участков микропегматита и заполненных вторичными минералами миндалин. Наряду с "высокими" плагиоклазами и высокими содержаниями анортитового

минала (битовнит-лабрадоры) встречаются выделения с увеличенной долей альбитовой составляющей (андезин, олигоклаз). Нередко присутствуют ортоклаз и санидин - основные концентраторы калия, распределяющиеся в полнокристаллических породах в интерстициях, в афировых - в фенокристах и микролитах. Санидин более характерен для субщелочных пород трубок взрыва. Среди клинопироксенов, кроме "классических" авгитов появляются титан-авгиты, а в трубках взрыва - диопсид-авгиты. Биотит, амфибол и кварц развиваются в интерстициях и наиболее характерны для средних частей интрузий. Вероятно, к особенностям среднепалеозойских базитов следует отнести и повышенные (до 7-11%) концентрации рудных минералов, а также появление высокобарных минералов - пиропов и хромшпинелидов.

К петрохимическим особенностям пород рассматриваемого комплекса следует отнести латеральные вариации химизма и, в первую очередь, содержаний  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ , Fe, MgO, CaO и щелочей, в распределении которых (а также рассчитанных на их основе петрохимических коэффициентов) выявлены некоторые закономерные тенденции, которые можно рассмотреть на примере базитов Вилуйско-Мархинской зоны разломов. Анализ важнейших петрохимических параметров для целей выяснения специфики базитовых тел различных пространственных позиций показывает заметные различия пород большинства характеризуемых объектов. Обращает на себя внимание тенденция увеличения значений мафического индекса Симпсона и сериального индекса Сигимуры по простиранию зоны с юга на север при обратном поведении значений сериального индекса Ритмана. Возрастание значений из юга на север вдоль зоны проявляется в параметрах:  $(\text{Nu}+2\text{Q})/(\text{Nu}+2(\text{Q}+\text{Di}))$ ,  $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O})$ , кристаллизационном индексе и номере нормативного плагиоклаза при снижении величин индекса дифференциации и показателя окисленности железа. Примечательно, что вариации отмеченных параметров проявляются не только по простиранию зоны, но и вкрест ее. Последний аспект изучен в пределах Мирнинского кимберлитового поля и на Вилуй-Ыгыаттинском междуречье. Кроме направленных тенденций в описанных выше вариациях значений аналогичную специфику обнаруживают и другие петрохимические параметры - содержания петрогенных компонентов и рассчитанные на их основе характеристики. Так, основной вклад в кремнеземистость (среднее и повышенное содержание  $\text{SiO}_2$ ) базитов ВМЗ вносят интрузии сложного строения - трещинные интрузивы, хонолиты и многоярусные силлы. Эти же тела определяют и средневзвешенное количество окисного железа и степень фемичности пород. При этом в них наблюдаются пониженные содержания оксидов титана, алюминия, натрия и калия. Долю данных компонентов в базитах зоны определяют долериты даек. Первый из отмеченных оксидов в количественном отношении наиболее характерен для тел западной ветви ВМЗ и даек, занимающих секущее относительно зоны простирание.

Глинозем обнаруживает тенденцию увеличения концентраций с юга на север по простиранию зоны, а наибольшие содержания щелочей, превышающие центр их распределения для базитов интрузивных тел (3.84 масс.%) сконцентрированы в долеритах даек, выполняющих разломы в пределах Мирнинского кимберлитового поля при повышении доли  $K_2O$  в долеритах даек Апычинской и Нэлбинской площадей. Весьма колеблются соотношения щелочей при повышении роли калия и появлении в ряде случаев калиевых и ультракалиевых пород, установленных в трубках взрыва и аномальных объектах трубочного типа.

Таким образом, изложенное показывает, что анализируемые базиты ВМЗР обнаруживают различия не только в составе пород, но и на этапе эволюции исходных расплавов.

Иногда качественно-количественные вариации минерального состава пород в силу разных причин весьма высокие, что не позволяет вести детальную систематику пород. Тогда более весомую роль играют петрохимические свойства базитов. По комплексу минералогических и петрохимических признаков выделяются виды горных пород: субщелочной оливиновый долерит (большинство тел Вилуйско-Мархинской зоны), оливиновый долерит и долерит (интрузивы сложного строения - Большепорожский, Цепочечный, Накынский, Харый-Юряхский, интрузии бассейна р.Ханьи, интрузии Куойкско-Эбеляхской зоны). Гораздо шире вариации составов брекчиевых пород базитовых трубок взрыва, родственные обломки в которых представлены в большинстве случаев афировыми и мелкопорфировыми структурными типами субщелочных базальтов, среди которых по минеральному составу выделяются следующие виды: субщелочной оливиновый базальт, субщелочной оливиновый лейкобазальт, андезиновый базальт (гавайит), олигоклазовый базальт (муджиерит), ортоклазовый трахибазальт и витрофировые аналоги шошонита и абсарокита. Реже встречаются производные толеит-базальтовой серии. В то же время при классификации многих из них существуют противоречия в петрохимических характеристиках, преимущественно по содержаниям Fe, Ti, Mg и Ca, не отвечающим классификационным требованиям.

Классификация мафитов среднего палеозоя на основе химического состава показывает принадлежность их к рядам нормальной щелочности и субщелочных пород. По отношению  $Na_2O/K_2O$  выделяются натриевая ( $>4$ ): эффузивы, силл, хонолиты в бассейнах р. Ханьи и Мархи, дайки в бассейне р. Нелби, часть даек Куойкско-Эбеляхской зоны; калиево-натриевая (1-4): большинство даек Куойкско-Эбеляхской зоны, дайки Вилуйско-Мархинской зоны на левобережье р. Вилуя; калиевая ( $<1$ ): дайки в пределах Мирнинского кимберлитового поля, дайка в среднем течении р. Ханьи. По степени глиноземистости основная часть среднепалеозойских мафитов относится к низкоглиноземистым образованиям ( $al < 0.75$ ), а дайки Апычинской площади, междуречья Ханьи и Тюкяна, Муны и Тюнга,

эффузивы - к умеренно-глиноземистым ( $al=0.75-1.0$ ). Последние по степени фемичности отвечают мезократовым ( $f' = 16-21$ ) породам, а доминирующая часть - меланократовым ( $f' = 21-23$  и более).

Как следует из показанных характерных особенностей и принципов выделения магматических формаций, рассматриваемый спектр базитов принадлежит к базальт-долеритовой формации Сибирской платформы, а в видовой формационной принадлежности (соответственно масштабу исследований) - к континентальным рифтовым формациям: эффузивным - 1) субщелочных долеритов и базальтов (долеритов и базальтов, гавайитов, пикритобазальтов), щелочно-базальт-трахитовой, 2) щелочных трахитов (трахибазальт-трахиандезит-трахитовая), интрузивным - 1) габбро-долеритовой, 2) шонкинитовой. Эти формационные виды в пространстве и времени ассоциируют со среднепалеозойской кимберлитовой формацией. Перечисленные формационные разновидности отвечают представителям щелочно-базальтовой формации рифтов и авлакогенов.

Изверженные основные породы мезозойского возраста востока Сибирской платформы представлены преимущественно субвулканическими интрузиями долеритов слабо дифференцированного и недифференцированного петротипов, реже туфо-лавовыми образованиями и являются наиболее распространенными магматическими образованиями в современном эрозионном срезе в пределах Западной Якутии. Они представляют собой фрагменты Сибирской трапповой провинции, а согласно действующей схеме расчленения магматических пород относятся к ахтарандинскому, ботубинскому, молодинскому и путоранскому комплексам ( $P_2-T_1$ ). По морфологии тел преобладают силлообразные интрузии с плавными очертаниями неправильной формы, иногда фиксирующие дайко- или силлообразные ответвления. Встречаются также самостоятельные дайки, редко трубки взрыва и штоки. Внедрение магмы происходило как по границам разновозрастных толщ, так и вне зависимости от них. В ряде случаев интрузии обнаруживают многоярусное строение. Нередки находки ксенолитов и останцов туфов, пермских песчаников и терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя. Мощность интрузий колеблется от первых десятков метров до 140-160 м и более, превышая 300-400 м, а площадь - от первых десятков до сотен квадратных километров. Как правило, разрезы с мощностями более 200 м принадлежат дифференцированным интрузиям. По структурным признакам в разрезах интрузий выделяются крупно-, средне- и мелкозернистые породы, переходящие в тонко- и микрозернистые разновидности в краевых частях. Появление последних связано с быстрым остыванием магмы. Мощность таких закаленных зон варьирует в широких пределах. В интрузиях, внедрившихся в туфовые покровы, в приконтактных частях обнаруживаются афанитовые микродолериты и их атакситовые

разновидности. Структурно-минералогические особенности магматических образований позволяют выделить нормальные (толеитовые) долериты, оливиносодержащие и оливиновые долериты, габбро-долериты, троктолитовые долериты, феррогаббро и микродолериты.

По химическому составу рассматриваемые интрузивные породы отвечают производным толеит-базальтовой серии (мафитам нормального ряда). Несмотря на широкие пределы колебаний содержаний практически всех петрогенных компонентов и петрохимических коэффициентов как в телах с проявляемой дифференциацией, так и в недифференцированных интрузиях, породы достаточно выдержаны по петрогеохимическим особенностям как в пределах Западной Якутии и Сибирской платформы, так и в других регионах мира, приближаясь к базальтам Е-типа СОХ и “горячих точек” (Исландия, Гавайи и др.). Последние предполагают существование в верхней мантии резервуара пород, обладающих геохимическими характеристиками типа PREMA, перекрытого сравнительно тонким слоем деплетированной астеносферы и составляющего, по оценкам некоторых исследователей [25 и др.], основной объем верхней мантии. Среди особенностей базитов этого этапа следует отметить ассоциацию пород нормального и субщелочного рядов, что более свойственно среднепалеозойскому тектоно-магматическому этапу, в рамках Эбехаинского дайкового пояса протяженностью около 400 км. По данным М.Д. Томшина с соавторами (1997), а также [14, 18], более ранними (раннетриасовыми) проявлениями являются дайки и силлы долеритов, отвечающие обычным представителям долерит-базальтовой формации Сибирской платформы. Их сменяют во времени дайки трахидолеритовых порфиритов, а затем дайки и штокообразные тела монцонит-порфиров, внедрение которых связано с формированием Енисейско-Хатангского и Лено-Анабарского прогибов при углублении очагов магмообразования до области генерации щелочного оливин-базальтового расплава. Химизм пород подтверждает принадлежность их к двум петрогенетическим сериям - толеит-базальтовой и щелочной оливин-базальтовой. При этом, производные последней - трахидолеритовые порфириты - отличаются весьма высоким (4.01-7.59 масс.%) содержанием  $TiO_2$ , наряду с повышенными концентрациями  $K_2O$  и  $P_2O_5$ .

Сравнительный анализ разновозрастных базитов показывает отсутствие контрастных различий в петрографо-минералогическом составе и более существенные отличительные петрохимические черты (по значениям коэффициентов фракционирования и  $100 Ti/Fe$ , содержаниям щелочей, особенно  $K_2O$ , и радиоактивных элементов). Породы среднепалеозойских интрузий характеризуются значениями коэффициента титанистости более 15.8, повышенными значениями КФ, более высокими содержаниями  $K_2O$ , радиоактивных элементов. Составы долеритов мезозойских базитов отличаются ведущей ролью  $Na_2O$ , более высокой известковистостью и магнезиальностью, а также значениями  $100 Ti/Fe=11.3-12.4$ . Большинство из

петрохимических параметров характеризует те или иные стороны петрологических процессов. В структурном положении магматических образований среднего палеозоя наиболее выражен линейный характер, а изверженных пород раннемезозойской долеритовой формации - ареальный.

#### **Обсуждение**

На основе изучения вещественного состава базитов разновозрастных фанерозойских формаций установлено, что их представители в большинстве случаев принадлежат к двум петрогенетическим сериям - щелочной оливин-базальтовой (субщелочных базальтов и долеритов) и толеит-базальтовой и различаются по петрографо-минералогическим и петрогеохимическим признакам. Наблюдаемые вариации вещественного состава базитов площади исследований могли быть обусловлены как процессами высокобарного фракционирования, так и колебанием уровней частичного плавления мантии. При этом уровни частичного плавления под Кютюнгдинским грабеном и Патомско-Вилуйским авлакогеном должны заметно различаться, вызывая определенное различие составов пород.

Среди вероятных механизмов плавления исходного мантийного субстрата следует выделить главные: 1) повышение температуры, вызванное либо массопереносом (конвекция), либо нагреванием вещества вследствие радиоактивного распада (или в результате химических реакций); 2) падение давления, вызванное разгрузкой или образованием трещин; 3) понижение температуры ликвидуса вследствие притока летучих компонентов. Возможно влияние всех трех факторов, но в нашем случае весьма высокой является роль второго механизма генерации базальтовой магмы, поскольку с ним связана большая скорость проявления и локализация в пределах линейных или слабо искривленных поясов, что характерно для площади исследований. Можно полагать, что после того как напряжения превысят нормальные для пластической или флюидной деформации, в верхней мантии возникают трещины или сколовые зоны. Продолжительность реального приоткрывания или существования участков пониженного давления в таких зонах должна быть незначительной и сама генерированная магма должна играть важную роль в их залечивании. Вследствие неоднократного повторения процесса, магма может транспортироваться до таких уровней земной коры, на которых приоткрывание трещин может сохраняться в течение больших периодов, допускающих излияние на поверхность.

Выявленные вариации состава базитов различной фациальной принадлежности связаны с изменчивостью состава и P-T условий плавления минеральных фаз мантийного субстрата, охваченного плавлением и магмогенерацией. Повышение щелочности пород вызвано аккумуляцией щелочей при длительно существовавшей стабильной континентальной обстановке и (или) их подтоком на первых стадиях формирования мантийного диапира, что характерно для крупных поднятий (антиклиз).

Вскрытие таких участков зонами глубинных разломов вызвало внедрение базитовых расплавов повышенной щелочности, а их более глубокое проникновение - щелочно-ультраосновных, в т.ч. и кимберлитовых расплавов.

Образование магматических очагов в верхней мантии, вероятно, связано с перераспределением напряжений при конвективных течениях, общей гравитационной неустойчивости, особенно в пределах ее аномальных областей, подвергшихся плюмовому влиянию. С термодинамических позиций для плавления и концентрации легкоплавкой и флюидной фазы наиболее благоприятны зоны пониженного давления. Определены петрохимические параметры представителей среднепалеозойских и раннемезозойских формаций, проанализирована эволюция химического состава основных пород в рамках каждого из тектоно-магматических циклов. Представляется, что появление производных серии щелочных оливиновых базальтов, особенно таких с калиевым уклоном щелочности, является индикатором рифтогенных процессов в среднем палеозое. Особого внимания заслуживают существенно калиевые образования, установленные в разных районах Сибирской алмазонасной провинции [17, 22 и др.] и ассоциирующие с кимберлитами.

Как известно, рифтовый вулканизм обычно связывается с растяжением литосферы и последующей декомпрессией, что вызывает плавление аномальной мантии и образование щелочных базальтоидов [4, 5, 26, 27]. Однако, как известно, магмопродуктивность как в различных рифтовых зонах, так и в отдельно взятых континентальных рифтах сильно меняется, состав магматитов сильно варьирует и на фоне доминирующей формации щелочных оливиновых базальтов развиты такие породы как фонолиты, трахиты, карбонатиты [5]. В течение последнего десятилетия в мантийном петрогенезе широко дискутируется роль плюмов. Р. Уайт и Д. Маккензи [26, 27] и другие исследователи высказали мнение, что растяжение литосферы (рифтогенез) предшествует образованию мантийных плюмов, с которыми связывается формирование обширных провинций платобазальтов. По мнению Н.Л. Добрецова [7], позднепермско-триасовый суперплюм охватывал значительную часть Азии и привел к образованию сибирских и эмейшаньских траппов над холодной литосферой. Для геотектоники эта парадигма представляет интерес тем, что позволяет объяснить причины появления огромных объемов базитов с относительно выдержанным составом в различных регионах Земного Шара, а также некоторые неясности в развитии континентальных рифтов, в вопросах связи вулканизма с рифтогенезом [6]. С другой стороны, остается еще много вопросов, требующих своего решения, включая частоту и пространственно-временные позиции в истории Земли.

При вариациях составов базитов существенна роль щелочей и особенно калия. Представляется возможным использование последнего параметра в

качестве дискриминантного признака для выделения среди континентальных базитов различных серий щелочности, которые, как правило, характеризуются различными петрохимическими и геохимическими составами. Среднепалеозойские базиты повышенной щелочности востока Сибирской платформы представляют K-Na, K- и высококалиевую серии, а пермо-триасовые в большинстве своем являются низкокалиевыми. Совместное распространение базитов с различной щелочностью и различной калиевостью позволяет предположить две модели развития: формирование расплавов с различными геохимическими составами в периодически подпитываемом и периодически истощающемся магматическом очаге с непрерывной дифференциацией, или существование мантийного источника, геохимически гетерогенного по вертикали.

Связь с различными эндогенными режимами магматических процессов указывает на их возникновение вследствие "горячего" теплового состояния верхней мантии, а глубинным уровнем мантийных магм является астеносфера. Мантийно-возбужденным режимам (типа рифтового) свойственно приближение кровли астеносферы к дневной поверхности при заметном увеличении мощности. Аналогично неровностям кровли астеносферы обнаруживаются вариации значений теплового потока при наиболее высоких пределах в областях рифтогенеза, а минимальных – под щитами. Источником необходимого для плавления тепла могут быть более глубокие слои Земли, передающие тепло путем всплывания нагретого материала в верхние оболочки. При этом, всплывание глубинного материала происходит не равномерно и не постоянно, а порциями: продукты дифференциации продолжительное время накапливались на глубине, собираясь в крупные пузыри, а затем всплывали. Объем всплывающих "пузырей" обуславливали определенные температуры прогрева верхней мантии [1], а подъем их происходил по каналам пониженной вязкости. Подъем материала из нижних слоев нижней мантии происходил до уровня астеносферы, где привнесенное глубинным материалом тепло вызывало выплавление базальта, а эти процессы, в свою очередь, обуславливали взаимодействие верхней мантии и коры с использованием зон разломов. Важное значение имела и глубина заложения последних – они нередко являлись магмовыводящими каналами для различных по уровням образования и, как следствия, по составу мантийных магм, что мы наблюдаем на примере рассмотренных алмазоносных районов. Для накопления тепловой энергии, вызывающей формирование расплавов в ослабленных зонах требовалось время, по истечении которого возникали дискретные во времени магматические явления. Анализ петрогеохимических параметров показывает различия в магматизме, как в пределах разных возрастных эпох региона, так и в специфике базальтового магматизма разных структурно-магматических систем.

Хотя исследованные субщелочные базиты, ассоциирующие с раннегерцинскими кимберлитами, имеют отчетливо выраженные варьирующие геохимические характеристики, они, вероятнее всего, представляют магмы, сформированные в одном восходящем мантийном диапире. Обогащенные несовместимыми компонентами, расплавы субщелочных базитов генерировались, по всей вероятности, в низах магматической колонны при дальнейшем смешении с силикатным расплавом, возникающем на меньших глубинах.

### **Выводы**

Изложенные материалы показывают разнообразие гетерохронного магматизма алмазоносных районов востока Сибирской платформы. Производные разных типов магм обнаруживают пространственные и временные связи, что обусловлено едиными процессами корово-мантийного взаимодействия в важнейшие этапы эндогенной активности. Подтверждением этому может служить приуроченность среднепалеозойских алмазоносных кимберлитов к дайковым зонам субщелочных базитов среднепалеозойского возраста, сопровождающим рифтогенные постройки. Магмоконтролирующими и магмовыводящими дизъюнктивными структурами являются ограничивающие рифтогенные структуры зоны глубинных разломов, расположенные в пределах плечевых частей.

Исследованиями вещественного состава базитов разновозрастных фанерозойских формаций установлено, что их представители, в большинстве случаев, принадлежат к двум петрогенетическим сериям - щелочной оливин-базальтовой (субщелочных базальтов и долеритов) и толеит-базальтовой и различаются по петрографо-минералогическим и петрогеохимическим признакам. Наблюдаемые вариации вещественного состава базитов площади исследований могли быть обусловлены как процессами высокобарного фракционирования, так и колебанием уровней частичного плавления мантии.

При вариациях составов базитов существенна роль щелочей и особенно калия. Представляется возможным использование последнего параметра в качестве дискриминантного признака для выделения среди континентальных базитов различных серий щелочности, которые, как правило, характеризуются различными петрохимическими и геохимическими составами. Среднепалеозойские базиты повышенной щелочности востока Сибирской платформы представляют К-Na, калиевую и высококалиевую серии, а пермо-триасовые, в большинстве своем, являются низкокалиевыми.

Проявления разнофациальных субщелочных мафитов являются индикаторами зон разломов, ограничивающих рифтогенные структуры, дренирующих наиболее глубинные уровни верхней мантии и контролирующих позиции кимберлитов. Такие зоны перспективны на обнаружение производных наиболее глубинных кимберлитовых расплавов

(и, как следствие, наиболее продуктивных) при небольших объемах их проявлений вследствие разрушения мафитами их корневых систем.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Белоусов В.В.**, Основы геотектоники, М., Недра, 1989, 382с.
2. **Вишневецкий С.А., Долгов Ю.А., Соболев Н.В.**, Лампроиты Талахтахской диатремы на восточном склоне Анабарского щита // Геология и геофизика, 1986, № 8, с. 17-27.
3. **Владыкин Н.В.**, Формационные типы лампроитовых комплексов Сибири - систематика и химизм // Геология алмаза – настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России), Воронеж: Воронежский государственный университет, 2005, с. 436-450.
4. **Грачев А.Ф.**, Рифтовые зоны Земли. 2 изд., доп. и перераб. М.: Недра, 1987, 285 с.
5. **Грачев А.Ф., Поляков А.И.**, Кайнозойский рифтовый магматизм: тектонические и петрохимические закономерности. Континентальный и океанический рифтогенез, М.: Наука, 1985, С. 109-121.
6. **Грачев А.Ф.**, Мантийные плюмы и геодинамика // Вести. ОГГГГН РАН, 1998, № 3 (5).
7. **Добрецов Н.Л.**, Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн. лет): Сибирские и Эменьшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46, № 9, с. 870—890.
8. **Дукардт Ю.А., Борис Е.И.**, Авлакогенез и кимберлитовый магматизм // Воронеж, ВГУ, 2000, 161 с.
9. **Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В.**, Вулканизм и тектоника Патомско-Вилуйского среднепалеозойского авлакогена, М., «Недра», 1975, 183 с.
10. **Митюхин С.И., Ротман А.Я.**, О распространении глубозалегающих долеритовых силлов в западной Якутии и их возможном влиянии на морфологию кимберлитовых тел // Геология промежуточных коллекторов алмазов (тезисы докладов), Иркутск, 1991, с.108-109.
11. **Олейников Б.В., Саввинов В.Т., Погудина М.А.**, Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской-нижнепалеозойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Вилуйской синеклиз // В кн.: Геология и геохимия базитов Восточной части Сибирской платформы, М.: Наука, 1973, с. 4-75.
12. **Олейников Б.В., Саввинов В.Т.**, Пространственно временная эволюция траппового магматизма в пределах Вилуйско-Мархинской и Жиганской магмоподводящих зон // В кн.: Магматические образования северо-восточной Сибирской платформы, Якутск, 1975, с. 73-98.
13. **Олейников Б.В.**, Геохимия и рудогенез платформенных базитов, Новосибирск, 1979, 264 с.
14. **Олейников Б. В., Шпунт Б. Р., Томшин М. Д.**, Геодинамические обстановки проявлений базитового магматизма на Сибирской платформе в Неогее // Магматические формации в геологической истории и структуре Земли, Свердловск, Изд. УрО АН СССР, 1989, с. 86-108.

15. **Ротман А.Я., Богуш И.Н., Тарских О.В.**, Разнообразие кимберлитовых пород Якутии // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы, Труды V международного семинара, Иркутск - Петропавловск-Камчатский, Изд-во Института географии СО РАН, 2005, с. 176-205.
16. **Ротман А.Я., Емельянов В.С.**, Базиты зоны сочленения Непско-Ботуобинской антеклизы и Ыгыаттинской впадин // В кн.: Базитовый магматизм Сибирской платформы и его металлогения, Якутск, 1989, с. 35-36.
17. **Ротман А.Я.**, Калиевые базальтоиды и лампрофиры в трубках взрыва Якутии // Докл. АН СССР, 1992, т. 322, N 1, с. 121-124.
18. **Томшин М.Д., Округин А.В., Олейников Б.В., Ненашев Н.И., Панков В.Ю.**, Дайка лампроитов на северном склоне Анабарского щита // Геология и геохимия рудоносных магматических и метасоматических формаций зоны Малого БАМа, Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1987, с.64-74.
19. **Фельдман А. А.**, Глубинные структуры восточной части сибирской платформы, контролирующие размещение кимберлитового магматизма // Труды ЦНИГРИ, 1989, вып. 228, с. 4-8.
20. **Феоктистов Г.Д., Ротман А.Я., Владимиров Б.М., Егоров К.Н., Конев А.А.**, Петрохимия базит-ультрабазитовых формаций палеозоя-мезозоя Сибирской платформы, Новосибирск: Наука, Сибирская издательская фирма РАН, 1999, 149 с.
21. **Харькив А.Д., Борис Е.И. и др.**, К характеристике трубок взрыва Мало-Ботуобинского района // Сов. Геология, 1972, № 8, с. 51-65.
22. **Шпунт Б.Р., Шамшина Э.А.**, Поздневендские калиевые щелочные вулканы Оленекского поднятия (Северо-Восток Сибирской платформы) // Докл. АН СССР, 1989, Т. 307, №3, с. 678-682.
23. **Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V. et al.**, The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and assembly of the Siberian Cratons // Tectonophysics, 1999, V. 310, P. 1-35.
24. **Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E. et al.** The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MS-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geoch. et Cosmoch. Acta, 2000, V. 64, № 1, P. 133-147.
25. **Hart S.R., Gerlach B.C., White W.M.**, Mantle plume and en-trainment // Science, 1992, V. 256, P. 517-520.
26. **White R., McKenzie D.**, Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts // J. Geophys. Res., 1989, V. 94, P. 7685-7730.
27. **White R., McKenzie D.**, Mantle plumes and flood basalts // J. Geophys. Res., 1995, V. 100, P. 17543-17585.

УДК 551.22+552.11

ОКИСЛИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ МАНТИЙНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ  
ПОД КИМБЕРЛИТОВЫМИ ТРУБКАМИ ЯКУТИИ ПО ДАННЫМ  
МОНОМИНЕРАЛЬНОЙ ТЕРМОБАРОМЕТРИИ

Ащепков И.В.<sup>1</sup>, Владыкин Н.В.<sup>2</sup>, Похиленко Н.П.<sup>1</sup>, Ротман А.Я.<sup>3</sup>, Афанасьев Н.П.<sup>1, 3</sup>, Логвинова А.М.<sup>1</sup>, Карпенко М.А.<sup>4</sup>, Кулигин С.С.<sup>1</sup>, Похиленко Л.Н.<sup>1</sup>, Малыгина Е.В.<sup>1</sup>, Стегницкий Ю.Б.<sup>3</sup>, Вишнякова Е.В.<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск;

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

<sup>3</sup> ЦНИГРИ, АЛРОСА, Мирный;

<sup>4</sup> Айхальский ГОК, АЛРОСА Айхалл;

<sup>5</sup> Новокузнецкий металлургический комбинат.

TR-f<sub>o<sub>2</sub></sub> определены с помощью мономинеральной термобарометрии для мантийных колонн под 30 трубками Сибирской платформы. Ильменитовый термо-оксибарометр оценивает условия для протокимберлитовых расплавов и метасоматитов, а хромитовый – в мантийных перидотитах. На диаграммах f<sub>o<sub>2</sub></sub>(Δlog(QFM))-P(кбар) для мантийных колонн Далдынского района уровень ~ 60кбар восстановленный ~ -4 (-Δlog f<sub>o<sub>2</sub></sub>), в поле алмаза [3]. Для тр. Удачная на каждом из 5-ти горизонтов по хромиту глубинные зоны более восстановлены. Для ильменитов быстрый рост f<sub>o<sub>2</sub></sub> (наклонные тренды, как для тр. Осенняя), вероятно, означает дифференциацию с окислением, а субвертикальные тренды или снижение f<sub>o<sub>2</sub></sub> реакционному взаимодействию. На диаграммах Δlogf<sub>o<sub>2</sub></sub>-P (кбар) для трубок Алакитского района по шпинелям установлен быстрый рост f<sub>o<sub>2</sub></sub> при снижении давления. Для тр. Айхал не менее 2-х ильменитовых трендов, возможно, сформировано при двух импульсах протокимберлитовых расплавов. Для других мантийных колонн характерно полибарическое фракционирование с увеличением f<sub>o<sub>2</sub></sub> в закрытой системе и уменьшением в открытой. В верхних частях характерно сближение f<sub>o<sub>2</sub></sub> ильменитовых метасоматитов и перидотитов. В Мало-Ботубинском районе наклонные широкие тренды шпинелидов типичны для метасоматитов. Ильменитовые протяженные тренды для трубок Мир и Дачная, отвечают закрытой системе фракционирования. В тр. Верхне-Мунского поля хромиты дают непрерывные тренды Δlog f<sub>o<sub>2</sub></sub>-P, ильмениты- тренды метасоматитов. Для Накынского разделение на дискретные по значениям f<sub>o<sub>2</sub></sub> группы для шпинелей за счет разных типов расплавов. Ильменитовый тренд по трубкой Нюрбинская ограничен 65-50 кбар, на уровне ~ 60 кбар более проявлено взаимодействие с перидотитовой мантией с повышением Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Шпинели под тр. Нюрбинская дают сквозной тренд P в нижней части разреза, в поле алмаза. Широкие тренды шпинелидов P-f<sub>o<sub>2</sub></sub> Прианабарья похожи на Накыньские, просачивание возможно связано с влиянием плюма. Ильменитовые тренды в нижней части разрезов (70кбар) дискретны. Наличие двух и более типов ильменитовых трендов говорит о присутствии разных по масштабу магмапроводников. Субвертикальные тренды с близкими значениями f<sub>o<sub>2</sub></sub> соответствуют просачиванию в крупных жильных системах, сближение по f<sub>o<sub>2</sub></sub> с ульвошпинелями ильменитов отвечает гибридным жилам протокимберлитов.

## ВВЕДЕНИЕ

Окислительные условия – один из главных регуляторов устойчивости в мантии оксидов и других минералов [1,4-7,17-21]. Этот параметр определяет также и поле стабильности алмаза не в меньшей степени, чем температура и давление [6,8]. Существует много способов определения летучести кислорода для природных парагенезисов. Это экспериментальные – методом электрохимических ячеек по положению буферных реакций для минералов и летучих компонентов в перидотитовых системах [23]. Наиболее расчетные термодинамические по равновесиям между минералами [4,12,15] Определение  $Fe_3/Fe_2$  по микронзондовым анализам и методами мессбауровской спектроскопии [14] также дают представление об окислительном потенциале [18-21], в основном, с помощью диаграмм.

## МЕТОДЫ

Хромитовый и ильменитовый оксибарометры [2,3] (мономинеральные версии) были применены для оценки окислительного потенциала мантийной литосферы под изученными кимберлитовыми трубками. Ильменитовый оксибарометр позволяет оценить условия эволюции протокимберлитовых расплавов и метасоматических систем, а хромитовый характеризует обстановку в окружающих мантийных перидотитах. Обычно для перидотитов характерны окислительные условия на несколько единиц ниже буфера QMF, в общем случае наблюдается уменьшение степени окисления с глубиной. Для Капваальского кратона излом с резким уменьшением значений  $fO_2$  отмечен на уровне 150 км [63]. Магматические расплавы почти всегда более окислены за счет легкой диффузии водорода из системы. Значения, рассчитанные для перидотитов, сравнены на диаграммах с параметрами, полученными по включениям хром - шпинелидов и ильменитов [23-29] в алмазах (заштрихованное поле на диаграммах 1-6).

### ВАРИАЦИИ ОКИСЛИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ПОД КИМБЕРЛИТОВЫМИ ТРУБКАМИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На диаграммах  $P(\text{кбар}) - fO_2$  (рис.1.) для мантийных колонн Далдынского района отрезки с равным давлением отвечают горизонтам с широкими вариациями окислительного режима. Глубинный уровень ~ 60 кбар отвечает восстановленным условиям образования алмазов, независимые определения дают значения ~  $-4 - \Delta \log fO_2$ . Практически во всех трубках района часть вычисленных значений (при увеличении числа анализов) попадает в поле алмазосодержащих парагенезисов [63, 66]. Для трубки Удачная на каждом из пяти горизонтов (мантийных пластин), установленных

по термобарометрии шпинелидов, наиболее глубокие зоны более восстановлены, чем вышележащие с постепенным увеличением  $fO_2$  к верхней

### Далдынское поле

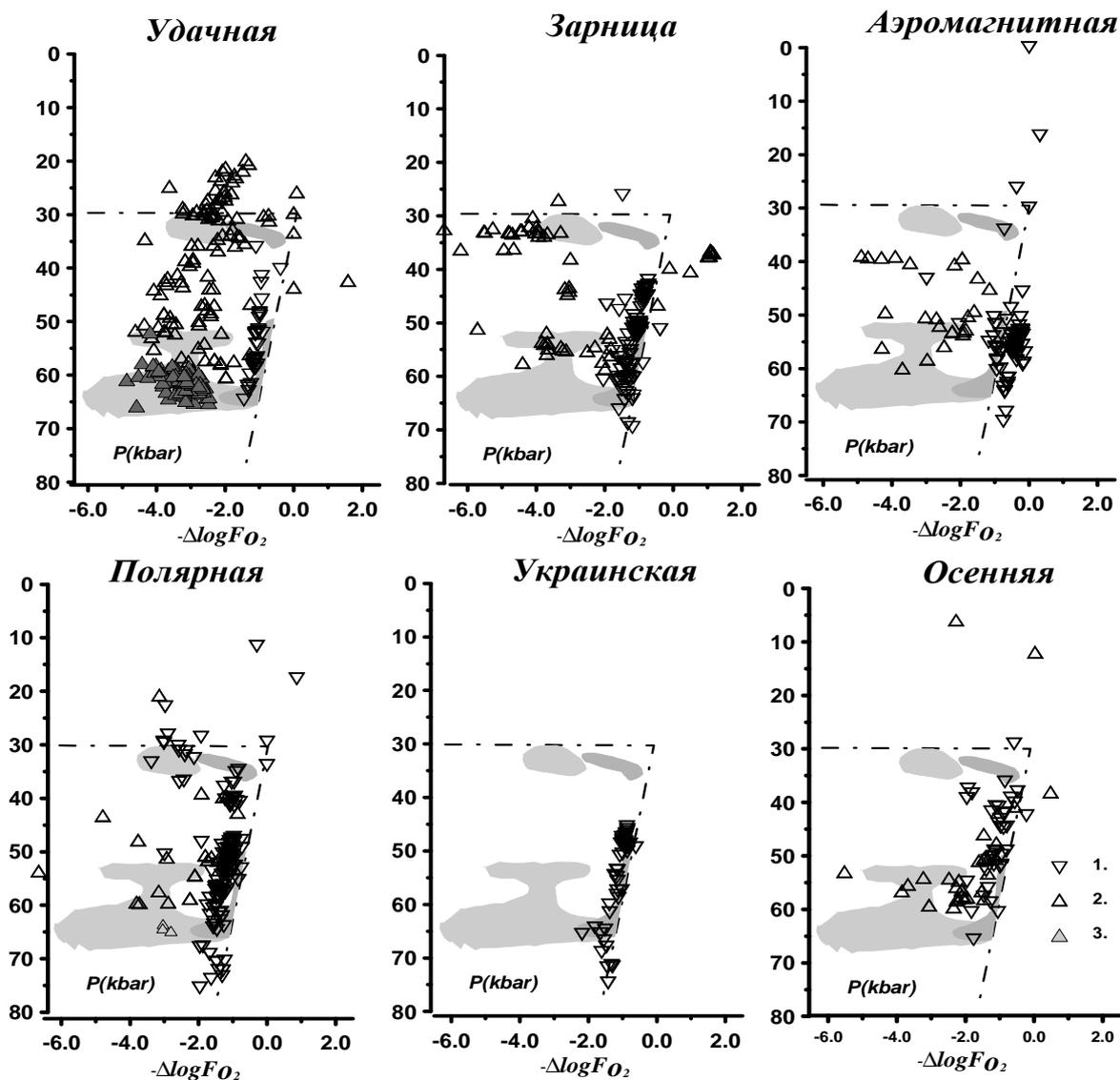


Рис. 1. Зависимости значений окислительного потенциала (Taylor et al , 1998 , мономинеральная корректировка) от давления, определенного по мономинеральным версиям ильменитового (1) и шпинелевого оксибарометров (2) (Taylor et al , 1998, коррекция Ashcherkov , Vishnyakova , 2005) для мантийных колон под кимберлитовыми трубками Далдынского района.

1. Определения для хромитов, 2- определения для ильменитов Линией отмечено поле устойчивости для алмаза (McCammon et al., 2001), заштрихованное поле отмечает значения, определенные по включениям в алмазах.

части разреза. В трубках Аэромагнитная и Зарница горизонты выше пироксенитовой линзы (40 кбар) более восстановлены с разбросом  $fO_2$ .

Таблица 1.

Представительные анализы ильменитов из кимберлитов Якутии.

Оксиды	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<b>Далдынское поле</b>									
<b>Трубка Аэромагнитная</b>									
AerI21	54,51	1,01	0,98	30,24	0,25	14,28	0,11	-	101,28
AerI23	53,11	0,60	3,93	27,47	0,43	15,24	0,11	-	100,49
AerI26	52,70	0,45	4,81	24,15	0,53	15,52	0,13	-	97,80
AerI97	48,15	0,49	0,90	39,75	0,30	9,05	0,01	-	98,56
AerI99	47,74	0,45	0,84	41,67	0,32	8,20	0,06	0,17	99,37
AerI100	47,30	0,67	7,89	34,89	0,21	10,36	0,18	-	100,71
<b>ТРУБКА ОСЕННЯЯ</b>									
OSII02	42,87	0,31	1,38	47,10	0,23	6,87	0,07	0,36	99,21
OSII03	44,29	0,53	1,36	39,81	0,25	12,22	0,13	0,48	99,29
OSII04	44,69	0,49	2,25	41,95	0,23	10,15	0,12	0,35	100,30
OSII09	46,73	0,45	1,93	41,74	0,29	9,88	0,12	0,13	101,27
OSII10	46,78	0,44	1,21	39,07	0,89	10,58	0,08	0,18	99,31
OSII14	47,08	0,50	2,09	38,90	0,30	9,77	0,12	0,39	99,18
<b>ТРУБКА УКРАИНСКАЯ</b>									
UkrI05	46,28	0,51	1,25	42,17	0,23	8,78	0,03	0,23	99,47
UkrI08	46,59	0,45	1,19	41,83	0,29	9,48	0,09	0,24	100,15
UkrI09	46,60	0,52	1,28	41,11	0,24	10,23	0,09	0,23	100,31
UkrI11	46,66	0,62	1,27	39,90	0,24	11,55	0,08	0,18	100,49
UkrI13	46,76	0,49	1,22	40,73	0,29	10,24	0,12	0,27	100,11
UkrI14	46,81	0,53	1,26	42,58	0,29	8,60	0,10	0,15	100,31
<b>ТРУБКА УДАЧНАЯ</b>									
Udch05	41,79	0,21	0,22	51,63	0,14	5,55	0,01	0,35	99,90
Udch06	47,01	0,72	0,74	42,05	0,17	9,40	0,06	0,15	100,30
Udch08	46,86	0,59	1,16	42,06	0,19	8,78	0,08	0,25	99,96
Udch14	47,45	0,51	0,84	41,86	0,24	9,23	0,07	0,18	100,37
Udch17	48,18	0,52	0,75	40,79	0,32	9,71	0,08	0,07	100,42
Udch18	46,39	0,55	2,21	41,94	0,22	8,71	0,10	0,07	100,17
<b>Мало-Ботуобинский район</b>									
<i>Трубка Мир</i>									
MirI01	50,34	0,56	0,77	36,75	0,31	10,32	0,10	-	99,14
MirI02	48,61	0,48	0,86	39,09	0,34	9,12	0,10	-	98,59
MirI08	51,16	0,50	0,55	34,59	0,32	11,42	0,09	-	98,64
MirI09	53,23	0,57	1,12	32,04	0,25	12,48	0,16	-	99,85
MirI10	50,75	0,49	0,73	37,12	0,29	9,93	0,09	0,07	99,48
MirI13	32,39	0,74	3,68	56,64	0,11	3,99	0,48	0,12	98,15
MirI14	36,46	0,69	0,66	56,08	0,14	4,39	0,35	0,05	98,82
MirI16	48,05	0,62	0,10	41,38	0,21	8,69	0,11	0,08	99,24
<b>ТРУБКА ДАЧНАЯ</b>									
DacI01	52,49	0,72	0,81	31,33	0,49	13,48	0,17	-	99,49
DacI04	52,09	0,56	4,19	28,31	0,54	13,63	0,15	-	99,47
DacI05	51,77	0,76	0,68	33,64	0,46	12,71	0,13	0,09	100,24
DacI07	51,72	0,51	0,57	35,25	0,33	11,08	0,10	-	99,56
DacI11	51,55	0,39	4,07	28,13	0,53	15,24	0,10	-	100,01

DacI12	51,52	0,90	1,28	32,95	0,40	12,58	0,20	-	99,82
--------	-------	------	------	-------	------	-------	------	---	-------

Таблица 1. Продолжение.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<b>ТРУБКА ИНТЕРНАЦИОНАЛЬНАЯ</b>									
IntI01	53,62	0,48	0,68	32,14	0,34	12,35	0,13	0,20	99,94
IntI04	50,08	0,81	0,24	37,74	0,29	10,33	0,20	0,07	99,77
IntI06	44,81	0,63	0,61	45,10	0,23	7,07	0,09	0,20	98,74
IntI07	49,61	0,75	0,09	39,01	0,30	9,75	0,09	0,13	99,73
IntI10	50,08	0,81	0,24	37,74	0,29	10,33	0,20	0,07	99,77
IntI15	50,21	0,69	3,71	33,80	0,33	10,51	0,22	0,20	99,67
<b>ТРУБКА АМАКИНСКАЯ</b>									
AmII59	51,14	0,20	3,91	32,90	0,51	12,25	0,09	0,38	101,38
AmII62	49,15	0,67	0,15	40,99	0,21	9,81	0,08	0,55	101,61
AmII65	42,47	0,80	0,12	47,92	0,15	7,82	0,11	0,67	100,04
AmII67	34,79	0,83	3,82	55,21	0,10	4,48	0,11		99,34
AmII70	44,94	0,59	0,16	46,10	0,16	6,99	0,04	0,27	99,26
<b>Алакитское поле</b>									
<b>Трубка Айхал</b>									
5AykS	50,34	0,56	0,77	36,75	0,31	10,32	0,10	-	99,14
14AykS	49,34	0,49	0,79	38,90	0,33	9,34	0,08	0,14	99,41
15AykS	51,16	0,50	0,55	34,59	0,32	11,42	0,09	-	98,64
24AykS	53,23	0,57	1,12	32,04	0,25	12,48	0,16	-	99,85
25AykS	50,75	0,49	0,73	37,12	0,29	9,93	0,09	0,07	99,48
27AykS	48,38	0,25	2,07	39,47	0,24	9,93	0,11	0,29	99,02
<b>Трубка Озерная</b>									
OZeI120	52,49	0,72	0,81	31,33	0,49	13,48	0,17	-	99,49
OZeI122	52,21	0,70	0,73	32,44	0,36	12,50	0,21	-	99,15
OZeI123	52,09	0,56	4,19	28,31	0,54	13,63	0,15	-	99,47
OZeI124	51,77	0,76	0,68	33,64	0,46	12,71	0,13	0,09	100,24
OZeI129	51,72	0,51	0,57	35,25	0,33	11,08	0,10	-	99,56
OZeI135	51,55	0,39	4,07	28,13	0,53	15,24	0,10	-	100,01
OZeI136	51,52	0,90	1,28	32,95	0,40	12,58	0,20	-	99,82
<b>ТРУБКА ЮБИЛЕЙНАЯ</b>									
YbI09	52,58	0,54	0,64	35,05	0,23	11,56	0,08	0,09	100,77
YbI10	50,11	0,14	3,98	35,31	0,32	9,70	0,16	0,47	100,20
YbI11	50,10	0,50	1,68	37,49	0,26	10,12	0,11	0,18	100,43
YbI15	44,55	0,34	4,12	40,93	0,31	7,77	0,10	0,22	98,35
YbI16	51,08	0,47	0,71	41,05	0,27	6,95	0,04	0,34	100,92
<b>ТРУБКА КОМСОМОЛЬСКАЯ</b>									
KmI314	51,23	0,48	0,63	35,65	0,20	11,57	0,14	0,03	99,93
KmI316	49,99	0,39	1,62	36,74	0,27	10,70	0,08	0,07	99,87
KmI318	48,59	0,33	1,67	39,06	0,27	9,31	0,07	0,08	99,38
KmI323	50,72	0,49	2,55	34,25	0,23	12,00	0,14	0,12	100,50
KmI325	51,00	0,51	2,01	34,57	0,26	11,22	0,15	0,03	99,75
KmI327	51,50	0,18	4,23	30,74	0,34	12,66	0,22	0,03	99,89

ТРУБКА СЫТЫКАНСКАЯ									
SytI111	50,73	0,54	0,34	38,46	0,22	10,07	0,07	0,11	100,55
SytI113	51,55	0,89	1,02	33,93	0,28	12,42	0,15	0,34	100,58
SytI096	46,58	0,25	2,71	41,84	0,27	8,10	0,09	0,19	100,03
SytI005	46,53	0,25	2,64	41,91	0,31	7,99	0,07	0,11	99,82
SytI006	50,87	0,67	1,68	34,56	0,21	11,64	0,17	0,17	99,97
SytI007	48,67	0,47	2,18	38,71	0,27	9,71	0,13	0,11	100,25

Таблица 1. Продолжение.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SytI028	46,56	0,04	3,45	40,12	0,30	9,06	0,12	0,12	99,78
SytI029	43,88	0,16	3,37	44,37	0,26	7,23	0,07	0,32	99,66
SytI030	51,58	0,55	0,46	36,71	0,24	10,72	0,11	0,14	100,50
SytI031	50,05	0,63	0,46	38,56	0,25	9,87	0,10	0,13	100,04
SytI081	46,02	0,09	4,23	40,54	0,36	8,32	0,12	0,24	99,91

Верхне-Мунское поле

**Трубка Деймос**

DeI001	52,70	0,63	1,76	30,83	0,24	13,71	0,22	0,32	100,40
DeI002	51,30	0,51	0,73	35,43	0,26	11,70	0,12	0,36	100,41
DeI012	50,29	0,47	2,04	36,27	0,29	10,17	0,12	0,46	100,11
DeI013	48,93	0,44	1,85	39,84	0,79	7,74	0,21	0,60	100,40
DeI015	51,93	0,53	0,65	35,14	0,24	11,22	0,12	0,24	100,07
DeI016	47,42	0,25	2,24	40,83	0,30	8,18	0,07	0,51	99,80
DeI018	52,44	0,68	0,54	33,61	0,28	12,32	0,15	0,34	100,38

**Трубка Новинка**

NovI02	47,97	0,72	0,22	40,12	0,21	9,03	0,10	0,15	98,53
NovI06	47,56	0,68	0,13	42,63	0,22	8,95	0,04	0,06	100,27
NovI07	51,90	0,38	1,10	36,79	0,29	10,00	0,08	-	100,54
NovI08	46,08	0,63	0,13	44,96	0,22	7,81	0,04	0,35	100,21
NovI10	48,75	0,60	0,10	41,61	0,30	8,94	0,05	-	100,36
NovI11	47,89	0,61	0,16	41,75	0,18	9,11	0,09	0,11	99,89

**Трубка Заполярная**

ZpI04	45,41	0,43	0,85	45,63	0,21	6,94	0,08	-	99,55
ZpI19	54,21	0,23	3,03	27,82	0,28	14,48	0,25	0,18	100,49
ZpI20	54,73	0,80	2,99	25,78	0,42	15,37	0,26	-	100,35
ZpI28	44,43	0,48	0,88	46,52	0,23	6,71	0,06	0,11	99,25
ZpI29	46,78	0,39	0,88	43,48	0,21	7,75	0,11	0,10	99,49
ZpI30	48,82	0,35	1,60	37,61	0,39	10,64	0,09	-	99,41
ZpI32	53,58	1,00	3,74	27,46	0,24	14,54	0,26	-	100,56

**Трубка Комсомольская магнитеая**

KmM3	47,85	0,45	0,81	43,02	0,19	7,02	0,02	-	99,33
KmM4	48,46	0,45	0,79	44,33	0,23	6,93	0,04	-	101,19
KmM5	47,96	0,47	0,78	42,83	0,18	7,08	0,05	-	99,30
KmM6	54,96	0,70	4,06	26,70	0,24	13,76	0,08	-	100,42

Накынское поле

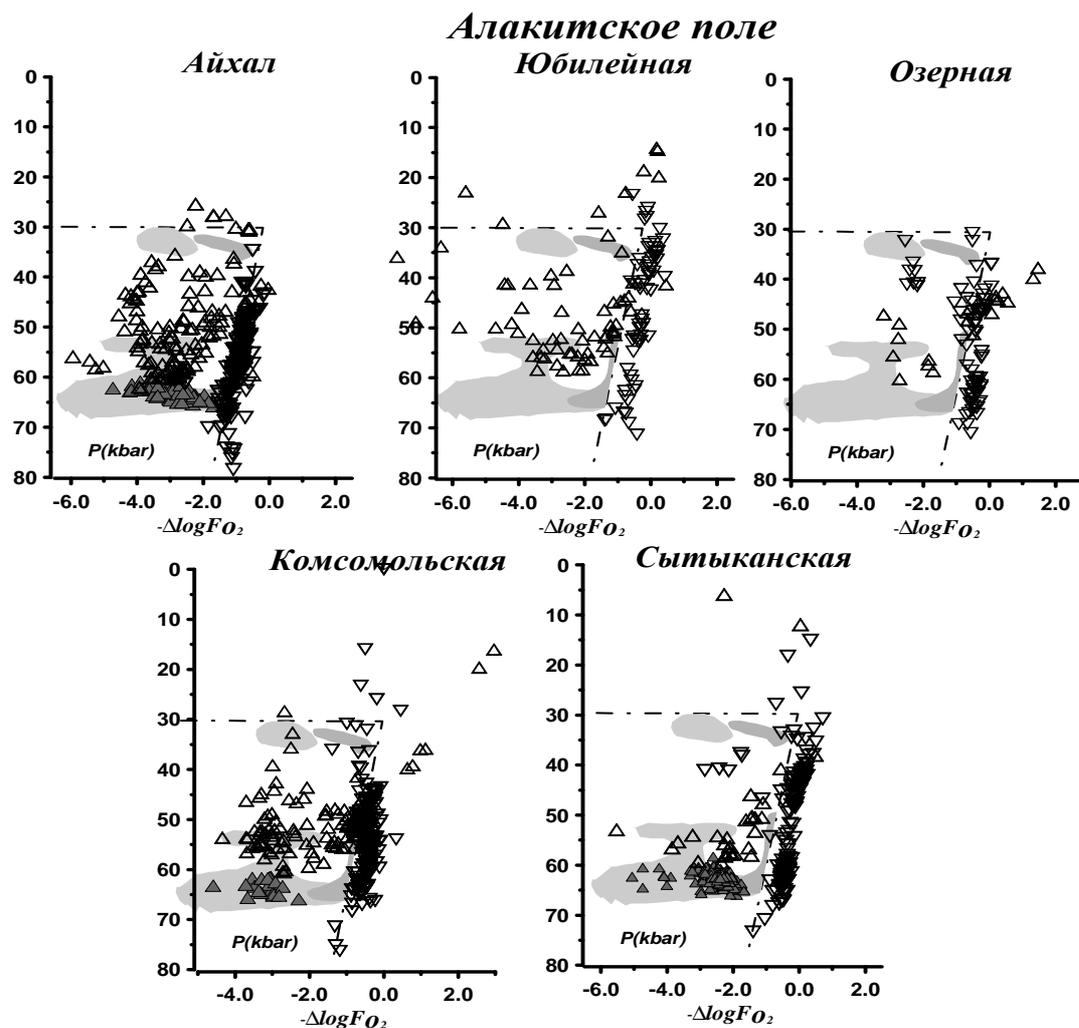
**Трубка Нюрбинская**

NurbI199	49,51	0,48	0,89	39,28	0,28	9,63	0,45	0,06	100,59
NurbI186	49,91	0,49	0,91	38,04	0,26	11,08	0,47	0,11	101,27
NurbI240	49,96	0,52	0,87	38,42	0,25	10,67	0,58	0,07	101,34
NurbI209	50,02	0,59	0,82	38,37	0,28	10,73	0,38	0,03	101,22

NurbI214	50,03	0,50	0,97	38,28	0,32	10,27	0,41	0,06	100,83
NurbI229	50,13	0,47	1,12	37,81	0,25	11,19	0,36	0,12	101,44
NurbI241	50,60	0,64	1,00	35,86	0,27	12,58	0,40	0,08	101,42
NurbI191	50,78	0,53	0,79	37,09	0,32	11,14	0,53	0,10	101,28
NurbI200	51,94	0,58	0,52	35,20	0,29	12,37	0,42	0,10	101,41
<b>Трубка Ботуобинская</b>									
2В	50,13	0,51	0,85	37,75	0,25	11,09	0,43	0,03	101,04
4В	49,61	0,46	0,89	39,64	0,27	9,72	0,31	0,08	100,98
18В	49,39	0,88	5,19	34,19	0,25	10,87	0,66	0,17	101,59

Увеличение степени окисления до значений, определенных по ильмениту, скорее всего, связано с контактовым воздействием протокимберлитовых расплавов. Для ильменитов быстрый рост окислительных условий (наклонные тренды как, например, для мантийной колонны трубки Осенняя), возможно, означает дифференциацию с окислением, а субвертикальные тренды или даже скачки со снижением  $fO_2$  отвечают реакционному взаимодействию.

На диаграммах  $\Delta \log fO_2$ -P (кбар) для трубок Алакитского района (рис. 2.) по шпинелям установлены протяженные тренды с быстрым ростом  $fO_2$



**Рис. 2. Зависимости значений окислительного потенциала (Taylor et al , 1998, моно-минеральная корректировка Ashchepkov et al, 2005 ). от давления, определенного по мономинеральным версиям ильменитового (1) и шпинелевого оксибарометров (2) (Ashchepkov, 2005) для мантийных колон под кимберлитовыми трубками Алакитского района.**

при снижении давления, как при метасоматозе и реакционном просачивании в вертикальных проницаемых зонах. Под трубкой Айхал присутствует не менее 2-х трендов роста окислительного потенциала и снижения давления на отдельных уровнях глубин. Для других мантийных колонн характерно полибарическое фракционирование с изменением (увеличением  $fO_2$  в закрытой системе и уменьшением в открытой). Снижение доли расплава и увеличению доли летучих в верхних уровнях мантийных колонн приводит к взаимодействию, уменьшению и сближению по  $fO_2$  условиям ильменитовых метасоматитов и мантийных перидотитов, при непосредственном внедрении последних порций протокимберлитовых расплавов во вмещающие породы. Конечные точки шпинелевых трендов соприкасаются с ильменитовыми, что характерно для всех трубок.

### Моло-Ботубинское поле

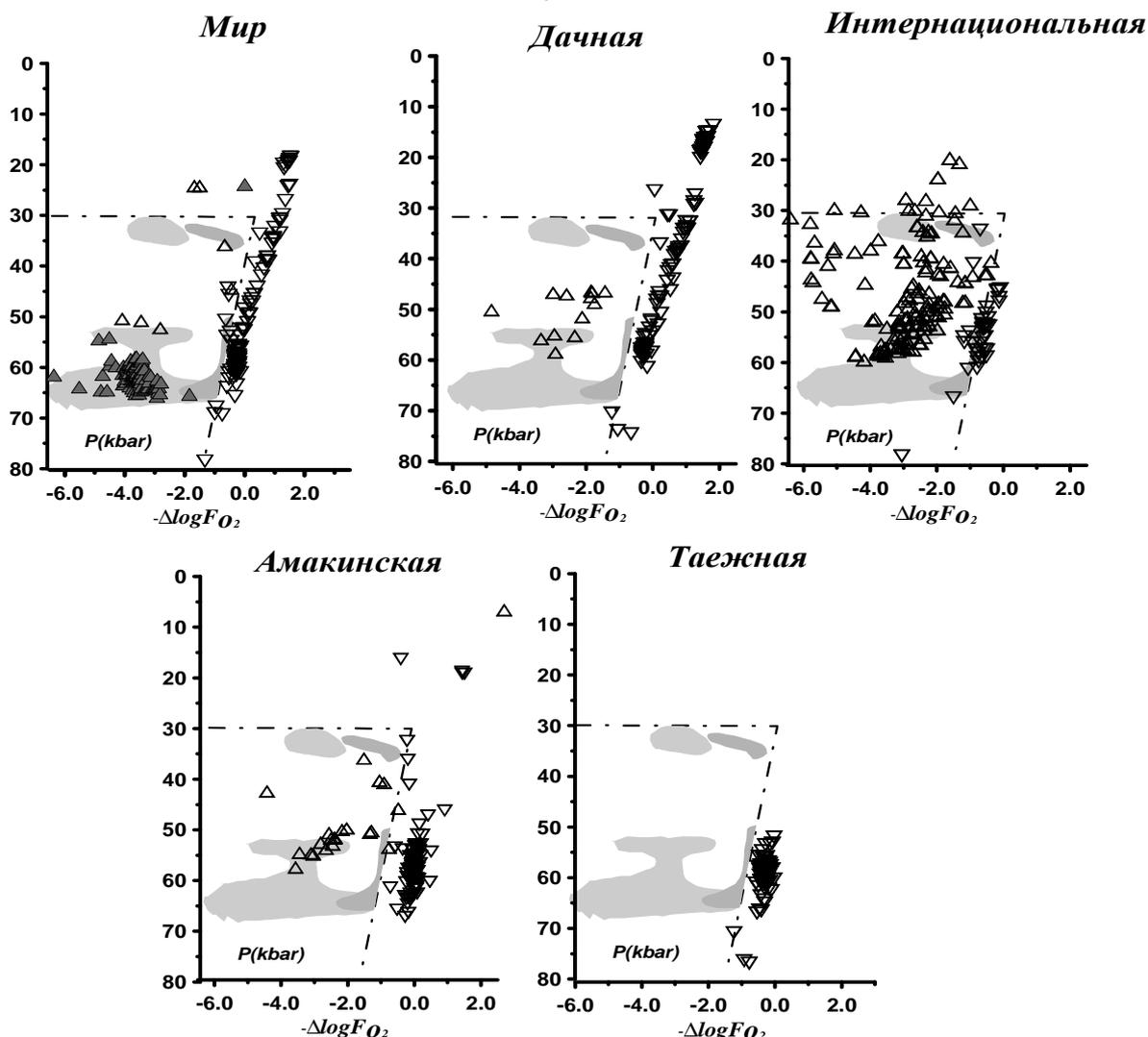


Рис. 3. Зависимости значений окислительного потенциала (Taylor et al, 1998, моно-минеральная корректировка Ashchepkov et al, 2005) от давления, определенного по мономинеральным версиям ильменитового (1) и шпинелевого оксибарометров (2) (Ashchepkov, 2005) для мантийных колон под кимберлитовыми трубками Мало-Ботубинского района.

На диаграммах  $P - \Delta \log f_{O_2}$  (рис. 3.) в Мало-Ботубинском районе точки шпинелидов образуют наклонные широкие тренды, характерные для метасоматитов. Они частично совпадают с полями устойчивости шпинелей из включений в алмазах. Для верхних частей разрезов типична слоистая структура с полками по давлению. Ильменитовые тренды, протяженные для трубок Мир и Дачная, имеют большой наклон благодаря дифференциации в относительно закрытой системе. В остальных трубках ильменитовые тренды фиксируют остановку развития подводящих каналов на глубинах ~50 кбар и отщепление небольших порций расплавов, прорвавшихся в верхние уровни в маломощных жилах.

Хромшпинели из трубок Верхне-Мунского поля, в основном, дают непрерывные тренды  $\Delta \log f_{O_2}$ -P (рис. 4.) с увеличением значений

**Верхне - Мунское поле**

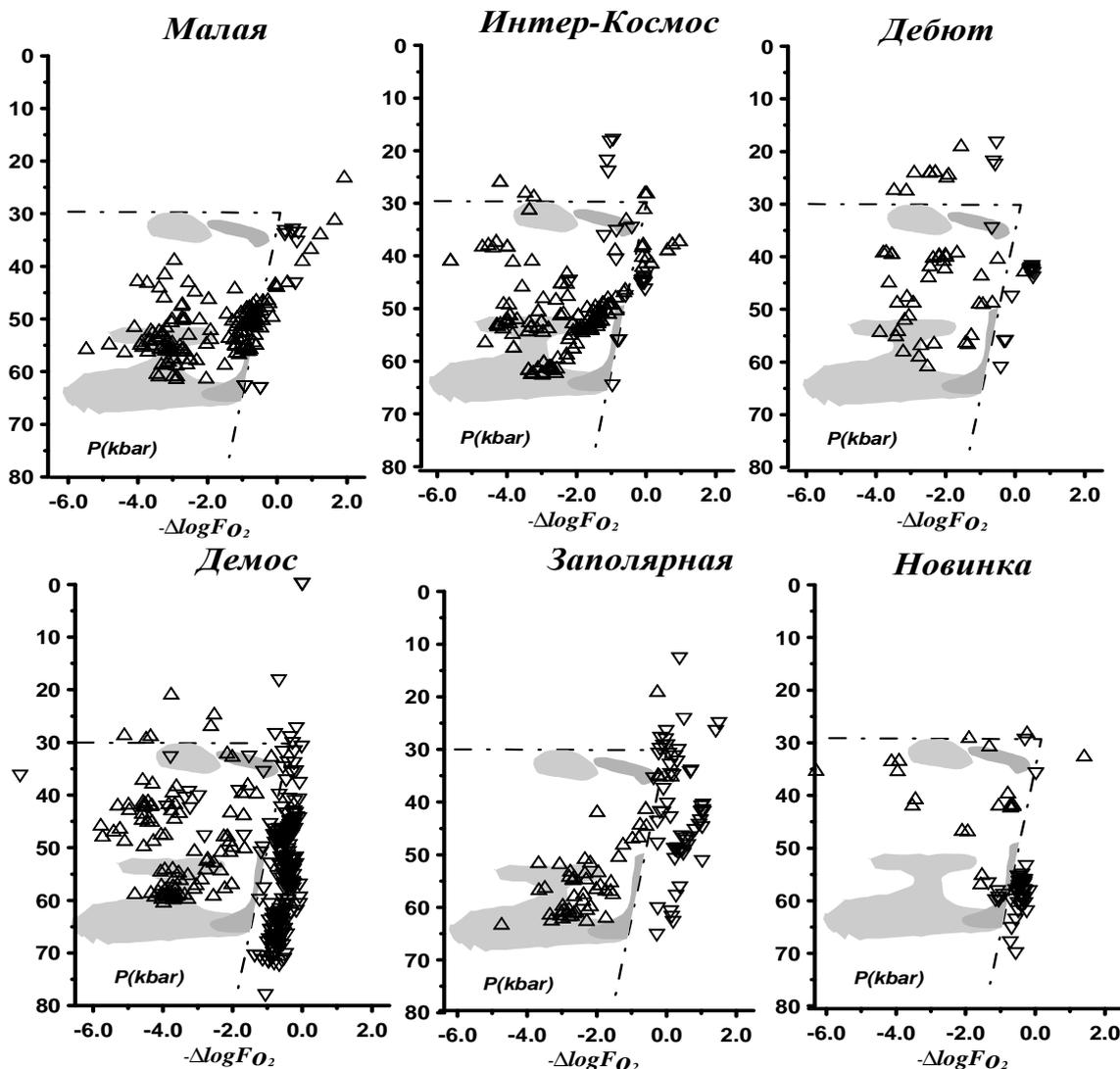


Рис. 4. Зависимости значений окислительного потенциала (Taylor et al , 1998, мономинеральная коррективировка Ashchepkov et al, 2005 ). от давления, определенного по мономинеральным версиям ильменитового (1) и шпинелевого оксибарометров (2) (Ashchepkov , 2005) для мантийных колон под кимберлитовыми трубками Верхнее – Мунского о района

окислительного потенциала в нижней части разреза. Для трубок Малая, Интер-Космос, разделение этих трендов при давлении ~55 кбар может

Таблица 2.

Представительные анализы хромитов из кимберлитов Якутии.

Оксиды	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
Далдынское поле									
<b>Трубка Аэромагнитная</b>									
AerC07	0,05	17,43	51,91	16,66	0,31	12,96	0,07	0,46	99,84
AerC09	0,22	8,85	60,92	18,16	0,28	11,40	0,06	0,38	100,28

AerC10	0,38	12,54	54,08	18,76	0,32	13,38	0,16	0,31	99,93
AerC11	0,23	5,44	62,71	19,01	0,31	12,05	0,11	0,20	100,05
AerC18	2,84	5,74	54,16	23,01	0,35	12,36	0,20	0,26	98,92
AerC20	1,16	4,05	57,68	26,17	0,39	9,85	0,13	0,33	99,76
<b>Трубка Осенняя</b>									
OSCr019	0,56	5,24	58,98	23,03	0,19	11,94	0,10	0,17	100,24
OSCr022	0,74	4,82	59,39	21,49	0,19	12,64	0,20	0,20	99,67
OSCr024	1,81	6,52	55,14	24,10	0,30	12,35	0,15	0,24	100,63
OSCr028	3,03	6,96	49,25	28,33	0,28	10,92	0,24	0,31	99,34
OSCr031	3,75	12,94	41,03	27,29	0,12	13,28	0,33	0,29	99,02
OSCr032	4,71	5,02	36,28	43,08	0,23	9,96	0,25	0,39	99,94
<b>Трубка Ленинградская</b>									
LEnS2	0,15	3,47	63,14	21,96	0,23	10,77	0,10	0,19	100,00
lenS02	0,03	48,51	20,77	11,93	0,11	19,16	0,20	0,11	100,81
lenS03	0,06	28,11	38,68	14,82	0,08	16,51	0,19	0,24	98,69
lenS04	0,07	23,63	46,42	15,44	0,16	13,92	0,08	0,25	99,96
lenS07	0,14	5,05	63,30	18,91	0,20	11,46	0,09	0,39	99,53
lenS09	0,16	4,99	64,51	18,42	0,27	10,84	0,10	0,42	99,70
<b>Трубка Зарница</b>									
Z55	0,38	9,15	59,07	17,94	0,32	11,46	0,08	0,39	98,79
Z67	3,06	2,35	48,36	36,51	0,48	7,67	0,15	0,38	98,95
Z18	-	17,60	48,19	21,59	0,36	10,89	0,05	0,29	98,97
Z51	4,98	1,78	38,57	44,94	0,44	6,92	0,20	0,59	98,42
Z19	0,02	39,09	29,25	14,71	0,17	16,57	0,15	0,12	100,07
Z44	5,58	1,69	34,71	48,88	0,45	6,37	0,28	0,55	98,51
<b>Мало-Ботуобинское поле</b>									
<b>Трубка Мир</b>									
MirC1052S	0,03	47,18	20,41	10,04	0,35	21,06	0,29	0,12	99,48
MirC1053S	0,02	47,49	20,59	10,00	0,38	20,98	0,26	0,14	99,86
MirC1054S	0,65	26,58	35,04	20,18	0,55	16,31	0,23	0,31	99,85
MirC1055S	2,47	6,67	43,89	35,72	0,99	8,84	0,21	0,22	99,01
MirC1057S	0,26	14,77	53,87	18,51	0,81	11,57	0,07	0,44	100,30
MirC1058S	0,10	10,35	55,71	22,23	0,96	10,41	0,07	0,31	100,14
MirC1059S	1,29	8,54	56,78	21,40	0,94	10,61	0,15	0,36	100,07
<b>Трубка Дачная</b>									
DacS2	2,69	8,54	47,46	27,92	0,16	11,51	0,15	0,39	98,81
DacS3	0,03	20,72	47,54	16,08	0,12	14,92	0,14	0,34	99,89
DacS6	2,08	7,81	50,42	27,57	0,24	10,28	0,12	0,35	98,87
DacS8	0,81	7,05	54,00	25,72	0,21	10,42	0,18	0,38	98,77
DacS9	0,28	13,89	54,74	18,24	0,15	11,46	0,06	0,35	99,16
DacS13	0,11	6,02	61,28	19,23	0,17	11,91	0,10	0,39	99,20
<b>Трубка Интернациональная</b>									
IntS02	1,74	5,66	56,94	24,07	0,30	10,07	0,15	0,40	99,31
IntS03	0,14	31,03	36,26	16,09	0,16	16,58	0,19	0,24	100,69
IntS04	0,27	27,56	42,10	15,85	0,24	14,24	0,10	0,24	100,59

Таблица 2. Продолжение.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
IntS05	0,02	8,46	57,17	22,53	0,26	10,34	0,03	0,19	99,00
IntS10	0,12	25,62	41,43	17,07	0,12	15,65	0,16	0,29	100,45
IntS13	0,28	5,68	59,38	22,46	0,19	11,18	0,12	0,31	99,59
IntS19	1,93	6,82	52,61	26,98	0,27	11,17	0,17	0,25	100,20

IntS21	0,67	8,51	54,87	25,05	0,29	10,22	0,13	0,24	99,97
<b>Трубка Амакинская</b>									
AmSI59	0,27	7,48	59,34	20,92	0,29	10,48	0,10	0,48	99,36
AmSI68	2,00	3,15	53,58	30,32	0,44	9,26	0,18	0,40	99,33
AmSI70	0,55	11,90	55,57	18,86	0,27	12,51	0,12	0,42	100,19
AmSI72	2,88	4,88	46,69	34,89	0,37	9,20	0,26	0,41	99,58
AmSI75	0,12	22,10	46,96	17,34	0,16	12,77	0,07	0,36	99,87
AmSI69	0,68	10,30	54,63	21,30	0,18	11,55	0,11	0,48	99,23
<b>Алакитское поле</b>									
<b>Трубка Айхал</b>									
АykSC06	0,12	5,84	63,66	17,24	0,26	11,71	0,04	0,27	99,14
АykSC08	0,03	6,00	61,90	18,87	0,26	11,63	0,08	0,53	99,30
АykSC20	0,31	11,62	54,06	21,74	0,35	11,01	0,09	0,28	99,46
АykSC25	0,03	18,17	49,92	17,33	0,25	12,34	0,02	0,294	99,04
АykSC26	0,25	16,63	48,26	20,32	0,23	12,21	0,10	0,27	100,24
АykSC27	4,81	4,36	45,68	32,78	0,31	9,52	0,18	0,28	99,04
АykSC28	0,59	24,69	41,87	15,03	0,18	16,38	0,16	0,21	99,67
<b>Трубка Озерная</b>									
OZeCr09	0,25	5,30	64,34	18,06	0,23	11,73	0,09	0,37	100,36
OZeCr12	0,81	4,63	61,42	20,45	0,24	11,76	0,12	0,20	99,63
OZeCr13	0,95	10,73	55,57	19,70	0,25	12,34	0,08	0,28	99,91
OZeCr39	1,81	2,24	55,20	31,89	0,40	8,50	0,19	0,38	100,60
OZeCr31	4,21	4,30	52,27	26,87	0,39	10,77	0,11	0,28	99,19
OZeCr34	3,23	4,78	50,96	30,54	0,39	9,88	0,19	0,34	100,31
OZeCr32	4,17	1,65	45,58	39,31	0,42	7,41	0,17	0,33	99,04
<b>Трубка Юбилейная</b>									
YubS02	0,92	48,87	11,98	17,21	0,10	20,82	0,47	0,18	100,55
YubS03	0,01	42,69	27,57	10,28	0,08	18,99	0,15	0,17	99,94
YubS04	0,17	35,02	31,49	14,62	0,15	17,95	0,19	0,22	99,81
YubS05	0,37	15,99	38,81	28,70	0,12	15,54	0,329	0,34	100,19
YubS08	3,12	12,54	45,69	23,56	0,19	13,57	0,27	0,33	99,26
YubS09	0,15	11,43	55,95	19,67	0,20	11,67	0,05	0,33	99,45
<b>Трубка Комсомольская</b>									
KmsSI059	0,04	5,28	64,19	16,75	0,16	12,67	0,10	0,29	99,49
KmsSI048	0,44	10,75	61,11	16,20	0,18	11,08	0,13	0,28	100,18
KmsSI054	0,27	12,96	56,86	16,84	0,17	11,94	0,07	0,27	99,38
KmsSI021	1,28	8,16	54,29	26,35	0,78	9,51	0,14	0,35	100,86
KmsSI046	2,64	12,23	46,61	23,99	0,17	14,01	0,20	0,25	100,12
KmsSI052	0,34	29,91	39,24	14,13	0,12	15,35	0,13	0,35	99,55
<b>Трубка Сытыканская</b>									
Syt3	0,26	8,01	59,21	21,08	0,28	10,60			99,44
Syt4	0,61	8,21	58,28	21,58	0,28	10,83			99,78
Syt5	0,47	9,72	55,03	23,74	0,32	10,14			99,43
Syt7	1,83	3,69	51,92	32,28	0,44	8,91			99,07
Syt8	2,56	14,32	43,88	26,41	0,27	11,32			98,75
Syt9	0,22	8,59	58,51	21,23	0,32	10,72			99,58

Таблица 2. Продолжение.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<b>Верхне-Мунское поле</b>									
<b>Трубка Деймос</b>									

DeiS22	0,03	4,97	65,56	17,15	0,19	11,66	0,06	0,32	99,93
DeS025	2,69	1,55	56,61	29,58	0,30	8,14	0,20	0,32	99,40
DeS026	0,02	48,03	20,50	12,22	0,12	18,70	0,18	0,10	99,88
DeS032	4,91	8,00	47,69	26,42	0,32	11,73	0,22	0,29	99,59
DeS034	1,35	3,09	57,31	28,66	0,34	8,42	0,118	0,33	99,60
DeS037	0,37	26,82	39,47	19,54	0,21	13,12	0,15	0,16	99,04
DeS038	0,403	7,28	56,14	26,72	0,29	8,70	0,11	0,23	99,67
<b>Трубка Новинка</b>									
OZeCr06	0,08	19,62	41,86	21,71	0,531	14,01	0,23	0,19	98,23
OZeCr31	0,77	9,58	50,72	28,11	0,723	8,95	0,1	0,32	99,27
OZeCr08	0,04	20,47	46,02	16,21	0,534	15,01	0,117	0,32	98,72
OZeCr34	0,11	32,76	35,73	14,66	0,489	15,19	0,076	0,29	99,30
OZeCr21	0,70	20,24	40,66	21,1	0,541	15,79	0,219	0,17	99,42
OZeCr30	0,10	40,42	27,23	12,02	0,348	19,39	0,214	0,19	99,92
<b>Трубка Заполярная</b>									
ZpS11	0,04	5,02	63,72	17,13	0,85	12,32	0,06	0,26	99,40
ZpS13	0,04	5,41	64,64	16,36	0,76	12,66	0,08	0,38	100,33
ZpS14	0,04	4,29	62,01	21,20	0,73	10,68	0,11	0,24	99,31
ZpS16	0,07	12,48	55,19	18,33	0,67	12,62	0,10	0,28	99,73
ZpS18	0,08	4,45	62,55	17,91	0,69	13,33	0,10	0,32	99,42
ZpS19	0,08	9,10	59,17	18,17	0,69	13,05	0,07	0,22	100,56
ZpS21	0,09	12,85	55,24	17,19	0,66	13,40	0,08	0,25	99,76
ZpS29	0,44	18,51	34,74	32,59	0,59	12,04	0,09	0,43	99,43
<b>Трубка Комсомольская магнитная</b>									
KmMS01	2,72	1,13	57,60	29,21	0,51	8,32			99,49
KmMS05	0,02	5,37	63,23	16,95	0,28	12,41			98,26
KmMS07	1,75	5,55	58,98	19,67	0,33	11,68			97,96
KmMS11	0,05	5,82	65,25	16,40	0,30	12,66			100,49
KmMS14	0,91	14,22	51,21	19,78	0,26	13,59			99,96
KmMS15	3,36	4,94	59,33	18,58	0,31	12,98			99,50
KmMS17	0,22	8,59	58,51	21,23	0,32	10,72			99,58
<b>Накынское поле</b>									
<b>Трубка Нюрбинская</b>									
"145m19 "	0,32	5,34	63,70	19,10	0,24	10,24	0,09	0,39	99,43
"160m22 "	0,13	17,27	52,84	17,34	0,20	11,84	0,03	0,38	100,01
"145m18 "	0,30	12,62	51,80	23,63	0,20	10,92	0,11	0,38	99,97
"130m09 "	2,87	8,29	51,92	23,54	0,21	12,14	0,13	0,56	99,66
"130m10 "	0,48	22,72	45,56	17,53	0,20	13,36	0,09	0,26	99,67
"145m03 "	0,17	47,17	21,30	12,52	0,10	18,21	0,29	0,22	99,69
"175m06 "	1,38	8,75	58,66	17,46	0,26	12,04	0,10	0,33	99,94
<b>Трубка Ботубинская</b>									
5В	0,91	17,81	46,60	18,67	0,54	14,21	0,167	0,279	99,18
7В	0,28	18,81	42,38	24,44	0,58	12,82	0,150	0,202	99,66
11В	0,67	26,13	35,40	22,01	0,42	14,79	0,218	0,094	99,73
12В	0,20	5,19	62,98	19,16	0,74	10,97	0,025	0,233	99,49
13В	1,09	13,87	51,27	21,71	0,61	11,25	0,093	0,346	100,24
15В	0,22	5,68	63,16	18,01	0,81	11,33	0,043	0,168	99,42
22В	0,22	13,41	51,22	21,54	0,66	11,85	0,076	0,246	99,21

объясняться несколькими моделями. Наиболее вероятно присутствие здесь промежуточного очага плавления, возникшего, например, за счет легкоплавкого метасоматизированного пироксенитового горизонта затем

отделением нескольких порций расплава с просачиванием. Области ТР определений по шпинелям по конфигурации напоминают и перекрываются с полями, установленными по включениям в алмазы. По-видимому, большинство трубок поля должны быть алмазоносны. Для верхней части обычны слобоокисленные (близиабатические (на диаграммах)) тренды вокруг каналов подъема, которые сформированы ильменитами и шпинелидами вместе. В сравнительно больших трубках сами ильменитовые тренды не представлены. Для мелких характерны дискретные группы и, по-видимому, мелкие тела – метасоматические жилы.

## Накынское поле

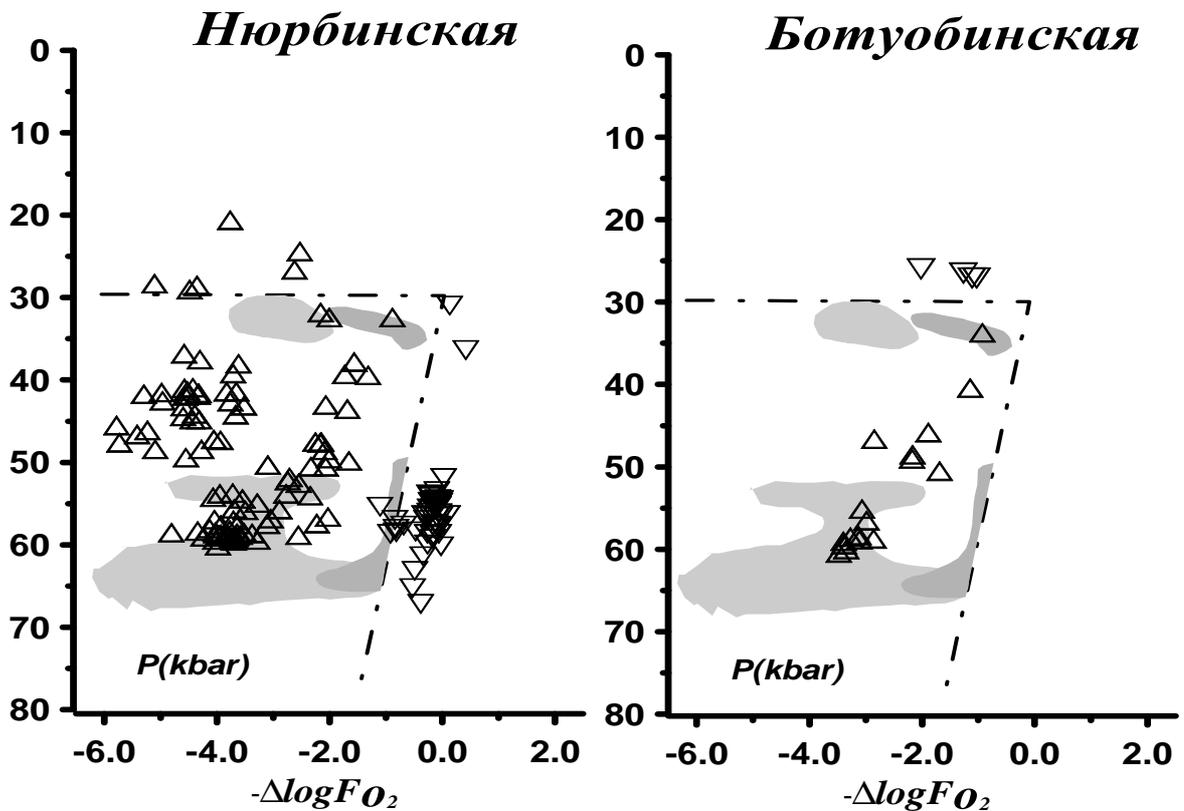


Рис. 5. Зависимости значений окислительного потенциала (Taylor et al , 1998, моно-минеральная корректировка Ashchepkov et al, 2005 ). от давления, определенного по мономинеральным версиям ильменитового (1) и шпинелевого оксибарометров (2) (Ashchepkov , 2005) для мантийных колон под кимберлитовыми трубками Накынского района.

Для Накынского района (рис. 5.) характерно разделение перидотитов одного уровня глубинности на дискретные по значениям  $fO_2$  группы. Наиболее окисленный тренд мог возникнуть под влиянием протокимберлитовых расплавов, а восстановленные перидотитовые шпинели в интервале 50-35 кбар могут отвечать первичным парагенезисам. Ильменитовый тренд для мантийной колонны под трубкой Нюрбинская ограничен глубинами 65-50 кбар, на уровне ~ 60 кбар более проявлено взаимодействие с перидотитовой мантией. Шпинели под тр. Нюрбинская

дают сквозной тренд (просачивание расплавов) в нижней части разреза, отвечающий алмазным ассоциациям.

## НАЛИЧИЕ ДВУХ И БОЛЕЕ ТИПОВ ИЛЬМЕНИТОВЫХ ТРЕНДОВ

Шпинелиды трубок Прианабарья демонстрируют тренды (рис. 6), похожие на Накынские, однако широкие тренды просачивания означают более масштабное взаимодействие, то, возможно, связано с влиянием

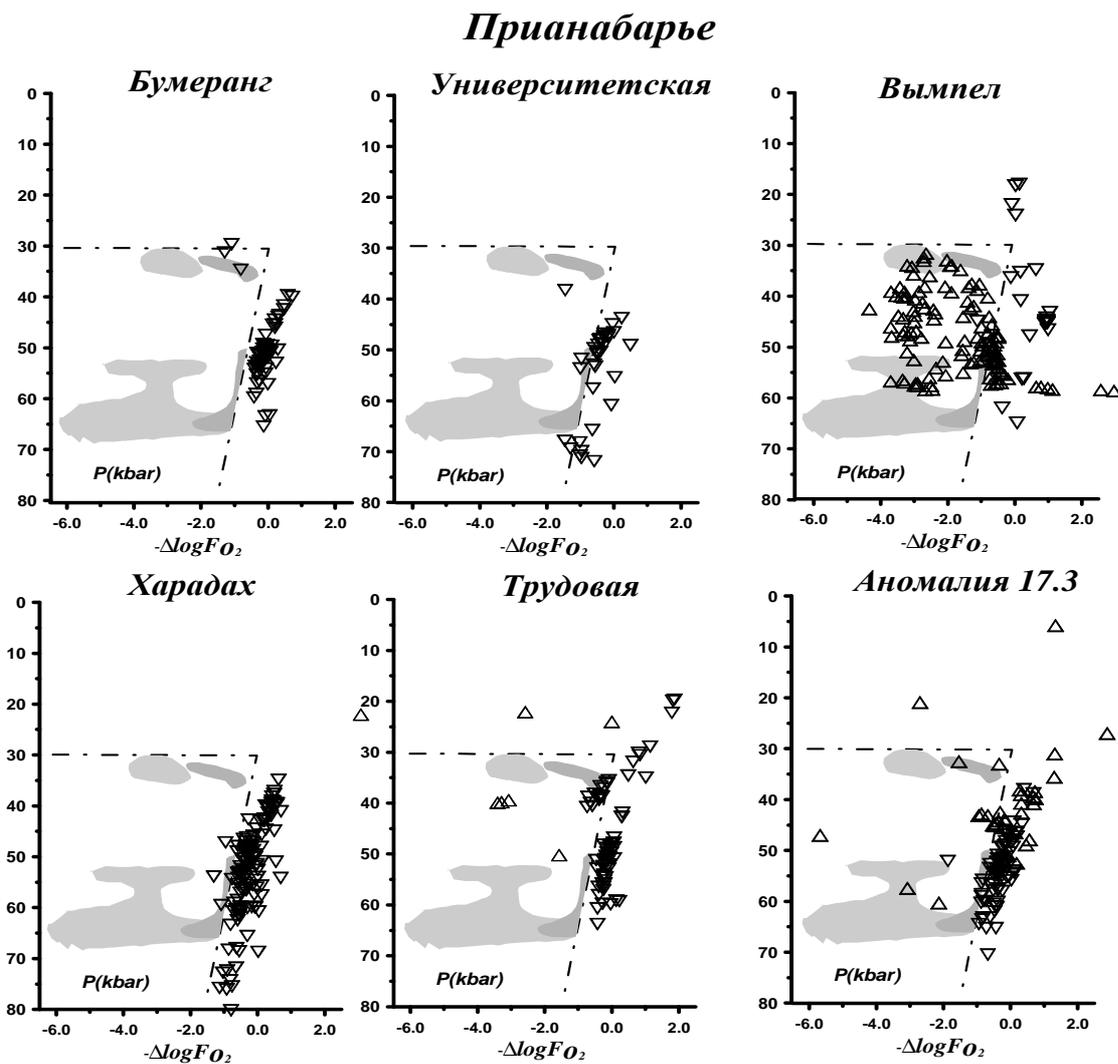


Рис. 6. Зависимости значений окислительного потенциала (Taylor et al , 1998, мономинеральная корректировка Ashchepkov et al, 2005 ) от давления, определенного по мономинеральным версиям ильменитового (1) и шпинелевого оксибарометров (2) (Ashchepkov, 2005) для мантийных колон под кимберлитовыми трубками Прианабарья.

плюмовых расплавов пермо – триассового возраста. Неистощенные парагенезисы для трубки Вымпел присутствуют в основной в верхней части разреза. Ильменитовые тренды разделяются в нижней части разреза на отдельные горизонты, которые соответствуют определениям по

перидотитовым минералам, последних в концентратах трубок немного из-за высокой степени истощения перидотитовой мантии в целом. Лишь для трубок аномалия 17.1, Трудовая, Харадах ильменитовые тренды более протяженны, но, тоже, состоят из четырех отдельных интервалов с разным наклоном, что говорит о присутствии разных по масштабу магмапроводников. Субвертикальные тренды с близкими значениями  $fO_2$  соответствуют просачиванию в крупных жильных системах, для них характерны близadiaбатические градиенты на TP диаграммах. Излом в верхних частях разрезов и формирование отдельных отрезков геотерм и трендов P- $fO_2$  диаграмм, совместно с определениями по ульвошпинелевым хромшпинелидам и ильменитам отвечают жильным системам гибридного типа, возникшим при внедрении мелких жил протокимберлитовых расплавов в перидотиты.

### **РЕКОНСТРУКЦИЯ ЖИЛЬНО- МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ПО ИЛЬМЕНИТАМ**

В одном из наиболее распространенных (сквозных) минералов в магматических ассоциациях континентальной мантийной литосферы является ильменит. Этот минерал типичным для карбонатитовых (и протокимберлитовых) расплавов, которые формировали каналы подъема магмы. Мегакристаллические [39, 41-42, 69] его образования в редких случаях образуют сростки с гранатами, и содержат вкрапленники рутила, циркона, апатита. Обнаружены желваки ильменита с поликристаллическими сростками в контактах с обогащенными Ti перидотитовыми ассоциациями. Мономинеральная ильменитовая термобарометрия дает положение в мантийных разрезах магматических пород и метасоматитов. Расчетные модели фракционирования по TRE в генерализованном виде отвечают отделению ильменита и оливина, однако флуктуации Cr, Ni, V, Al, также предполагают контаминацию и участие других минералов (граната, иногда пироксенов). Простые схемы строения и развития протокимберлитовых магматических систем можно строить на основе термобарометрии и расшифровки трендов главных компонентов.

Интервалы давлений, определенных по ильменитам, совпадают с интервалами, установленными по гранату и другим минералам. Ильменитовый тренд в мантийной колонне под трубкой Зарница, состоящий из 7 отрезков, выделяется резкими флуктуациями  $Cr_2O_3$  и характеризует полибарические очаги с локальными остановками и взаимодействием на границах раздела различных пластин, по-видимому, первичного субдукционного генезиса. Ильмениты из трубки Осенняя отличаются незакономерным поведением хромистости, что соответствует высокотемпературному взаимодействию разных по масштабу магматических систем с перидотитовой мантией на разных уровнях.

Мантийные разрезы трубок Мир и Дачная и ильменитовые тренды, которые трассируют практически всю мантийную колонну с пропусками, соответствующими слоистости перидотитов, близки, а ТР градиенты, наклонные в нижней и субвертикальные в верхней части мантии, предполагают наличие протяженных по вертикали магматических систем от основания литосферы до верхней границы мантии. В нижней части магматическая система температурно равновесна с перидотитами, а в верхней части ильменитовые породы, как и шпинелевые, становятся более высокотемпературными, чем обычные гранатовые перидотиты, особенно выше пироксенитовой линзы, образуя близадиабатический тренд. Ильменитовые определения для тр. Амакинская и Таежная ограничены по давлению 50 кбар и отвечают кондуктивному ТР градиенту, установленную по определениям для гранатов и клинопироксенов.

В Алакитском мантийном домене ильменитовые тренды трассируют мантийные магматические системы и отдельные уровни метасоматоза. Для трубки Айхал – это непрерывная система с постепенной эволюцией, под трубкой Юбилейная выделяются не менее четырех дискретных интервала до 25 кбар. Близко расположенная Озерная трубка, по ильменитам, имеет также несколько уровней с более широким температурным разбросом: от близадиабатического от 45 мв/м<sup>2</sup> до 40 кбар и геотермы SEA при 25 кбар, который совпадает с клинопироксеновыми и гранатовыми определениями. Степень взаимодействия с перидотитовым материалом, судя по увеличению хромистости, быстро растет, а количество расплава, из которого формировалась мегакристовая ассоциация, вероятно, меньше, чем для тр. Айхал, где хромистость повышается лишь ~ 40 кбар и выше. В мантийной колонне под трубками Сытыканская и Комсомольская магматические очаги, где кристаллизовался ильменит, существовали в нижней части мантийной колонны (до 40 кбар) на двух уровня, а небольшие участки ильменитового метасоматоза - выше.

По тренду ильменитов для трубки Деймос можно предположить полибарическую многоэтапную систему фракционирования протокимберлитовых расплавов и не менее пяти отдельных уровней, видимо протяженных по вертикали каналов фракционирования. Ильменитовые ТР определения ложатся на 3 разных геотермы, по-видимому, отражают разные этапы либо разные по размерам магматические очаги каналы кристаллизации ильменитов. Второй уровень, начиная с глубин 55 кбар, характеризуется активным взаимодействием с перидотитовой мантией, сопровождающейся ростом хромистости. Ильменитовый тренд для мелких трубок локализован, в основном, выше. Для трубки Интеркосмос он отражает полибарическую систему, которая завершается на границе гранатовой и шпинелевой фаций. В мантийной колонне под трубкой Малая основной очаг, скорее всего, находился на уровне 35 кбар.

По дискретно–непрерывным трендам ильменитов в мантии Прианабарья можно предположить развитие жильных метасоматитов или ильменитовых пироксенитов, иногда с гранатом, которые эволюционируют в системе каналов до уровня раздела нижней и верхней части мантийной колонны (40кар). Начиная с этих глубин, появляются марганцовистые разновидности, что, скорее всего, означает присутствие эклогитовых пластин и субдуцированных океанических осадков. Ильмениты Дюкенского поля, по сравнению с другими трубками, дают ограниченный по давлению промежуток фракционирования расплавов 55-40 кбар, который ближе к характеристикам многих трубок Верхнее-Мунского поля.

*Авторы выражают благодарность лаборатории микроанализа ОИГГ и М СО РАН за постоянную помощь в работе. Работа поддержана грантами РФФИ 06-05-64416, 05-05-64718. Сотрудникам ЦНИГРИИ АЛРОСА и Амакинской и Ботубинской экспедиций за предоставление коллекций и помощь в проведении экспедиционных работ*

#### Литература

1. **Arculus R.J.**, Oxidation status of the mantle: past and present. *Annu // Rev. Earth Planet. Sci.*, 1985, v. 13, pp. 75–95.
2. **Ashchepkov I.V., Vishnyakova E.V.**, Monomineral ilmenite thermo- and oxybarometry and it's application to reconstruction of magmatic systems and metasomatism within mantle columns of Siberian Platform // *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 8, 00921, 2006, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-00921 © European Geosciences Union 2006.
3. **Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Vladykin N.V., Dobretsov N.L., Rotman A.Y., Afanasiev V.P., Logvinova A.M., Kostrovitsky S.I., Karpenko M.A., Pokhilenko L.N., Kuligin S.S., Malygina L.V., Stegnitsky Yu.B., Vishnyakova E.V.**, Fife –mineral concerned Monomineral thermobarometry for the mantle columns layering beneath Siberian craton // *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 8, 08588, 2006, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-08588 © European Geosciences Union 2006.
4. **Ballhaus C.**, Redox states of lithospheric and asthenospheric mantle // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1993, v. 114, pp. 331–348.
5. **Canil D., O'Neill H.St.C., Pearson D.G., Rudnick R., McDonough W.F., Carswell D.A.**, Ferric iron in peridotites and mantle oxidation states // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, v. 123, pp. 205–220.
6. **Fedortchouk Y., Canil D.**, Intensive Variables in Kimberlite Magmas, Lac de Gras, Canada and Implications for Diamond Survival // *J. Petrology*, 2004, V. 45, N 9, pp. 1725–1745.
7. **Fedortchouk Y., Canil D., Carlson J.A.**, Oxygen Fugacity of Kimberlite Magmas and their Relationship to the Characteristics of Diamond Populations, Lac de Gras, N.W.T., Canada. // *Extended Abstracts of the 8International Kimberlite Conference*, 2003, FLA\_0098.
8. **McCammon C.A., Griffin W.L., Shee S.R., J'Neill H.S.C.**, Oxidation during metasomatism in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, South Africa: implications for the survival of diamond. // *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 2001, Vol. 141, N 3, P. 287-296.
9. **McCammon C.A., Chinn I.L., Gurney J.J., McCallum M.E.**, Ferric iron content of mineral inclusions in diamond from George Creek, Colorado determined using Mössbauer spectroscopy // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1998, v. 133, pp. 30–37.
10. **McCammon C.A., Kopylova M.G.**, A redox profile of the Slave mantle and oxygen fugacity control in the cratonic mantle // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2004, v. 148, pp. 55–68.
11. **O'Neill H.St.C., Rubie D.C., Canil D., Geiger C.A., Ross II C.R., Seifert F., Woodland A.**, Ferric iron in the upper mantle and transition zone assemblages: implications for relative oxygen

- fugacities in the mantle // *Evolution of the Earth and Planets*, 1993, *Geophys. Monogr.* 74, vol 14. IUGG, pp. 73–88.
12. **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 // *J. Petrol.*, 1987, v. 28, pp. 1169–1191.
  13. **Sobolev N.V., Kaminsky F.V., Griffin W.L., Yefimova E.S., Win T.T., Ryan C.G. & Botkunov A.I.**, Mineral inclusions in diamonds from the Sputnik kimberlite pipe, Yakutia. // *Lithos.*, 1997, V. 39, P. 135-157.
  14. **Sobolev V.N., McCammon C.A., Taylor L.A., Snyder G.A., Sobolev N.V.**, Precise Mössbauer milliprobe determination of ferric iron in rock-forming minerals and limitations of electron microprobe analysis // *Am. Mineral.*, 1999, v. 84, pp. 78–85.
  15. **Taylor W.L., Kamperman M., Hamilton R.**, New thermometer and oxygen fugacity sensor calibration for ilmenite and Cr-spinel-bearing peridotite assemblage // *7th IKS Extended abstracts.*, 1998, p. 891.
  16. **Wood B.J., Bryndzia L.T., Johnson K.E.**, Mantle oxidation state and its relation to tectonic environment // *Science*, 1990, v. 248, pp. 337–345.
  17. **Woodland A.B., Angel R.J.**, Phase relations in the system fayalite–magnetite at high pressures and temperatures // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2000, v. 139, pp. 734–747.
  18. **Wood B.J., Virgo D.**, Upper mantle oxidation state: ferric iron contents of lherzolite spinels by <sup>57</sup>Fe Mössbauer spectroscopy and resultant oxygen fugacities // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1989, v. 53, pp. 1277–1291.
  19. **Woodland A.B., Kornprobst J., Tabit A.**, Ferric iron in orogenic lherzolite massifs and controls of oxygen fugacity in the upper mantle // *Lithos.*, 2006, (in press).
  20. **Woodland A., Kornprobst J., Wood B.J.**, Oxygen thermobarometry of orogenic lherzolite massifs // *J. Petrol.*, 1992, v. 33, pp. 203–230.
  21. **Woodland A.B., Kornprobst J., McPherson E., Bodinier J.-L., Menzies M.A.**, Metasomatic interactions in the lithospheric mantle: petrologic evidence from the Lherz Massif, French Pyrenees // *Chem. Geol.*, 1996, v. 134, pp. 83–112.
  22. **Woodland A.B., Peltonen P.**, Ferric iron contents of garnet and clinopyroxene and estimated oxygen fugacities of peridotite xenoliths from the Eastern Finland Kimberlite Province // *P.H. Nixon, Volume Proc. 7th Kimberlite Conference. Redroof Publishers, Cape Town, SA*, 1999, pp. 904–911.
  23. **Кадик А.А. Соболев Н.В. Жаркова Е.В. Похиленко Н.П.**, Окислительно-восстановительные условия формирования алмазоносных перидотитовых ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) // *Геохимия*, 1989, № 8, С. 1120-1135.
  24. **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, 380, N 3, с.363-367.
  25. **Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Ефимова Э.С.**, Ксенолит катаклазированного алмазоносного дистенового эклогита из трубки "Удачная" (Якутия) // *Докл. АН СССР*, 1982, 266, N 1, с. 212-216.
  26. **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, 231, с.438-442.
  27. **Соболев Н.В.**, Глубинные включения кимберлитов и проблема состава верхней мантии. Новосибирск. Наука, 1974, 264 с.
  28. **Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Логвинова А.М., Суходольская О.В., Солодова Ю.П.**, Распространенность и состав минеральных включений в крупных алмазах Якутии // *Докл. РАН*, 2001, 376, N 3, с.382-386.
  29. **Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Ефимова Э.С.**, Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов // *Геол. и геофиз.*, 1984, N 12, с.63-80.
  30. **Специус З.В.; Митюхин С.И.; Иванов А.С.**, Первая находка ксенолита с алмазом в кимберлите трубки Ботуобинская (Накынское поле, Якутия) // *Докл. РАН*, 2003, Т. 390, N 5, С. 681-684.

## **Степень астеносферного влияния как один из определяющих факторов разнообразия кимберлитовых пород**

Саблуков С.М., Саблукова Л.И.

*ИНПК «РУСГЕО», Москва, Россия, e-mail: sablukoff@rambler.ru*

Детальное и всестороннее изучение всех позднедевонских вулканических проявлений Зимнебережного кимберлитового района (более 60 тел) позволило выявить закономерный, симметричный характер изменения особенностей их вещественного состава по площади района. Широкое разнообразие кимберлитовых пород района, вероятно, определяется полигенным и полифациальным строением мантии, что связано с внедрением в среднем-позднем девоне в древнюю «гомогенную» литосферную мантию астеносферного вещества в виде диапира или локального интрузива. Это привело к формированию в области магмогенерации кимберлитов сложного по строению и составу мантийного субстрата – как за счёт новообразованных пород астеносферного происхождения, так и за счёт разной степени метасоматического воздействия астеносферного интрузива на породы древней литосферы. Степень астеносферного влияния на мантийный субстрат, проявленная в минералогических характеристиках кимберлитов (присутствие пикроильменита), геохимических характеристиках (содержание Ti, Nb, Ta), Nd-Sr-изотопных характеристиках (приближение к значению BSE) является одним из основных, определяющих, классификационных признаков состава кимберлитовых пород. Наиболее эффективной и универсальной диаграммой для группировки разнообразных кимберлитовых пород по геохимическим признакам является диаграмма «Ta-Sc», которая одновременно учитывает как тип мантийного источника, так и степень дифференциации кимберлитовых расплавов.

### **ВВЕДЕНИЕ**

Кимберлитовые породы разных регионов Мира очень разнообразны по составу, причём это разнообразие с открытием новых объектов и с более детальным изучением давно известных объектов только увеличивается. Широкое разнообразие кимберлитовых пород по вещественному составу не укладывается в жёсткие рамки имеющейся классификации – разделения кимберлитов на группу 1 и группу 2 [23] и выделения в отдельную группу лампроитов. Возникла настоятельная потребность упорядочения всех разнообразных кимберлитовых пород, приведения их в закономерную систему, поскольку удобная и правильная классификация – это дополнительный инструмент для выяснения происхождения пород. Для этого необходимо выявить основные возможные причины изменения особенностей

состава кимберлитовых пород и характер процессов, приводящих к таким изменениям.

Для выявления причин, приводящих к широкому разнообразию кимберлитовых пород, важное значение может иметь рассмотрение особенностей всесторонне и детально изученного Зимнебережного кимберлитового района Архангельской алмазоносной провинции. Этот район характеризуется исключительно разнообразным по составу, но однотипным по формам проявления, сближенным и закономерно расположенным в пространстве, синхронным (позднедевонским) кимберлитовым вулканизмом. Кроме того, практически во всех магматических телах присутствуют глубинные минералы-спутники коэситовой субфации [18], и хотя бы единичные алмазы (по данным опробования производственных организаций), что может указывать на однотипную глубину заложения магматических очагов для кимберлитовых пород района. Подобная однородность многих характеристик вулканических проявлений Зимнего Берега при резком разнообразии их состава позволяет надеяться, что образование кимберлитовых пород связано с одним магматическим событием, а значит, позволяет рассчитывать на более благоприятные условия выяснения закономерностей развития этого события именно в Зимнебережном районе. Предполагается, что к наблюдающемуся в районе широкому разнообразию кимберлитовых пород привело смещение астеносферного и литосферного мантийного источника или «плюм-мантийное» взаимодействие [5,7]. Непосредственные результаты воздействия плюма на мантийные породы и связанное с этим воздействием развитие разнообразных по составу магматических проявлений района рассматривается в предлагаемой работе.

## **ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Кимберлитовый и родственный ему вулканизм Зимнего Берега детально и всесторонне (включая изотопные характеристики пород) изучен и охарактеризован в многочисленных публикациях [2,5,7,11,12,17 и многие, многие другие].

В данной работе рассматриваются закономерности изменения вещественного состава кимберлитового и родственного ему вулканизма Зимнего Берега, выявленные на основании обобщения и интерпретации материалов по детальному изучению геологии, петрографии, геохимии, глубинной минералогии всех (около 60-ти) магматических тел района, а также Nd-Sr-изотопного изучения 30-ти магматических тел всех разновидностей пород района.

Пространственно-временное единство и общность геологического строения вулканитов района позволяет предполагать и некоторую генетическую общность всех раннегерцинских вулканитов района, а значит,

позволяет рассматривать вулканический район в целом как «пространственно-временную развёртку эволюции мантийного очага» [1]. Выявление характера такой эволюции проводилось с помощью построения карт изолиний различных характеристик вещественного состава вулканитов на площади Зимнебережного района. Геохимические и изотопные исследования проводились преимущественно для включений автолитов, при построении карт изоконцентраций использовалось среднее арифметическое значение показателя для каждого магматического тела.

При построении модельных планов и разрезов строения верхней мантии района с размещением типов мантийных пород по вертикали и горизонтали предполагалось, что каждая вулканическая трубка является аналогом «природной скважины» и в составе своего глубинного материала отражает с той или иной степенью полноты и точности разрез «опробованных» мантийных пород, расположенных под этой трубкой [3]. Размещение типов мантийных пород по глубине производилось с учётом предполагаемой прямой зависимости: «давление образования минеральных парагенезисов мантийных ксенолитов = литостатическая нагрузка = глубина расположения пород» [3].

### **МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЗМА ЗИМНЕГО БЕРЕГА**

Комплексное изучение вулканических проявлений Зимнебережного района показало, что в районе присутствуют 2 контрастные группы (серии) кимберлитовых пород, резко различающиеся на «качественном» уровне по большинству характеристик вещественного состава, включая геохимию, изотопию, глубинную минералогию: глинозёмистая серия (*Al-серия*) и железо-титанистая серия (*Fe-Ti-серия*) [11,12] (рис. 1). Внутри каждой из этих серий кимберлитовые породы тоже различаются, но уже на «количественном» уровне. «Качественный» уровень различий вещественного состава обусловлен особенностями исходного мантийного субстрата, имеющего совершенно разный состав для кимберлитовых пород двух серий. «Количественный» уровень различий обусловлен особенностями дифференциации продуктов преобразования (степенью дезинтеграции и частичного плавления) исходного мантийного субстрата.

*Кимберлитовые породы Al-серии* образовались за счёт предельно геохимически «истощённого», гомогенного «дунитового» субстрата, что выражается в очень ограниченном, узком наборе реликтов мантийных пород в кимберлитах – это резко преобладающие хромшпинелевые дуниты, редкие гранатовые дуниты, очень редкие перидотиты, единичные пироксениты и эклогиты.

*Кимберлитовые породы Fe-Ti-серии* образовались за счёт гетерогенного «эклогит-перидотитового» мантийного субстрата «фертильного» типа, что выражается в очень широком наборе реликтов

мантейных пород в кимберлитах: это гранатовые перидотиты и пироксениты, ильменитовые, гранат-ильменитовые и гранат-рутиловые перидотиты, разнообразные эклогиты (групп А, В, С) и гроспидиты, а также клинопироксен-флогопитовые метасоматиты и разнообразные мегакристы (титанистый пироп, пироп-альмандин, оливин, ортопироксен, диопсид,

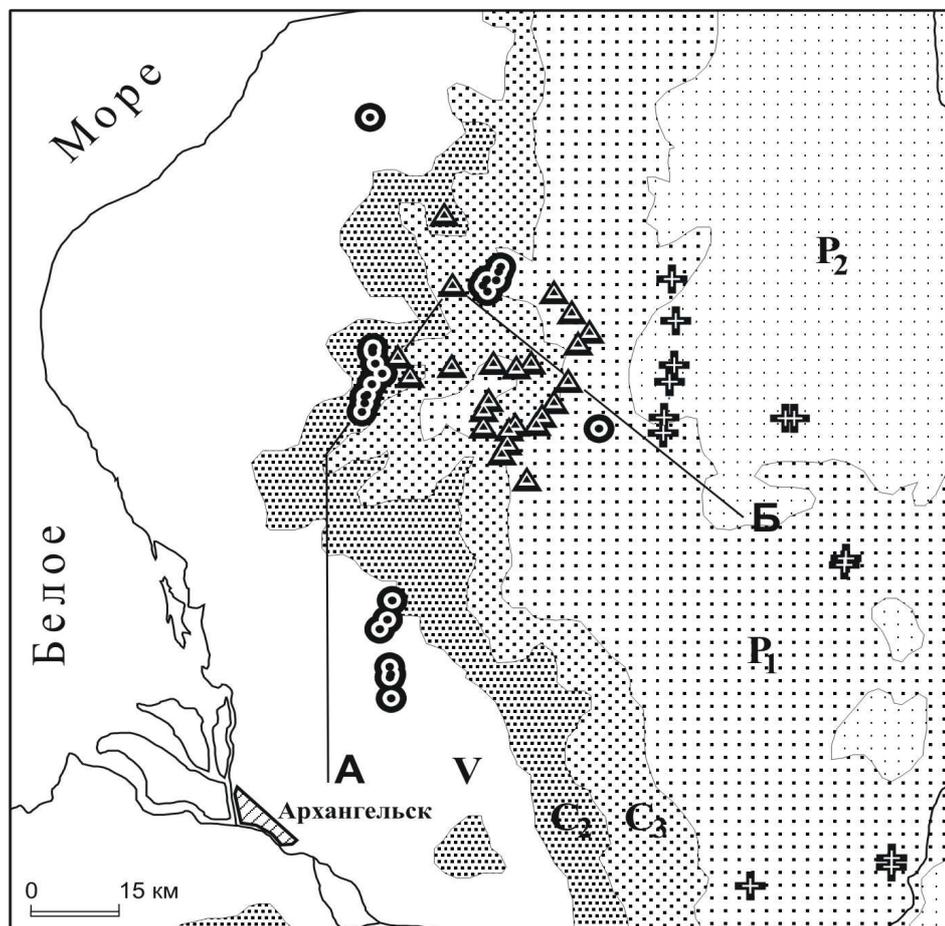


Рис. 1. Распределение разных типов позднедевонских вулканических пород в Зимнебережном кимберлитовом районе. Кимберлитовые породы: кружки - Al-серии, треугольники - Fe-Ti-серии; крестики - базальты. А-Б - линия разреза для рисунка 7.

флогопит, ильменит, рутил, омфацил-жадеит). В случае отсутствия мантейных ксенолитов в кимберлитовых породах Al-серии продукты мантейного материала проявлены в виде единичных зёрен хромшпинелида, реже хромдиопсида и пироба. В породах Fe-Ti-серии - в виде единичных зёрен пикроильменита, пироба, реже хромшпинелида, а чаще - титанистого хромшпинелида из основной массы пород.

Резкие различия проявлены между двумя сериями кимберлитовых пород и в геохимическом отношении: в породах Fe-Ti-серии резко повышено содержание некогерентных элементов, прежде всего и особенно Ti, Ta, Nb, а также Th, Hf. Это хорошо согласуется с широким развитием в материнском мантейном субстрате кимберлитовых пород Fe-Ti-серии пикроильменита - главного глубинного концентратора Ti, Ta и Nb.

Внутри каждой из двух серий кимберлитовые породы образуют

закономерные ряды по степени уменьшения ультраосновности от алмазоносных кимберлитов до мелилититов и пикритов, что проявляется в уменьшении содержания глубинного материала (макрокристов оливина и мантийных нодулей) от 50% объёма пород до исчезающее малых количеств, при одновременном увеличении содержания продуктов кристаллизации кимберлитового расплава (фенокристов оливина, мелилита, нефелина, флогопита, титанистого хромшпинелида и стекла). При этом закономерно изменяются и содержания когерентных элементов: уменьшаются содержания Ni, Cr, Co и магнезиальность пород, с одновременным увеличением содержания Al, Ga, Y, Na, Fe, V, Sc. Алмазоносность кимберлитовых пород каждой из кимберлитовых серий обусловлена степенью приближения их модального и химического состава к составу исходных алмазоносных гипербазитов плавящегося мантийного субстрата.

Породы глиноземистой серии образуют ряд от алмазоносных кимберлитов Золотицкого куста (месторождение им. Ломоносова) до киммелилититов (терминология [9]) и оливиновых мелилититов Верхотины, Суксомы, Чидвии и Ижмы. Породы железо-титанистой серии образуют ряд от алмазоносных кимберлитов месторождения им. Гриба и убого алмазоносных кимберлитов Пачуги до кимпикритов [9] и мелилитовых пикритов Шочи, Кепины, Сояны, Пачуги и Мегры. Карбонат-флогопитовые пикриты силла на р. Меле занимают в системе магматизма Зимнего Берега особое, промежуточное положение, обладая некоторым большим сходством с кимберлитовыми породами Al-серии.

По комплексу характеристик вещественного состава кимберлитовые породы Fe-Ti-серии Зимнего Берега аналогичны *петротипу кимберлитов группы 1 Южной Африки*, для которых предполагается астеносферный мантийный источник. Астеносферное влияние проявлено в минералогических характеристиках кимберлитовых пород Fe-Ti-серии (присутствие пикроильменита, «неистощённых» перидотитов и мегакристов), геохимических характеристиках (высокие содержание Fe, Ti, Nb, Ta), Nd-Sr-изотопных характеристиках (приближение к значению BSE) [6]. Кимберлитовые породы Al-серии по некоторым признакам приближаются к *петротипу кимберлитов группы 2 Южной Африки*, для которых предполагается древний литосферный мантийный источник. В то же время кимберлитовые породы Al-серии Зимнего Берега, возможно, более подходят на роль «петротипа» кимберлитов литосферного происхождения (какое бы название им не присваивать, каким бы термином их не обозначать). Они более геохимически истощены, более контрастны по вещественному составу по отношению к астеносферным кимберлитам группы 1 (и кимберлитовым породам Fe-Ti-серии Зимнего Берега), чем кимберлиты группы 2 Южной Африки, и образовались из предельно геохимически деплетированного мантийного субстрата. В то же время *петротипом* геохимически истощённой *«деплетированной» литосферной мантии* может служить

гомогенный “дунитовый” субстрат Зимнебережного района [14], а его геохимические характеристики, рассчитанные как средние значения состава ксенолитов наиболее распространённых мантийных пород из кимберлитов Золотицкого куста, могут иметь важное петрологическое значение наряду со средним составом “*примитивной мантии*”.

Для группировки по геохимическим признакам кимберлитовых пород по сериям (группам, типам) и для выделения разновидностей кимберлитовых пород внутри выделенных серий наиболее эффективной и универсальной диаграммой является диаграмма «Ta-Sc» (рис. 2), которая одновременно учитывает как геохимический тип мантийного источника, так и степень дифференциации (и ультраосновности) кимберлитовых расплавов. Поскольку содержание Ta отражает степень астеносферного влияния на мантийный источник, а содержание Sc отражает степень ультраосновности кимберлитовой породы.

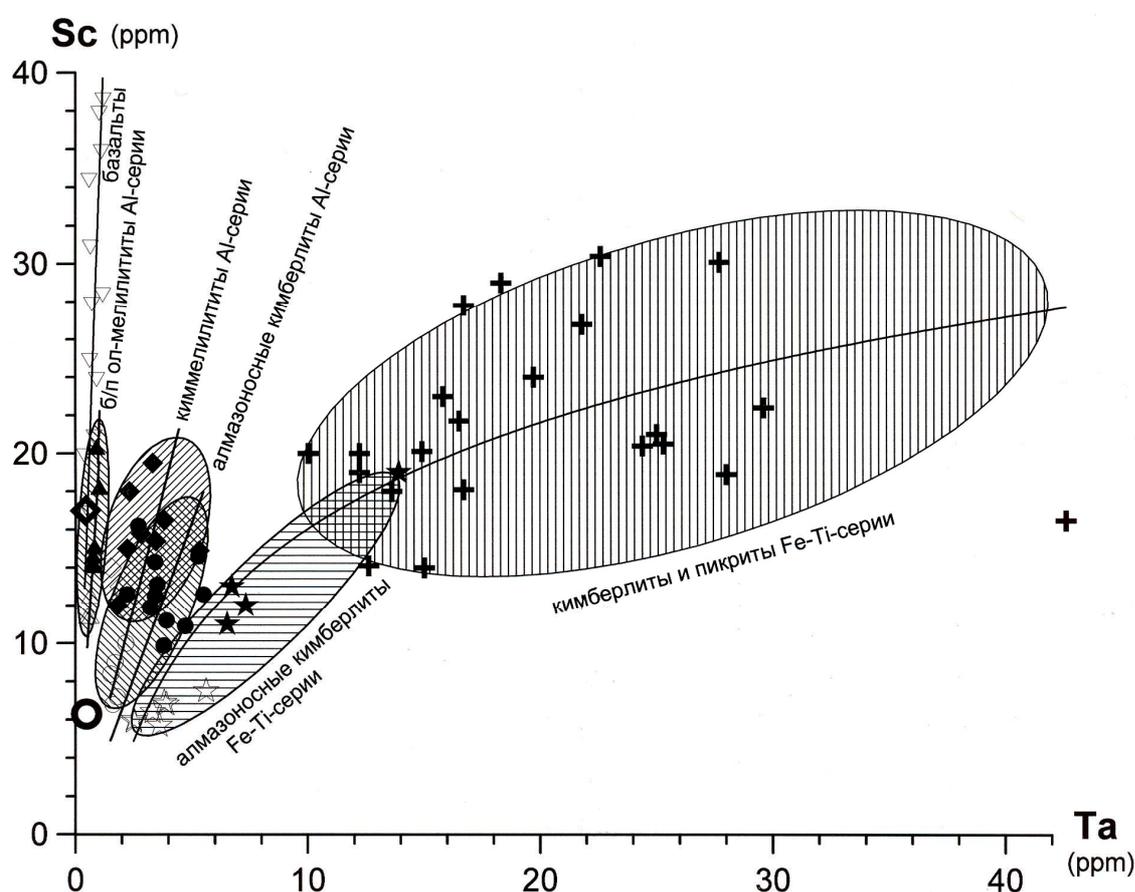


Рис. 2. Особенности состава вулканических пород Зимнего Берега в координатах Ta-Sc. Для кимберлитовых пород: заливные значки – автолиты или породы эффузивного облика, незаливные значки – туффзиты. Линиями показаны тренды изменения составов разных типов вулканических пород. Ромб - средний состав «примитивной мантии» [19], круг - средний состав «деплетированной мантии» [14].

При отборе материала для геохимических исследований используются только автолиты и вал пород, содержащих не более 5% ксеногенного материала. В таком случае состав вала пород показывает на степень

«насыщенности» породы реликтами глубинного мантийного материала (прежде всего макрокристами оливина), а состав автолитов – на характер и степень дифференциации кимберлитовых расплавов. Именно такая пара: «автолит – безксенолитовая порода в целом» позволяет получать максимальную *геохимическую* информацию о кимберлитовой породе, в то же время для *изотопных* исследований можно использовать только автолиты или породы эффузивного облика.

На диаграмме «Ta-Sc» кимберлитовые породы Fe-Ti-серии резко выделяются высоким содержанием Ta в автолитах (10-40 ppm), причём закономерных различий между кимберлитами, кимпикритами и пикритами по этому показателю не отмечается. Минимальные содержания Ta (8,6 ppm для автолитов и 3,3 ppm для туффизитов кимберлитов) отмечаются для алмазоносной трубки им. Гриба, которая характеризуется максимально высокой степенью ультраосновности среди кимберлитовых пород Fe-Ti-серии района.

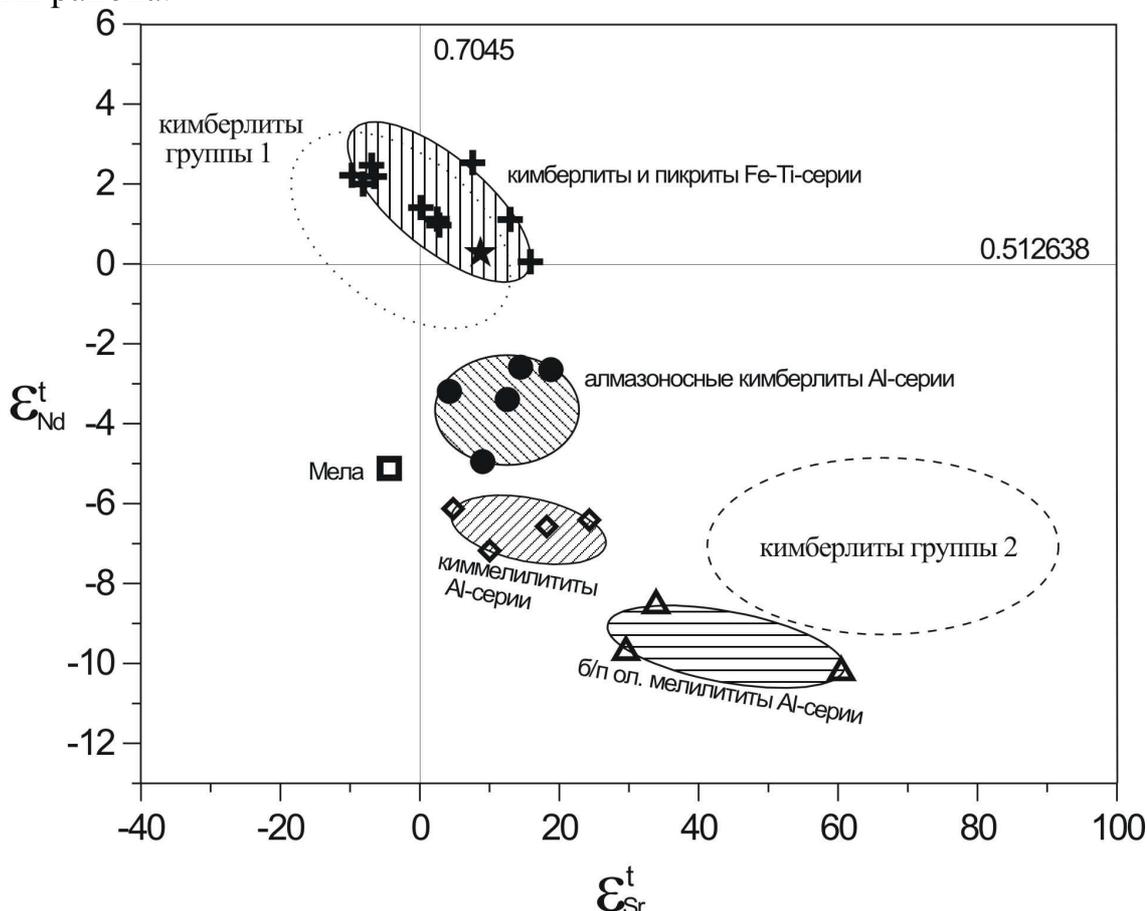


Рис. 3. Изотопный состав Sr и Nd вулканических пород Зимнего Берега. Звёздочка – трубка им. Гриба. Все данные скорректированы на возраст внедрения - 370 млн.лет.

Кимберлитовые породы Al-серии отличаются пониженными содержаниями Ta (менее 5 ppm), причём в направлении: кимберлиты – киммелилититы – беспироксеновые оливиновые мелилититы содержание Ta закономерно уменьшается от 3-5 ppm до 2-3 ppm и до 0,5-1 ppm,

соответственно. В этом же направлении увеличивается содержание Sc, от 8 до 21 ppm.

Тренды изменения составов всех типов кимберлитовых пород, даже *геохимически обогащённых* кимберлитовых пород железо-титанистой серии, начинаются именно из области рассчитанного среднего состава “деплетированной” мантии, а не из области среднего состава “примитивной” (или “фертильной”) мантии. Наиболее похожими между собой являются туффзиты кимберлитов месторождений им. Ломоносова и им. Гриба, насыщенные раздробленным мантийным материалом, они наиболее близки по составу к мантийным перидотитам.

При рассмотрении Nd-Sr-изотопных характеристик на диаграмме eSr-eNd проявляется похожая картина (рис. 3): разнообразные кимберлитовые породы Fe-Ti-серии вне зависимости от степени ультраосновности (и кимберлиты, и кимпикриты, и пикриты) характеризуются примерно одинаковыми, близкими по величине к BSE параметрами (что типично для астеносферной мантии и было отмечено ранее [5,7]). В то же время кимберлитовые породы Al-серии образуют чёткий закономерный ряд по изменению Nd-Sr-изотопных характеристик в области древней обогащённой литосферной мантии: от алмазонасных кимберлитов месторождения им Ломоносова (eNd = от -2,5 до -4,9; eSr = от +4,2 до +18,8) до мелилититов Ижмы и Суксома (eNd = от -8,6 до -10,2; eSr = от +29,6 до +60,5).

Таким образом, по характеру распределения некоторых наиболее ярких изотопных и геохимических параметров кимберлитовые породы Fe-Ti-серии образуют достаточно однородную группу (вне зависимости от степени ультраосновности пород), в то время как для кимберлитовых пород Al-серии отмечается закономерное и согласованное изменение характеристик вещественного состава, в том числе и соотношения Ta-Sc, и Nd-Sr-изотопных параметров.

Рассмотрение пространственного расположения по площади Зимнебережного района кимберлитовых пород с различными параметрами вещественного состава позволяет сделать предположение об одной из возможных причин наблюдающегося разнообразия кимберлитовых пород района.

Зависимость особенностей вещественного  
состава кимберлитовых пород от их  
пространственного расположения

Закономерная картина распределения по площади Зимнебережного района различных характеристик вещественного состава вулканических пород подтверждает их в какой-то степени генетическое единство [12]. Так, наиболее чёткий закономерный характер с элементами симметрии

центрального типа имеет распределение по площади района содержания титана и тантала в автолитах вулканических пород (рис. 4). Тантал является индикатором присутствия в глубинном субстрате ильменитовых гипербазитов, так как пикроильменит является основным глубинным минералом-концентратором тантала в кимберлитах [4]. Изолинии содержания тантала на площади Зимнего Берега образуют четкий концентрический рисунок, наибольшие концентрации тантала отмечаются в центральной части района, наименьшие - по периферии. Это очень хорошо

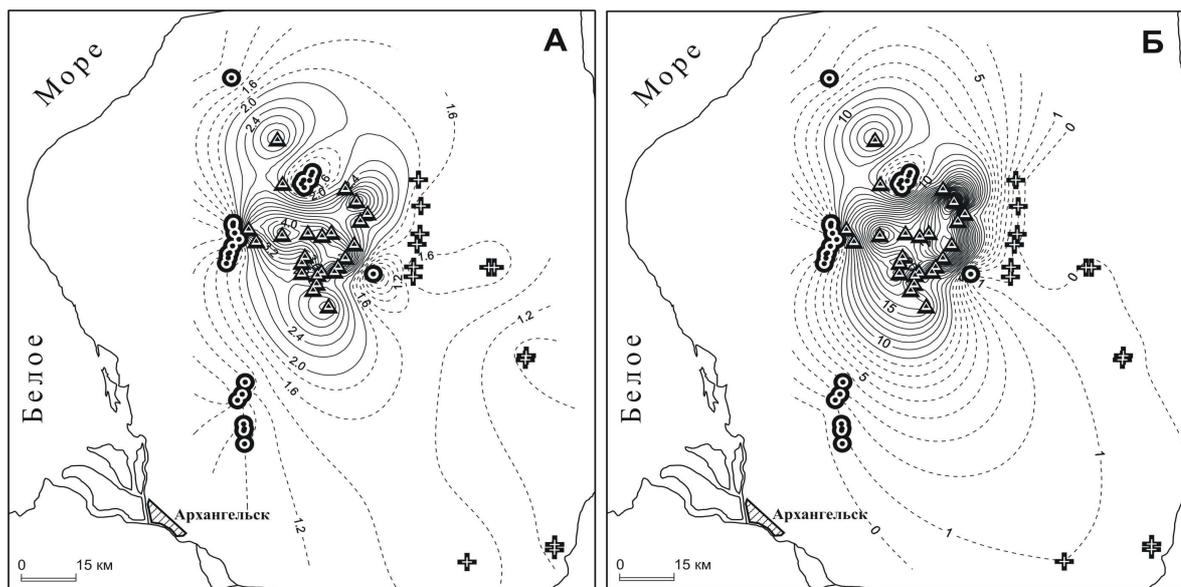


Рис. 4. Изолинии распределения (А)  $\text{TiO}_2$  (через 0.2 мас.%) и (Б) тантала (через 1 ppm) в автолитах из вулканических пород Зимнебережного района.

согласуется с минералогическими особенностями вулканических пород: в центральной части района развиты ильменитсодержащие кимберлитовые породы Fe-Ti-серии, а по периферии – безильменитовые породы Al-серии и базальты. При этом закономерное изменение содержания титана и тантала отмечается и для пород Al-серии по мере удаления от центральной части района к его периферии: от кимберлитов Золотицкого куста через киммелилититы Чидвии к мелилититам Ижмы содержание Ta закономерно уменьшается от 3-5 ppm до 2-3 ppm и до 0,7-1 ppm, соответственно.

Аналогичный вид, с элементами симметрии центрального типа имеет характер распределения по площади района Nd-изотопных характеристик вулканических пород: и  $e\text{Nd}$ , и модельных возрастов мантийного источника по отношению к деплетированной мантии ( $T_{(\text{Nd})\text{DM}}$ ) и однородному хондритовому резервуару ( $T_{(\text{Nd})\text{CHUR}}$ ).

$e\text{Nd}$  от обычных для слабо деплетированной мантии и BSE значений в центральной части района (рис. 5), в зоне развития кимберлитовых пород Fe-Ti-серии (от +0,1 до +2,5) изменяется до величин, характерных для слабо обогащённой мантии у кимберлитов Al-серии Золотицкого куста (от -2,6 до -4,9), киммелилититов Чидвии и Верхотины (от -6,1 до -7,2) и до значений

обычных для обогащённой литосферной мантии у мелилититов Ижмы и Суксомы (от -8,6 до -10,2).

Согласованно с  $\epsilon Nd$  меняется и  $\epsilon Sr$  (хотя в этом случае большее влияние оказывает изменённость анализируемых пород): от отрицательных и слабо положительных значений в центральной части района (рис. 5), в зоне развития кимберлитовых пород Fe-Ti-серии (от -9,7 до +15,8) до величин слабо обогащённой мантии у кимберлитов Al-серии Золотицкого куста (от +4,2 до +18,8), киммелилититов Чидвии и Верхотины (от +4,8 до +24,3) и до значений обычных для обогащённой литосферной мантии у мелилититов Ижмы и Суксомы (от +29,6 до +60,5).

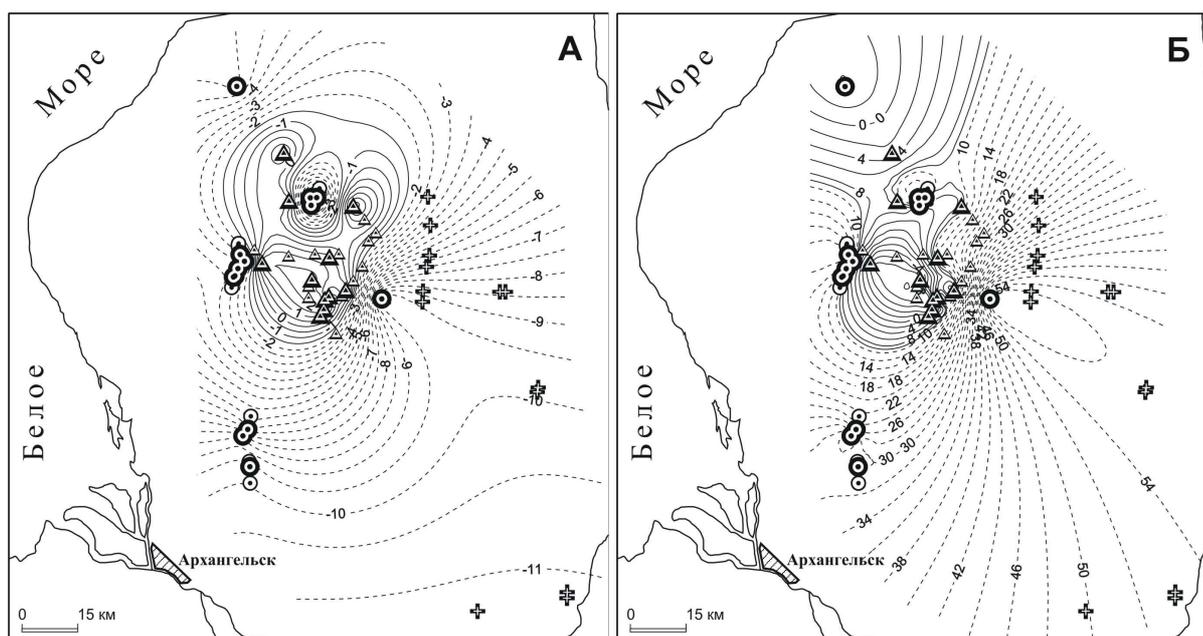


Рис. 5. Изолинии распределения (А)  $\epsilon Nd$  и (Б)  $\epsilon Sr$  в автолитах из кимберлитовых пород Зимнебережного района.

Так же закономерно и в той же последовательности изменяется модельный возраст мантийного источника по отношению к деплетированной мантии ( $T_{Nd}(DM)$ ) (рис. 6). Наименьший модельный возраст отмечается для кимберлитовых пород Fe-Ti-серии в центральной части района (среднее – 850 млн. лет), более древний - у кимберлитов Al-серии Золотицкого куста (1250 млн. лет), киммелилититов Чидвии и Верхотины (1520 млн. лет) и самый древний у мелилититов Ижмы и Суксомы (2110 млн. лет). Аналогично меняется и модельный возраст мантийного источника по отношению к хондритовому резервуару ( $T_{(Nd)}CHUR$ ), но с омоложением примерно на 500 млн. лет.

### Обсуждение результатов

Распределение по площади района характеристик вещественного состава разнообразных кимберлитовых пород имеет удивительно закономерный, симметричный и согласованный характер. Кимберлитовые

породы Fe-Ti-серии, развитые в центральной части Зимнебережного района, имеют минералогические, геохимические и Nd-Sr-изотопные характеристики, позволяющие предполагать их астеносферное происхождение (широкое развитие пикроильменита, высокие содержания Ti, Nb, Ta, Nd-Sr-изотопные характеристики, близкие к параметрам BSE). По периферии Зимнебережного района развиты разнообразные кимберлитовые

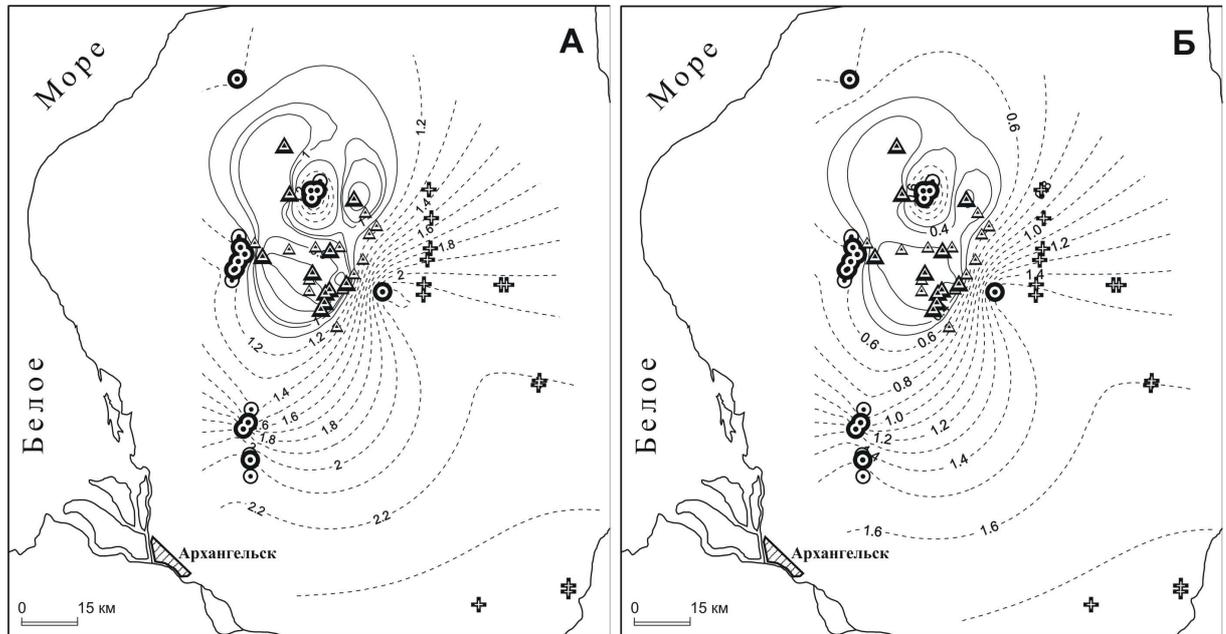


Рис. 6. Изолинии распределения модельных возрастов (в млрд. лет) кимберлитовых пород Зимнебережного района: А - по отношению к деплетированной мантии ( $T_{(ND)DM}$ ) и Б - по отношению к однородному хондритовому резервуару ( $T_{(ND)CHUR}$ ).

породы Al-серии, источником которых, как предполагается, была древняя обогащённая литосферная мантия [5,7]. Вещественный состав кимберлитовых пород Al-серии закономерно меняется от периферии района к его центральной части. В этом направлении постепенно увеличивается содержание в породах Ti, Nb, Ta; Nd-Sr-изотопные характеристики постепенно (центростремительно) приближаются к параметрам BSE, постепенно омолаживается модельный возраст обогащения мантийного источника относительно хондритового резервуара – от 1480 до 650 млн. лет. При этом возраст внедрения всех вулканических тел Зимнего Берега по полеофлористическим данным (и единичным радиогеохронологическим данным) примерно одинаковый [10,12] – поздний девон (360-374 млн. лет), что в целом близко модельному возрасту обогащения мантийного источника относительно хондритового резервуара для кимберлитовых пород Fe-Ti-серии Зимнего Берега.

Интересно отметить практически полное совпадение возраста внедрения трубки им. Гриба, определённого по полеофлористическим данным (поздний девон: 360-374 млн. лет) и изотопным характеристикам (Rb-Sr: 372 +/- 8 млн. лет) с Nd-модельным возрастом обогащения мантийного источника кимберлитов этой трубки ( $T_{Nd(CHUR)} = 351$  млн. лет), а также с

непосредственным возрастом пород мантийных метасоматических клинопироксен-флогопитовых ксенолитов этой трубки (Rb-Sr: 372-385 млн. лет) и возрастом гранат-ильменитового клинопироксенита из зоны

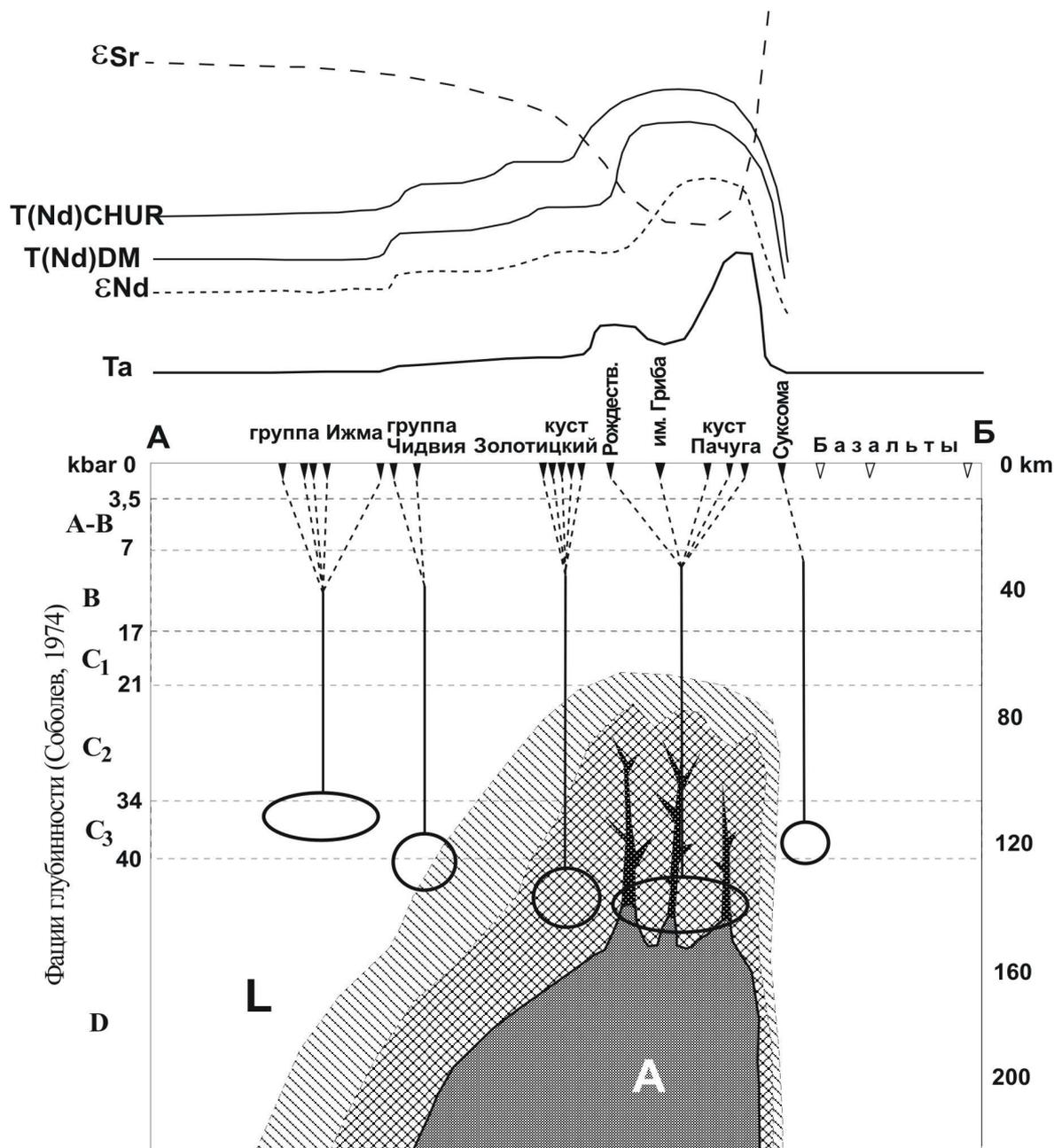


Рис. 7. Модельный разрез верхней мантии Зимнебережного района по линии А-Б (см. рис. 1). Различная штриховка – зоны различной интенсивности метасоматического воздействия астеносферного интрузива (А) на литосферную мантию (L). Овалы – области магмогенерации для разных типов вулканических пород. Вверху – характер изменения некоторых изотопно-геохимических характеристик вулканических пород Зимнебережного района по линии А-Б.

«скарноида» - горячего контакта с гранатовым лерцолитом (Rb-Sr: 361 млн. лет). Это указывает на то, что обогащение лёгкими РЗЭ мантийного источника, образование ильменитсодержащих ультраосновных пород и калиевых метасоматитов мантийного субстрата, а также внедрение

кимберлитов трубки им. Гриба были почти синхронными (в геологическом масштабе) и взаимосвязанными событиями. Вероятно, образование трубки им. Гриба и других кимберлитов Fe-Ti-серии района обусловлено внедрением в литосферную мантию в среднем-позднем девоне астеносферного диапира (интрузива). Этот интрузив имел достаточно локальное развитие (десятки километров в диаметре), возможно, частично тектонические контакты, но мог формировать вокруг себя обширные зоны в разной степени переработанных, метасоматизированных пород литосферной мантии, за счёт которых и могли образоваться разнообразные кимберлитовые породы Al-серии района. Постепенное метасоматическое преобразование мантийных пород вплоть до практически полного замещения обычных гранатовых перидотитов гранат-ильменитовыми перидотитами отмечается в мантийных ксенолитах трубки им. Гриба [15].

Изменение модельных возрастов обогащения мантийного источника для разных типов кимберлитовых пород Al-серии района (их «центростремительное омоложение») может являться не следствием разновремених событий обогащения, а следствием постепенного изменения изотопного состава Nd под воздействием молодого астеносферного диапира (интрузива). В соответствии с этим постепенным изменением постепенно меняется и рассчитанный модельный возраст обогащения мантийного источника, что вероятно может оказаться артефактом. Метасоматическая «пропарка» астеносферным диапиром окружающих пород литосферной мантии могла приводить к постепенно уменьшающейся (по мере удаления от контакта с диапиром) степени изменения их геохимических и изотопных характеристик, а значит к изменению геохимических и изотопных характеристик образующихся за счёт их плавления кимберлитов. Модельный разрез верхней мантии Зимнебережного района по линии А-Б показан на рис. 7. Вероятно, именно степень астеносферного воздействия на древнюю литосферную мантию, приводящая к усложнению строения и состава мантийных пород в области магмогенерации кимберлитовых расплавов, является одним из основных факторов разнообразия кимберлитовых пород на Зимнем Берегу и в других регионах Мира.

В других районах средне-позднедевонского мелилитит-кимберлитового вулканизма Севера Русской платформы астеносферное влияние на мантийный субстрат проявлено совершенно по-разному и менее отчётливо. В максимальной степени оно проявлено в *Умбинском районе* Среднего Тимана, где кимберлиты и киммелилититы отличаются присутствием пикроильменита, высоким содержанием Ti, Nb, Ta и K, а также Nd-Sr-изотопными характеристиками, близкими к BSE. Модельный возраст пород трубки Средненская  $T_{Nd}(CHUR) = 355$  млн. лет, то есть такой же, как у кимберлитов трубки Гриба (351 млн. лет) и других кимберлитовых пород Fe-Ti-серии Зимнего Берега. В кимберлитах и мелилититах *Терского Берега* Кольского п-ва астеносферное влияние проявлено слабее: пикроильменит не

обнаружен, однако эти породы характеризуются повышенными содержаниями Ti, Nb, Ta и K, а также Nd-Sr-изотопными характеристиками, близкими к BSE (за исключением повышенной доли радиогенного Sr в мелилититах). В Нёнокском районе Онежского полуострова астеносферное влияние на исходный (материнский) для мелилититов мантийный субстрат не фиксируется практически ни в какой форме. Породы очень сильно истощены некогерентными элементами (в том числе HFSE - Ti, Ta, Nb), обогащены в изотопном отношении и по геохимическим и Nd-Sr-изотопным характеристикам очень близки беспироксеновым оливиновым мелилититам Ижмы и Суксома Зимнего Берега.

### Выводы

Гетерогенный «эклогит-перидотитовый» мантийный субстрат, развитый в центральной части Зимнебережного района, образован гранатовыми перидотитами и клинопироксенитами, ильменитовыми перидотитами и клинопироксен-флогопитовыми метасоматитами, то есть является геохимически неистощённым, «фертильным», что может свидетельствовать о его астеносферном происхождении. За счёт этого типа субстрата образовались кимберлитовые породы Fe-Ti-серии, аналоги астеносферных кимберлитов группы 1 Южной Африки. Гомогенный «дунитовый» субстрат, развитый по периферии Зимнебережного района, образован преимущественно хромшпинелевыми дунитами и является предельно геохимически истощённым, «деплетированным», что свидетельствует о его вероятной принадлежности к древней геохимически истощённой литосферной мантии. Разнообразные кимберлитовые породы Al-серии, образовавшиеся за счёт «дунитового» субстрата, характеризуются закономерным изменением характеристик вещественного состава в зависимости от своего пространственного расположения. По мере приближения к области развития «эклогит-перидотитового» субстрата в последовательности: беспироксеновые оливиновые мелилититы (*Ижма, Суксома и др.*) – киммелилититы и флогопитовые киммелилититы (*Чидвия, Верхотинские трубки*) – кимберлиты (*трубки Золотицкого куста*) в кимберлитовых породах Al-серии закономерно увеличивается содержание Ti, Nb, Ta, K, увеличивается содержание флогопита, а Nd-Sr-изотопные характеристики пород от значений, характерных для изотопно-обогащённого литосферного источника постепенно приближаются к значениям, характерным для BSE. Подобное явление вероятно, можно объяснить постепенным усилением степени воздействия внедрившегося астеносферного интрузива на окружающие породы литосферной мантии по мере приближения к зоне контакта. Степень астеносферного влияния на мантийный субстрат, проявленная в минералогических характеристиках кимберлитов (присутствие пикроильменита), геохимических

характеристиках (содержание Ti, Nb, Ta), Nd-Sr-изотопных характеристиках (приближение к значению BSE) является одним из главных, определяющих, классификационных признаков состава кимберлитовых пород.

Представляется вероятным, что основным фактором, обеспечивающим разнообразные, «промежуточные» между двумя петротипами кимберлитов изотопно-геохимические характеристики кимберлитовых пород является не непосредственное смешивание вещества двух (или более) мантийных источников разного типа, а в разной степени проявленное инфильтрационное и (или) диффузионное (магматическое и (или) метасоматическое) воздействие «активного» астеносферного мантийного источника на «пассивный» литосферный мантийный субстрат. Этот процесс может приводить к формированию очень сложного по строению и разнообразного по составу мантийного субстрата – как за счёт новообразованных пород астеносферного происхождения, так и за счёт разной степени метасоматического воздействия астеносферного интрузива на породы древней литосферы. Широкое разнообразие кимберлитовых пород, вероятно, в основном и определяется гетерогенным строением мантии в области магмогенерации кимберлитов.

Рассмотрение всех возможных характеристик всех магматических тел изучаемого вулканического района позволяет выявлять разнообразные взаимосвязанные очень интересные, неочевидные и даже неожиданные закономерности.

#### литература

1. Ваганов В.И., Варламов В.А., Фельдман А.А. (1987) Принципы оконтуривания кимберлитовых полей // Труды ЦНИГРИ, Вып.218, с.3-10
1. 2. Гаранин В.К. (1991) Минералогическая зональность кимберлитов // Известия ВУЗ, Геология и разведка, №9, с.38-49
2. Добрецов Н.Л. (1980) Введение в глобальную петрологию // Новосибирск, Наука, Сибирское отделение, 200 с.
3. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В. (1978) Геохимия кимберлитов // Москва, Недра, 352 с.
4. Кононова В.А., Левский Л.К., Первов В.А., Овчинникова Г.В., Богатиков О.А. (2002) Pb-Sr-Nd изотопные характеристики мантийных источников калиевых ультрабазитов и базитов Севера Восточно-Европейской платформы // Петрология, том 10, №5, с. 493-509
5. Лазько Е.Е. (1979) Геохимия кимберлитов // Москва, Недра, с.192
6. Махоткин И.Л., Журавлёв Д.З. (1993) Изотопный состав Sr- и Nd-алмазоносных кимберлитов и мелилититов Архангельского региона // Доклады РАН, Т.332, № 4, с.491-495
7. Маракушев А.А. (1984) Нодули перидотитов в кимберлитах и базальтах как показатели глубинного строения литосферы // Доклады 27-го МГК, Петрология, Секция С.09, Т.9, Москва, Наука, с.153-161
8. Милашев В.А. (1974) Кимберлитовые провинции // Труды НИИГА, Т.176., Ленинград, Недра, 1974, 236 с.

9. **Саблуков С.М.** (1987) О возрасте трубок взрыва ультраосновных пород // Труды ЦНИГРИ, Вып.218, с.24-27
10. **Саблуков С.М.** (1990) О петрохимических сериях кимберлитовых пород // Доклады АН СССР, Т.313, N 4, с.935-939
11. **Саблуков С.М.** (1995) Вулканизм Зимнего Берега и петрологические критерии алмазности кимберлитов: Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Москва, ЦНИГРИ, 24с.
12. **Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В.** (2000) Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района (Архангельская алмазоносная провинция) // Петрология, Т.2, No 5, с.525-554.
13. **Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Веричев Е.М.** (2002) Типы мантийного субстрата Зимнебережного района в связи с формированием кимберлитов с округлыми и плоскогранными алмазами (Архангельская алмазоносная провинция) // Труды II Международного Семинара «Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов» (г. Владивосток). Изд. Института геохимии им. А.П. Виноградова РАН, Иркутск, с. 134-149
14. **Саблукова Л.И., Саблуков С.М., Веричев Е.М., Головин Н.Н.** (2003) Петрография и химия минералов мантийных ксенолитов и ксенокристов из кимберлитов трубки им. В. Гриба, Зимний Берег, Россия // Труды III Международного Семинара «Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма» (г. Хабаровск). Изд. Института географии РАН, Иркутск, с. 159-187
15. **Саблукова Л.И., Саблуков С.М.** (2005) Реконструкция строения мантийного субстрата Зимнебережного алмазоносного района по особенностям мантийных ксенолитов и вещественному составу вулканических пород // Региональная геология и металлогения, N 26, с. 94-102
16. **Синицын А.В., Дауев Ю.М., Гриб В.П.** (1992) Структурное положение и продуктивность кимберлитов Архангельской провинции // Геология и Геофизика, №10, с.74-83
17. **Соболев Н.В.** (1974) Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии // Новосибирск: Наука, 264 с.
18. **Jagoutz, T., Palme, H., Baddenhausen, H. et al.** (1979) The abundance's and trace elements in the earth mantle as derived from primitive ultramafic nodules.// Proc. X Lunar Planet. Sci. Conf., pp. 2031-2050.
19. **McDonough W.F., Sun S.** (1995) The composition of the Earth // Chemical Geology, v.120, pp. 223-253.
20. **Sablukov S.M.** (1995) Petrochemical series of kimberlite rocks of Arkhangelsk Province // 6th IGC, Russia, Novosibirsk, Extended Abstracts, pp. 481-483.
21. **Sablukova L.I.** (1995) Mantle nodules in kimberlite rocks of Arkhangelsk // 6th IGC, Russia, Novosibirsk, Extended Abstracts, pp. 484-486.
22. **Smith C.B., Gurney J.J., Skinner E.M.W. et al.** (1985) Geochemical character of Southern African kimberlites. A new approach based on isotopic contains // Trans. Geol. Soc. S. Afr., vol. 88, pp.267-280.

Сафонова И.Ю.

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

В позднем венде - раннем кембрии на юго-западной окраине Палеоазиатского океана существовала группа океанических островов и/или плато (далее «палеосимаунт»), образованных в результате действия океанического магматизма горячих точек. Состав породообразующих и редких элементов, а также изотопов Sr и Nd для пиллоу-лав и потоков базальтов Курайского (600 млн. лет) и Катунского (550-530 млн. лет) палеосимаунтов Горного Алтая (ЮЗ Сибирь, Россия) характеризует магматизма гавайского типа в ходе эволюции Палеоазиатского океана в течение 50-70 млн. лет. Полученные данные свидетельствуют о существенном изменении состава лав с 600 до 550-530 млн. лет. Для толеитовых базальтов Курайского палеосимаунта (600 млн. лет) из южной части Горного Алтая характерны более низкие концентрации несовместимых элементов и более высокие отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , чем для более молодых толеитовых и щелочных базальтов Катунского палеосимаунта (550-530 млн. лет). породы которого выходят на поверхность в северной части Горного Алтая. Редкоэлементный состав Катунских лав близок к таковому для толеитов Гавайских островов, а отношение  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ниже, чем соответствующие значения для курайских базальтов. В работе высказано предположение, что более древний Курайский палеосимаунт формировался над более тонкой океанической литосферой, т.е. ближе к зоне палеоспрединга, чем более молодой Катунский. Однако, представляется маловероятным, что более деплетированный редкоэлементный состав и изотопные отношения курайских лав связаны с взаимодействием плюма и срединно-океанического хребта. Скорее всего, наблюдаемые временные вариации химического и изотопного состава связаны с вариациями степени плавления гетерогенной мантии из-за различной толщины океанической литосферы, над которой формировались Курайский и Катунский палеосимаунты. В позднем венде плюм Палеоазиатского океана располагался под более молодой и, следовательно, менее мощной литосферой. При этом степени плавления в мантийной колонне были выше, что привело к большему вовлечению в расплав тугоплавкого деплетированного материала верхней мантии. Через 50-70 млн. лет, т.е. в раннем кембрии плюм уже «прожигал» более мощную литосферу; степени плавления были ниже, и в базальтовый расплав входило больше легкоплавкого и обогащенного некогерентными элементами материала нижнемантийных неоднородностей.

## ВВЕДЕНИЕ

Внутриплитный магматизм горячих точек считается результатом проявления действия мантийных плюмов [18]. Геохимическое изучение

плюмовых базальтов докембрия и палеозоя дает возможность получить представления о структуре и составе мантии, существовавшей в то время. Изучение Курайского и Катунского палеосимаунтов Горного Алтая показало, что состав внутриплитных базальтовых лав более разнообразен по сравнению с таковым для базальтов СОХ Палео-Азиатского океана, выплавляющихся только из верхней мантии [9, 14, 26]. Природа геохимических и изотопных вариаций как молодых (базальты Императорско-Гавайской цепи вулканов - ИГЦВ), так и более древних внутриплитных лав до сих пор остается неясной, хотя одним из возможных факторов гетерогенности глубинной мантии являлись процессы субдукции океанической коры и осадков [14, 15].

Цепочки симаунтов, сформированные при движении океанических плит над мантийными плюмами, фиксируют изменения в составе лав, изливающихся на поверхность над определенным плюмом в определенный период времени. Изучение временных вариаций химического состава внутриплитного магматизма дает нам возможность оценить влияние океанической литосферы на состав внутриплитных лав [1, 6]. При использовании геохимических данных по плюмовым базальтам важно учитывать влияние менее глубинных процессов на состав лав. Данные по многим цепочкам вулканов показывают, что для некоторых характерны значительные вариации состава базальтов, в том время как в пределах других горячих точек в течение достаточно долгого периода времени изливались лавы очень схожего состава. Например, состав лав, излившихся над Луисвильской горячей точкой в южной части Тихого океана, мало изменился за последние 70 млн. лет [8]. В то же время, состав лав - особенно редкоэлементный и изотопный, изливающихся над Гавайской горячей точкой, существенно изменился за 85 млн. лет [24]. Чаще всего геохимические вариации состава внутриплитных базальтов объясняют различным расстоянием от зоны спрединга и/или их изливанием на океаническую литосферу разного возраста и, следовательно, разной мощности [23, 24].

В данной работе представлены результаты изучения состава базальтов Курайского и Катунского палеосимаунтов, которые образовались на ЮЗ Палео-Азиатского океана в период от 600 до 550-530 млн. лет. В вендское время Палеоазиатский океан располагался между Сибирью и Восточной Гондваной и достигал 4000 км в ширину [17, 27, 33 и др.]. Его северо-восточная ветвь закрылась в позднем карбоне – перми в результате коллизии Казахстанского и Сибирского континентов. Фрагменты океанической коры Палеоазиатского океана, включающие офиолиты и базальты плюмового типа (океанические острова и плато - ОИВ/ОРВ) сохранились в Алтае-Саянской складчатой области (АСО), которая представляет собой каледонский аккреционный пояс на западной и южной окраинах Сибирского континента [2, 6, 26]. Ранее было показано, что формирование и Курайской и Катунской аккреционных зон связано с одним этапом эволюции Палеоазиатского океана

– среднекембрийской аккрецией океанических островов и поднятий к Кузнецко-Алтайской островной дуге [1, 6, 7].

По данным предыдущих исследований редкоэлементный состав более древних курайских базальтов существенно отличается от такового для более молодых Катунских, что также характерно для разновозрастных базальтов современной ИГЦВ [2, 3, 25, 26]. Поэтому для более детального описания характера изменений океанического плюмового магматизма со временем и его причин было выполнено детальное изучение концентраций редких элементов в базальтах и предварительные интерпретации их изотопного состава.



Рис. 1. Схема геологического строения Горного Алтая и СЗ Алтая ([6] с уточнениями)

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БАЗАЛЬТОВ

Толщи, содержащие фрагменты палеосимаунтов с внутриплитными базальтами, структурно связаны с аккреционно-коллизийными структурами западной части Алтае-Саянской области, в нашем случае с Курайским и

Катунским аккреционными клиньями Горного Алтая. Геологическое положение Курайского и Катунского палеосимаунтов обсуждалось во многих работах [1, 6, 26] (рис. 1).

В *Курайском аккреционном клине* базальты океанических островов и плато и ассоциирующие с ними осадочные породы присутствуют в виде тектонических пластин и чешуй, которые чередуются с олистостромами, перидотитами и серпентинитовыми меланжами с блоками высокобарических пород. Осадочные породы характеризуются закономерной сменой фаций от мелководных известняков, через склоновые фации, представленные обломочными известняками и продуктами разрушения кремнистых пород, до глубоководных обломочных осадочно-вулканогенных пород основания палеоокеанического острова. Все это присуще осадкам, отлагавшимся в условиях океанического острова или плато. Вендский возраст базальтов был определен по возрасту, согласно перекрывающей их мощной толще известняков, который был определен с помощью методики Pb-Pb изохроны ( $598 \pm 25$  млн. лет) сотрудниками Токийского института технологий [29].

В *Катунском аккреционном клине* базальты также входят в состав тектонических пластин и согласно перекрыты известняками с тонкими прослоями и линзами кремней. Они представлены массивными и пиллоу-лавами, лавобрекчиями, дайками, силами, часто содержат прослои известняков. Микритовые, слоистые известняки залегают непосредственно на базальтах. Кремни либо согласно залегают на базальтах, либо перекрыты известняками. Базальты Катунского палеосимаунта ассоциируют с осадками склоновых фаций мощностью до 3000 м, содержащих микрофоссилии микрофитолитов, известковистых водорослей и спикул кремневых губок, , по которым возраст осадочных пород датируется как венд-нижнекембрийский, т.е. 550-530 млн. лет [1, 4].

## ПЕТРОГРАФИЯ

В *Курайском аккреционном клине* вулканыты достаточно однообразны по петрографическому составу. Преобладают порфиновые и афировые базальты. Встречаются как массивные, так и миндалекаменные разновидности. Миндалины заполнены кальцитом и хлоритом. Порфиновые вкрапленники представлены плагиоклазом и клинопироксеном. Структура основной массы вариолитовая или гиалопилитовая. Все породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Вулканические породы *Катунского аккреционного клина* имеют массивную, реже миндалекаменную текстуру, афировую или мелкопорфировую структуру. Наиболее распространенными являются диабазы, базальты, пироксеновые и плагиоклазовые порфириты. Породы претерпели интенсивную хлоритизацию, амфиболизацию и альбитизацию.

Основная масса имеет интерсертальную структуру и содержит лейсты и микролиты полевого шпата.

#### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для геохимического изучения образцы базальтов были отобраны из наименее деформированных и измененных базальтовых потоков и даек с минимальным количеством прожилков и миндалин.

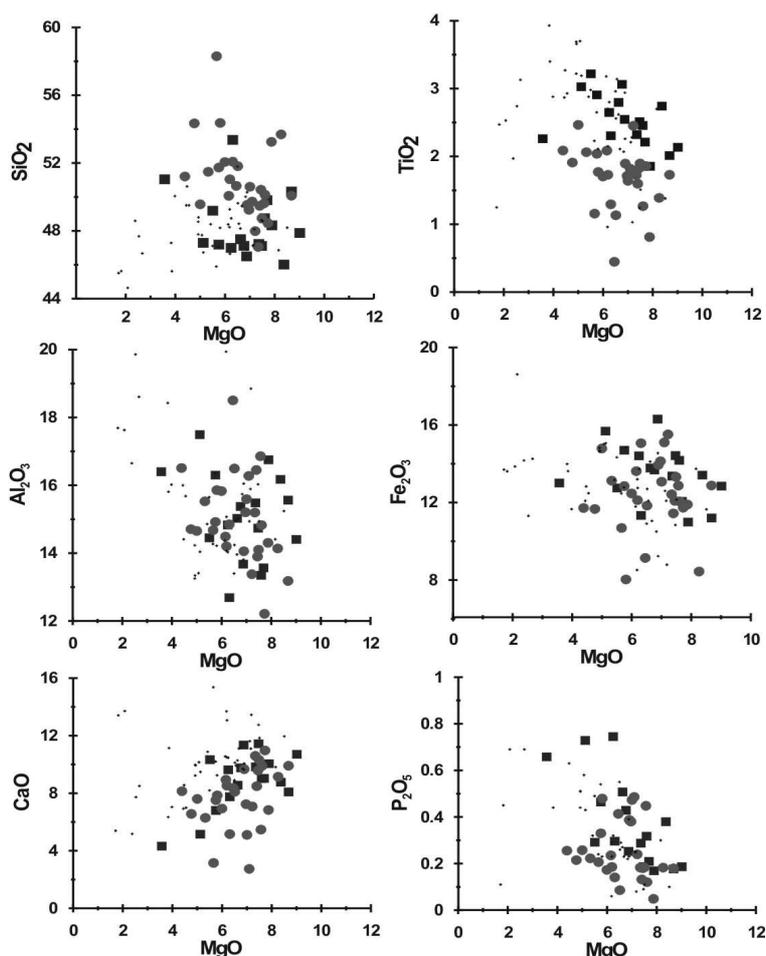


Рис. 2. Бивариантные диаграммы MgO.

Породообразующие окислы для базальтов Курайского (кружки) и Катунского (квадраты) палеосимаунтов. Значения для толеитов Императорско-Гавайской цепи вулканов (кресты) показаны для сравнения.

Все анализы сделаны в ОИГГМ СО РАН. Содержания порообразующих элементов определялись методом XRF на приборе «Научприбор» в соответствии с ГОСТом 41-08-212-82 Мингео СССР (аналитик Киреев А.Д.). Содержания редких элементов определялись методом INAA с использованием Ge детекторов для гамма-лучей и энергии от 30 до 2000 KeV (аналитик Бобров В.А.). Содержания HFSE и LILE были определены методом SF XRF, описание методики см. в [20].

Часть образцов была проанализирована также методом ICP MS на приборе Element ICP MS фирмы Finigan (аналитик С.В. Палесский).

Анализ изотопов Sm, Nd, Sr и Rb был сделан в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского (ГЕОХИ) РАН (зав. лаб. д. г.-м. н. Ю.А. Костицын) на масс-спектрометре TRITON. Концентрацию Rb, Sr, Sm, Nd определяли методом изотопного разбавления. Разложение образцов проводилось в титановых автоклавах с фторопластовыми вкладышами в смеси HF+HNO<sub>3</sub> при температуре 200°C в течение 2 суток. До разложения к образцу добавляли смешанный трасер <sup>85</sup>Rb+<sup>84</sup>Sr. Выделение Rb, Sr и суммы редких земель проводили методом ионообменной хроматографии на фторопластовых колонках с 3,5 мл смолы Dowex 50×8. В качестве элюента использовали 2,3 Н HCl. Выделение Nd и Sm проводилось на колонках

Eichrom Ln.спек со ступенчатым элюированием 0,5 Н и 0,75 Н HCl соответственно. Долговременная воспроизводимость изотопного анализа контролировалась по международным стандартам SRM-987 для Sr и La Jolla для Nd. Полученные изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710256 \pm 18$  (N=21) и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511843 \pm 11$  (N=19).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Состав породообразующих и редких элементов в базальтах Курайского и Катунского палеосимаунтов ранее был частично рассмотрен в работах [1, 3, 25, 26] и проиллюстрирован на рис. 2-5. Мы полагаем, что

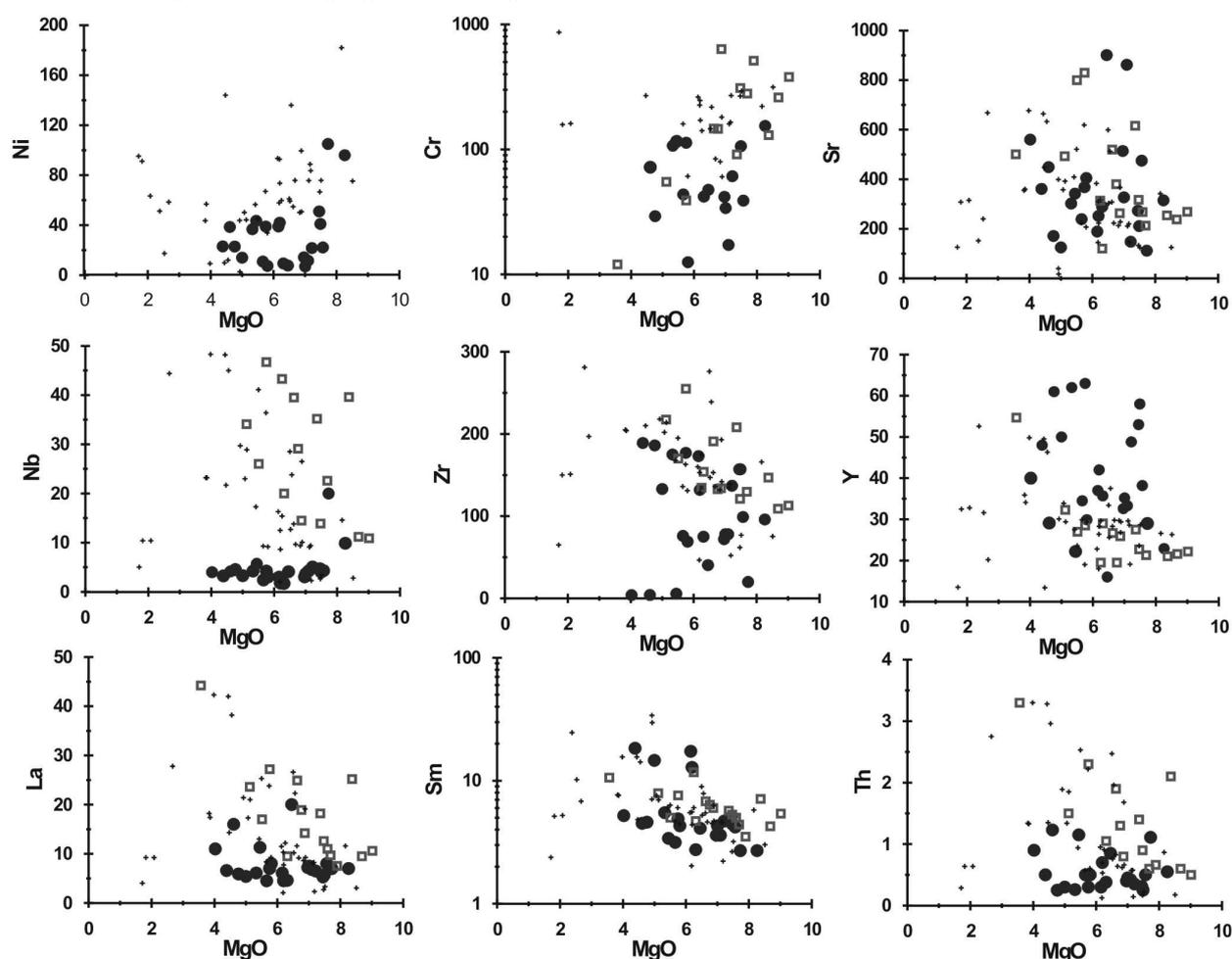


Рис. 3. Бивариантные диаграммы MgO – редкие элементы для базальтов Курайского аккреционного клина. Обозначения см. на рис. 2.

постмагматические процессы изменили исходный состав большинства образцов, в результате чего мы не можем считать первичными концентрации таких подвижных элементов как LILE, Fe, Mn. В пустотах большинства образцов наблюдались вторичные минералы – кальцит, кварц, хлорит. Зерна оливина, ортопироксена и плагиоклаза частично замещены соссюритом, кальцитом и гидроокислами железа, что также повлияло на содержания Ca, K, Na и P.

**Курайский палеосимаунт (~600 млн. лет)**

Базальты Курайской зоны представляют собой пироксен-плагиоклазовые порфириты с  $Mg\#=66-36$ .  $TiO_2$  и  $P_2O_5$  меняются от 0.43 масс.% до 2.3 масс. % и от 0.1 масс.% до 0.58 масс.%, соответственно, что в среднем ниже, чем в толеитах Катунской зоны и ИГЦВ (рис. 2).

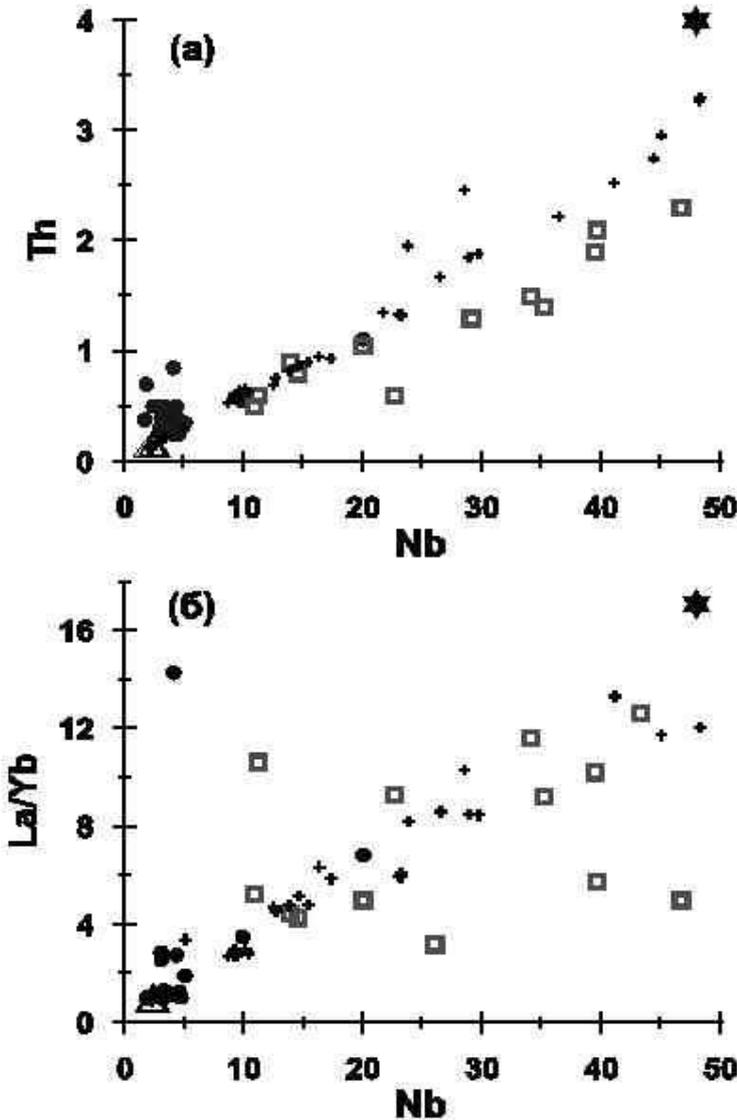


Рис. 4. Вариации Th (а) и La/Yb (б) по отношению к Nb.

Треугольник – MORB, звезда – OIB по [28]. Обозначения см. на рис. 2.

Курайские толеиты имеют более низкие концентрации явно несовместимых элементов (Th, Nb, La, Yb), чем толеиты Катунской зоны и ИГЦВ, имеющие близкие содержания  $MgO$  (рис. 3). На рис. 4 видно, что точки концентраций Th и Nb лежат на «деплементированном конце» тренда Императорско-Гавайской цепи. Содержания же тяжелых редких земель (HREE) в курайских лавах выше, чем в гавайских (рис. 5), при этом отношения La/Yb занимают промежуточную позицию между трендом гавайских толеитов и базальтами COX по [28] (рис. 4).

**Катунский палеосимаунт (~550 млн. лет)**

Толеитовые и щелочные базальты Катунской зоны также представляют собой пироксен-плагиоклазовые порфириты с  $Mg\#=61-35$ . Содержания  $TiO_2$  и  $P_2O_5$  в них выше, чем в курайских лавах и перекрываются с гавайскими на почти всех бивариантных диаграммах  $MgO$  – порообразующие и редкие элементы (рис. 2, 3).

Концентрации явно несовместимых элементов в катунских базальтах сопоставимы с таковыми в лавах ИГЦВ. Содержания Th ниже, чем в классических OIB [28], но близки к таковым в базальтах ИГЦВ. Концентрации REE в среднем близки с толеитами ИГЦВ, и их мультикомпонентные спектры расположены особенно близко друг к другу в

области HREE (рис. 3-5). В целом, редкоэлементный состав Катунских толеитов близок к таковому для большинства внутриплитных базальтов [31].

Базальты практически не различимы по содержаниям породообразующих окислов, но точки составов четко распадаются на две группы на диаграммах с участием редких несовместимых элементов (рис. 2-4).

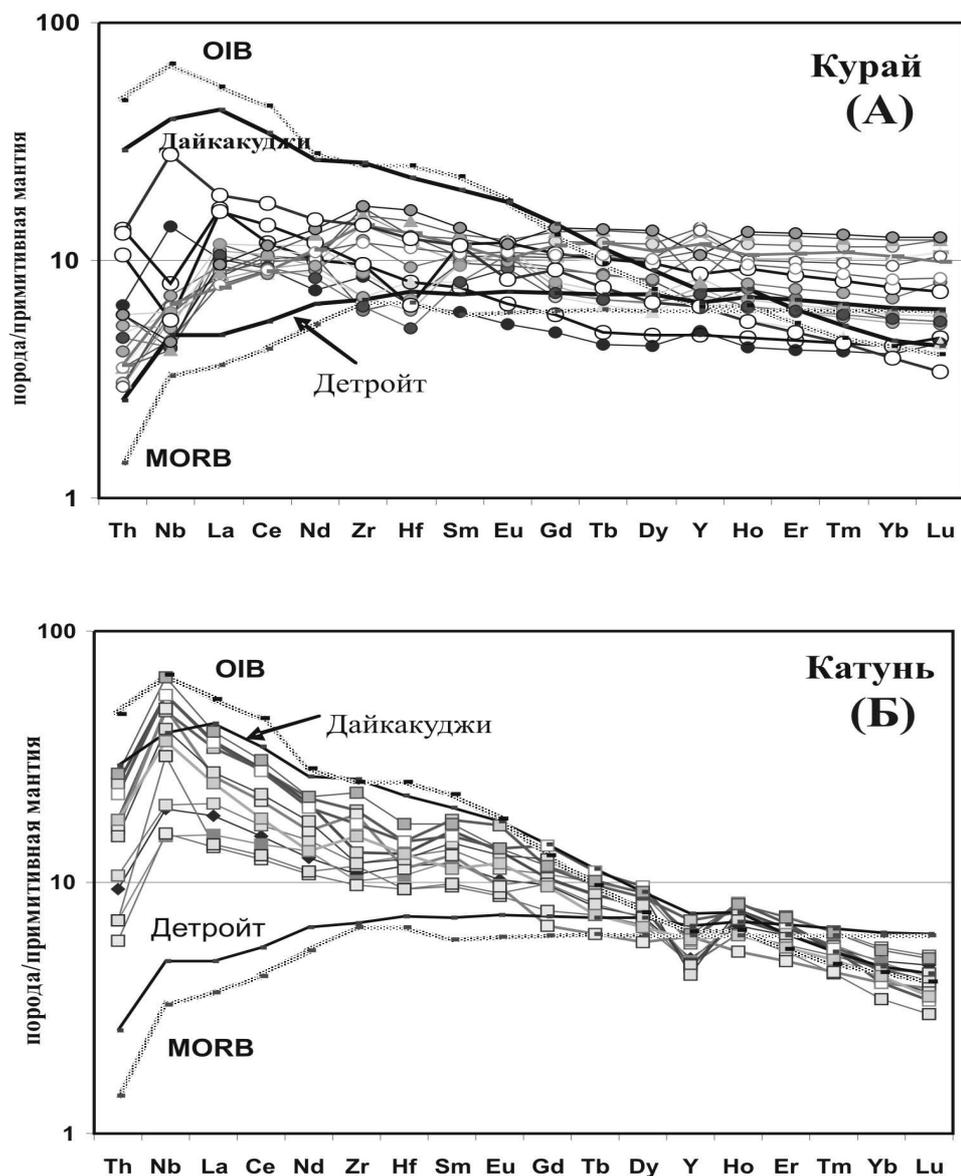


Рис. 5. Мульти-компонентные диаграммы распределения редких элементов, нормированные по примитивной мантии для базальтов Курайского (а) и Катунского (б) аккреционных клиньев.

Нормировочные значения взяты из [28].

## ИЗОТОПЫ SR И ND

Все данные по изотопам Sr и Nd для лав Курайского и Катунского палеосимаунтов были скорректированы для периода радиоактивного распада со времени их излияния; значения  $\epsilon_{Sr}$  и  $\epsilon_{Nd}$  даны относительно CHUR.

### КУРАЙСКИЙ ПАЛЕОСИМАУНТ

Общий разброс значений  $\epsilon_{Nd}$  для курайских базальтов составляет от +7,9 до +8,1 (рис. 6). Геохимические характеристики пород не предполагают существенное влияние коровой контаминации [3]. Источник такого внутриплитного океанического магматизма выделяется повышенной величиной  $\epsilon_{Nd}$ , что совпадает со значениями, характерными для ранне- и среднепалеозойского магматизма всей АССО [5]. Это, вероятно, связано с

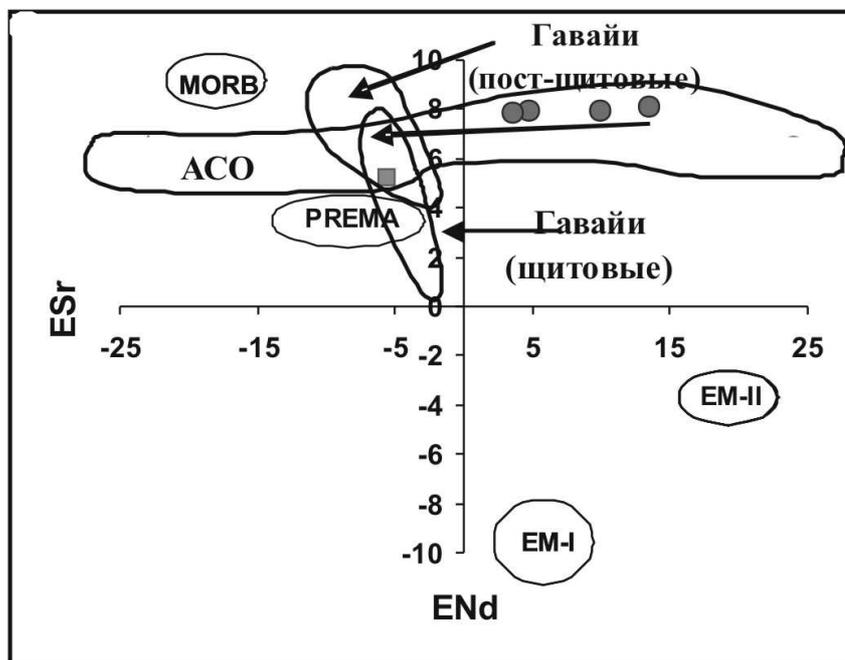


Рис. 6. Диаграмма  $\epsilon_{Sr} - \epsilon_{Nd}$ .

Поля для мантийных источников и магматических пород АССО взяты из [5]. Обозначения см. на рис. 2.

участием в их образовании деплетированной мантии, обладавшей, как показывают составы базальтов типа MORB, аномальными параметрами  $\epsilon_{Nd}$  (до +8,1). На графике  $\epsilon_{Sr} - \epsilon_{Nd}$  (рис. 6) фигуративные точки базальтов группируются в верхнем правом, т.е. «запрещенном», квадранте, частично вблизи поля составов источников типа PREMA (HIMU), и образуют последовательность, вытянутую вдоль абсцисс. Подобный тренд можно объяснить завышенным отношением  $^{87}Sr/^{86}Sr$ . Столь заметное обогащение  $^{87}Sr$  некоторыми исследователями рассматривается как результат либо контаминацией материалом субдуцированных в мантию терригенных осадков [10, 30], либо постмагматических изменений базальтов, в частности, изотопного обмена между богатой Sr морской водой и базальтовой магмой, изливающейся в условиях морского дна. Это подтверждается данными для

многих древних и измененных океанических базальтов, например для ранне-среднепалеозойских вулканических пород всей АССО и измененных базальтов океанического плато Аруба [5, 32].

#### КАТУНСКИЙ ПАЛЕОСИМАУНТ

Единственный проанализированный образец имеет исходные значения  $\epsilon_{Sr}$  выше, а  $\epsilon_{Nd}$  ниже, чем в среднем для ИГЦВ по данным [24], но он тем не менее попадает в поле перекрытия толеитов щитовой и пост-щитовой стадии ИГЦП (рис. 6). Образец Катунской зоны «лежит» в стороне от тренда с «возрастом» 600 млн. лет.

Поскольку нет прямой корреляции между величиной изотопных отношений и обогащением LREE, можно предположить, что обогащение источника произошло незадолго до выплавления из него базальтового расплава.

#### ПРИЧИНЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ВАРИАЦИЙ В ЛАВАХ КУРАЙСКОГО И КАТУНСКОГО ПАЛЕОСИМАУНТОВ

Регелоус с соавторами [24] сравнили более ранние (85-45 млн. лет) и более поздние (<43 млн. лет) лавы ИГЦП. По аналогии с подходом, изложенным в данной работе, мы попытались сравнить лавы Курайского и

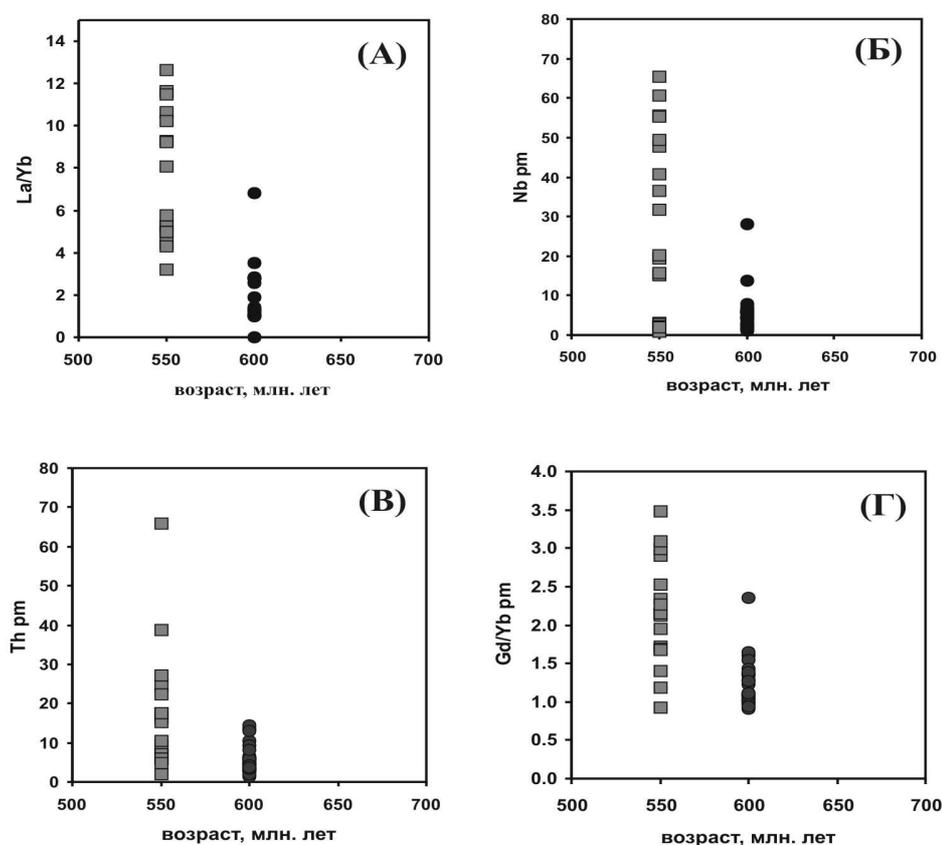


Рис. 7. Вариации La/Yb (а), Nb (б), Th (в) и Gd/Yb<sub>pm</sub> (г) во внутриплитных толеитах Палеоазиатского океана в зависимости от возраста.

Обозначения см. на рис. 2.

Катунского палео-симаунтов (рис. 7), чтобы выяснить природу и характер вариаций редко-элементного и изотопного состава внутриплитного магматизма Палеоазиатского океана. Толейты Курайского палео-симаунта (600 млн. лет) имеют более низкие концентрации несовместимых элементов (Nb, La, Th) и их отношения и более высокие изотопные значения  $\epsilon_{Nd}$ , чем более молодые толейты Катунского палеосимаунта. В среднем, в курайских лавах отношения La/Yb и Gd/Yb ratios и содержания Th и Nb ниже (рис. 7). По редкоэлементному составу они ближе к самым древним лавам ИГЦВ – симаунтам Мейджи и Детройт с возрастом 85 и 81 млн. лет, соответственно (рис. 5). Лавы Катунского палеосимаунта имеют редкоэлементный состав близкий к таковому для гавайских лав и для самых молодых базальтов симаунта Дайкакуджи (рис. 3, 5, 7) [24].

Рис. 8. Кривые, показывающие эффект частичного плавления шпинелевого и гранатового перидотита от 0,01 до 20% [24].

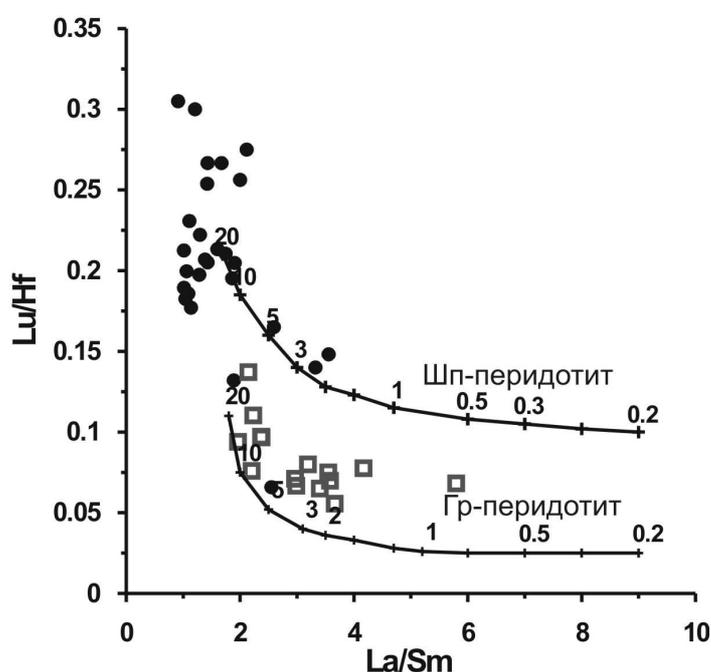
Звездочка – состав примитивной мантии [28]. Поскольку Курайские базальты, вероятно, являются результатом смешения и гранатового и шпинелевого перидотита, низкие значения La/Sm и высокие Lu/Hf свидетельствуют об относительно высоких степенях плавления в пределах поля устойчивости шпинели из источника, имеющего La/Sm близкие к примитивной мантии. Обозначения см. на рис. 2.

Поскольку по совокупности геологических, литологических и геохимических данных

считается доказанным, что более

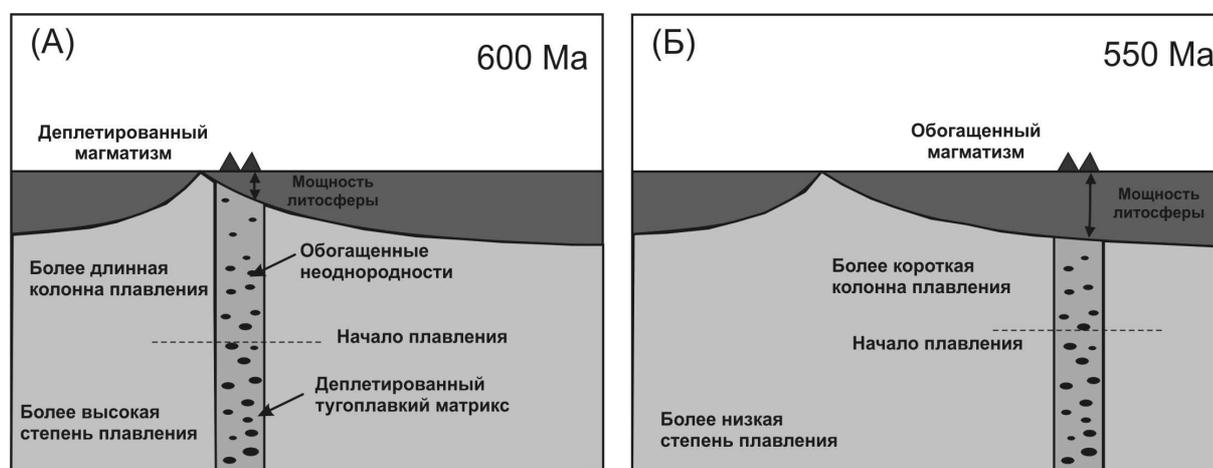
древние деплетированные лавы Курайской зоны связаны с внутриплитным плюмовым магматизмом [1-3, 25, 26], такие широкие вариации составов плюмовых базальтов Палеоазиатского океана из двух аккреционных клиньев Горного Алтая требуют особого объяснения. Отсутствие достаточно представительного количества изотопных данных делает определение их мантийного источника проблематичным. Вот почему большая часть наших выводов делается на основе закономерностей, выявленных при изучении лав ИГЦВ ([24] и ссылки там).

Келлер с соавторами [16] впервые предположили, что под более молодой, т.е. тонкой океанической литосферой колонна мантийного плавления простирается на более высокие уровни, и отношение материала деплетированной астеносферы к обогащенному материалу плюмовых расплавов будет выше. Регелоус и др. предположили, что внутриплитные лавы, изливающиеся на менее мощную литосферу, выплавляются при более



высоких степенях плавления, чем расплавы, образующие под более мощной литосферой. Это происходит потому, что перекрывающая литосфера действует как крышка, ограничивающая верхнюю границу мантийной колонны во время декомпрессионного плавления, следовательно, чем выше колонна плавления, тем выше и степень плавления [24].

Кроме степени и глубины плавления на редкоэлементный состав также влияет то, сколько расплава образовалось в поле устойчивости граната [11, 12]. Более древние курайские толеиты имеют более низкие La/Sm и более высокие Lu/Hf отношения, чем катунские. Редкоэлементный состав курайских лав указывает на то, что они образовались под менее мощной (более молодой на то время) литосферой, при относительно высоких степенях мантийного плавления и невысоком давлении, в пределах поля устойчивости шпинели (рис. 5, 8).



**Рис. 9. Схематическая диаграмма, иллюстрирующая как мощность литосферы могла повлиять на состав некогерентных элементов в венд-кембрийских базальтах Палеоазиатского океана [24].**

А) ДеPLETED лавы Курайского палеосимаунта являются результатом относительно высоких степеней плавления гетерогенной мантии. Большая часть тугоплавкого материала, истощенного некогерентными элементами вовлекалась в плавление поднимающегося мантийного плюма, расположенного под более молодой, тонкой литосферой (600 млн. лет назад). Б) Наоборот, базальты Катунского палеосимаунта выплавлялись под более зрелой и мощной океанической литосферой (550-530 млн. лет назад); средняя степень плавления была ниже и содержания некогерентных элементов оказались выше за счет более легкоплавкого материала мантийных неоднородностей.

Таким образом, временные вариации состава лав Курайского и Катунского палеосимаунтов могут быть результатом различных степеней неравновесного плавления гетерогенной по составу и строению колонны мантийного плюма, состоящей из более тугоплавкого матрикса, сложенного деPLETED материалом верхней мантии, и более легкоплавких неоднородностей, состоящих из обогащенного нижнемантийного материала ([13, 19, 22] и др.), что, в свою очередь, может быть результатом различной мощности перекрывающей литосферы. При прогрессивном плавлении такой

гетерогенной мантий расплавы, формирующиеся под растущей, но еще маломощной литосферой, буду иметь более низкие концентрации несовместимых элементов (La, Nb, Th) и более низкие отношения с их участием [21]. Мы предполагаем, что более деплетированный состав курайских лав является результатом плавления относительно тугоплавкого компонента, содержащегося в колонне поднимающегося мантийного плюма (рис. 9а). Более молодые катунские лавы формировались из расплава, который выплавлялся при более низких степенях плавления, под более мощной океанической литосферой, и, следовательно, в него попало меньше материала тугоплавкого матрикса (рис. 9б).

Такая модель была впервые предложена в работе Regelous et al. [24], в которой приводятся не только результаты изучения ИГЦВ, но и примеры других симаунтов, фиксирующих смену геохимического характера магматизма над различными плюмами: 1) Хребет Найнтиист (от ~90 до 38 млн. лет) и архипелаг/плато Кергелен (от ~45 млн. лет до настоящего времени) в Индийском Океане над Кергеленским плюмом; 2) цепь вулканов Пасхи в восточной Пацифике (от современных вулканов о. Пасхи до симаунтов с возрастом 30 млн. лет на ее восточном окончании) ([24] и ссылки там).

В заключении, необходимо еще раз подчеркнуть, что геохимические вариации состава лав подводных гор связаны с растущей мощностью океанической литосферы, которая является важным фактором, контролирующим степень плавления мантии над плюмом и, следовательно, состав расплава. Модель Регелоуса предполагает, что состав внутриплитных базальтов будет меняться в зависимости от мощности литосферы, и что такой эффект может иметь место только для цепочек симаунтов с разницей в возрасте не более 70 млн. лет. Экстраполяция результатов Регелоуса с соавторами, сделанная в данной работе, подтвердила ранее отмеченные различия составов внутриплитных вулканитов Курайского (600 млн. лет) и Катунского (550-530 млн. лет) палеосимаунтов юго-западной части Палеоазиатского океана, базальт-осадочные толщи которых в настоящее время доступны для изучения в пределах, соответственно, Курайской и Катунской аккреционных зон Горного Алтая, ЮЗ Сибирь.

#### Литература

1. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. – 2004. - № 12. – С. 1381-1403.
2. Сафонова И.Ю. Геодинамические обстановки формирования венд-палеозойских базальтов Палео-Азиатского океана из складчатых областей Горного Алтая и Восточного Казахстана. Автореф. Канд. дисс., Нов-ск, НП АИ «Гео». 2005. С. 20.
3. Сафонова И.Ю., Буслов М.М. Геохимия океанических базальтов Курайской аккреционной призмы (Горный Алтай)//Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами/ Под ред. Владыкина Н.В., Ирк., 2004. - С. 314-332.

4. **Терлеев А. А.** Стратиграфия венд-кембрийских отложений Катунской антиклинали (Горный Алтай)//Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири/Под ред. В. В. Хоментовского. – Новосибирск: ОИГГиМ, 1991. - С. 82-106.
5. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса//Петрология. – 2003. – Т. 11, № 6. – С. 556-586.
6. **Buslov M.M., Berzin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A.** (1993) Geology and Tectonics of Gorny Altai. – Novosibirsk: UIGGM Publ., 122 p.
7. **Buslov M.M., Saphonova I.Yu, Watanabe T. et al.** (2001) Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent. *Geosci. J.*, V. 5, no. 3, P. 203-224.
8. **Cheng, Q. C., Park, K.-H., Macdougall, J. D., Zindler, A., Lugmair, G. W., Hawkins, J. W., Lonsdale, P. & Staudigel, H.** (1987). Isotopic evidence for a hot spot origin of the Louisville Seamount Chain. In: Keating, B. H., Fryer, P., Batiza, R. & Boehlert, G. W. (eds) Seamounts, Islands and Atolls. Geophysical Monograph, American Geophysical Union 43, 283–296.
9. **Cohen, R. S., O’Nions, R. K.** (1982) The lead, neodymium and strontium isotopic structure of ocean ridge basalts. *Journal of Petrology*, v. 23, 299–324.
10. **Dickin A. P.** (1995) Radiogenic Isotope Geology. Cambridge University Press, 490 p.
11. **Ellam, R. M.** (1992) Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, v. 20, 153–156.
12. **Haase K.M.** (1996) The relationship between the age of the lithosphere and the composition of oceanic magmas: constrains on partial melting, mantle sources and the thermal structure of the plates. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, V. 144, P. 75-92.
13. **Hoernle, K., Werner, R., Phipps Morgan, J., Garbe-Schonberg, D., Bryce, J. and Mrazek, J.** (2000) Existence of complex spatial zonation in the Galapagos plume for at least 14 m.y. *Geology*, v. 28, 435–438.
14. **Hofmann, A. W.** (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, v. 385, 219–229.
15. **Hofmann, A. W., White, W. M.** (1982) Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 57, 421–436.
16. **Keller, R. A., Fisk, M. R., White, W. M.** (2000) Isotopic evidence for Late Cretaceous plume–ridge interaction at the Hawaiian Hotspot. *Nature*, v. 405, 673–676.
17. **McKerrow, W.S., Scotese, C.R. and Brosier, M.D.** (1992) Early Cambrian reconstruction. *J. Geol. Soc. Lond.*, v. 149, pt. 4, pp. 589-606.
18. **Morgan, W. J.** (1971) Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, v. 230, 42–43.
19. **Niu, Y., Bideau, D., Hékinian, R., Batiza, R.** (2001) Mantle compositional control on the extent of mantle melting, crust production, gravity anomaly and ridge morphology: a case study at the Mid-Atlantic Ridge 33–35°N. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 186, 383–399.
20. **Phedorin M.A., Bobrov V.A., Chebykin E.P. et al.** (2000) Comparison of synchrotron radiation X-ray fluorescence with conventional techniques for the analysis of sedimentary samples. *Geostandarts Newsletter*, V. 24, no. 2, P. 205–216.
21. **Phipps Morgan, J.** (1999) Isotope topology of individual hotspot basalt arrays: mixing curves or melt extraction trajectories? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 1, 1999GC000004.
22. **Phipps Morgan, J., Morgan, W. J.** (1999) Two-stage melting and the geochemical evolution of the mantle: a recipe for mantle plum-pudding. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 170, 215–239.

23. **Regelous, M., Hofmann, A. W.** (1999) Geochemistry of lavas from the Emperor Seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism since 85 Ma. EOS Transactions, American Geophysical Union, v. 80, F1102.
24. **Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W, Galer S.J.G.** (2003) Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma. J. Petrology, V. 44, no. 1, P. 113-140.
25. **Safonova I.Yu., Buslov M.M.** (2004) Geochemistry of oceanic basalts of the Katun accretionary wedge in northern Gorny Altai: evidence for mantle plume magmatism. In: N.V. Vladykin (Ed.) Deep-seated magmatism: its sources and their relation to plume processes. Irkutsk, Vinogradov Inst. Geochem. Publ., P. 273-292.
26. **Safonova I.Yu., M.M. Buslov, K. Iwata, D.A. Kokh** (2004) Fragments of Vendian-Early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: geochemistry, biostratigraphy and structural setting. Gondwana Res., V. 7, no. 3, P. 771-790.
27. **Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A. and Burtman, V.S.** (1993) Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. Nature. 364, 299-307.
28. **Sun, S., McDonough, W. F.** (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (eds) Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications, v. 42, 313–345.
29. **Uchio Yu., Isozaki Yu., Ota T. et al.** (2004) The oldest mid-oceanic carbonate buildup complex: setting and lithofacies of the Vendian (Late Neoproterozoic) Baratal limestone in the Gorny Altai Mountains, Siberia. Proc. Japan Acad., V. 80, no. 9, P. 422-428.
30. **Ueda S.** (1982) Subduction zones: an introduction to comparative subductology. Tectonophysics. V. 81, pp. 133-159.
31. **White, W. M., McBirney, A. R., Duncan, R. A.** (1993) Petrology and geochemistry of the Galapagos Islands: portrait of a pathological mantle plume. Journal of Geophysical Research 98, 19533–19563.
32. **White R. V., Tarney J., Kerr A. C. et al.** (1999) Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: Implications for the generation of continental crust. Lithos, V. 46, P. 43-68.
33. **Zonenshain, L.P., Kuzmin, M.I. and Natapov, L.M.** (1990) Geology of the USSR: A Plate tectonic synthesis. Geodynamic Monograph, American Geophysical Union, Washington, 242 p.

## **Вулкано-плутоническая коматиитовая ассоциация раннего палеопротерозоя юго-востока Фенноскандии как реализация мантийного плюма «Виндибелт»**

Куликов В.С.<sup>1</sup>, Бычкова Я.В.<sup>2</sup>, Куликова В.В.<sup>3</sup>, Васильев М.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Карельский научный центр РАН, *kulikov@krc.karelia.ru*

<sup>2</sup> МГУ им. М.В.Ломоносова, *yanab66@yandex.ru*

<sup>3</sup> Институт геологии Карельского НЦ РАН, *vkulikova@onego.ru*

### **Введение**

По современным представлениям крупные базальтовые провинции фанерозоя формируются под воздействием мантийных плюмов. В докембрии на территории Фенноскандии также предполагается существование подобных провинций (Пухтель и др., 1997; Шарков и др., 1997; Куликов и др., 2005 и др.), включающих вулканические и интрузивные образования. Несмотря на то, что они сохранились лишь фрагментарно, магматиты вносят существенный вклад в геологическое строение Фенноскандинавского щита. В ходе геологической истории Земли характер и роль мафит - ультрамафитовых магматических серий (коматиитовая, толеитовая, пикритовая и др.) менялась. Для раннего докембрия весьма существенной является доля высокомагнезиальных вулканитов (коматиитов и коматиитовых базальтов), образующих специфическую коматиитовую серию, которая в фанерозойских геотектонических обстановках встречается редко. Оценка роли данных серий для внутриплитного магматизма континентов палеопротерозоя может быть дана на основе комплексного геолого-петролого-геохимического изучения разных фациальных объектов высокомагнезиальных магматических систем в пределах крупных стабильных докембрийских блоков земной коры (например, Восточной Фенноскандии). Важной задачей в исследованиях является создание модели эволюции материнского мафит-ультрамафитового расплава (от момента его отделения от плюма в основании земной коры до формирования конкретных магматических тел). Кроме того, требуется решение сложных вопросов установления объема вулкано-плутонической ассоциации, последовательности образования составляющих ее разноглубинных тел, возникновения внутрикоровых камер при деградации плюма, влияния коры на изменение материнского расплава и др.

Выявление в докембрийских образованиях значительного объема высокомагнезиальных вулканитов (Komatiites, 1982, Коматииты..., 1988 и др.) поставило перед петрологами задачу найти им соответствующее место в

общепринятых классификациях магматитов. Попытка использования наиболее распространенной для вулканитов классификационной TAS-диаграммы ( $K_2O+Na_2O - SiO_2$ ) оказалась неудачной, поскольку роль главных классификационных параметров ( $SiO_2$  и щелочей) в дифференциации высокомагнезиальных расплавов незначительна. Подкомиссией по классификации и номенклатуре изверженных горных пород МСГН (Le Bas, 2000) была рекомендована диаграмма на базе TAS, но с учетом содержаний  $TiO_2$  и  $MgO$  для классификации коматиитов, меймечитов и бонинитов. Однако она не позволяет выделять виды и разновидности пород

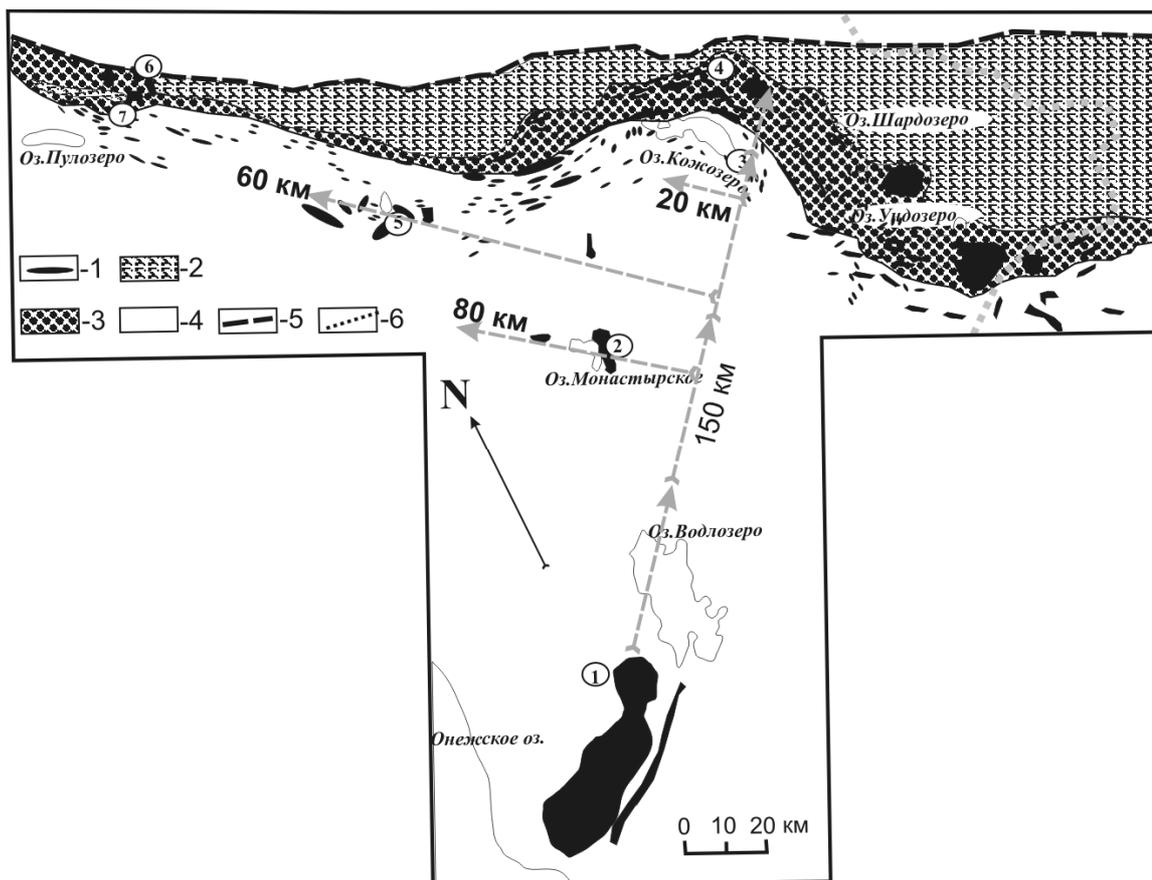


Рис. 1. Схема геологического строения палеорифта Ветреный Пояс. Составили В.С.Куликов, В.В.Куликова, Я.В.Бычкова, 2004.

Палеопротерозой. 1 – осадочные и вулканогенные образования Онежской структуры, 2 – коматиитовые базальты свиты Ветреный Пояс, 3 – осадки виленгской и кожозерской свит, 3 – вулканогенно-осадочные породы киричской и токшинской свит. 4 – некоторые массивы мафит-ультрамафитов. Архей. 5 – беломорский метаморфический комплекс, 6 – мезоархейские зеленокаменные пояса (Южно-Выгозерский, Сумозерско-Кенозерский, Маткалахтинский), 7 – нерасчлененные комплексы архея, в т.ч. палеоархея (волоцкая свита). 8 – граница раннедокембрийских образований Фенноскандинавского щита и вендско-палеозойских отложений Русской плиты. 9 – контуры реликта палеорифта Ветреный Пояс.

коматиитовой серии от ультрамафитов до мафитов. Поскольку материнские высокомагнезиальные магмы существенно различаются друг от друга по составу, обсуждались и другие варианты диаграмм, в т.ч. предложенные авторами диаграммы  $MgO - 10 * TiO_2 - Al_2O_3$ ,  $Al_2O_3 / TiO_2$  (алюмотитановый

модуль - АТМ) - MgO и  $\lg \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 - \lg \text{MgO}$  (Коматииты..., 1988; Петрохимические серии..., 2001 и др.).

Вулкано-плутоническая ассоциация Ветреного Пояса остается по объему и широкому спектру составов наиболее ярким представителем пород коматиитовой серии протерозоя на Фенноскандинавском щите и может служить репрезентативным объектом моделирования эволюции материнских магм. Здесь наблюдается низкая степень метаморфизма пород, в ряде интрузивов, лавовых покровов и лавовых озер присутствуют первично магматические минералы и иногда стекло. В ассоциации представлены разные фации изверженных пород – от покровов различной степени дифференциации и субвулканических интрузивов в пределах палеорифта Ветреный Пояс до глубинных массивов (Монастырского, Бураковско-Аганозерского) на его плечах (рис. 1).

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПАЛЕОРИФТА ВЕТРЕНЬИЙ ПОЯС

Линейный палеорифт Ветреный Пояс, породы которого образуют одноименный кряж, который состоит из цепи отдельных гор с абсолютной высотой от 200 до 350 м и превышением над прилегающей с северо-востока Поморской низменностью до 200 м. Горы сопряженно переходят одна другую с СЗ на ЮВ в следующем порядке: Голец, Челпан, Шапочка, Шуйгора, Оловгора, Карбасникова, Б. и М. Левгоры, Овинишная, Мяндуха и др. Первичная структура палеорифта в значительной степени преобразована и частично уничтожена в период Свекофеннской орогении (1.9 – 1.8 Ga) в результате надвига архейских образований беломорского метаморфического комплекса с СВ на Карельский кратон.

Сохранившийся фрагмент палеорифта представляет собой однокрылый синклиний, сложенный осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями, объединенными в 6 свит (Земная кора..., 1983): токшинскую (терригенно-осадочную), кирпичную (вулканогенную), кожозерскую (осадочно-вулканогенную), калгачинскую (терригенно-осадочную), виленгскую (туфогенно-терригенно-осадочную) и Ветреного Пояса (лавовую) (рис. 1).

Высокомагнезиальные породы палеорифта принадлежат к лавовой, жерловой и гипабиссальной фациям. Лавовая фация занимает резко доминирующее положение. Она представлена многочисленными потоками и покровами, достигая на отдельных участках мощности до 4 км и более. К жерловой фации отнесены трубки взрыва, описанные В.С. Куликовым на горах Голец, Мяндуха, Б.Левгора и Безымянная («Некковая»). Также к жерловой фации, по-видимому, следует относить гипабиссальные дайкообразные тела мафитов и ультрамафитов. Гипабиссальную фацию представляют в основном пластообразные тела мафит – ультрамафитов, залегающие среди вулканогенноосадочных образований, подстилающих

свиту Ветреный Пояс. Наиболее хорошо изученными участками являются г.Мяндуха, г.Голец, Шапочка, Большая Левгора.

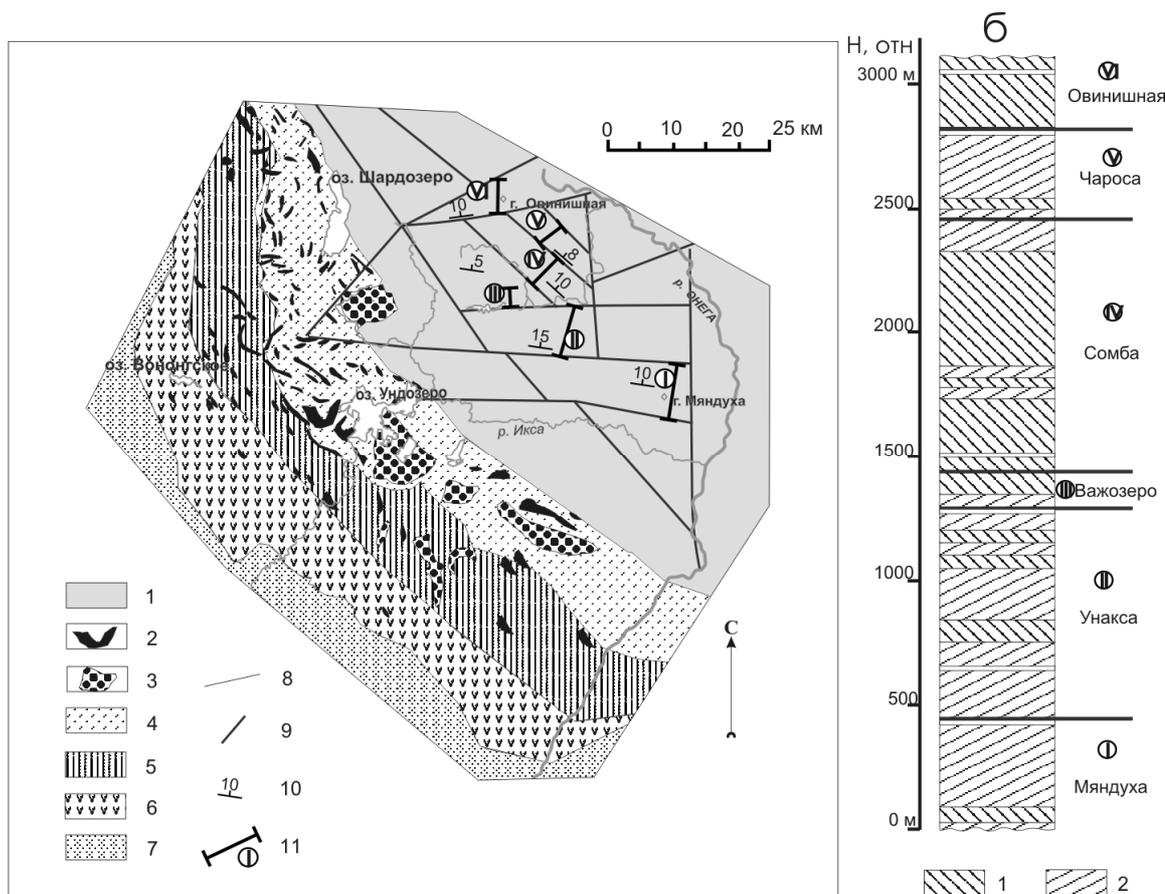


Рис.2 Схема геологического строения (А) и сводный разрез лавового плато коматиитовых базальтов (Б) Синегорья. Составили В.С.Куликов, В.В.Куликова, А.И.Зудин, 2003 г.

А. Палеопротерозой (сумий). 1 – коматиитовые базальты свиты ветреный пояс; 2 – нерасчлененные мафит-ультрамафитовые интрузивы; 3 – дифференцированные мафит - ультрамафитовые интрузивы; 4 – песчано-глинистые породы виленгской свиты; 5 – осадочные и вулканогенные породы кожозерской свиты; 6 – вулканогенные образования киричской свиты; 7 – аркозы и кварциты токшинской свиты.

8 – границы свит. 9 – некоторые разломы в лавовом плато. 10 – обобщенные элементы залегания лавовых покровов. 11- детали участки (профили) и их номера (в кружках): I – Мяндуха, II – Унакса, III – Важозеро, IV – Сомба, V – Чароса, VI – Овинишная.

На крайнем юго-востоке палеорифта преимущественно на левом берегу р. Онеги обнажается плато коматиитовых базальтов – Синегорье (рис.2). Его сводный разрез построен по сумме 6-ти частных в соответствующих блоках (с юга на север): Мяндуха, Унакса, Важозеро, Сомба, Чарокса и Овинишная, которые характеризуются сравнительно простым строением и моноклинальным падением пород на север или северо-восток под углами от 5 до 30°. Контроль мощности сводного разреза осуществлялся по гравитационным и магнитным данным профиля ГСЗ Кипозеро – Телза,

пройденного в нескольких километрах западнее рассматриваемого разреза. По геофизическим параметрам мощность лавового плато по профилю оценивалась в 4 км (Геология..., 1968). На ЮВ Фенноскандинавского щита он с резким угловым несогласием перекрывается осадочными породами венда, девона и карбона Русской плиты.

В строении лавового плато выделено два типа покровов: дифференцированные и недифференцированные. Дифференцированные покровы представлены несколькими различными по текстурному, минеральному и химическому составам слоями, а недифференцированные состоят обычно из 2 зон: массивной нижней и подушечной верхней. Мощность вулканических тел меняется от 3 до 80 м. В разрезе лавового плато коматиитовых базальтов мощностью более 3,15 км было выделено 62 лавовых покрова, из которых для 56 получены химические характеристики (рис.2).

Аналогичные работы по построению базовых разрезов свиты Ветреный Пояс впервые авторами были проведены по профилям г.г. Голец, Шапочка, Б. Левгора и Кожа. По содержанию MgO эффузивы свиты разделяются на ультрамафиты (коматииты -  $MgO > 24\%$ ) и мафиты (коматиитовые базальты –  $MgO - 9-24\%$ ).

В коматиитах массивной текстуры и порфириковой структурой со стекловатой в основной массе главными минералами являются оливин и клинопироксен. Из рудных наиболее часто встречаются хромшпинелид и магнетит. До 50 % объёма породы составляет в разной степени раскристаллизованная стекловатая масса. В изменённых разновидностях типичными минералами являются серпентин, тальк, хлорит, тремолит.

Коматиитовые базальты разделяются на высокомагнезиальные (ВКБ) и низкомагнезиальные (НКБ). ВКБ с содержанием  $MgO = 14 - 24\%$  характеризуется порфириковой и спинифекс структурами, текстуры - массивная, миндалекаменная, полосчатая. Главные породообразующие минералы: оливин, клинопироксен (авгит, диопсид), в раскристаллизованной массе встречается плагиоклаз основного состава, хромшпинелиды. Из вторичных минералов типичными являются серпентин, тальк, хлорит, актинолит - тремолит, альбит. НКБ с содержанием  $MgO$  от 9 - 14% - эффузивные породы с порфириковой структурой и массивной текстурой по минеральному составу делятся на оливиновые, пироксеновые и плагиопироксеновые. Они характерны для дифференцированных тел. Типичны структуры спинифекс (оливиновый, оливин-пироксеновый и пироксеновый). Минеральный состав - оливин, клинопироксен (пижонит, авгит), встречается плагиоклаз основного состава. В изменённых НКБ преобладают хлорит, альбит, кварц, актинолит - тремолит.

В строении палеорифта равноправное с вулканитами место занимают многочисленные интрузивные образования. К сожалению, они пока еще недостаточно исследованы, однако данные, полученные в последние годы,

позволяют говорить об их комагматичности с эффузивами и принадлежности к единой магматической ассоциации.

Интрузив Руйга (рис. 3) представляет собой массив лополитообразной формы, расположенный на СЗ окончании рифтогенной структуры Ветреного Пояса в истоке р. Руйга (Коматииты..., 1988). Он обнажается вокруг толщи коматиитовых базальтов г. Голец, образуя в плане полукольцо.

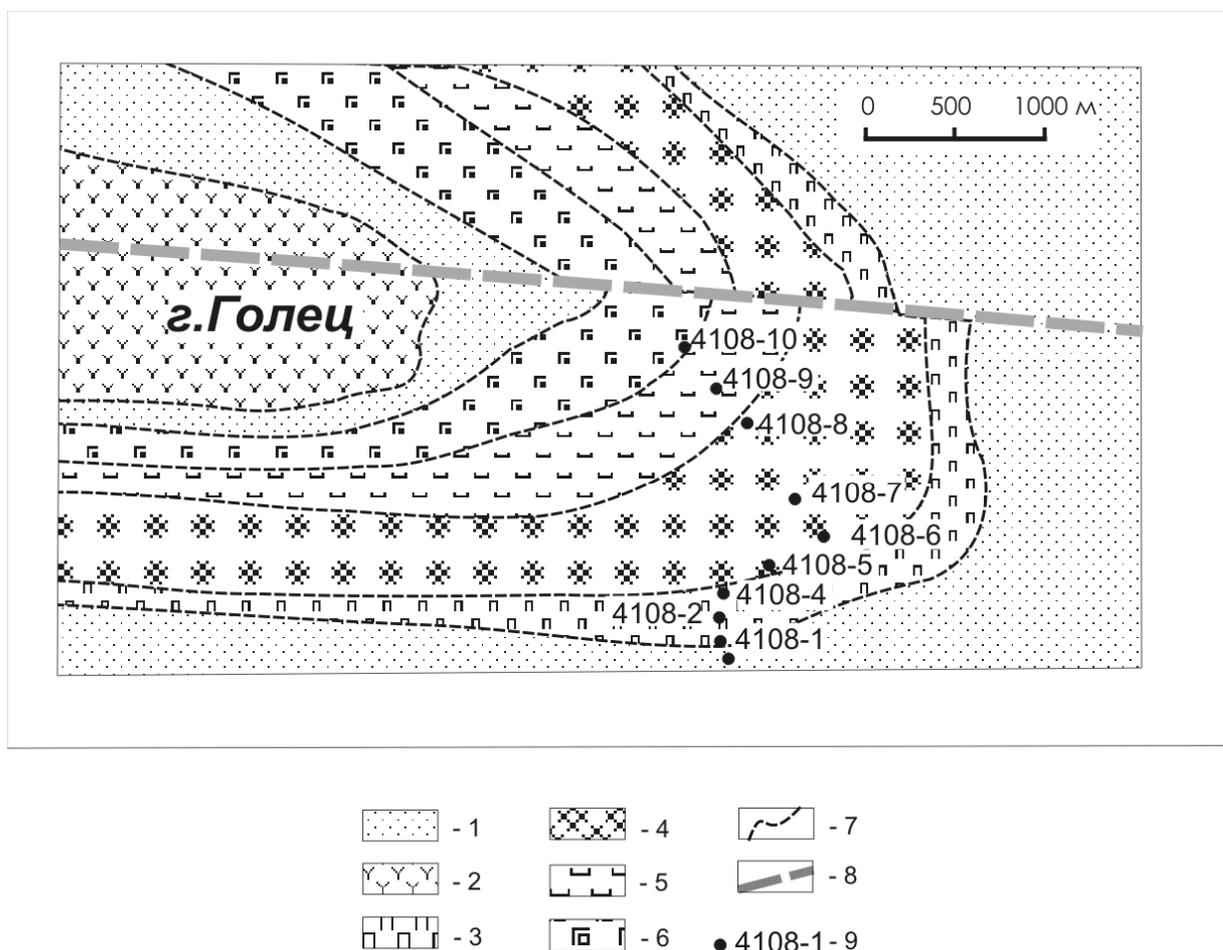


Рис. 3. Схема геологического строения массива Руйга (составили В.С. Куликов и Я.В. Бычкова, 2003 – 2005 гг.).

Вмещающие породы (1-2): 1- осадки (сланцы, конгломераты и др.) виленгской свиты, 2 – коматиитовые базальты свиты Ветренный Пояс со структурами спинифекс, подушечными и миндалекаменными текстурами. Интрузив Руйга (3-6): 3 – пироксениты, 4 – перидотиты и оливинсодержащие вебстериты, 5 - габбро-нориты, 6 – габбро. 7 – границы между зонами. 8 – тектонические нарушения. 9 – точки отбора проб.

Вмещающими породами для интрузива являются осадки виленгской свиты. В силу недостаточной обнаженности границы и характер перехода между различными зонами интрузива пока не установлен. Закономерная последовательность смены пород и общая структура магматических образований позволяют относить их к единому магматическому дифференцированному телу. Данный массив рассматривается как подвулканная камера с глубиной залегания в 2-3 км. В геологическом строении интрузива выделены 4 зоны (снизу вверх): пироксенитовая

(подошвенная); вебстерит - верлитовая; габбро-норитовая и габбровая. Контакт с подстилающими метапесчаниками не обнаружен, поскольку находится в заболоченной местности, однако он прослеживается по геоморфологическим признакам.

*Пироксенитовая зона* мощностью до 100 м представлена существенно измененными средне-мелкозернистыми породами, сложенными в основном моноклинным пироксеном и псевдоморфозами амфибола по нему. Интерстициальный плагиоклаз практически нацело заменен соссюритом и хлоритом. Несмотря на вторичные изменения структура породы хорошо определяется микроскопически, а первичные минералы довольно легко диагностируются. В верхней части зоны появляется маломощный (~4 м) прослой меланократовых габбро.

*Зона оливиновых вебстеритов и верлитов* имеет мощность около 350 м и представлена частично измененными породами. В основании зоны находится прослой крупнозернистых пегматоидного вида оливинсодержащих вебстеритов (около 70 м). Породы практически не метаморфизованы, и первично-магматические минералы хорошо диагностируются даже в полевых условиях. Их отличает очень неравномерная зернистость. Порода в основном представлена моноклинным и ромбическим пироксеном. Характерной чертой является наличие крупных (до 1.5-2 см) кристаллов ортопироксена. Зерна оливина в отличие от ортопироксена мелкие, их содержание в породе не превышает 10%. Вверх по разрезу ортопироксен практически полностью исчезает, и парагенезис становится оливин-клинопироксеновым. Породы представлены средне-мелкозернистыми верлитами, в которых преобладают клинопироксен и оливин. Зернистость и количественно - минеральный состав варьирует. Мощность составляет до 280 м.

*Габбро-норитовая и габбровая зоны* (мощностью, соответственно, 200 и 160 м) отличаются появлением кумулятивного плагиоклаза. Габбро-норитовая зона сложена среднезернистыми габбро-норитами, габбровая – лейкократовыми габбро. Первичные минералы сохраняются редко. Количественно-минеральный состав пород варьирует. Они слабо метаморфизованы, поэтому первичный минеральный состав диагностируется петрографически достоверно и подтверждается химическими анализами.

В центральной части палеорифта Ветреный Пояс (оз. Кожозеро) в 20 км от выходов эффузивных образований расположен интрузив Щелейный Бор. Обнажена его центральная часть площадью несколько кв. км, которая разбита на блоки. Ранее массив (Слюсарев, 1968) рассматривался в виде двух самостоятельных тел (габбрового и верлитового), однако дополнительные исследования позволяют отнести его к единому дифференцированному (расслоенному) интрузиву. В нем выделяется ядерная зона, сложенная габброидами, и краевые зоны, где преобладают ультрамафиты (рис. 4). Наиболее широкий выход свежих ультрамафитов наблюдается на Восточной

Горке, сложенной черными перидотитами с характерной пластовой отдельностью типа «хлебной корки». Там же встречается «цилиндрическая» отдельность, образующая в плане овалы и круги диаметром несколько метров. Ультрамафиты секутся маломощными жилками серпופита, реже асбеста и имеют тектонический контакт с габброидами. Перидотиты Западной Горки превращены в тремолитовые серпентиниты. Нижняя эндоконтактовая зона интрузива мощностью до 30 м существенно изменена. Хорошая обнаженность и сохранность интрузивных образований позволяет рассматривать этот объект как перспективный для дальнейшего изучения.

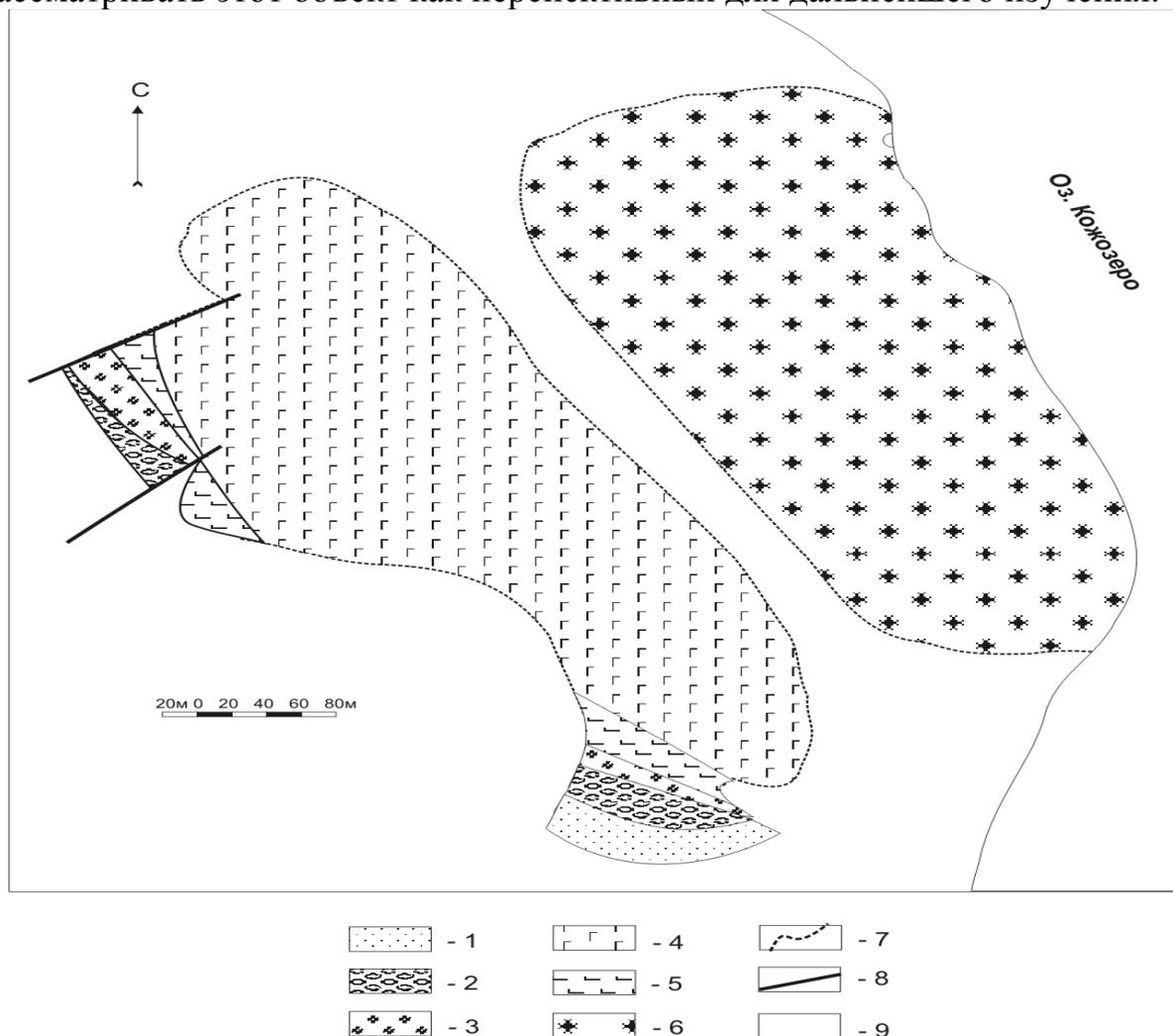


Рис. 4. Схема геологического строения массива Щелейный Бор (составили В.С. Куликов, В.В.Куликова).

1 - хлорит-тремолитовые породы; 2 - скарноиды; 3 - серпентинитовые верлиты; 4 - тремолитовые серпентиниты; 5 - метагабброиды; 6 - габбро; 7 - предполагаемые геологические границы; 8 - тектонические нарушения.

На плечах палеорифта развиты немногочисленные интрузивы мафит-ультрамафитов плутонической фации (Бураковско-Агаозерский, Монастырский и др.). Бураковско-Аганозерский интрузив расположен на восточном берегу Онежского озера и представляет собой крупнейший в

Европе расслоенный массив (рис. 5). Его средневзвешенный состав соответствует составу коматиитовых базальтов Ветреного Пояса (Куликов и др., 2005).

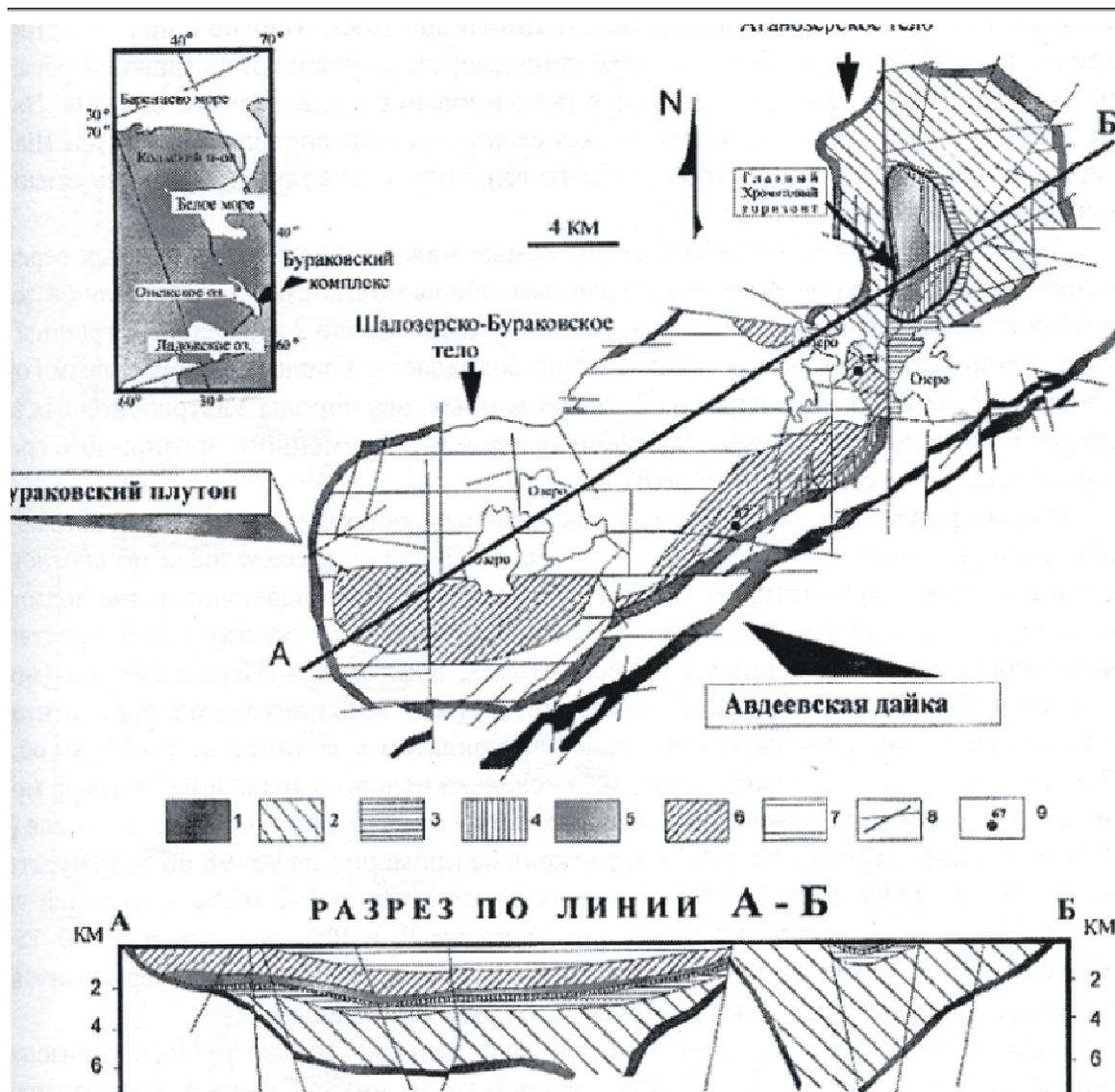


Рис. 5. Схема геологического строения Бураковско-Аганозерского Плутона (Шарков, 2005).

Зоны: 1 – краевая, 2 – дунитовая, 3 – перидотитовая, 4 – пироксенитовая, 5 – габбро-норитовая, 6 – пижонитовых габбро-норитов, 7 – магнетитовых габбро-норитов, 8 – разломы, 9 – скв.67.

Рассматриваемая ассоциация эффузивных и интрузивных магматитов принадлежит к единой петрохимической коматиитовой серии (Петрохимические..., 2001) (Puchtel et al. 1997, 2001) (рис. 6).

Первые Sm-Nd изотопные возрасты магматитов ЮВ окраины Фенноскандинавского щита были получены в 90-х годах XX века по валовым пробам и минеральным фракциям оливина, авгита и пижонита из вулканитов Ветреного Пояса и при совпадающих Re-OS и Pb-Pb датировках составили



2.45-2.41 ± 0.05 Ga (Puchtel et al. 1997, 2001). Устойчивые значения определений изотопных возрастов позволили отнести вулканиты свиты Ветреный Пояс вместе с другими залегающими ниже свитами палеорифта к сумийскому надгоризонту палеопротерозоя (см. рис. 1): г. Голец – 2432± 34 Ма; г. Б.Левгора – 2387 ± 57 Ма, палеовулкан Кирич - с возрастом 2437±3 Ма (см. рис.1). Близкие возрасты цирконов (2449±1.1 Ма), а также Sm-Nd датировки (2355±90 млн. лет) установлены для пород Бураковского расслоенного массива и Авдеевской дайки, расположенных на ЮЗ плече палеорифта (Amelin et al., 1992, 1995). Изотопные возрасты интрузивов не определялись. В рамках проекта РФФИ 05-05-64788 начаты исследования Rb-Sr и Sm-Nd изотопных отношений, а также определения изотопных возрастов для мафит-ультрамафитовых интрузивов, расположенных на различных глубинах в пределах рифтогенной структуры (Руйга, Щелейный Бор, Монастырский и др.).

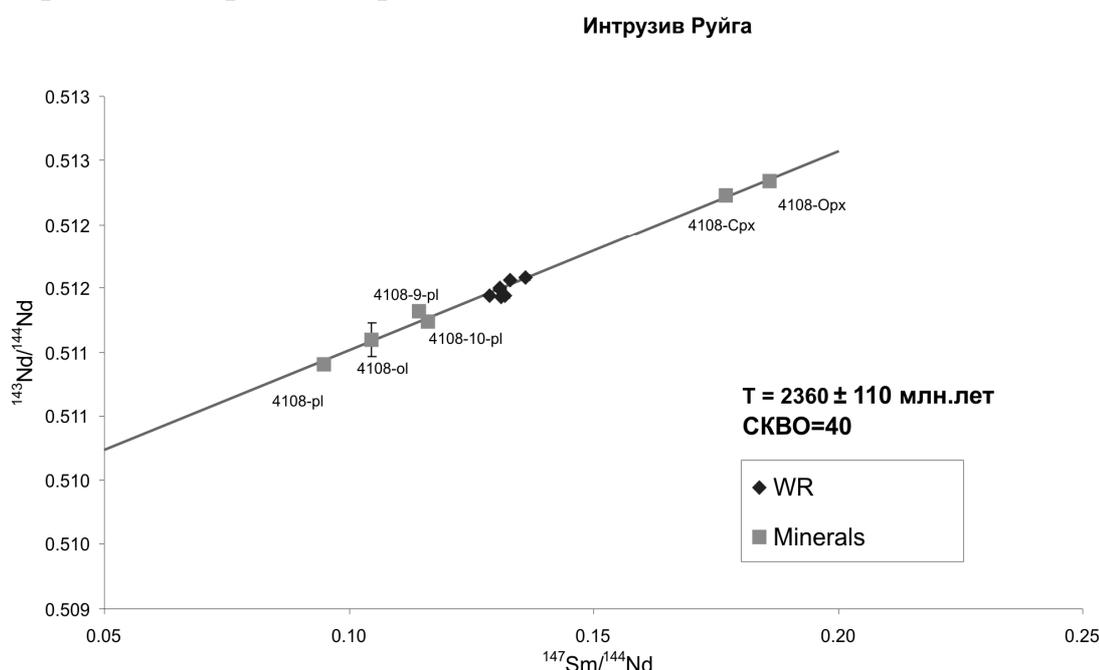


Рис. 7. Sm-Nd изохронная диаграмма для пород и минералов массива Руйга (составил М.В.Васильев, 2006).

Одним из принципиально важных объектов является подвулканый массив Руйга. Rb-Sr и Sm-Nd изотопные исследования были проведены для 13 образцов. Изучались образцы пород в целом и минеральные фракции плагиоклаза, оливина и пироксенов различных дифференциатов интрузива. Получены значения концентрации элементов, изотопные отношения и рассчитаны погрешности. На основании полученных данных построены графики зависимости в координатах  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (рис. 7),  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . По минералам была получена линия зависимости, наклон которой определяет возраст становления интрузива 2362±160 Ма, ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>0</sub> = 0.50946±0.00015, СКВО=40. Однако большие погрешности и высокое значение СКВО не позволяют называть эту линию изохроной, т.е. в

данном случае речь идет лишь о приблизительной оценке возраста. Тем не менее это значение хорошо согласуется с полученными ранее данными по вулканитам структуры Ветреного Пояса. Для тех же образцов, которые были проанализированы Sm-Nd изотопным методом, проведены исследования Rb-Sr изотопной системы.

В изохронных координатах  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  точки пород в целом и минералы образуют прямую линию, наклон которой отвечает времени около 2 млрд. лет. Однако большой разброс точек и большая величина погрешности возраста (240 Ма) не позволяет рассматривать эту линейную зависимость как изохрону и свидетельствует о нарушении Rb-Sr изотопной системы в анализируемых пробах. Нарушение Rb-Sr изотопной системы может быть объяснено геологической историей развития района исследования. Известно, что территория Ветреного Пояса в период, соответствующий 1.9 – 1.8 Ga, была подвержена влиянию процессов, связанных со Svecofenской орогенцией, в результате чего практически во всех магматических объектах обнаруживается нарушение Rb-Sr изотопной системы.

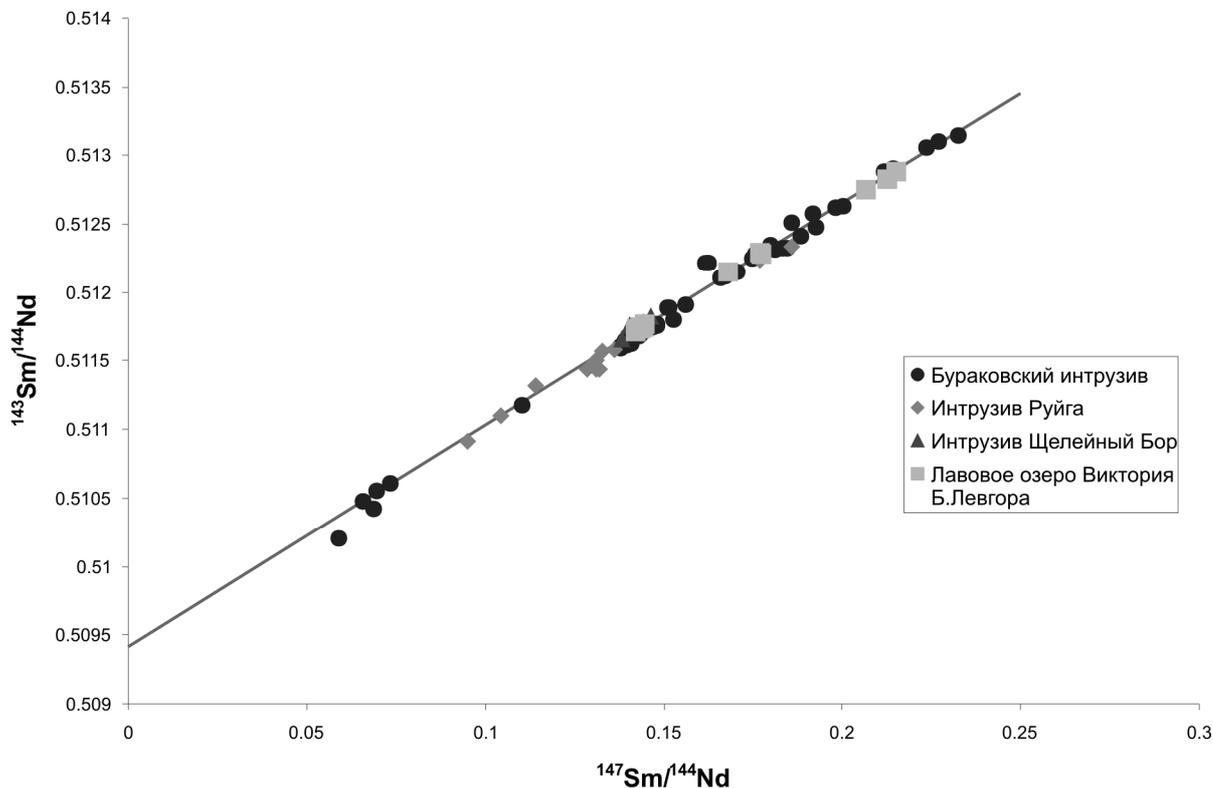


Рис. 8. Sm-Nd изохронная диаграмма для Бураковского интрузива.

Построенная по данным Амелина (Amelin et al, 1996) ( $T=2524\pm 66$  Ма,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.509333\pm 0.000071$ , СКВО=5.8). На диаграмму нанесены точки интрузивов Руйга, Щелейный Бор и лавового озера Виктория (составил М.В.Васильев, 2006).

Аналогичные исследования были проведены для интрузива Щелейный Бор. К сожалению не удалось выделить мономинеральные фракции, поэтому исследовались пробы только для пород в целом. На основании полученных данных построены графики в координатах  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$

и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Все образцы пород, отобранные из разных дифференциатов массива Щелейный Бор, в изохронных Sm-Nd координатах дают компактную группу точек. При небольших вариациях  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношений для них устанавливается очень близкий изотопный состав неодима. По точкам зависимости  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  от  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  массива возможно провести прямую, однако диапазон  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношения очень узок и построить изохрону не представляется возможным. В изохронных координатах  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  точки пород образуют прямую линию, наклон которой отвечает времени около 1457 Ма с погрешностью  $\pm 810$  Ма. Однако большой разброс точек (СКВО=90) и очень большая величина погрешности возраста не позволяет рассматривать эту линейную зависимость как изохрону и свидетельствует о нарушении Rb-Sr изотопной системы в анализируемых пробах.

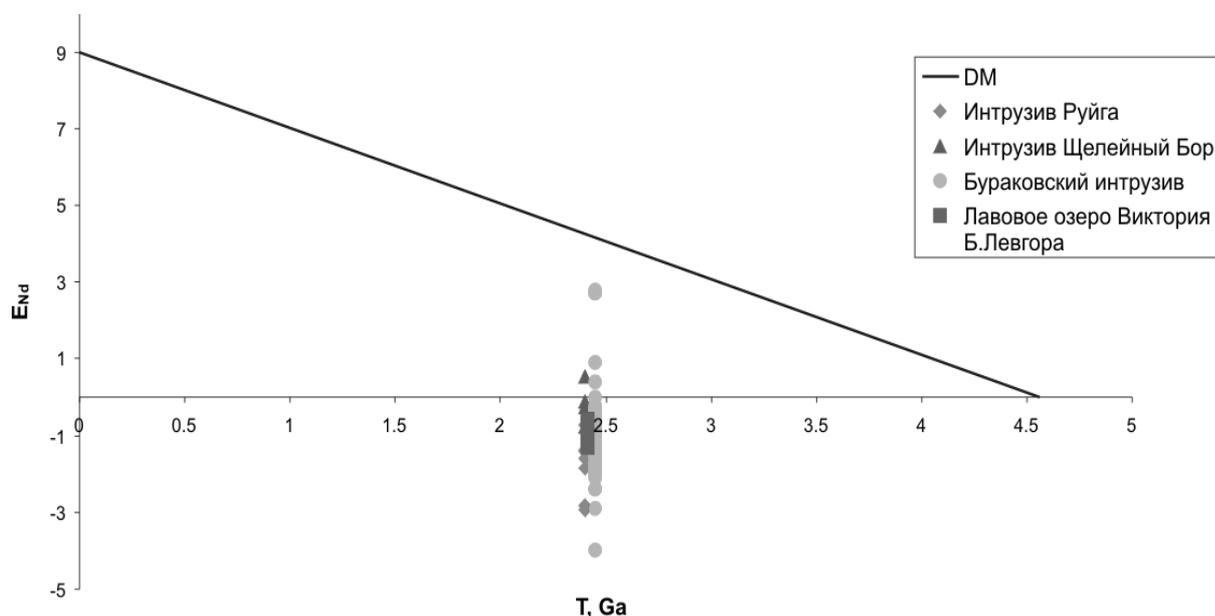


Рис. 9. Диаграмма  $\epsilon_{\text{Nd}}$  для эффузивов и интрузивных тел палеорифта Ветреный Пояс.

Для интрузивов Руйга и Щелейный Бор были рассчитаны параметры эпсилон неодима и эпсилон стронция. Полученные данные свидетельствуют, что параметр  $\epsilon_{\text{Nd}}$  имеет отрицательные и близкие к нулю значения (для Щелейного Бора одно значение является положительным), что свидетельствует о контаминации мантийного вещества. По геологической позиции магматиты Ветренного Пояса находятся в раме, сложенной древними архейскими породами Водлозерского блока. Возможно, это является причиной того, что в процессе внедрения исходных магм они могли смешиваться (контаминироваться) с древним коровым субстратом.

Таким образом, можно говорить не только о комагматичности эффузивов и интрузивных массивов, но и о близком изотопном возрасте их становления. Безусловно важным подтверждением единства магматической ассоциации является близость изотопных отношений. По данным Ю.В. Амелина (Amelin et al, 1996) была построена изохронная диаграмма для Бураковско-Аганозерского массива (как наиболее глубинного, на наш взгляд,

образования ассоциации), на которую были нанесены точки изученных интрузивов Руйга и Щелейный Бор (оз. Кожозеро), а также эффузивов лавового озера Виктория (г. Левгора). Все данные по Sm-Nd отношениям хорошо укладываются на главную линию (рис. 8).

При этом большинство точек  $\epsilon_{Nd}$  для трех интрузивов и эффузивов легло в область отрицательных значений  $\epsilon_{Nd}$  (рис. 9), тем самым, подтверждая предположения о мантийном источнике формирования вещества, которое в последствии подвергалось контаминации. Это даёт нам право предполагать, что исследованные интрузивы образовались в близкое время, и их изотопные характеристики были близки. Точки отвечающие образцам интрузивов Руйга и Щелейный Бор несколько смещены относительно изохроны, что позволяет предположить нарушения в этой системе в обоих массивах. Таким образом, несмотря на удалённое расстояние описанных массивов друг от друга, они имеют близкие изотопные характеристики, единый источник, что подтверждает их принадлежность к единой магматической системе.

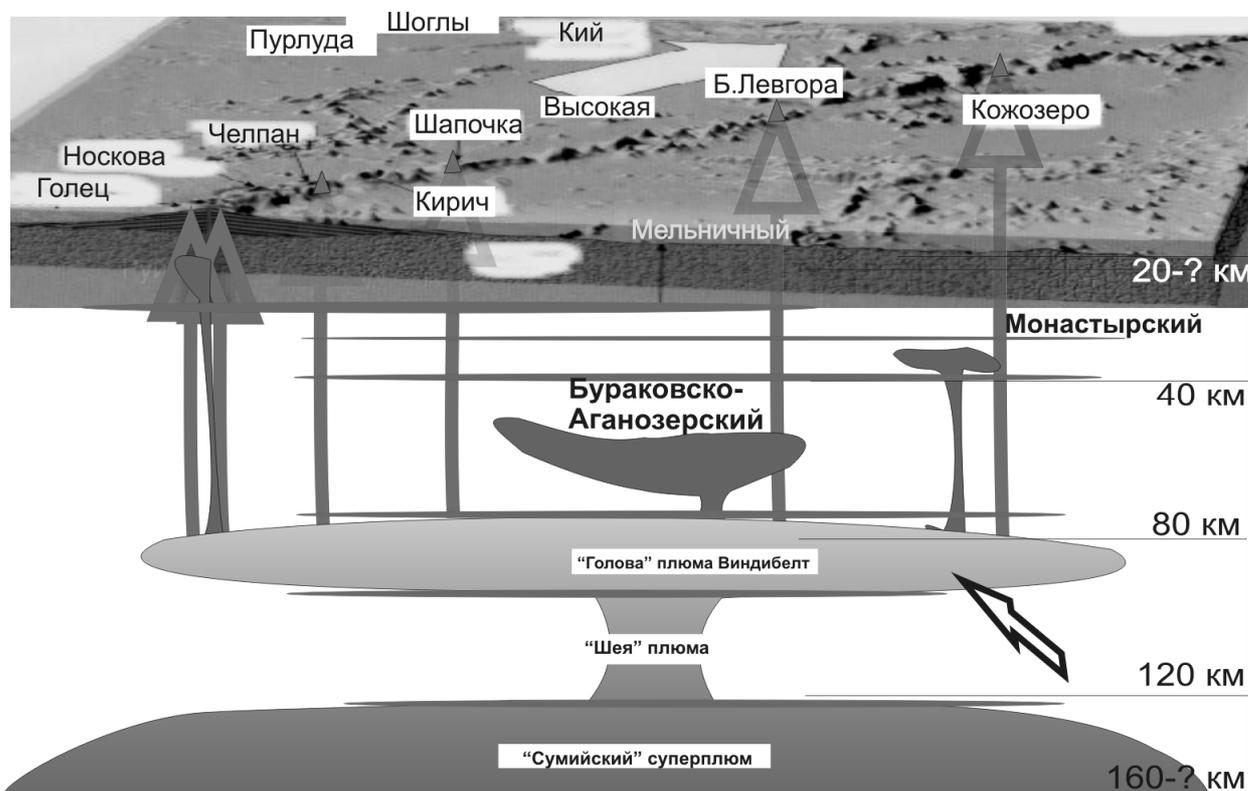


Рис. 10. Реконструкция возможного положения магматических камер при деградации мантийного плюма Виндибелт.

Модель контаминации первичных обеднённых магм, образовавшихся из астеносферного источника, материалом верхней и средней коры была предложена для объяснения происхождения базальтовых коматиитов Ветренного Пояса (высокомагнезиальные породы, при этом обогащённые многими литофильными элементами) (Puchtel et al., 2001). Она была основана на численном моделировании с привлечением геохимических и изотопных данных. Было показано, что количество коровой контаминанты

должно было составлять от 4 до 15 мас.% для обеспечения наблюдаемой изотопно-геохимической неоднородности в вулканитах Ветреного Пояса.

Оценка глубины формирования магматических очагов возможна только с определенной долей вероятности. На рис. 10 показан один из вариантов реконструкции глубины промежуточных камер: I – «голова» плюма; II – Бураковско – Аганозерский Плутон; III – массивы Монастырский, Мельничный, Шардозерский, возможно, Щелейный Бор и его аналоги; IV – подвулканские силлы (Руйга, Колозерски и др.). Возможен также сценарий, когда от «главного» плюма отделяются самостоятельные «струи» (см. рис. 10).

Проведенная авторами (Куликов и др., 2005) оценка объема магматического расплава палеорифта Ветреный Пояс показала, что размеры одного только плато Синегорья составляют около 10 000 куб. км. Учитывая все вулканиты и интрузивы Ветреного пояса, а также интрузивы, находящиеся на плечах рифта, мы вправе утверждать, что для всей рассматриваемой вулcano-плутонической ассоциации, простирающихся на юг до Онежского озера, это значение следовало бы утроить. Соответственно, объем магмы, изверженной под воздействием плюма Виндибелт, должен составлять не менее 30 000 куб. км.

По Р. Уайт и Д. Маккензи (White, McKenzie, 1995), высокая магмопродуктивность регионов не может быть обеспечена плавлением на уровне литосферы, а требует привнесения высокотемпературного материала из глубоких мантийных горизонтов. Исследования А.В. Гирниса с коллегами (1987) показали, что таким материалом мог служить коматиитовый расплав с содержанием MgO около 30 мас.%, возникающий при высокой степени плавления мантии:  $P = 35-40$  кбар,  $T = 1790-1860$  °C и  $\lg f_{O_2} > -7$ . Он находился в равновесии с гарцбургитовым реститом. Поднимаясь вместе с плюмом и частично теряя оливин, магма достигала тугоплавкого слоя мантии и у подошвы коры растекалась под ней на площади до двухсот километров от осевой зоны. В образовавшемся магматическом резервуаре и его локальных частях – «плюмовых подушках» (Грачев, 2003) - происходила ее главная дифференциация с фракционированием интрателлурического оливина. Проведенное моделирование дифференциации коматиитового расплава «Синегорье» при  $P = 8$  кбар подтверждает реальность этого процесса. Новые расплавы, отделившиеся в «плюмовой подушке» от магмы, отвечают по составу природным коматиитовым базальтам Синегорья (MgO = 9-17 мас. %). Низкомагнезиальные расплавы (MgO < 9 мас. %), по-видимому, формировались в близповерхностных (3-5 км) условиях, например, подвулканная камера Руйга под вулканом Голец и другие.

В.В. и В.С. Куликовыми была высказана идея о принадлежности вулcano-плутонической ассоциации Ветреный Пояс к единой рифтогенной системе палеопротерозоя (2.45 – 2.39 Ga) в пределах Евро-Американского континента (История Земли., 2005). Возможно, на территории Фенноскандии

он прослеживался по траверсу (с СЗ на ЮВ): Тремсе – Карасьек - Паанаярви – Лехтинская структура (в том числе Имандра-Варзуга) – Ветренный Пояс - Котлас (?). Плутонической комагматичной ассоциации фацией являются расслоенные интрузивы С. Финляндии и С. Карелии и вулcano-плутонические ассоциации Кольского п-ова, интрузивы Беломорского подвижного пояса (Слабунов и др., 2006).

По представлениям Н.Л.Добрецова с коллегами (2005), плюмы с радиусом «головы» до 200 км являются «вторичными» по отношению к «главному» с радиусом проявления более 1000 км. Формирование вулcano-плутонической ассоциации Ветренный Пояс (Бураковско-Аганозерский плутон – свита Ветренный Пояс) из подобного гипотетического «вторичного» мантийного плюма «Виндибелт» сопоставимо с механизмом возникновения и эволюции о-ва Гавайи вулканической Гавайско – Императорской дуги, хотя существуют и другие точки зрения. На примере фенноскандинавских коматиитовых вулcano-плутонических ассоциаций палеопротерозоя можно предположить, что к поверхности на тот период «подошли» уже «вторичные плюмы»: Виндибелт, Южно-Лапландский и Центральнo-Кольский, производные Сумийского термохимического суперплюма Фенноскандинавского щита а, возможно, и Евроамериканского. Одновременное широкомасштабное проявление высокотемпературных коматиитовых магматитов разных фаций может свидетельствовать исключительно о планетарном событии.

Место зарождения плюма, пути и скорость транспортировки магмы к поверхности требуют дополнительных исследований.

Авторы выражают благодарность проф. кафедры геохимии МГУ Ю.А. Костицыну за предоставленную возможность изотопных исследований и консультации, а также Ю.Ларионову за участие в обсуждении полученных материалов.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (№ 05-05-64788)*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита., Л., 1968, 184 с.
2. **Грачев А.Ф.** Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик. Петрология, т. 11, № 6, 2003, С. 618 - 654.
3. **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Параметры горячих точек и термохимических плюмов // Геология и геофизика, 2005. Т. 46, № 6. С. 589-602.
4. Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита, Л., 1983.-С.
5. Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. – Л., 1988. – 182 с.
6. **Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В., Зудин А.И.** Коматиитовый магматизм палеопротерозоя юго-востока Фенноскандии // Матер. Всеросс. научн. конфер. «Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков” к 10-летию РФФИ. Т. 2. Петрология, геохимия, минералогия, геология месторождений полезных ископаемых, геоэкология. М.: Связь-Принт. 2002. С. 120 – 121.

7. **Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В., Зудин А.И.** Сумийский рифтовый вулканизм палеопротерозоя юго-восточной части Карельского кратона // Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика». Екатеринбург. Ин-тут геологии и геохимии УрО РАН. 2003. С. 99 – 104.
8. **Куликов В.С., Бычкова Я.В., Куликова В.В., Коптев-Дворников Е.В., Зудин А.И.** Роль глубинной дифференциации в формировании палеопротерозойского лавового плато коматиитовых базальтов Синегорья (ЮВ оконечность Фенноскандии) // Петрология, т.12, №5, 2005.
9. **Куликова В.В., Куликов В.С., Ефремова С.В., Бычков А.Ю., Бычкова Я.В.** Петрохимические серии магм. пород (анализ состояния и проблемы систематизации, предпочт. модули хим. элементов, новые направления)//Петр-к,КарНЦ РАН,2001,115
10. **Пухтель И.С., Богатиков О.А., Куликов В.С., Щипанский А.А.** Петрология палеопротерозойского лавового озера в районе горы Б. Левгора, Ц. часть Вереного Пояса, Балтийский щит //Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 339 - 361.
11. **Слабунов А.И., Куликова В.В., Степанов В.С., Куликов В.С., Матуков Д.И., Кевлич В.И.** U-Pb геохронология (данные ионного микрозонда SHRIMP-II) цирконов Кийостровского расслоенного массива Беломорского подвижного пояса и корреляция палеопротеро.о магматизма юго-восточной части Фенносканд.щита / Москва, 2006. в печати.
12. **Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С.** Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита //Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503 - 522.
13. **Шарков Е.В.** Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный Мир. 2006. 368 с.
14. **Amelin Y.V., Semenov V.S.** Evidence for the enriched subcontinental mantle at Early Proterozoic from Nb and Sr isotopic study of layered intrusions // 29 Intern. Geol. Congr. Abstracts (24 Aug.-3 Sep. 1992). Kyoto, Japan. 1992. V. 1. P. 183.
15. **Amelin Y.V., Heaman L.M., Semenov V.S.** U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res. 1995. V. 75. P. 31 – 46.
16. **Hooper P.** The Columbia river flood basalt province: current status/ Eds J.J. Mahoney, M.F. Coffin. Large igneous provinces:continental, oceanic and planetary flood basalt Geophysical Monograph Series 100 W.:AGU.1997.P. 1-27.
17. **Arndt N.T., Nisbet E.G** Komatiites. Ed.. London. 1982. P.526.
18. **Le Bas M.J.** IUGS reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks//J. Petrology. 2000. Vol. 41, № 10, pp. 1467 – 1470.
19. **Puchtel, I.S., Haase, K.M., Hofmann, A.W., Chauvel, C., Kulikov, V.S., Garbe-Schonberg, C.-D., and Nemchin, A.A.** Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere. Geochim. Cosmochim. Acta. 1997, vol. 61, pp.1205-1222.
20. **Puchtel, I.S., Brüggmann, G.E., Hofmann, A.W., Kulikov, V.S., and Kulikova, V.V.** Os-isotope systematics of komatiitic basalts from the Vetreny belt, Baltic Shield: Evidence for a chondritic source of the 2.45 Ga plume, Contrib. Mineral. Petrol., 2001, vol. 140, pp. 588-599.
21. **White R., McKenzie D.** Mantle plumes and flood basalts// J.Geophys. Res.1995.V.100.P.17543-17585.

## Метаморфизм карбонатитов участка Веселый (Северное Забайкалье)

Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Бадмацыренов М.В.

*Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия*

### ВВЕДЕНИЕ

Известно не столь большое количество проявлений карбонатитов, испытавших метаморфические преобразования после внедрения. К их числу относится проявление Маунт Грейс (Британская Колумбия), где карбонатиты, подверглись метаморфизму на уровне амфиболитовой фации. Здесь тела щелочных пород превращены в гнейсы, а карбонатиты перекристаллизованы до крупнозернистого агрегата [9]. На метаморфические преобразования карбонатитов Гулинского массива указывает Жабин А.Г. [2]. Им отмечено, что главным следствием, сопровождающим метаморфизм, была перекристаллизация карбонатной матрицы, подобная образованию мраморов за счет известняков и доломитов. Дискуссионность генетической природы Селигдарского месторождения, вероятно, также отчасти связана с его участием в метаморфических процессах. Можно полагать, что появление тремолита, талька, метакристов апатита, рафинирование минералов от примесей и неординарные изотопные составы О и С, обусловлены именно этими процессами.

Как и в любой породе, подвергшейся метаморфизму, в карбонатитах должны быть проявлены: а) процессы перекристаллизации минеральных агрегатов, сопровождающиеся изменением структур и текстур пород; б) преобразование первичных и появление новых минеральных видов; в) изменение химических составов и некоторых изотопных характеристик минералов.

Принципиально метаморфизм карбонатитов должен иметь конвергентные признаки с метаморфизованными осадочными фосфат содержащими карбонатными породами. Это подобие касается в основном карбонатной матрицы. Вещественная нагрузка, обусловленная специфическим химическим и минеральным составом карбонатитов (высокие концентрации Р, Sr, Ва, Nb, РЗЭ), должна обусловить появление новых минералов.

В связи с этим весьма интересным объектом исследований представляется проявление карбонатитов Веселое. В карбонатитах этого проявления отчетливо проявились все три указанные выше процессы.

Особенно это заметно в преобразованиях первичных и появлении новых минералов, нетипичных для карбонатитов.

Время образования карбонатитов участка Веселый (U-Pb датирование по циркону; определено SRIMP II)  $596 \pm 3,5$  млн. лет, в то время как процессы метаморфизма проявились на 40 млн. лет позднее ( $550 \pm 14$  млн. лет Rb-Sr изохронное определение).

## **МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ**

Анализ химического состава пород проведен атомно-абсорбционным методом (аналитики Булдаева, И.В. Боржонова, Э.М. Татьянкина), элементов примесей – рентгено-флюоресцентным (Б.Ж. Жалсараев), а редкоземельных элементов – спектральным с предварительным химическим обогащением (Т.И. Казанцева, Л.А. Левантуева). Состав минералов определен на модернизированном рентгеновском микроанализаторе MAP-3 (С.В. Канакин). Микроструктурные особенности, взаимоотношения и однородность состава минералов изучались на электронном микроскопе LEO-1430 с энергодисперсионным спектрометром Jnca Energy-300 (Н.С. Карманов). В зависимости от состава минералов съемки проводились при 15-20 kV, ускоряющем напряжении тока зонда от 20 до 40 нА, времени измерения 20 сек, и диаметре зонда 2-3 мкм. Для повышения достоверности анализа в окрестностях каждой точки проводились по несколько параллельных замеров.

Изотопные составы кислорода и углерода в карбонатных минералах, кислорода в магнетите и апатите определены в лаборатории стабильных изотопов Аналитического Центра ДВНЦ РАН на прецизионном масс-спектрометре Finigan MAT-252. Погрешность анализов не превышала  $\pm 0,05$ .

Rb-Sr изохронный возраст метаморфизма и изотопные отношения стронция в безрубидиевых минералах определены в Геологическом институте СО РАН (аналитик В.Ф. Посохов), U-Pb возраст карбонатитов определен по циркону (SRIMP II) в ЦИИ ВСЕГЕИ (аналитик А. Ларионов).

## **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ВЕСЕЛОГО**

Проявление находится в пределах Байкало-Муйского пояса рифейской островодужной области, расположенной в южном обрамлении Сибирского кратона. В восточной части этого пояса на площади Келяно-Ирокиндинской ветви в позднем рифее - венде сформировалась рифтогенная зона, с типоморфным вещественно-структурным комплексом вулканогенно-осадочных пород и основным магматизмом [1].

Участок Веселый расположен в западном обрамлении Северо-Муйской глыбы. Последняя представляет выступ раннедокембрийского кристаллического фундамента, сложенного сланцами, гнейсами, гранито-гнейсами, прорванными, в основном, довендскими габброидами и гранитами.

Распространенные на ее площади породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, а в отдельных участках - эклогитовой фаций.

С запада к глыбе примыкает полоса кристаллических сланцев, относимых некоторыми исследователями к позднекембрийским гранито-гнейсам переработанного кристаллического фундамента [1]. Геологами, проводившими съемочные работы (С.В. Огороков и др.) они отнесены к породам образованным в результате метасоматических процессов, На запад они сменяются вулканогенно-осадочным комплексом муйской серии рифейского возраста. Она представлена вулканитами основного и среднего

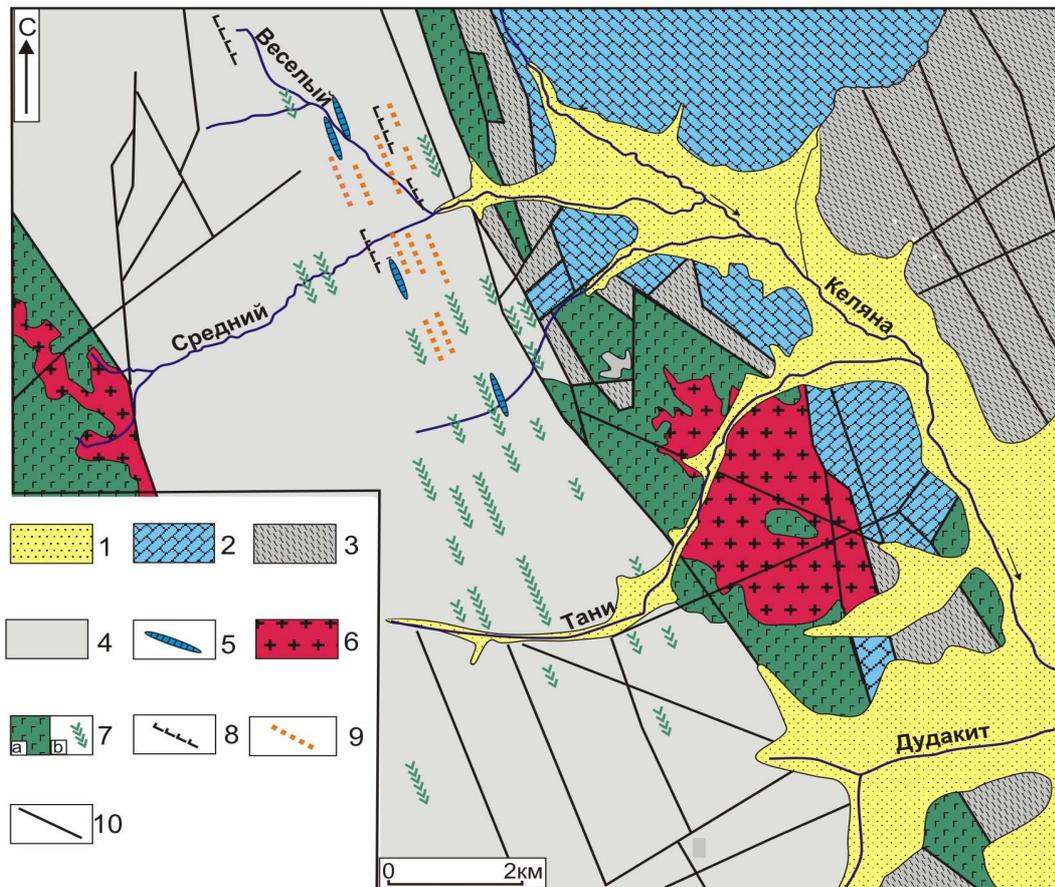


Рис 1. Схема геологического строения участка Веселый (Н.П. Андреева и В.П. Инюшкина, с дополнениями Риппа Г.С. и др., 2004).

1 – современные рыхлые отложения; кембрийские образования: 2 – известняки и 3 – сланцы; 4 – рифейские кристаллические слюдисто-кварц-полевошпатовые сланцы; 5 – доломитовые мраморы; 6 – граниты; 7 – габброиды: а) массивы, б) дайки; 8 – измененные ультрабазиты; 9 – карбонаты; 10 – тектонические нарушения.

составов, метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев, и сложена хлоритом, актинолитом, эпидотом, альбитом и светлыми слюдами [1]. Состав кристаллических сланцев на площади проявления Веселый

слюдисто-кварц-полевошпатовый. В них присутствуют участки, обогащенные хлоритом, актинолитом, эпидотом, линзы доломитовых мраморов.

Метаморфические породы прорваны массивами и дайками рифейских габброидов, ультрабазитов, палеозойскими гранитоидами. На участке Веселом базиты и ультрабазиты слагают цепочки массивов, линзообразных тел и даек, вытянутых вдоль тектонических нарушений ССЗ направления (рис. 1).

## ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Площадь участка Веселого сложена преимущественно мусковит-кварц-полевошпатовыми кристаллическими сланцами (рис. 1). Это породы средне-, мелкозернистые, полосчатой текстуры с маломощными полосами обогащенными мусковитом. В них широко распространены зоны рассланцевания.

Полевые шпаты представлены существенно, альбитом и олигоклазом. Зерна их серицитизированы. Встречающийся калиевый полевой шпат содержит 1,3-1,7 мас.% ВаО.

Таблица 1.

**Химические составы слюд из кристаллических сланцев участка Веселый, мас.%.**

№п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	K <sub>2</sub> O	BaO	F	Сумма
1	48,89	0,55	24,56	7,51	0,15	2,35	11,37	0,25	0,55	100,78
2	49,17	0,5	24,05	7,17	0,24	2,57	11,23	0,21	0,54	100,33
3	48,29	0,2	24,23	7,65	0,26	2,73	11,39	0,29	0,55	99,98
4	47,12	0,44	30,53	3,97	<0,06	1,25	11,56	0,38	0,28	100,13
5	47,54	0,58	29,64	4,32	0,07	1,57	11,36	0,49	0,37	100,58
6	47,67	0,52	29,44	4,29	0,09	1,57	11,23	0,48	0,31	100,23
7	49,25	0,33	27,52	3,18	0,07	3,13	11,44	0,31	0,55	100,55
8	49,82	0,06	28,52	2,39	0,09	2,86	11,66	0,35	0,33	100,56
9	48,95	0,39	27,86	3,03	0,08	2,93	11,32	0,37	0,52	100,15

**Примечание.** Сумма приведена с учетом воды теоретической и СаО, Na<sub>2</sub>O, содержание которых не превышает десятых долей %.

Пластинки и чешуйки светлой слюды ориентированы согласно полосчатости пород. Нередко они ассоциируют с хлоритом. Слюда относится к фенгиту, содержащему от 2 до 7 мас.% FeO и обычно более 1,5 мас.% MgO (табл. 1). Суммарно количество железа и магния достигает 0,5 ф.е. В зависимости от первичного состава пород в фенгите широко варьирует



повышенным содержанием этого элемента (от 6,72 до 13,12 мас.%), и по составу близок к брейнериту. Изотопные составы кислорода и углерода в карбонатных минералах показаны в таблице 4

Таблица 3.

**Химические составы карбонатных минералов из мраморов и тальк-кварц-карбонатных пород участка Веселый, мас.%.**

№п/п	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма
1	<0,07	<0,06	21,69	29,73	98,45
2	0,22	<0,06	22,08	29,91	99,2
3	0,07	<0,06	22,33	30,19	99,59
4	0,09	<0,06	21,99	30,33	99,41
5	0,08	<0,06	21,79	29,79	98,67
6	7,09	0,24	42,24	0,04	102,00
7	6,72	0,09	42,56	0,04	99,44
8	8,94	0,18	40,33	0,56	100,10
9	13,12	0,36	38,72	0,05	99,67
10	7,55	0,14	42,12	0,06	100,17
11	2,50	0,25	19,79	29,12	99,11
12	3,98	0,17	18,26	29,88	100,34
13	3,55	0,43	18,33	30,24	100,02
14	2,20	0,46	21,10	28,76	99,85

**Примечание.** Пробы: 1-5 доломит из мрамора, 6-10 магнезит-брейнерит и 11-14 доломит из тальк-карбонатных пород, Стронций не обнаружен, Сумма приведена с учетом SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, BaO содержание которых не превышает десятых долей процента и CO<sub>2</sub>-теоретической.

. Хлорит слагает листовато-волокнистые агрегаты, выполняющие интерстиции между зернами карбонатов. Он характеризуется высокой

Таблица 4.

**Изотопные составы кислорода, углерода и стронция в тальк-кварц-карбонатных породах участка Веселый.**

№ пробы	Минерал	δ <sup>18</sup> O‰ SMOW	δ <sup>13</sup> C‰ PDB	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr
Ср-7	магнезит+ доломит	12,0	-1,9	
Ср-8		12,2	-0,9	
4/04		11,7	-1,0	
8/04		10,4	-1,4	
131/05	тоже	14,1	-0,6	0,70426
22/05		12,6	-0,8	0,70527
19/05		13,3	-1,6	0,70583

**Примечание.** Анализы изотопных составов кислорода и углерода выполнены в Аналитическом центре Дальневосточного Научного центра РАН, Стронция в Геологическом Институте СО РАН (В.Ф. Посохов)

магнезиальностью. Концентрация MgO в нем варьирует от 28,07 до 31,23 мас.%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> не превышает 17,83 мас.%. На долю железа приходится не



Типоморфным минералом пород является хромит. Он представлен рассеянной вкрапленностью зерен изометричной формы. В результате метаморфических процессов хромит замещался фенгитом и хлоритом.

Флогопит присутствует внутри зерен хромита, и в виде небольших агрегатных скоплений вместе с кварцем в тальк-карбонатной матрице [5]. Он характеризуется повышенным содержанием хрома и никеля (табл. 5).

Кварц слагает агрегатные скопления, единичные зерна и прожилки и неравномерно распределен в породе. Часть его образовалась в результате разложения первичных силикатных минералов ультрабазитов, остальная связана с более поздними фенгит-хлоритовыми ассоциациями.

Дайки габброидов сосредоточенные в полосе шириной 5-6 км (рис. 1) представляют собой массивные мелкозернистые сланцеватые породы. В результате метаморфических процессов они превращены в агрегат эпидота, хлорита, амфиболов, биотита с подчиненными количествами кислого плагиоклаза, титанита, прожилками и небольшими скоплениями светлой слюды.

Эпидот слагает основную массу породы, Он тесно ассоциирует с хлоритом. В составе минерала присутствует небольшое количество редкоземельных элементов (табл. 6).

Изометричные зерна альбита встречаются вместе с хлоритом. Участками альбит корродирует биотит. Количество  $Al_2O_3$  от 19,82 до 20,33 мас.%,  $Na_2O$  в пределах 11,15-11,41 мас.% (табл. 6).

Амфибол слагает зерна призматической и изометричной формы. Его состав в таблице 6.

Таблица 6.

**Химические составы минералов из габброидов участка Веселый, мас.%.**

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма
1	38,04	27,09	9,11	0,10	22,98	-	0,16	0,16	0,27	0,28	99,41
2	37,77	26,33	10,37	0,05	23,33	-	0,16	0,16	0,27	0,28	100,01
3	38,41	27,39	9,27	0,06	23,12	-	0,16	0,16	0,26	0,28	100,38
4	37,39	24,01	13,24	0,03	23,14	-	0,16	0,16	0,27	0,28	100,12
5	37,26	27,21	9,56	0,6	23,25	-	0,16	0,16	0,26	0,28	99,35
6	67,82	19,89	0,14	-	0,09	11,4	-	-	-	-	99,34
7	67,33	19,82	0,33	-	0,06	11,4	-	-	-	-	99,01
8	67,75	19,97	0,17	-	0,05	11,4	-	-	-	-	99,91
9	67,32	20,33	0,14	-	0,46	11,2	-	-	-	-	99,61
10	48,70	7,66	13,35	14,22	11,25	-	-	-	-	-	100,01

**Примечание:** 1-5 эпидот, 6-9 альбит, 10-амфибол. Сумма дана с учетом воды теоретической.

## КАРБОНАТИТЫ

На площади участка в полосе шириной около 1 км на протяжении 4-5 км установлены дайки карбонатитов [4]. По элювиально-делювиальным свалам отдельные тела прослежены на расстоянии 600-1000 метров. Судя по размерам глыб мощность карбонатитовых тел, достигает нескольких метров.

Карбонатиты представляют собой массивные, средне- и мелкозернистые породы с отчётливо выраженной полосчатой текстурой, параллельной контактам тел. Полосчатость определяется единой ориентировкой кристаллов апатита, зёрен доломита и полосами, обогащёнными магнетитом, рутилом, амфиболом.

Контакты карбонатитов с вмещающими породами обычно тектонизированы в результате чего материал последних “затёрт” в карбонатитовую матрицу. На ненарушенных контактах отмечаются маломощные зоны (до нескольких сантиметров) флогопитизации. Здесь флогопит деформирован, частично хлоритизирован.

Химический состав карбонатитов ложится в поле магнезиокарбонатита, Особенностью пород являются повышенные концентрации фосфора (4,26-9,17 мас.% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), титана (0,19-0,54 мас.% TiO<sub>2</sub>), фтора (0,32-0,76 мас.%), В породах в три-четыре раза выше, чем в среднем карбонатите [10] хрома и никеля, заметно ниже содержания ниобия (4-17 ppm), циркония (47-270 ppm), марганца (0,11-0,14 мас.% MnO).

Таблица 7.

### Результаты изотопных анализов кислорода и углерода в минералах из карбонатитов участка Веселый.

№ проб	Минерал	$\delta^{18}\text{O}\text{‰ SMOW}$	$\delta^{13}\text{C PDB}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
13/04	доломит	10,7	-2,3	0,7037
196/04		11,1	-2,1	0,7038
25a/04		10,1	-2,0	
8/04		10,4	-1,4	
72		8,9	-2,2	
8/03		10,1	-1,9	
8/03		10,2	-1,9	
124/03	кальцит	9,8	-2,3	
8a/04	магнетит	1,5		
196/04		3,9		
215/04		4,0		
Вес-5	апатит	5,3		

Состав РЗЭ и конфигурация их нормированных содержаний подобны карбонатитам из других регионов. Характерно преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, отсутствие европейской аномалии.

Изотопный состав кислорода в карбонатных минералах в целом подобен карбонатитам из других регионов, а углерод заметно обогащен тяжелым изотопом (табл. 7). Величины  $\delta^{18}\text{O}$  в магнетите и апатите парагенных карбонатиту соответствуют кислороду мантийного происхождения.

Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в доломите из карбонатита также имеет величину близкую к мантийным значениям.

Породы сложены (объемные %) в основном доломитом (75-80%), апатитом (15-20%) и кальцитом (5-15%), В числе второстепенных минералов в них присутствуют магнетит (1-2%), рутил (1-2%), флогопит (до 1%) и щелочные амфиболы (до 1%). Установленные в карбонатитах минералы представлены тремя ассоциациями, образовавшимися: в собственно карбонатитовый этап, на гидротермальной стадии и при метаморфических процессах. Минеральный состав их представлен в таблице 8.

Таблица 8.

**Минеральный состав карбонатитов участка Веселый.**

Ассоциации	Минеральный состав
<b>Собственно карбонатитовая</b>	<b>Главные:</b> доломит, апатит, кальцит <b>Второстепенные и акцессорные:</b> флогопит, магнетит, рутил, магнезиорибекит, рихтерит, циркон, молибденит, монацит
<b>Метаморфогенная</b>	Фенгит, кварц, тальк, тремолит, актинолит, хлорит, антофиллит, доломит, кальцит, барит, барито-целестин, монацит, алланит, стронцианит, синхизит
<b>Гидротермальная не связанная с карбонатитами</b>	Хлорит, кварц, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит

**ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В КАРБОНАТИТАХ**

В карбонатитах также как и во вмещающих кристаллических сланцах, доломитах, телах базитов и ультрабазитов, отчетливо фиксируются метаморфические преобразования. С ними связаны три типа процессов - перекристаллизация и изменение структурно-текстурных особенностей пород, появление новообразованных минералов и очищение первичных минералов от примесей. Частичная перекристаллизация карбонатной матрицы, сопровождалась переотложением кальцита и доломита в виде прожилков, рафинирование апатита и доломита от присутствующих в них редкоземельных элементов и стронция. Часть примеров этих процессов показана на рисунках (2, 3). На одном из них (рис. 2) представлен участок, сложенный агрегатом кальцита, кварца, монацита, рутила и титанита. На другом (рис. 3) это карбонатные прожилки с алланитом, монацитом, барито-целестином.

Привнос из вмещающих пород кремнезема, глинозема и щелочей и взаимодействие их с кальцитом, доломитом, щелочными амфиболами привел

к появлению таких минералов как тальк, фенгит, амфиболы, хлорит, кварц, алланит. Новообразованные минералы распространены неравномерно, Это было обусловлено разной степенью нарушенности пород и масштабами привноса компонентов из вмещающих сланцев. В целом количество таких минералов не превышает 1-3%, но в некоторых случаях (например оталькование) достигает 5-7%. Участки оталькования развиваются главным образом по доломиту и магнезиорибекиту. Кроме того, тальк слагает редкие маломощные (1-3 мм) мономинеральные прожилки.

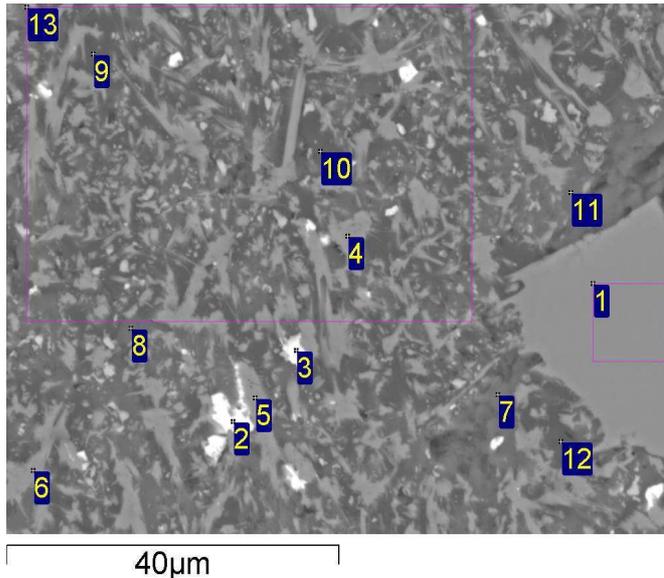


Рис. 2. Агрегат кварца (9,10,12), кальцита (7,8,11), монацита (2,3), рутила (1,4,5,6), титанита (13), в пределах участка метаморфического преобразования карбонатита.

Фенгит и амфибол образуют рассеянную вкрапленность, приуроченную к межзерновым пространствам доломита и микронарушениям в породах. Выделения зерен фенгита в карбонатите показаны на рисунке 4. Хлорит слагает вкрапленность, агрегатные скопления чешуек и

прожилки вместе с кварцем. В основном он образовался по доломиту. Разноориентированные хлоритовые прожилки большей частью встречаются в контактовой зоне со сланцами. Состав прожилков чаще хлорит-кварцевый.

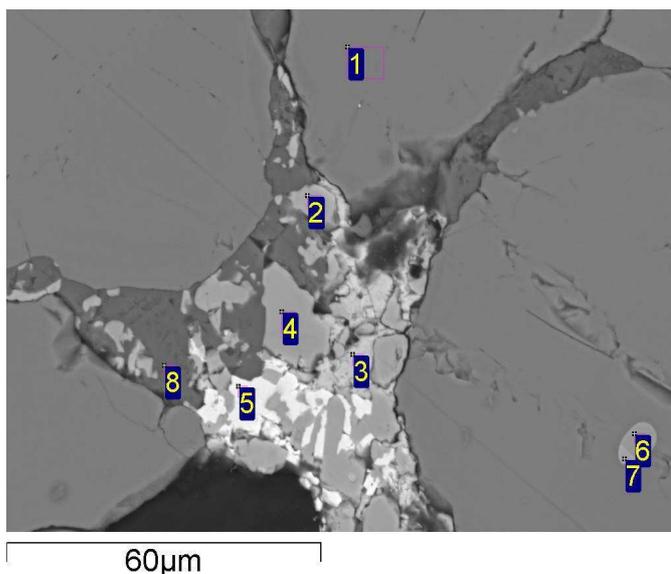


Рис. 3. Прожилок кальцита (8) с алланитом (2,4), монацитом (5), барито-целестином (3) образовавшийся в результате метаморфизма, Основное поле (1) титанит, (6,7) магнетит и ильменит.

Из новообразованных минералов наибольший интерес представляет фенгит. Он слагает чешуйки и пластинки размером от 0,2 до 1,5 мм, (рис. 4). В целом состав слюды близок к фенгиту из вмещающих сланцев. В минерале около 0,5 ф.е. приходится на магний и железо. В участках пород с повышенным содержанием хрома (обычно это скопления

пород с повышенным содержанием

хромсодержащих рутила, магнетита с хромитом), в фенгите появляется до 1,72 мас.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (табл. 9). Содержание кремния в тетраэдрической позиции, как и в слюдах из вмещающих сланцев, достигает 3,25 – 3,45 ф. е. Фтор в минерале не обнаружен.

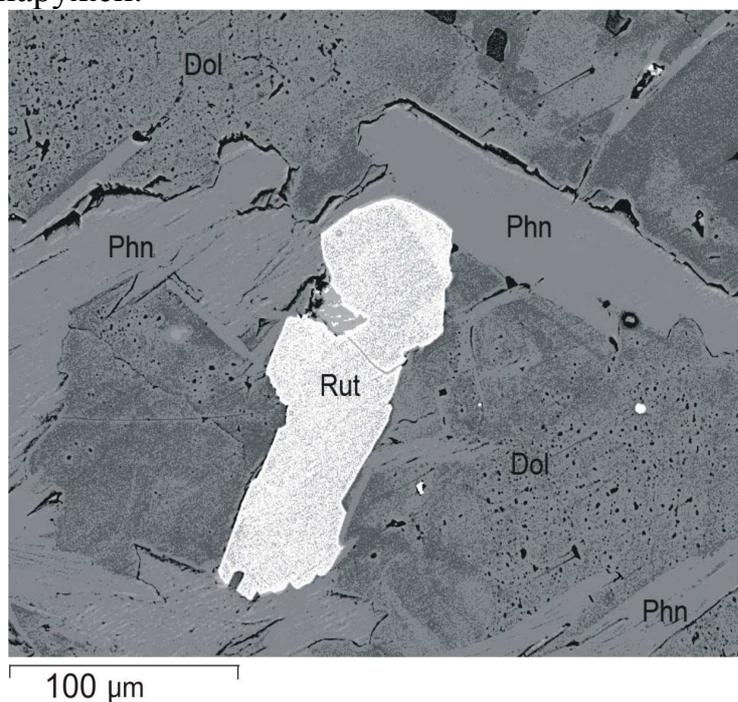


Рис. 4. Выделения фенгита (Phn) в карбонатите (Dol). Белое – рутил.

Таблица 9.

Химические составы светлых слюд из карбонатитов участка Веселый, мас.%,

№п/п	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Cr}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MgO}$	$\text{K}_2\text{O}$	Сумма
1	46,43	0,27	30,55	1,12	2,31	1,87	11,95	99,21
2	47,29	0,42	29,64	1,13	2,39	1,79	11,54	98,94
3	49,25	0,34	27,57	-	3,18	3,13	11,45	100,55
4	49,82	0,06	28,52	-	2,40	2,86	11,67	100,56
5	48,95	0,39	27,86	-	3,04	2,93	11,31	100,15
6	48,58	0,41	28,77	-	3,22	2,75	11,36	100,8
7	48,71	0,79	26,44	1,72	3,72	2,56	11,96	95,90

**Примечание.** В сумму включены также  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ . В пробах не обнаружены  $\text{BaO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{SrO}$ . Сумма дана с учетом воды.

В отличие от щелочных амфиболов (рибекит, рихтерит), связанных с карбонатитами, метаморфические амфиболы представлены магниезальным (антофиллит) и кальциево-магниевым (тремолит-актинолит) типами (табл. 10, рис. 5).

Химические составы метаморфических амфиболов участка Веселый, мас. %.

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
1	58,89	<0,05	0,09	4,03	0,07	21,92	12,22	0,46	0,13	100,81
2	59,18	<0,05	0,26	3,19	<0,06	22,62	12,36	0,50	0,95	100,63
3	59,00	<0,05	0,28	4,85	0,09	21,33	12,17	0,54	0,11	100,87
4	59,07	<0,05	0,24	4,06	<0,05	22,14	12,29	0,79	0,17	100,70
5	58,63	<0,04	0,29	4,74	0,08	21,66	12,07	0,62	0,14	100,47
6	58,83	<0,04	0,16	3,34	0,07	22,35	12,45	0,46	0,13	100,29
7	58,67	<0,05	0,36	4,51	0,06	21,82	12,00	0,70	0,15	100,64
8	58,67	<0,05	0,15	4,46	<0,09	21,88	12,33	0,43	0,09	100,34
9	62,79	<0,04	0,08	5,40	<0,06	27,49	0,07	0,08	<0,03	98,50

**Примечание.** Пробы: 1-8 тремолит-актинолит; 9 антофиллит. Сумма приведена с учетом Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, BaO, NiO, V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> содержание которых не превышает десятых долей % и воды теоретической. Фтор не обнаружен.



Параметры диаграммы:  $Ca_B > 1.50$ ;  $(Na+K)_A < 0.50$

Рис. 5. Диагностическая диаграмма метаморфических амфиболов из карбонатитов участка Веселый.

С метаморфизмом связано также оталькование карбонатитов, образование кварц-карбонатных прожилков. Тальк замещает щелочные амфиболы и доломит. В некоторых случаях он слагает маломощные (1-3 мм) мономинеральные прожилки. Оталькование приурочено преимущественно к участкам окварцевания. Тальк характеризуется повышенным содержанием железа (до 6 мас.% FeO).

В кварц-карбонатных прожилках встречается алланит (рис. 6). Составы его приведены в таблице 11. Аналогично другим минералам карбонатитов алланит обогащен легкими лантаноидами.

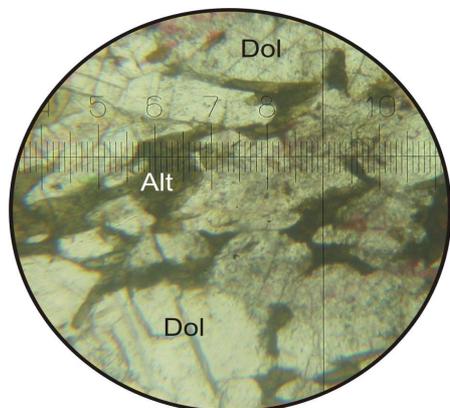


Рис. 6. Алланит (Alt) приуроченный к межзерновым пространствам доломита (Dol).

Шлиф 17/04. Николи +. Увеличение  $\times 70$ .

Метаморфические процессы обусловили рафинирование минералов от присутствующих в них примесей, сопровождавшееся освобождением их от редкоземельных элементов, стронция и бария. Главными источниками этих элементов послужили апатит и доломит. В результате появились новообразования таких минералов как монацит, алланит, стронцианит, барит.

Таблица 11.

Химические составы алланита из карбонатитов участка Веселый, мас. %

№п/п	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	FeO	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма
1	11,62	30,94	10,58	1,10	17,25	4,44	12,54	1,83	5,73	96,03
2	13,16	31,31	11,22	0,53	17,59	6,38	11,01	0,86	3,55	95,61
3	10,91	32,21	10,67	-	15,53	6,79	11,39	-	2,01	92,81
4	10,89	29,89	9,99	-	15,48	6,73	11,71	0,74	2,34	90,99

Примечание. В пробах 3 и 4 присутствуют 1,22 мас. % BaO и 2,10 мас. % MgO.

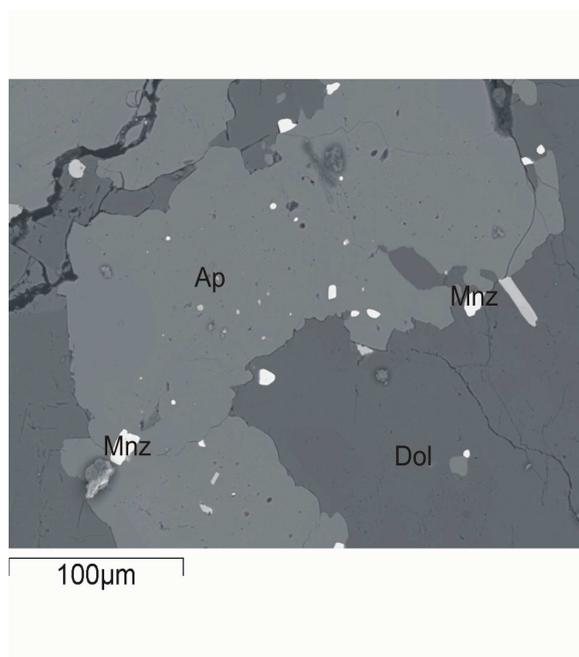


Рис 7. Выделения монацита (Mnz) белое в апатите (Ap); темно-серое доломит (Dol).

целестин. Эти минералы образуют мелкие выделения внутри и по краям зерен (рис. 4,5) нередко слагают микропрожилки. Обычным явлением для апатита являются мелкие зерна иногда прожилковидные выделения монацита, как в пределах самих зерен, так и на их периферии (рис. 7).

Монацит селективно обогащен легкими лантаноидами (табл. 12). В нем наиболее стабильно содержание церия,



сопутствующих метаморфизму процессов изменения карбонатитов, то сведения о них в известной нам литературе почти отсутствуют.

Карбонатиты участка Веселый представляют интерес тем, что они также как и вмещающие кристаллические сланцы, ультрабазиты, дайки габброидов и тела доломитов испытали метаморфические преобразования. Помимо перекристаллизации пород, они обусловили заметные изменения в минеральном составе. С одной стороны появились минералы не характерные для карбонатитов, но типоморфные для метаморфических процессов. К ним относятся такие минералы как тальк, фенгит, хлорит, тремолит-актинолит, алланит. Другим следствием метаморфизма явилось рафинирование минералов от примесей с выделением новых устойчивых минеральных фаз. Главными из них являются монацит, стронцианит, барит, целестин.

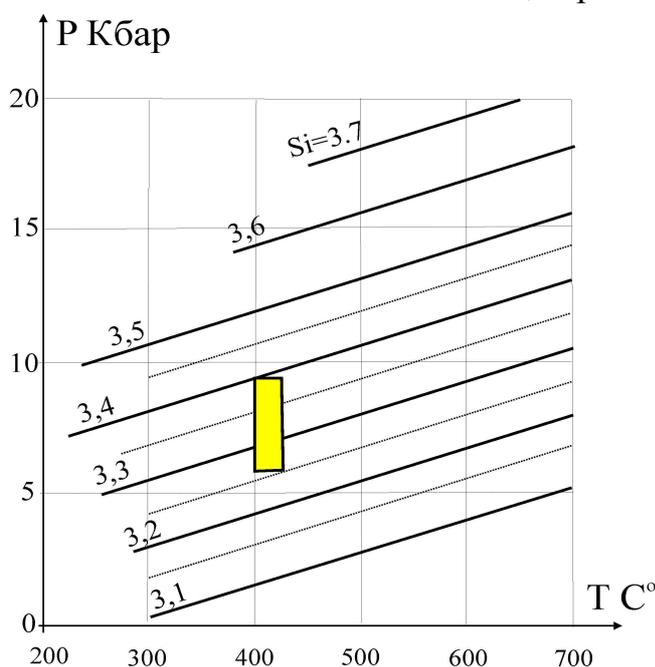


Рис. 9. Оценка давления метаморфизма пород участка Веселый по фенгитовому барометру (Massone et, al, 1989).

Минеральные парагенезисы вмещающих пород соответствуют фации зеленых сланцев (эпидот-мусковит-хлоритовой субфации). Об этом свидетельствует присутствующая ассоциация в них

фенгита, хлорита, эпидота, тремолита, актинолита, альбита. Парагенезис метаморфических минералов в карбонатитах в целом подобен парагенезису вмещающих пород. При этом состав слюды, являющейся типоморфным новообразованным минералом метаморфизованных карбонатитов, ультрабазитов, мраморов, в целом подобен составу фенгита вмещающих сланцев. Важной особенностью их является то, что во всех случаях они характеризуются повышенными содержаниями кремния в тетраэдрической позиции (3,25-3,45 ф.е.), указывающих о высокобарических условиях образования пород. Приняв температуру 400°-430°С образования ассоциации, величина давления должна была составлять 6-8 Кбар (рис. 9) [8].

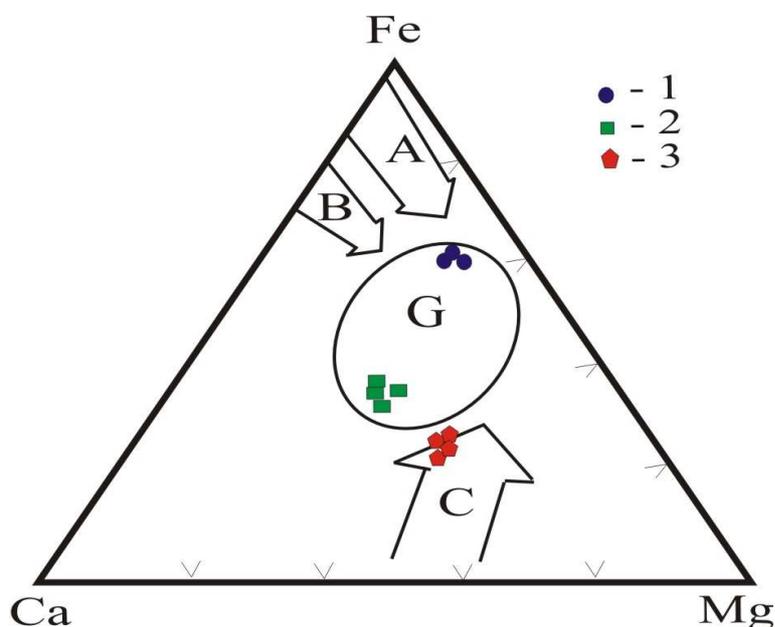
На диаграмме (рис. 10) зависимости состава амфиболов от их генетической природы [7] можно увидеть, что амфиболы метаморфического происхождения участка Веселый отчетливо дистанцируются от амфиболов карбонатитов и лежат за пределами поля характерного для этих пород.

Привнос из вмещающих сланцев в карбонатиты кремнезема, калия и алюминия привел к замещению некоторых кальций-магниевого минералов (доломит, кальцит, щелочные амфиболы) новыми минералами, такими как тремолит-актинолит, тальк, фенгит, хлорит.

Другим следствием метаморфизма явились процессы рафинирования апатита, доломита, кальцита от примесей. Изначально они содержали повышенные количества стронция, а апатит также и РЗЭ. В результате рафинирования концентрация указанных элементов в минералах резко понизилась, а по краям зерен, трещинкам появились новообразованные монацит, стронцианит, синхизит, алланит. При этом интересно отметить, что возраст монацита (SRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ), выделившегося из апатита Пограничного проявления, также и Веселого расположенного в Северном Забайкалье (550±17 млн, лет) [3], совпал с возрастом метаморфизма пород на участке Веселом.

Рис. 10. Диаграмма составов амфиболов (по M.J. Le Bas and R.K. Srivastava, 1989), из карбонатитов участка Веселый, в координатах содержаний Ca – Mg – Fe.

1 – рибекит, 2 – рихтерит, 3 – тремолит-актинолит, G – область амфиболов парагенных с карбонатитами. Стрелками показаны эволюционные тренды изменения химизма амфиболов в гранитах, гнейсах (A), амфиболитах (B) и богатых магнием породах (C).



Вероятно метаморфизм оказал определенное влияние на изотопные составы кислорода и углерода в минералах. С ним возможно связана гетерогенность составов C и O в карбонатных минералах, которые как известно легче всего подвержены перекристаллизации. Можно полагать, что обогащение тяжелым углеродом доломита и кальцита в карбонатитах связано также с метаморфизмом. Известно, что тяжелый углерод в доломите карбонатитов характерен и для Селигдарского месторождения, породы которого претерпели глубокий метаморфизм, о чем также говорит присутствие таких минералов как тальк, тремолит, хлорит [6]. Следует отметить, что утяжеление изотопного состава углерода в карбонатных породах, превращенных в мраморы, явление достаточно распространенное. С другой стороны более устойчивыми к процессам перекристаллизации карбонатитов оказались магнетит и апатит, они сохранили типичный для

карбонатитов состав кислорода (5,3‰ в апатите и 4,0‰ в магнетите,  $\delta^{18}\text{O}$  SMOW).

## **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Проведенные исследования показали, что в карбонатитах, подвергшихся метаморфическим преобразованиям, могут происходить существенные изменения структурно-текстурных особенностей, минерального состава, процессы рекристаллизации минералов, сопровождающиеся уменьшением содержания примесных элементов и изменением изотопных составов. Это вызывает необходимость более тщательного вещественно-геохимического и в том числе изотопного изучения карбонатитов распространенных в пределах метаморфических толщ. Это будет способствовать, расшифровке природы некоторых не характерных и не всегда понятных процессов минералообразования в этих породах.

*Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта 6,15 СО РАН, научной школы (НШ – 2339, 2006, S).*

## **ЛИТЕРАТУРА**

1. **Божко Н.А., Галицкий В.Г., Кирмасов А.Б., Ключко А.А., Парфенова О.В., Королек Т.Л.** Структурно-метаморфические критерии расчленения позднедокембрийских толщ (на примере Келяно-Ирокиндинской зоны Байкало-Муйского пояса), Вестник М., 1999, С, 14 – 25.
2. **Жабин А.Г.** Сингенез и метаморфизм карбонатитов, Изд-во наука, М., 1971, с, 160.
3. **Рипп Г.С., Бадмацыренов М.В., Дорошкевич А.Г.** Минеральный состав и геохимические особенности карбонатитов проявления Пограничное (Северное Прибайкалье)//Труды третьего международного семинара, Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма, Иркутск-Хабаровск 2003, с, 88-108
4. **Рипп Г.С., Бадмацыренов М.В., Дорошкевич А.Г., Ласточкин Е.И.** Карбонатиты участка Веселый (Северное Забайкалье)// Труды четвертого международного семинара, Глубинный магматизм его источники и их связь с плюмовыми процессами, Иркутск-Улан-Удэ 2004, с, 267-292
5. **Рипп Г.С., Бадмацыренов М.В., Дорошкевич А.Г., Ласточкин Е.И.** Базиты и ультрабазиты карбонатитоносной зоны Северного Забайкалья // Труды пятого международного семинара, Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы, Иркутск-Петропавловск-Камчатский 2005, с, 222-235
6. **Смирнов Ф.Л.** Геология апатитовых месторождений Сибири, Новосибирск, 1980, с, 175,
7. **Le Bas M.J. and Srivastava R.K.** The mineralogy and geochemistry of the Mundwava carbonatite dykes, Sirohi District, India // Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungt, Stuttgart, 1989, Band 160, Helf 2, p, 207 – 227,
8. **Massone S., Schreyer W.,** Stability fluid of the higt – pressure assenllage tall – phengite and two new phengite barometers // Eur/ Y Mineralogy,, 1989 №1 – p, 391 – 410,
9. **Pell J., Hoy T,** Carbonatites in a continental margin environment – the Canadian Cordillera, In book: Carbonatites: Genesis and Evolution, Edited by Keith Bell, London, Unwin Hyman, 1989, p, 200-217
10. **Woolley A.R., Kempe D.R.** Carbonatites: nomenclature, average, chemical composition and element distribution, Unwin Hyman, London, 1989, 1-14.

## **Тектоносфера юга Восточной Сибири по данным глубинных электромагнитных зондирований**

Поспеева Е.В.

*ЦНИГРИ АК "АЛРОСА", г. Мирный, Республика Саха(Якутия),  
pospeeva@cniqri.alrosa-mir.ru*

В статье приводятся результаты глубинных магнитотеллурических зондирований, проведенных на территории Восточной Сибири. Показано, что в пределах земной коры и верхней мантии выделяются два проводящих слоя - литосферный и мантийный (астеносфера). Первый имеет повсеместное распространение, а второй прерывистое. Намечены закономерности, связывающие особенности глубинного строения и физического состояния земной коры и верхней мантии с геотермическим режимом, тектоникой, магматизмом и размещением полезных ископаемых эндогенного генезиса. Установлены субвертикальные и субгоризонтальные геоэлектрические неоднородности в тектоносфере основных рудных провинций и районов Восточной Сибири и показана связь неоднородностей с рудогенезом и путями транспортировки рудного эндогенного вещества.

### **ВВЕДЕНИЕ**

Основной задачей наук о Земле является изучение процессов внутреннего развития, формирования отдельных геологических структур и причин тектонической активности. Одним из важнейших путей понимания этих процессов является изучение внутренней структуры литосферы, отражающей результаты и возможные пути развития этих процессов. Проблемы геологической природы геофизической неоднородности литосферы и вытекающие из этого возможности геофизических методов для изучения глубинных процессов, являются актуальной задачей, решение которой ответит на вопрос о природе глубинных неоднородностей и их связи с процессами, формирующими структуру земной коры.

В общем комплексе геолого-геофизических методов важное место принадлежит глубинным магнитотеллурическим зондированиям, которые совместно с глубинными сейсмическими зондированиями дают основную информацию о строении и физическом состоянии земной коры и верхней мантии.

### **РЕЗУЛЬТАТЫ**

Результаты магнитотеллурических исследований, выполненных как у нас в стране, так и за рубежом, показали, что реальная геоэлектрическая характеристика разреза в значительной степени отличается от

первоначальных априорных представлений. В пределах земной коры и верхней мантии наблюдается дифференциация электрических свойств и выделяются, по крайней мере два геоэлектрических горизонта повышенной электропроводности. Первый - коровый имеет повсеместное распространение, а второй (мантийный) прерывистое. Коровый и мантийный проводящие слои являются индикаторами современного термодинамического состояния недр и их параметры (глубина залегания верхней кромки, мощность, удельное электрическое сопротивление) напрямую связаны с геотермическим режимом региона, в котором они выделяются.

### **МАНТИЙНЫЙ ПРОВОДЯЩИЙ СЛОЙ**

Исторически сложилось так, что первые глубинные магнитотеллурические зондирования выполнялись с целью оценки глубины залегания мантийного проводящего слоя, который ассоциировался с сейсмическим мантийным волноводом - слоем Гуттенберга. Понижение сейсмических скоростей в пределах волновода и одновременное увеличение электропроводности объясняется наличием в этой области мантии частичных расплавов в количестве нескольких весовых или объемных процентов. Многочисленные теоретические и экспериментальные исследования показали, что упругие и электрические свойства горных пород в пределах верхней мантии претерпевают резкие изменения при достижении температуры солидуса, причем нижняя граница электропроводности также ограничена геотермой поверхности солидуса, ниже которой плавление невозможно. Под областью частичного плавления в верхней мантии понимается астеносфера, в которой температура превышает температуру солидуса и наблюдается понижение сейсмических скоростей, добротности и сопротивления. Согласно начальному определению астеносферы как слоя пониженной вязкости, она должна образовывать слой, способный к вязкому течению под действием относительно малых напряжений, позволяющий путем медленных движений постепенно создавать условия гидростатического равновесия [4,5,17].

Астеносфера, как область частичного плавления, фиксируемая с помощью геофизических методов, не образует единого слоя. Она хорошо развита в тектонически активных регионах с высоким тепловым потоком и не поддается определению геофизическими методами в областях древних платформ и щитов. Если частичное плавление здесь все же присутствует, то им охвачен слой верхней мантии незначительной мощности, или частичный расплав не образует взаимосвязанной расплавленной фазы. Отсутствие области частичного плавления может быть связано с тем, что температура в мантии не достигла температуры солидуса, а также тем, что при этой же температуре изменился солидус, вследствие изменения вещественного состава или отсутствия потока летучих из глубоких частей мантии. Однако

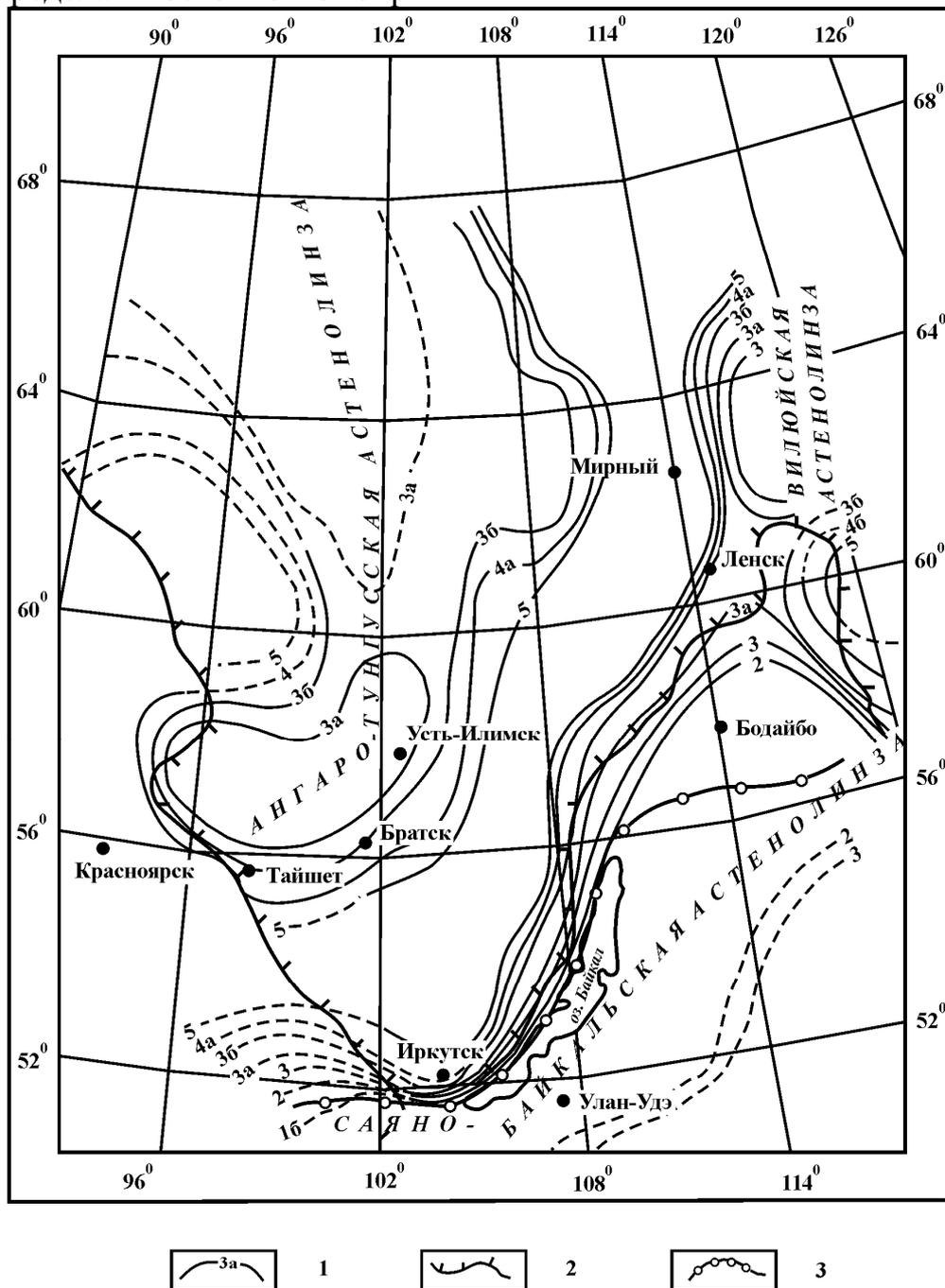
близость температур к температуре солидуса, обеспечивает веществу относительно пониженную вязкость. Поэтому слой пониженной вязкости и механической добротности будет существовать и между астеносферными линзами [4, 1].

Поскольку мантийный проводящий слой отождествляется с астеносферой, то его параметры можно рассматривать в качестве индикаторов современного термодинамического режима недр изучаемого региона. Чем активней регион, тем ближе к поверхности залегает кровля мантийного проводящего слоя и тем больше его суммарная электропроводность. И наоборот, "холодным" блокам тектоносферы соответствует область выклинивания (или отсутствия) зоны частичного плавления, а глубина залегания мантийного проводящего слоя будет соответствовать не поверхности солидуса, а градиентному понижению сопротивления или возможным фазовым переходам на глубинах 350-420 км.

Астеносфера юга Восточной Сибири не образует единого слоя, а распадается на три астенолинзы: Ангаро-Тунгусскую, Саяно-Байкальскую и Виллойскую (рис. 1). Астенолинзы ограничиваются ядрами кратонов с мощной литосферой, где по данным магнитотеллурических зондирований проводящий слой в мантии имеет минимальную мощность или не определяется. Следует отметить, что разделение астеносферы на обособленные астенолинзы не является особенностью только этого региона и отмечается в других областях земного шара. Астеносферные линзы выделены в ряде регионов бывшего Союза, в западной Европе, Исландии, рифтовых зонах Африканского континента. Имеются сведения об обнаружении крупных астенолинз под океаническими рифтами, Калифорнийским заливом, Бермудским и Гавайским архипелагами.

Ангаро-Тунгусская астенолинза расположена под центральной частью Сибирской платформы - Присаяно-Енисейской и Тунгусской синеклизами. Поверхность астенолинзы в ее центральных частях приподнята и находится на глубинах 120-140 км, температура на ее поверхности около 1200 °С, оценочная мощность 250-300 км. По мере увеличения глубины до поверхности астенолинзы, уменьшается ее мощность и электропроводность. Начиная с глубин порядка 200 км, происходит ее выклинивание и уже на глубинах 250 км, астеносфера перестает существовать как область. Отсутствует астеносфера, по крайней мере по данным магнитотеллурических зондирований, в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы, в зоне сочленения Енисейского кряжа с Западно-Сибирской плитой, самом Енисейском кряже, Анабарском щите. Максимальной ширины - около 1000 км, Ангаро-Тунгусская астенолинза достигает, а пределах Тунгусской синеклизы, минимальной - в области сочленения Тунгусской и Присаяно-Енисейской синеклиз.

Саяно-Байкальская астенолинза характеризуется неглубоким залеганием поверхности - 60-100 км. Астеносфера здесь находится на самом высоком уровне в пределах Восточной Сибири.



1 - изолиния, характеризующая тип "нормального" разреза (1-5 для основных геотерм 1а...4а - для промежуточных геотерм) 2 - граница Сибирской платформы (по Л.Я. Проводникову, 1975); 3 - граница Байкальской рифтовой зоны (по карте "новой тектоники юга Восточной Сибири" под редакцией П.М. Хренова и А.Г. Золотарева)

**Рис. 1. Карта типов "нормального" геоэлектрического разреза юга Восточной Сибири**

Виллюйская астенолинза является северным продолжением Саяно-Байкальской и близка к ней по параметрам.

Так как положение поверхности мантийного проводящего слоя является индикатором современного термодинамического и энергетического режимов верхней мантии, то центральную часть Сибирской платформы, включая Присяно-Енисейскую, Тунгусскую и Виллюйскую синеклизы можно отнести к сравнительно активным регионам Восточной Сибири. Наиболее активной является область, занимаемая Саяно-Байкальской астенолинзой, антеклизы Сибирской платформы относятся к малоактивным регионам.

### **ЛИТОСФЕРНЫЙ (ВНУТРИКОРОВЫЙ) ПРОВОДЯЩИЙ СЛОЙ**

Литосферный проводящий слой, как регионально распространенный объект в средней - нижней коре, был открыт собственно магнитотеллурическими зондированиями. Этому способствовало его относительно неглубокое залегание (15-40 км) и значительное увеличение электропроводности. Удельные электрические сопротивления в пределах слоя на четыре-пять порядков ниже, чем удельные сопротивления кислых, основных и ультраосновных пород его вмещающих. В связи с этим, в первые годы проведения подобных работ, существовали различные точки зрения на природу этого слоя. Эта проблема не потеряла своей актуальности и в настоящее время. В числе гипотез были гипотеза твердофазового плавления (графит, сульфиды, железистые минералы и т.д.) и водно-метаморфическая. В пользу последней свидетельствует факт корреляции глубины залегания кровли слоя с тепловым потоком, а также корреляция уровня сопротивлений со скоростями сейсмических волн в этом интервале разреза. Суть водно-метаморфической гипотезы состоит в образовании свободного надкритического водного флюида за счет прогрессивного метаморфизма водосодержащих минералов (амфиболитовые, серпентинизированные и другие низкотемпературные фракции) в интервале температур 400-800 °С. Одной из наиболее непротиворечивых гипотез, позволяющих объяснить образование воды в пределах геотермического интервала 400-800 °С, является гипотеза Ф.А. Летникова [11,12]. Согласно ей, водный флюид генерируется из водорода, мигрирующего из мантии. Взаимодействуя с железосодержащими минералами коры и мантии, он восстанавливает трехвалентное железо до двухвалентного. При этом количество воды в геотермическом диапазоне ее генерации зависит от общего количества водорода в мантийном флюиде.

Как и астеносфера, литосферный проводящий слой является глобально распространенной геоэлектрической неоднородностью, нарушающей градиентное уменьшение сопротивления с глубиной, связанное с постепенным ростом температуры. Положение слоя в разрезе литосферы и его параметры определяются современным геотермическим режимом региона и хорошо коррелируются с глубиной залегания поверхности

астеносферы. Одним из наиболее веских доказательств связи литосферного слоя с современным тепловым режимом служит его глобальная корреляция с тепловым потоком. Поэтому закономерно, что слой наиболее приближен к поверхности в пределах астенолинз, где он имеет наиболее низкие сопротивления и уменьшенную мощность. Судя по результатам картирования его поверхности и оценки электропроводности, минимальная глубина литосферного слоя отмечена в пределах Саяно-Байкальской астенолинзы и составляет 10-12 км в ее центральной части и 15-17 км на периферии. Здесь же наблюдается и наибольшая проводимость слоя - до  $(3-3,5) \cdot 10^3$  См, а оценочная мощность составляет 16 - 25 км.

Восточная Сибирь по концентрации регионов, где электрический разрез земной коры и верхней мантии значительно отличается друг от друга - от рифтовых зон до щитов - уникальна. Эти различия связаны с особенностями геотермических режимов во внутренних частях платформы, в ее краевых частях и Байкальской рифтовой зоне. Это обусловило необходимость создания физико-геологической модели глубинного геоэлектрического разреза юга Восточной Сибири.

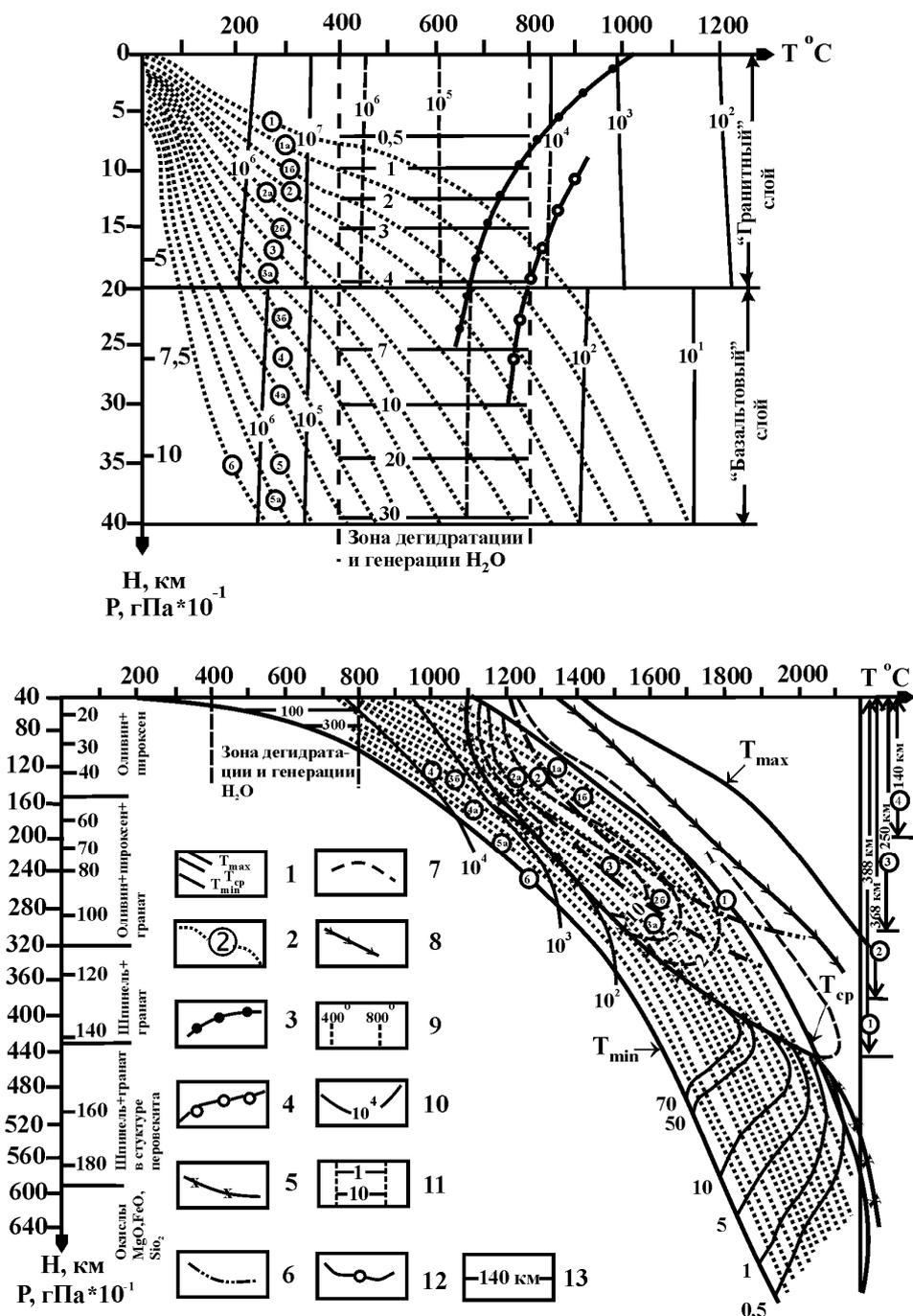
### **ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ - МОДЕЛЬ "НОРМАЛЬНОГО" РАЗРЕЗА**

Под "нормальным" разрезом понимается распределение удельных электрических сопротивлений с глубиной в зависимости от геотермического режима региона, при условии отсутствия в литосфере геоэлектрических неоднородностей.

На основе обширного материала, накопленного по результатам теоретических и экспериментальных исследований зависимостей электропроводности горных пород от температуры, давления и флюидонасыщенности [14, 10], В.И. Поспеевым составлена геоэлектрическая модель для петрологических комплексов, слагающих земную кору и верхнюю мантию юга Восточной Сибири (рис. 1). Состав пород определялся по модели земной коры, предложенной Лутцем, Томашевской, Соболевым, а для мантии принята петрологическая модель Добрецова, Соболева (табл. 1). Геоэлектрическая характеристика пород земной коры составлялась по средним сопротивлениям для кислых и основных пород Сибирской платформы, с учетом коэффициентов за давление для температур свыше 800 °С. В качестве основы для получения геоэлектрических характеристик мантийных пород принята зависимость удельных электрических сопротивлений ультраосновных пород и мантийных эклогитов Сибирской платформы от температуры и давления. Кроме того, учитывались теоретические и экспериментальные данные об изменении электропроводности пород в пределах фазовых разделов. Для интервала глубин, где распространены породы шпинель-пироповой и графит-пироповой, фаций приняты средние сопротивления ультраосновных пород,

Таблица 1.  
Геолого-петрологическая модель земной коры и верхней мантии юга Восточной Сибири

Основные подразделения	Состав	Фация	Наименование пород	h в км	$\sigma$ в г/см <sup>3</sup>	V в км/с	Авторы модели
Земная кора	Кислый и средний	Гранито-гнейсовая	Граниты (интрузии, биопитовые и роговообманковые плагиогнейсы, амфиболитовые двуслоистые плагиогнейсы, мигматиты)	6-8	2,5-2,7	5,5	Лутц Б.Г., Томашевская М.Н., Соболев В.С.
		Амфиболитовая	Амфиболиты, биотит-гнейсовые породы, амфиболитовые гнейсы, биотит-амфиболитовые гнейсы, коровые эклогиты	10-15	2,6-2,9	6,2	
	Основной	Гранулитовая кислая	Эндербиты, гиперстеновые плагиогнейсы, кислые чарнокиты, разгнейсованные полосчатые породы	4-6	3,0-3,15	6,3	
		Гранулитовая эклогитовая	Биотит амфиболовые и амфибол-пироксеновые гнейсы, гранатовые гранулиты, амфиболиты, бесполовошпатовые эклогитовые породы	14-16	3,15-3,2	7,4	
Верхняя мантия	Ульт-раосновной	Пироп-шпинелевая	Шпинелевые лерцолиты	0-15	3,4	8,4	Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В.
		Графит-пироповая	Лерцолиты с прослоями эклогитов, пироксенов, гроспидиты. Эклогиты 5-30% (пиролит Рингвуда)	100-150	3,4	8,5-8,7	
		Алмазная	Перидотиты дунитового ряда, гарцбургиты, корундовые, алмазные эклогиты до 40-50 %	150-200	3,5	9,0	



1-кривая распределения температур (Жарков, 1978; Сорохтин, 1977):  $T_{max}$ -распределение температур в активных регионах во время глобальной активизации Земли;  $T_{cp}$ -распределение температур в современных активных районах (зоны современной активизации);  $T_{min}$ -адиабатическая температурная кривая; 2-кривые распределения температур: 1-районы современного вулканизма; 2-океаны и рифты; 3-окраины рифтов и центральные части синеклиз Сибирской платформы; 4-окраины Сибирской платформы, антеклизы; 5-щиты, антеклизы; 6-адиабатическая кривая; 1а, 1б, 2а, 2б, 3а, 3б, 4а, 5а-промежуточные распределения температур; 3-линия плавления гранита в присутствии воды (Добрецов, 1981); 4-линия плавления габбро в присутствии воды (Добрецов, 1981); 5-солидус перидотитов +0.1% воды (Добрецов, 1981; Чермак, 1973); 6-линия плавления флогопита и карбонатсодержащих перидотитов +0.1%  $H_2O$ -1% выплава; 7-то же, но при 5% выплава; 8-“сухой” солидус перидотитов (Соболев, 1974; Рингвуд, 1981); 9-зона дегидратации и генерации воды из восстановленных мантийных флюидов; 10-изолинии удельного электрического сопротивления в Ом.м Для РТ-условий земной коры и верхней мантии; 11-изолинии удельного электрического сопротивления для зоны гидратации и генерации воды; 12-распределение удельного электрического сопротивления для промежуточных геотерм; 13-положение и мощность астеносферы для основных геотерм

**Рис. 2. Физико-геологическая модель земной коры и верхней мантии юга Восточной Сибири**

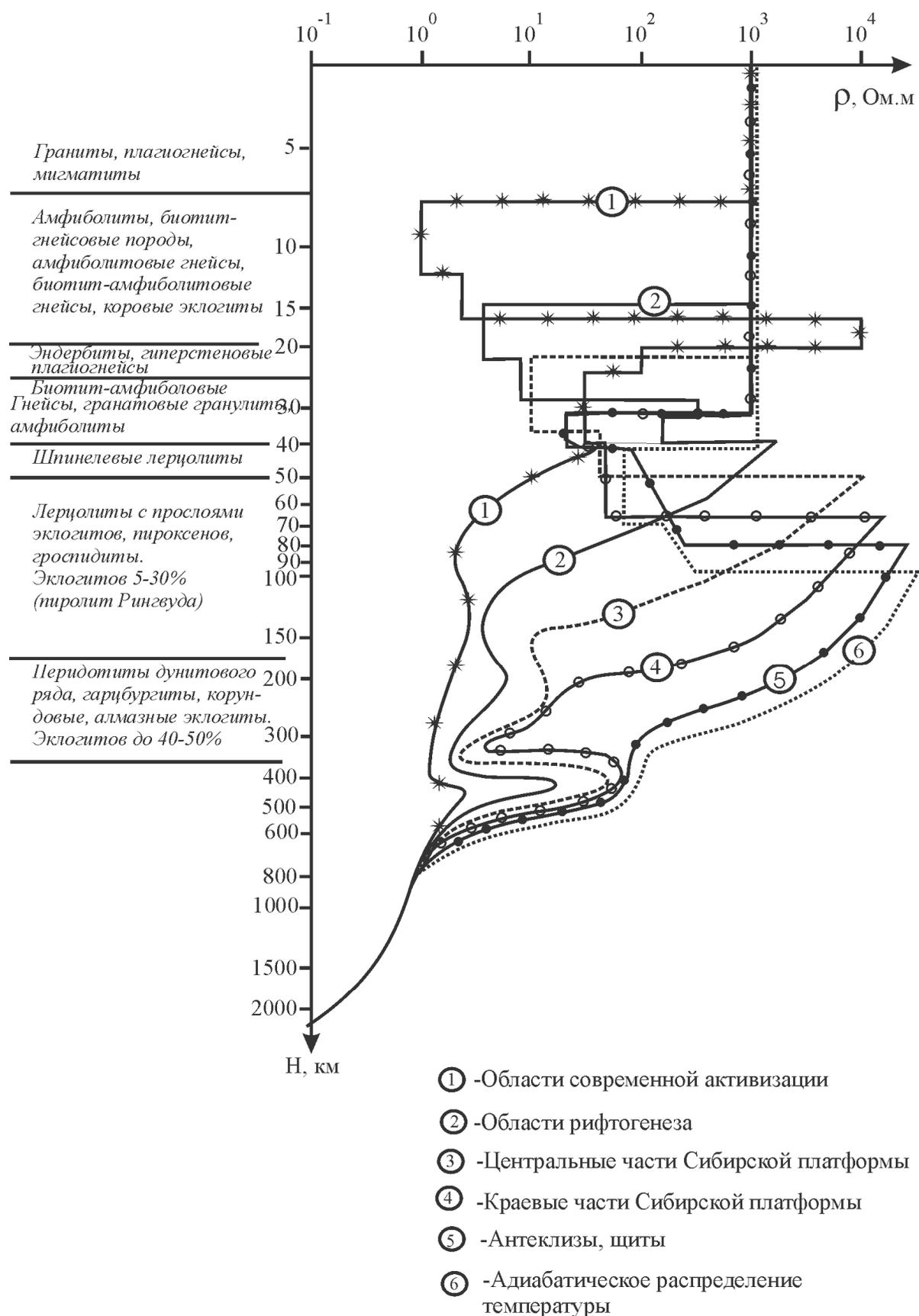
скорректированные за температуру и давление. В пределах залегания алмазной фации расчетные сопротивления ультраосновных пород увеличивались на порядок. Это связано с увеличением в фации прослоев мантийных эклогитов (до 40-50 %), имеющих на порядок большие сопротивления, чем породы ультраосновного состава. Породы дунитового и гарцбургитового ряда алмазной фации имеют большие сопротивления, чем оливин-двупироксеновые породы первых двух фаций. Алмазная фация подстилается породами, в которых оливин переходит в структуру шпинели, а пироксен в гранат и шпинель, что приводит к увеличению электропроводности пород за счет свободных электронов, образующихся при перестройке ионной решетки кристаллов шпинели [4,5]. Это обуславливает уменьшение сопротивлений на один-два порядка в интервале глубин 350-450 км. Фазовый раздел на глубинах 600-650 км отвечает разделу, ниже которого происходит распад силикатов на физическую смесь окислов. Здесь также происходит значительное увеличение электропроводности.

Геоэлектрическая модель представляет собой номограмму удельного электрического сопротивления в координатной системе  $H$  (км),  $P$  (ГПа $\cdot 10^{-1}$ ) и  $T$  ( $^{\circ}C$ ) в сочетании с кривыми распределения температур с глубиной; с температурными кривыми плавления гранитов и габбро; линией сухого солидуса перидотита и солидуса перидотита в присутствии 0.1% воды; линией плавления перидотита, содержащего амфиболы и карбонаты (однопроцентный и пятипроцентный уровни плавления). Выделен интервал температур 400-800  $^{\circ}C$ , где сопротивления определяются двухфазной системой кристалл плюс флюид.

В качестве реперных были выбраны следующие геотермы: 1 - районы современного вулканизма; 2 - рифты и океаны; 3 - окраины рифтов, центральные части синеклиз; 4 - бортовые части синеклиз; 5 - антеклизы и щиты; 6 - районы с адиабатическим распределением температур (рис. 2).

Геоэлектрическая модель, составленная подобным образом, позволяет получить распределение электрических сопротивлений с глубиной для любого района, где известна закономерность изменения температуры с глубиной. С ее помощью можно построить геотермические и петрологические модели для районов, где выполнены глубинные магнитотеллурические исследования. Модельные геоэлектрические разрезы характеризуют "нормальный" градиентно-слоистый разрез регионов с различной термодинамической активностью и определяют место и петрологическое соответствие геоэлектрических комплексов, выделенных по данным зондирований (рис. 3).

По осредненным кривым магнитотеллурических зондирований, а также по кривым, не осложненным локализованными неоднородностями, составлена карта типов "нормального" геоэлектрического разреза юга Восточной Сибири (рис. 1).



**Рис. 3.** Модельные "нормальные" распределения удельного электрического сопротивления с глубиной для регионов с различной термодинамической активностью  
Локализованные геоэлектрические неоднородности

Мантийный и литосферный проводящие слои, которые можно отнести к глобальным неоднородностям, не исчерпывают всего многообразия ситуаций, наблюдаемых в условиях кристаллической коры юга Восточной Сибири. По данным магнитотеллурических зондирований, здесь выделяются относительно локализованные неоднородности. Они размещаются в литосфере на различных уровнях, имеют различную форму, размеры и удельные сопротивления. Это - субгоризонтальные или уплощенные линзообразные тела, субвертикальные или изометричные в плане зоны, имеющие иногда большую вертикальную протяженность (до низов земной коры). В отличие от фоновой проводимости их можно подразделить на два класса - проводящие и непроводящие. С точки зрения пространственной характеристики - на региональные ( $30-100 \cdot 10^3$  кв. км); первого ( $5-30 \cdot 10^3$  кв. км), второго ( $0,5-3 \cdot 10^3$  кв. км) и третьего (единицы и десятки км) порядков.

К настоящему времени в пределах регионов, достаточно плотно изученных магнитотеллурическими зондированиями, выявлены обширные с повышенным сопротивлением пород на коровом и мантийном уровнях, которые в соответствии с предложенной классификацией относятся к региональным. Таковыми являются Мунская, Мирнинская, Усть-Кутская и Иркутская высокоомные неоднородности, выделенные в пределах Сибирской кимберлитовой провинции (табл. 2). Анализ петрофизических данных показывает, что наиболее вероятным источником подобных аномалий являются продукты кристаллизации магматических расплавов. В верхней мантии базальтовые компоненты кристаллизуются в эклогитовой фации, породы которой имеют на один-два порядка большие сопротивления, по сравнению с гипербазитами. В земной коре образование непроводящих неоднородностей может быть связано с непосредственным внедрением магм в пределы литосферного проводящего слоя или его дефлюидизацией в процессе магматической деятельности.

Проводящие локализованные неоднородности выявлены в различных по тектоническому строению регионах, а их пространственные размеры, глубинность и электропроводность изменяются в широких пределах. Одним из возможных и, очевидно, одним из главных механизмов образования проницаемо-пористых структур, является механизм теплового разуплотнения пород [7,8]. Он заключается в возникновении межзерновых промежутков при нагревании породы и обусловлен неодинаковым тепловым расширением соседних зерен, различающихся по составу или кристаллографической ориентации. Геологическое значение эффекта теплового разуплотнения состоит в обеспечении доступа раствора к каждому зерну. Это объясняет протекание метасоматических преобразований во всем объеме породы. Возникновение связанной системы каналов по межзерновым границам повышает возможность экстракции и перенос компонент-примесей в количествах, достаточных для их последующего концентрированного

## Геоэлектрические неоднородности юга Восточной Сибири

№ неоднородности	Название неоднородности	Н (км)	№ неоднородности	Название неоднородности	Н (км)
1	2	3	4	5	6
I	Ботуобинская	25	VIII	Удоканская	5-10
1 <sup>I</sup>	Мирнинская	15-20	1 <sup>VIII</sup>	Оронская	0,5-1,0
2 <sup>I</sup>	Сюльдюкарская Восточная	5	2 <sup>VIII</sup>	Верхнечарская	2-4
II	Айхальская	10	1 <sup>IX</sup>	Мурбайская	8
1 <sup>II</sup>	Моркокинская	1,5	X	Нелбинско- Вилючанская	5
2 <sup>II</sup>	Мархинская	1,5	1 <sup>X</sup>	Нелбинская	2
3 <sup>II</sup>	Далдынская	1,5	XI	Нижне-Тунгусская	10
4 <sup>II</sup>	Алакитская	5	1 <sup>XI</sup>	Бугорканская	5
III	Бахчинская	15	3 <sup>XI</sup>	Огнектинская	4
1 <sup>III</sup>	Холомолохинская	5	5 <sup>XI</sup>	Апкинская	5-6
2 <sup>III</sup>	Сюльдюкарская Западная	5	6 <sup>XI</sup>	Хекильская	5-6
IV	Вилюйская	20	7 <sup>XI</sup>	Ейкинская	4
1 <sup>IV</sup>	Батырская	15	XII	Верхнеботуобинская	15
2 <sup>IV</sup>	Анняхская	8	1 <sup>XII</sup>	Верхнеботуобинская	8
3 <sup>IV</sup>	Чернышевская	15	1 <sup>XIII</sup>	Средне-Чонская	10
4 <sup>IV</sup>	Ахтарандинская	10	1 <sup>XIV</sup>	Верхне-Чонская	10
5 <sup>IV</sup>	Улахан-Ботуобинская	15	XV	Ереминская	15
V	Оленекская	20	1 <sup>XV</sup>	Ереминская	4
1 <sup>V</sup>	Мунская	30-35	2 <sup>XV</sup>	Чайкинская	10
2 <sup>V</sup>	Оленекская	7-10	1 <sup>XVI</sup>	Средне-Нюйская	15
VI	Ленская	3-4	1 <sup>XVII</sup>	Пеледуйская	10
1 <sup>VI</sup>	Маракано- Бодайбинская	0,05- 1,0	XVIII	Бирюлькинская	10
2 <sup>VI</sup>	Кропоткинско- Верхнежуинская	0,05- 1,0	1 <sup>XVIII</sup>	Качугская	3
3 <sup>VI</sup>	Хомолхино- Среднежуинская	0,05- 1,0	2 <sup>XVIII</sup>	Божеханская	3
4 <sup>VI</sup>	Березовско-Жуинская	0,02- 1,0	XIX	Прибайкальская	3-5
VII	Муйская	5-10	1 <sup>XIX</sup>	Сарминская	5
1 <sup>VII</sup>	Таксиминская	3-5	2 <sup>XIX</sup>	Энхалукская	1,5
2 <sup>VII</sup>	Муйская	2-5	3 <sup>XIX</sup>	Черская	2,5
3 <sup>VII</sup>	Нижнеципиканская	0,5- 1,0	4 <sup>XIX</sup>	Ульканская	3-5
5XIX	Нижне-Ангарская	5-7	XXXVII	Вельминская	5-7
XX	Ийско-Окинская	3	1XXXVII	Тейская	0,5-15

5XIX	Нижне-Ангарская	5-7	XXXVII	Вельминская	
------	-----------------	-----	--------	-------------	--

Таблица 2. Окончание.

1	2	3	4	5	6
XX	Ийско-Окинская	3	1XXXVII	Тейская	
1 <sup>XX</sup>	Средне-Моркокинская	7	XXXVIII	Ванаварская	5
1 <sup>XXII</sup>	Средне-Вилуйская	7	XXXIX	Иркинеевская	5
1 <sup>XXIV</sup>	Ичерская	4	1 <sup>XXXIX</sup>	Ангарская	3-7
XXV <sup>H</sup>	Мунская	3-5	2 <sup>XXXIX</sup>	Иркинеевская	20-25
XXV <sup>H</sup>	Мирнинская	6-10	XL	Ковино-Кординская	5-7
XXV <sup>H</sup>	Иркутская	0,5-10	1 <sup>XL</sup>	Чадобецкая	20-25
XXVIII <sup>H</sup>	Тельмамская	0-1	2 <sup>XL</sup>	Тайгинская	20-25
XXIX <sup>H</sup>	Оронско-Нерпинская	0-1	XLI	Камовская	5-7
XXX <sup>H</sup>	Усть-Кутская	8	XLII	Непская	20
XXXI <sup>H</sup>	Жигаловская	10-12	1 <sup>XLII</sup>	Ийская	7,5
1 <sup>XXXI</sup>	Жигаловская	12-14	2 <sup>XLII</sup>	Чангильская	7,5
2 <sup>XXXI</sup>	Ковыктинская	7-10	3 <sup>XLII</sup>	Суриндинская	10
XXXII	Северо-Байкальская	5-10	XLIII	Окуневская	10-15
1 <sup>XXXII</sup>	Катерская	2-5	1 <sup>XLIII</sup>	Могольская	10-15
2 <sup>XXXII</sup>	Баргузинская	1-5	2 <sup>XLIII</sup>	Рассохинская	3-10
XXXIII <sup>H</sup>	Ангаро-Витимская	0-1	3 <sup>XLIII</sup>	Чайкинская	3-5
XXXIV	Полигусская	15-20	XLIV	Присяянская	20
1 <sup>XXXIV</sup>	Полигусская	3-5	1 <sup>XLIV</sup>	Нижнеудинская	10
2 <sup>XXXIV</sup>	Нерундинская	5-7	2 <sup>XLIV</sup>	Удинская	10
1 <sup>XXXV</sup>	Еравнинская	0,7-1,0	XLV	Средне-Мархинская	10
XXXVI	Читинская	3-5	1 <sup>XLV</sup>	Накынская	5-7
1 <sup>XXXVI</sup>	Джелидинская	1	XLVI	Ыгыаттинская	4
2 <sup>XXXVI</sup>	Дарасунская	1			

**Примечание:** I - проводящие геоэлектрические неоднородности первого порядка; I<sup>V</sup> - проводящие геоэлектрические неоднородности второго порядка; XXV<sup>H</sup> - непроводящие геоэлектрические неоднородности.

отложения, а также для создания связной электрической системы. Вероятно, этот механизм действовал, а возможно, действует и сейчас, в литосфере, расположенной над центральными частями астенолинз (микроастенолинз, палеомикроастенолинз), выступах астеносферы и крупных магматических очагов. Образованные таким образом проницаемые области, имеют как правило, изометричную в плане форму.

Другой механизм образования проницаемых и пористых структур действует в литосфере над бортовыми частями энергогенерирующих образований. В их пределах, как правило, развиваются линейные зоны, ширина которых может составлять от единиц до нескольких сотен километров.

Образовавшиеся проницаемые пространства над литосферным проводящим слоем, способствуют увеличению скорости разгрузки слоя против фонового. В пределах этого пространства формируется флюидная колонна, которая в зависимости от проницаемости, с той или иной скоростью движется вверх. В верхней части колонны по мере охлаждения развиваются процессы окисления СО на окислах железа и распад его на углерод и СО<sub>2</sub> [3]. Уже при температурах 250-400 °С начинают выпадать низкотемпературные сульфиды различных металлов и кварц, формируя вместе с углеродом ассоциации минералов проводников. В нижней части колонны, при ее охлаждении до 600 °С выпадает кварц, растворенный в больших количествах в литосферном флюиде [16], а также высокотемпературные сульфиды и самородные металлы. На этом же уровне могут происходить процессы гранитизации [6]. Примерно таким же способом происходит насыщение порового пространства проницаемых зон минералами проводниками.

Образовавшись раз, проницаемая область могла служить путями разгрузки и местом отложения проводящих минералов и для последующих фаз активизации. Например, в породах, вскрытых Мурунтауской сверхглубокой скважиной, в интервале глубин 0-3000 м выделены четыре этапа активизации гидротермального метасоматоза, в результате которых насыщенность минералами проводниками в этом интервале достигает 3-5 % и даже образует скопления [15]. В Кольской сверхглубокой скважине, начиная с глубин 6 км и до забоя выявлены железистые кварциты, железотитановые руды, медноколчедановая минерализация, сульфидизация [9]. При этом установлено, что и гидротермальные растворы, обнаруженные в этом интервале глубин, и сера, входящая в сульфиды, имеют ювенильное - подкоровое, а вероятно, и мантийное происхождение. Проявления сульфидной минерализации и богатые магнетитовые руды вскрыты Криворожской сверхглубокой скважиной.

Прямая геологическая информация о вещественном составе пород, слагающих коровые геоэлектрические неоднородности, изученные магнитотеллурическими зондированиями получена в железорудном поле Колари, Северная Финляндия. Здесь в контурах проводящих неоднородностей, выделенных по данным аудиоманнитотеллурических зондирований, заверочным бурением вскрыт железорудный пласт, мощностью около 20 метров.

Приведенные примеры, а их ряд можно продолжить, дают прямое свидетельство о природе проводящих неоднородностей и их связи с глубинными рудными уровнями эндогенной рудообразующей системы.

## **СВЯЗЬ ТЕКТОНИКИ, МАГМАТИЗМА И РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ С ГЛУБИНЫМ СТРОЕНИЕМ И ФИЗИЧЕСКИМ СОСТОЯНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ**

На Сибирской платформе наблюдается довольно точное совпадение контуров выделенных астенолинз с синеклизами, а антеклиз и щитов с районами выклинивания (или отсутствия) астеносферы. Такое совпадение современных контуров астенолинз и синеклиз, развивающихся длительное время (по крайней мере с верхнего протерозоя), свидетельствует о долговременном, периодическом процессе геотермической активности астенолинз и, соответственно этих частей платформы.

Цикличность активизации, как общепланетарное явление и как частная периодичность, присущая отдельным регионам, устанавливается с помощью собственно геологических методов, изотопных датировок, либо палеомагнитными методами. Данные сопоставления периодов между ближайшими циклами активизации, вычисленных путем расчета величины прогрева глубоких недр, с геохронологической шкалой [2,13], свидетельствуют о незначительном в масштабах геологического времени замедлении темпов активизации в пределах Сибирской платформы. Это указывает на небольшие смещения границ астенолинз в направлении центров впадин [2,13]. Применительно к Приангарской, Тунгусской и Вилуйской трапповым впадинам - синеклизам, в корневых частях которых картируются центральные части астенолинзы, данный вывод подтверждается формационным анализом платформенных образований (Поспеев В.И., 1991). Таким путем установлена унаследованность развития синеклиз, телескопирование (формации разных циклов как бы вложены друг в друга), а также близость границ относительных прогибов и поднятий на протяжении всего неогена. Это позволяет сделать вывод о том, что контуры этих структур принципиально не изменились и, следовательно их современные границы могут быть использованы для анализа геодинамической обстановки на период девон-карбонового и пермо-триасового рудообразования. В этот период происходило образование алмазоносных кимберлитов и магномагнетитовых месторождений Сибирской платформы. Современные контуры Саяно-Байкальской астенолинзы также совпадают с контурами палеоастенолинз, развившихся здесь в период предшествующих геотермических активизаций.

В отдельных регионах с завершением мощных циклов тектономагмогенеза за счет истощения легкоплавких компонентов или прекращения подтока дополнительного тепла, астенолинзы как бы "отмирают", наращивая литосферу снизу. Поэтому положение былых астенолинз и, соответственно рудных районов можно восстановить только по изографам метаморфизма (палеогеоизотермы соответствующего периода) с учетом магматитов и уровня эрозионного среза. К таким регионам относится юго-восточный фас Сибирской платформы, являющийся резким, субвертикальным ограничением Саяно-байкальской астенолинзы, ряд массивов древней консолидации (Алданский и Анабарский щиты), Енисейский кряж. Распределение астенолинз на юге Восточной Сибири

имеет мозаичный характер и в близповерхностной обстановке геологически отражается в форме глубоких обособленных трапповых впадин - синеклиз,

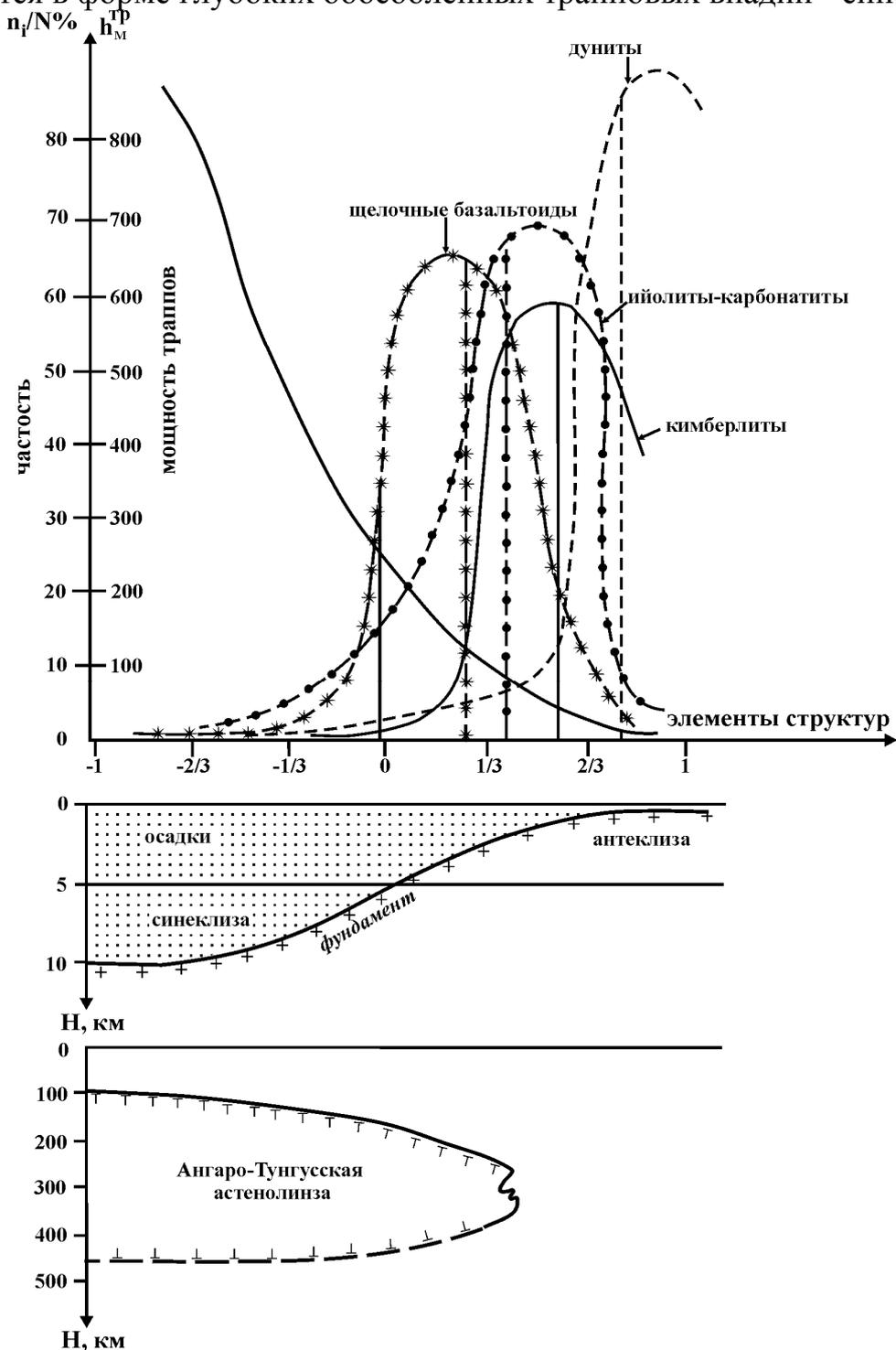


Рис. 4. Распределение ультраосновных пород, щелочных базальтоидов и мощностей траппов относительно структурных элементов синеклиз и антеклиз Сибирской платформы и Ангаро-Тунгусской астенолинзы

перманентно развивающихся с начала рифея. По-видимому, в их теплоэнергетическом обеспечении важную роль играют обширные зоны теплогенерации и плавления верхней мантии, сохранившиеся со времени

верхнеархейского-ранне-протерозойского тектоногенеза. Мощность и глубина астенолинз находятся в динамическом единстве с термодинамической активностью и временной цикличностью.

Существуют прямые геологические данные о местоположении и магмогенерирующей роли астенолинз. Это грандиозные излияния мантийного вещества трапповой формации. С другой стороны имеются столь же надежные сведения о "холодных" блоках мантии, базирующихся на находках коэситовых эклогитов, температура плавления которых на 300-500 °С ниже плавления перидотита [4,5].

Сопоставление контуров Ангаро-Тунгусской и Вилуйской астенолинз, выявленных на Сибирской платформе, с ореолами пермо-триасового траппового магматизма свидетельствуют об их полном плановом совмещении. При этом максимум объемов магматитов приурочен к центральным частям астенолинз. Породы ультраосновного состава концентрируются в краевой геотермической области, щелочного - в граничной зоне между ними (рис. 4).

#### Металлогеническая зональность юга Восточной Сибири

Анализ глубинного геоэлектрического разреза в пределах известных металлогенических провинций, рудных районов и узлов и полей кимберлитового магматизма показал, что глубинная модель литосферы в их пределах характеризуется определенным сочетанием астеносферы, литосферного слоя и сравнительно локализованных геоэлектрических неоднородностей. При этом границы металлогенических провинций были намечены в результате статистического анализа положения месторождений и рудопроявлений различных полезных ископаемых относительно структурных элементов поверхностей астеносферы и литосферного проводящего слоя. Согласно данным этого анализа, основная масса проявлений кимберлитов находится на площади, ограниченной изолиниями 180-200 км современного положения астеносферы с максимумом вблизи 250 км. Месторождения и рудопроявления железа (до 95% от общего количества) располагаются на площади, ограниченной изолиниями 12-180 км, золота и редких металлов - 120 км со статистическим центром около 80 км. Границы металлогенических провинций являются вероятностными и свидетельствуют лишь о том, что основная масса месторождений и рудопроявлений находится именно в этих границах и вероятность обнаружения их в пределах выделенных металлогенических зон во много раз больше, чем за пределами.

Среднепалеозойская Сибирская кимберлитовая провинция расположена в области выклинивания крупных астенолинз в пределах приподнятых по поверхности фундамента районов платформы. Здесь выделены закономерно сочетающиеся геоэлектрические неоднородности, различающиеся по сопротивлению, латеральным размерам и глубинности. Кимберлитовые поля, как правило располагаются в пределах крупных высокоомных

неоднородностей с сопротивлением тысячи Ом.м, а участкам их локализации соответствуют проводящие субвертикальные аномалии.

В контурах Мунской и Мирнинской высокоомных неоднородностей выделены проводящие неоднородности первого порядка - Оленекская, Айхальская, Ботуобинская, Бахчинская и Верхне-Ботуобинская, которые в свою очередь ранжируются на неоднородности более высоких порядков. В пределах Красноярской субпровинции выделены Байкитская, Камовская, Вельминская, Полигусская, Ковино-Кординская и Иркенеувская проводящие неоднородности первого порядка, две последние ранжируются на неоднородности второго порядка (рис. 5).

Железорудная провинция Сибирской платформы находится на периферии Ангаро-Тунгусской и Саяно-Байкальской астенолинз в области проницаемого проводящего фундамента, на стыке крупных надпорядковых структур - Присаяно-Енисейской и Тунгусской синеклиз с Непско-Ботуобинской антеклизой. Большая часть железорудной провинции сопровождается региональной зоной повышенной проводимости верхней части земной коры, в пределах которой сопротивление кристаллических пород коры снижается до десятков Ом.м. В ее пределах выделены неоднородности более высоких порядков. При этом неоднородности первого порядка в плане соответствуют Ангаро-Катскому и Ангаро-Илимскому рудным районам, а второго и третьего - отдельным рудным узлам и крупным месторождениям. Существующие геологические представления о генезисе железорудной провинции связывают ее становление с активизацией Тунгусской астенолинзы, мощное возбуждение которой привело в верхнепалеозойское-нижнемезозойское время к формированию одноименной трапповой впадины. Последние этапы магматической активности характеризовались высокой металлогенической активностью. В качестве участков литосферы, наиболее благоприятных для проникновения магматических расплавов и сопутствующих им гидротермальных растворов, выступали проницаемые зоны, расположенные в зоне сочленения синеклиз и антеклиз. Эти зоны совпадают с градиентными зонами глубин и проводимости литосферного мантийного (астеносферы) проводящих слоев.

Саяно-Байкальская металлогеническая провинция расположена в пределах центральной части Саяно-Байкальской астенолинзы в контурах изолиний поверхности астеносферы 100-120 км. В ее пределах выделяется ряд геоэлектрических неоднородностей, имеющих значительные отличия от вмещающих пород по удельному электрическому сопротивлению. В рудных районах провинции на глубинах порядка 2-5 км выделяются субгоризонтальные линзообразные проводящие неоднородности, мощностью около 10 км и сопротивлением единицы Ом.м. Согласно принятой классификации, это неоднородности первого порядка – Ленская, Муйская, Удоканская, Ийско-Окинская, Прибайкальская, Северо-Байкальская и Читинская. В их пределах выявлены неоднородности второго порядка,



1 - изоглубины до поверхности астеносферы; 2 - контуры непроводящих геоэлектрических неоднородностей; 3 - контуры проводящих геоэлектрических неоднородностей; а - первого порядка; б - второго порядка; 4 - граница Сибирской платформы (схематично); Предполагаемые контуры провинций: 5 - железорудной; 6- кимберлитовой; 7 - редкометально-золоторудной

Рис. 5. Карта результатов глубинных электромагнитных исследований юга Восточной Сибири

имеющие глубину залегания 3-5 км и проводимость десятки тысяч Сименс. Эти неоднородности характеризуют нижний, глубинный уровень, который, возможно, определяет физические границы рудных районов. Границы рудных узлов, выделенных по прямым признакам, соответствуют границам участков, где глубина до поверхности субгоризонтальной неоднородности минимальна, а проводимость максимальна.

## ВЫВОДЫ

В результате изучения закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в основных рудных районах Восточной Сибири, в связи с их глубинным строением и физическим состоянием литосферы, установлена закономерность, связывающая рудные районы, узлы и поля с геоэлектрическими неоднородностями. *Сущность ее заключается в том, что провинции, районы, крупные узлы и поля месторождений полезных ископаемых Восточной Сибири закономерно сопряжены с литосферными геоэлектрическими неоднородностями различного класса и ранга в определенных сочетаниях для различных полезных ископаемых.* При этом определяющая роль в рудообразующих системах принадлежит литосферному проводящему слою и астеносфере, как основным поставщикам рудного вещества и проницаемым зонам, как транспортным путям и областям накопления рудных минералов в верхней части земной коры.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Артюшков Е.В.** (1979) Геодинамика, 328 с.
2. **Балеста С.Т.** (1981) Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма, 134 с.
3. **Гантимуров А.А.** (1982) Флюидный режим железокремнистых систем, 772 с.
4. **Жарков В.Н.** (1983) Внутреннее строение Земли и планет, 416 с.
5. **Жарков В.Н., Трубицын В.П.** (1980) Физика планетарных недр, 448 с.
6. **Заири Н.М.** (1980) Гранитизация, 350 с.
7. **Зарайский Г.П., Балашов В.Н.** (1978) О разуплотнении пород при нагревании //Докл. АН СССР, Т. 240, № 4, с.926-929.
8. **Зарайский Г.П., Балашов В.Н.** (1981) Тепловое разуплотнение горных пород как фактор формирования гидротермальных месторождений /Геология рудных месторождений, №6, с.19-35.
9. **Кольская сверхглубокая** (1984) //Исследования глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины, 490 с.
10. **Лебедев Е.В., Хитаров Н.И.** (1979) Физические свойства магматических расплавов, 200 с.
11. **Летников Ф.А.** (1980) Флюидный режим формирования мантийных пород, 144 с.

12. **Летников Ф.А., Карпов И.К., Лашкевич В.В.** (1977) Моделирование на ЭВМ мультисистемы  $Fe_2O_3 - Fe_3O_4 - O_2 - H_2$  в интервале 200-1000 °С и 1-10000 Бар //Флюидный режим земной коры и верхней мантии, с.33-34.
13. **Никулин В.И., Скрипин А.И., Поспеев В.И., Демиденко Л.А.** (1979) Главные факторы контроля рудоносности Ангарской железорудной провинции //Методика и результаты геофизических исследований Сибирской платформы, с.22-27
14. **Пархоменко Э.И., Бондаренко А.Т.** (1972) Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах, 278 с.
15. **Пельменев Н.Д., Кривцов А.И., Хахаев Б.Н.** (1991) Состояние и задачи глубинных исследований недр глубокими и сверхглубокими скважинами //Советская геология, №8,с.3-7.
16. **Файф У., Прайс Н., Томпсон А.** (1981) Флюиды в земной коре, 436 с.
17. **Хитаров Н.И., Багдасаров Н.Ш., Дорфман А.Н., Лебедев Е.В.** (1985) Уточнение представлений об астеносфере по физическим свойствам расплава базальта //Докл. АН СССР, Т. 284, №2, с.326-330

## ИСТОЧНИКИ И ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ ГЛУБИННЫХ МАГМ МАЙМЕЧА- КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Панина Л.И., Усольцева Л.М., Моторина И.В.

*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск [Panina@uiggm.nsc.ru](mailto:Panina@uiggm.nsc.ru)*

Результаты, полученные при изучении расплавных включений в клинопироксене порфировых меланонефелинитов, трахидолеритов и толеитов Крестовского массива ультраосновных щелочных пород, а также данные минералогического и геохимического исследования указанных вулканитов позволили связывать петрохимическую и геохимическую неоднородность пород массива с участием в его формировании нескольких разнотипных расплавов разной основности и щелочности, их смешением и проявлением процессов дифференциации. Сделано предположение о наличии нескольких разнотипных и, по-видимому, разноглубинных очагов магмогенерации, связанных с развитием плюма и пульсационным поступлением базитовых и ультрабазитовых расплавов разной щелочности. По-видимому, формирование сложных комплексных массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов нередко осуществлялось таким образом.

### ВВЕДЕНИЕ

Для Маймеча-Котуйской провинции в Восточной Сибири характерно уникальное разнообразие раннемезозойских производных глубинных магм – вулканических и плутонических ультраосновных, основных и карбонатитовых пород различной щелочности. Плутонические породы слагают сложные комплексные кольцевые массивы с полным или частичным набором перечисленных пород. Вулканиты образуют крупные свиты, в которых преобладают базиты и ультрабазиты нормального, субщелочного и щелочного рядов. Вулканиты и массивы плутонических пород обычно пространственно совмещены. Общие закономерности мезозойского магматизма провинции позволяют связывать его с континентальным рифтогенезом. **Одной из главных петрологических задач является** выяснение возможных генетических связей между этими разнообразными породами, особенно между высоко- и низко-Са породами, породами щелочных, субщелочных и нормальных серий, а также установление возможных их взаимоотношений с гигантским объемом траппов Сибирской платформы. Известно, что сибирские траппы и щелочная Маймеча-Котуйская провинция имеют одинаковый возраст, сходные изотопные метки, что позволяет некоторым исследователям относить их к единому плюму.

По мнению геофизиков, изучающих территорию Сибирской платформы и в частности территорию Маймеча-Котуйской провинции (Куренков, 1988; Чудинова, 1993), появление широкого спектра родоначальных магм могло быть обусловлено формированием Котуйского трансформного разлома, сопровождавшегося активизацией различных сегментов астеносферы. Предполагают, что трапповый (толеитовый) магматизм контролировался глубиной заложения основной зоны спрединга Пясино-Хатангской рифтогенной системы, а щелочно-ультраосновные расплавы генерировались в зоне трансформного разлома при участии материала более глубинного субстрата, поднимающегося в форме мантийного плюма (Сазонов и др., 2001). Контуры последнего фиксируются крупной кольцевой аномалией силы тяжести, которая приурочена к зоне пересечения срединного спредингового шва Пясино-Хатангской рифтогенной системы с трансформным Котуйским разломом.

Однако, ряд исследователей считает, что все породное разнообразие провинции образовалось из одной первичной щелочно-пикритовой (Егоров, 1985, 1989, 1991) или меймечитовой магмы в результате ее дифференциации и фракционирования (Соболев и др., 1991). Другие (Arndt, 1998; Arndt, Lehnert, Vasiliev, 1995) связывают формирование всего спектра выплавов в провинции, от толеитовых до щелочных и карбонатитовых жидкостей, с эволюцией единого мантийного плюма и пульсационной активностью его разноглубинных очагов. И.Т.Расс и П.Ю.Плечов (Расс, 2000; Расс, Плечов, 2000) полагают, что кроме первичной меймечитовой магмы, исходной для безмелилитовых дифференциатов, в формировании мелилитовых пород провинции принимала участие высококальциевая примитивная щелочная магма, обогащенная редкими землями, Sr и, возможно, Nb.

**Основная цель наших исследований** заключалась в установлении генетических связей между толеитовыми и щелочными базит-ультрабазитовыми магмами, участвовавшими в формировании эффузивных и дайковых пород провинции, в выяснении их мантийного источника, влияния корового материала, а также процессов дифференциации, фракционирования и смешения на состав магмы. Поставленную задачу мы решали с помощью широкого привлечения различных методов, в том числе методов изучения расплавных включений и геохимического исследования пород, минералов и законсервированных во включениях расплавов. Как известно, однотипные породы из разных магматических источников, обычно, заметно отличаются друг от друга по уровню концентрации малых элементов, их соотношениям и уровням дисперсии (Nash, Crecraft, 1985). Общий состав некогерентных элементов в породообразующих минералах, их уровень концентрации, коэффициенты распределения и индикаторные отношения обычно используются для петрогенетических интерпретаций (McKey, 1989; Rivalenti et al., 1996; Salters, Longhi, 1999). Считают, что содержание элементов-примесей в минералах и включениях являются устойчивым индикатором

геодинамической природы пород и отражает характер мантийного источника (Cullers, Graf, 1984). Данные о распределении малых элементов в породах, минералах и стеклах включений позволяют получить информацию о степени и характере плавления верхней мантии, об уровне ее деплетирования и эволюции вещества мантии. Объектом исследования были взяты базит-ультрабазитовые вулканы Крестовского массива в Маймеча-Котуйской провинции (Сазонов и др., 2001; Краснова, 1999; Панина и др., 2001).

**Крестовский массив** представляет собой вулканоплутоническую структуру центрального типа, сложенную эффузивами, жильными и плутоническими породами ультраосновного-основного состава. В центре структуры локализовано интрузивное тело полнокристаллических ультрамафитов - оливинитов, верлитов, пироксенитов и их рудных разновидностей. По периферии массива развиты мелкие инъекционные тела мелилитовых пород (мелилитолитов, кугдитов, ункомпагритов) и ассоциирующих с ними монтичеллитолитов (Панина и др., 2001). Вокруг массива развита вмещающая вулканогенная толща, площадь распространения которой более чем в 2 раза превышает площадь интрузивных пород. По предварительным геолого-структурным построениям толща состоит из переслаивающихся лавовых потоков порфировых и афировых разностей меланонефелинитов, трахибазальтов, трахидолеритов, а также обломков толеитовых базальтов, трахиандезитов, базальтовых туфов и алевритовых туффитов кислого состава. В составе меланонефелинитов среди фойидов отмечаются модалный нефелин и нормативный лейцит, а также отмечен мелилит. На контакте интрузии с вмещающей эффузивной толщей картируется серия дайковых тел щелочных пикритов, трахидолеритов, трахибазальтов, плагиоклазовых порфиритов, щелочных микросиенитов и микрограносиенитов.

Для исследования нами были взяты миндалекаменные порфировые меланонефелиниты, афировые трахидолериты и толеитовые базальты, т.е. ультраосновные и основные эффузивы из щелочной, субщелочной и нормальной серий.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Наряду с геологическими, минералогическими и петрографическими методами мы широко использовали методы *термобарогеохимии*, которые основаны на изучении расплавных и флюидных включений, законсервированных в минералах в процессе их роста и охлаждения. С помощью оптических микроскопов был проведен поиск и определен характер распределения включений для обоснования их первичности-вторичности, а также визуально диагностирован фазовый состав включений. Для определения температуры консервации расплавов минералом-хозяином, а также гомогенизации и закалки содержимого включений (с целью

последующего определения его состава на микрозонде) была использована совмещенная с микроскопом микротермокамера с силитовым нагревателем, которая позволяла нагревать включения до 1350-1400°C с точностью до  $\pm 15^\circ\text{C}$ . Эталонировка камеры осуществлялась по отчетливо фиксируемым точкам плавления химически чистых солей и металлов, помещенных в рабочую точку. С помощью *микрозондового анализа* был выяснен качественный и количественный состав кристаллических фаз и стекол в прогретых и непрогретых расплавных включениях, а также состав минералов-хозяев. Анализ производился с помощью рентгеноспектрального микроанализатора "Camebax-micro". При съемке диаметр зондового пучка не превышал 2-3 мкм, ускоряющее напряжение составляло 20 кВ, ток 40 нА. В качестве стандартов использовались искусственные гомогенные стекла и минералы со строго установленными содержаниями отдельных элементов и составом, близким к составу проанализированных образцов. Точность анализов составляла 1,5-2%. Определения повторялись не менее 2 раз для каждой точки. Наиболее крупные (30 мкм и более) из гомогенизированных и закаленных расплавных включений, а также их минералы-хозяева были проанализированы на редкие и редкоземельные элементы и летучие с помощью метода вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) на ионном микроанализаторе Cameca IMS-4f (Институт микроэлектроники РАН, Ярославль), а также с помощью метода индуктивно связанной плазменной масс-спектрометрии с лазерной абляцией (LA-ICP-MS). Определение содержания воды и фтора в стекле первичных включений было проведено с помощью ионного микрозондирования (SIMS) по методике А.В. Соболева (Соболев, Батанова, 1995). Петрогенный и микроэлементный состав пород анализировался методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и методом ИСП-АЭС.

## ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧАЕМЫХ ВУЛКАНИТОВ

*Порфиновые меланонефелиниты* содержат 30-45 об.% вкрапленников клинопироксена и около 5 об.% оливина. Породы имеют миндалекаменную текстуру. Миндалины занимают от 10 до 20 об.% породы, выполнены кальцитом (в центре) и плагиоклазом (по периферии). Размер вкрапленников клинопироксена варьирует от долей мм до 1 см. Крупные вкрапленники нередко обнаруживают зональность, а средние - полисинтетически сдвойникованы. Вкрапленники обычно идиоморфны, имеют удлиненно призматическую форму, часто катаклазированы, раздроблены. Фенокристы оливина бесцветны, свежие. Размер их чаще не превышает нескольких мм, но изредка отмечаются обломки очень крупных (свыше 1 см) вкрапленников, частично сохранивших элементы кристаллографической огранки. Очень редко вкрапленники оливина имеют сглаженную, близкую к округлой, форму. Основная масса породы окрашена в темно-бурый цвет, представлена

диагенезированным стеклом, насыщенным пылевидными зернами рудного минерала, микролитами клинопироксена и плагиоклаза и, возможно, нефелина.

**Афировые трахидолериты** представляют собой полукристаллическую породу, содержащую небольшое (1-2 об.%) количество микропорфировых выделений клинопироксена серовато-желтого цвета. Основная масса вулканитов состоит из микролитов клинопироксена (35-55 об.%), плагиоклаза и рудного минерала, иногда - незначительного количества биотита и единичных зерен апатита.

**Толеитовые базальты** представлены афировыми разностями. Среди микровкрапленников присутствуют клинопироксен и рудные зерна. Основная масса породы тонко раскристаллизована. В ней среди микролитов диагностируются полевые шпаты – преимущественно плагиоклаз.

Таблица 1.

**Химический состав вулканитов Крестовского массива, вес. %**

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
Меланонефелинит	43,22	3,68	7,70	13,20	13,90	11,30	0,17	2,69	1,01	0,66	97,53
Трахидолерит	47,45	3,27	14,30	10,60	6,94	4,05	0,17	4,35	1,18	1,28	93,59
Толеит	48,36	1,04	15,00	10,90	11,50	7,40	0,16	1,89	0,28	-	96,53

**Примечания:** породы анализировались методом атомно-эмиссионной спектроскопии (AES-ICP)

Среди рассматриваемых вулканитов, порфировые меланонефелиниты являются (табл.1) наиболее низкокремнистыми (43,2 мас.% SiO<sub>2</sub>) и низкоглиноземистыми (7,7 мас.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), содержат повышенные количества MgO (11,3 мас.%), CaO (13,9 мас.%), TiO<sub>2</sub> (3,7 мас.%). Афировые трахидолериты также высокотитанистые (3,3 мас.% TiO<sub>2</sub>), но более обогащены SiO<sub>2</sub> (47,4 мас.%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (~14 мас.%) и щелочами (в сумме 5,5 против 3,7 мас.%) и содержат меньше Mg, Fe, Ca. Толеиты характеризуются низкими количествами TiO<sub>2</sub> (~1 мас.%) и щелочей (~2 мас.%).

## ХИМИЯ МИНЕРАЛОВ

**Клинопироксен**, самый распространенный и сквозной минерал вулканитов, в разных породах имеет свои особенности. В *афировых трахидолеритах* микропорфировые выделения клинопироксена относятся к фассаитам. Минерал заметно обогащен (2,2-2,8 мас.%) TiO<sub>2</sub>, магнезиален (#Mg = 0,73-0,76 мол.%), содержит 4-5 мас.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 0,15-0,18 мас.% MnO (табл.2, ан.1). Большая часть Al находится в четверной координации, а весь Al<sup>VI</sup> связывается в эгириновый минерал, что косвенно свидетельствует о малоглубинных условиях его кристаллизации.

В *порфировых меланонефелинитах* клинопироксен представлен также фассаитом. В крупных зональных вкрапленниках его ядра (табл.2, ан.2) малотитанистые (от 1,1 до 2 мас.% TiO<sub>2</sub>) и высокомагнезиальные (#Mg =

0,81-0,85 мол.%). Промежуточная зона вкрапленников близка химическому составу микропорфировых выделений клинопироксена в афировых трахидолеритах (табл.2, ан.3), хотя магнезиальность у них остается высокой (#Mg=0,80 мол.%). Каймы же вкрапленников (табл.2, ан.4) содержат более высокие количества (3,2-3,7 мас.%) TiO<sub>2</sub> и 5,7-7 мас.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и являются менее магнезиальными (#Mg = 0,78 мол.%). Таковую же магнезиальность имеет большинство мелких зерен вкрапленников (#Mg = 0,79 мол.%) и микролитов (#Mg до 0,73 мол.%) клинопироксена из основной массы (табл.2, ан.5,7), а также дочерние фазы клинопироксена из расплавных включений (#Mg = 0,69 мол.%), содержащиеся в ядрах крупных зональных вкрапленников фассаитов

Таблица 2.

Химический состав клинопироксена из вулканических пород Крестовского массива, вес.%

	трахидолериты	меланонефелиниты							толеиты	
N <sub>2</sub> N <sub>2</sub>	1(6)	2(10)	3(4)	4(2)	5 (1)	6(2)	7(1)	8(1)	9(1)	10(2)
SiO <sub>2</sub>	49,19	49,42	48,12	46,28	47,85	49,61	47,10	44,77	53,71	52,09
TiO <sub>2</sub>	2,45	1,75	2,71	3,56	3,17	1,63	3,11	3,39	0,38	0,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,42	4,00	4,45	5,71	4,34	3,58	5,34	5,57	1,75	2,89
FeO	6,69	5,80	6,24	6,81	6,47	5,55	8,12	9,39	4,45	6,13
MnO	0,16	0,08	-	-	-	-	-	0,13	0,19	0,22
MgO	13,70	14,51	14,01	13,23	13,80	14,97	12,33	11,80	15,36	14,16
CaO	22,96	22,76	23,46	23,45	23,69	23,10	21,76	22,78	23,53	23,17
Na <sub>2</sub> O	0,48	0,60	0,54	0,49	0,45	0,58	1,41	0,55	0,17	0,21
K <sub>2</sub> O	0,00	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,33	0,07	0,02	0,00
Сумма	100,05	98,94	99,56	99,56	99,81	99,05	99,50	98,45	99,56	99,67
Si	1,831	1,850	1,806	1,746	1,795	1,857	1,785	1,707	1,970	1,931
Al <sup>IV</sup>	0,169	0,149	0,189	0,253	0,190	0,144	0,215	0,250	0,030	0,070
Ti	0,070	0,050	0,078	0,101	0,090	0,047	0,089	0,097	0,011	0,023
Al <sup>VI</sup>	0,024	0,026	0,015	0,002	0,000	0,014	0,022	0,000	0,049	0,056
Fe	0,210	0,182	0,196	0,214	0,203	0,173	0,257	0,299	0,139	0,192
Mg	0,761	0,810	0,783	0,746	0,772	0,835	0,694	0,671	0,842	0,782
Ca	0,916	0,917	0,943	0,948	0,995	0,927	0,886	0,931	0,924	0,921
Na	0,035	0,043	0,038	0,036	0,026	0,044	0,104	0,041	0,013	0,013
Mg#	0,75	0,82	0,80	0,78	0,79	0,83	0,73	0,69	0,84	0,78

**Примечания:** микропорфировые выделения: 1,9,10; крупные зональные вкрапленники: 2 – ядра, 3 – промежуточные зоны, 4 – каймы; небольшие фенокриты – 5, 6; зерна основной массы – 7; дочерние фазы из включений – 8. В скобках – количество анализов.

(табл.2, ан.8). Следует отметить, что клинопироксен основной массы существенно обогащен Na<sub>2</sub>O (~1,41 мас.%) и представлен эгирином. Выявленная эволюция состава клинопироксена как будто находится в соответствии с особенностями кристаллизации минерала из щелочно-базальтоидных магм при проявлении в них процессов кристаллизационной

дифференциации. Вместе с тем ряд мелких вкрапленников клинопироксена, в том числе сдвойникованных (табл.2, ан.6), имеют высокомагнезиальный ( $\#Mg = 0,82-0,83$  мол.%) состав, отвечающий составу ядерных зон крупных зональных вкрапленников, что может свидетельствовать о возможном подтоке свежей высокомагнезиальной, малотитанистой магмы.

Химический состав клинопироксена из *толеитов* существенно отличается от состава вышеописанных клинопироксенов из афировых трахидолеритов и порфировых меланонефелинитов (табл.2, ан.9,10). Здесь клинопироксен представлен диопсидом, а его состав малотитанистый (0,4-0,87 мас.%  $TiO_2$ ), малоглиноземистый (1,7-3 мас.%  $Al_2O_3$ ), содержит незначительные (~0,2 мас.%) количества  $Na_2O$ . Его магнезиальность колеблется от 0,78 до 0,84 мол.%

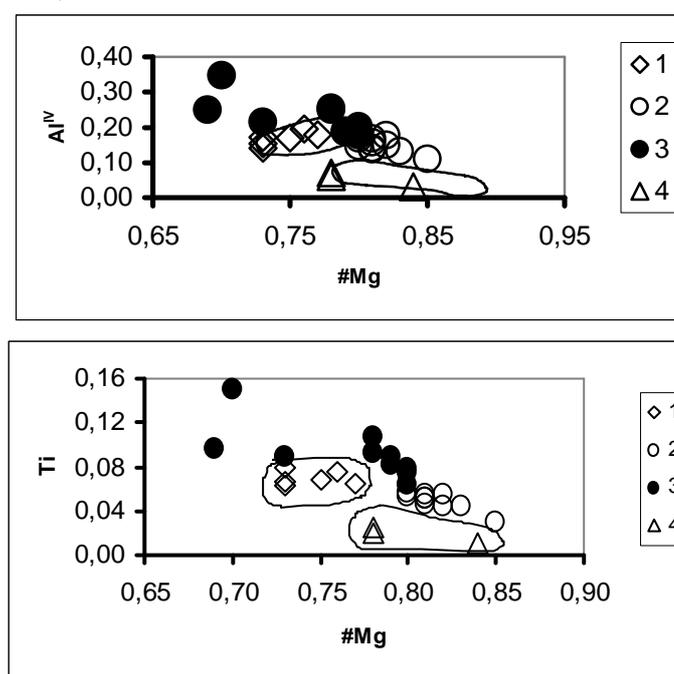


Рис.1. Соотношение магнезиальности ( $Mg/Mg+Fe$ ) с а)  $Al^{IV}$  и б)  $Ti$  в клинопироксенах афировых трахидолеритов(1), порфировых меланонефелинитов (2 – ядра, 3 – каймы вкрапленников) и толеитов (4).

На рис.1, отражающем соотношение магнезиальности минерала с количеством  $Ti$  и  $Al^{IV}$ , клинопироксены из разных вулканитов образуют свои индивидуальные поля. Вместе с тем, поле клинопироксена из трахидолеритов перекрывается полем клинопироксена (каемками зональных вкрапленников) из порфировидных меланонефелинитов и образует с ним единый тренд эволюции, который может свидетельствовать о кристаллизации этих зон клинопироксенов из одной магмы.

**Оливин**, отмеченный в порфировых меланонефелинитах, отвечает  $Fo_{82}$ . Наиболее железистыми являются наиболее крупные вкрапленники оливина. Все оливины обогащены кальцием (до 0,7 мас.%  $CaO$ ), количество которого увеличивается с повышением железистости минерала. В составе оливина присутствует также заметное (около 0,2 мас.%) количество  $MnO$ .

**Плагиоклаз** из-за малых размеров его микролитов проанализировать удалось только в порфировых меланонефелинитах, где он оказался представлен альбитом-олигоклазом. В тех же вулканитах был проанализирован плагиоклаз из миндалинов, который соответствовал альбиту.

### ВКЛЮЧЕНИЯ РАСПЛАВОВ В КЛИНОПИРОКСЕНЕ

Расплавные включения в рассматриваемых вулканитах были обнаружены преимущественно в микропорфировых и порфировых выделениях клинопироксена. Они также присутствовали во вкрапленниках оливина порфировых меланонефелинитов, но там их было очень мало, что в сочетании с небольшим количеством минерала-хозяина не позволило нам получить с их помощью какую-либо интересную информацию.

В клинопироксене (особенно в порфировых выделениях) включений достаточно много - до десятка и более штук в поле зрения микроскопа. Они первичные, имеют призматическую форму. Размер их варьирует от первых до 20-30 микрон. В клинопироксене афировых трахидолеритов и толеитов преобладают мелкие, а в порфировых меланонефелинитах преимущественно крупные включения. В первых включения в основном стекловатые, бесцветные, с газовой и рудной фазами, реже в них отмечаются также призматические кристаллы апатита. Во вкрапленниках клинопироксена порфировых меланонефелинитов включения обычно частично или полностью раскристаллизованы, бурого цвета. Среди дочерних фаз в них отмечены железистый клинопироксен (табл.2, ан.8), биотит, апатит, рудная фаза, представленная обычно магнетитом, в редких случаях - сульфидами (исходя из отражательной способности минерала).

При нагревании (около 800°C) первым начинает размягчаться стекло во включениях из клинопироксена афировых трахидолеритов. Рудная фаза в них полностью расплавляется при 1140-1170°C. Почти одновременно с ее исчезновением (при 1140-1180°C) гомогенизируется и газовый пузырь. Близкие, но все же несколько более высокие (1150-1210°C), температуры зафиксированы при гомогенизации включений в клинопироксене толеитов. Самые высокие (1190-1230°C) температуры гомогенизации характерны для включений в фенокристах клинопироксена из порфировидных меланонефелинитов. Заметное плавление дочерних фаз в них происходит при 1000-1140°C. Рудная фаза расплавляется последней, обычно одновременно с гомогенизацией содержимого включений или несколько раньше ее.

**Химический состав прогретых и застеклованных включений** в клинопироксенах рассматриваемых вулканитов существенно различный.

В фассаитах *афировых трахидолеритов* состав (табл.3, ан.1) прогретых стекол включений среднекремнистый (49-51 мас.% SiO<sub>2</sub>), содержит (мас.%): 12-14 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 4-6 MgO, примерно одинаковые (8-10%) количества CaO и FeO, 5-6 щелочей (при равных соотношениях или некотором преобладании K над

Na). Стекла заметно обогащены  $TiO_2$  (~3 мас.%),  $P_2O_5$  (около 1%), BaO и SrO (по 0,10-0,20 мас.%), а также  $SO_3$  (0,3-0,5 мас.%) и очень незначительно (0,04-0,06 мас.%) Cl. Этот состав довольно близок к составу трахидолеритов и порфировых трахибазальтов, развитых в пределах Крестовского массива.

Таблица 3.

Химический состав стекловатых расплавных включений в клинопироксенах вулканических пород Крестовского массива, вес.%

	трахидолериты			меланонфелиниты		толеиты	
	1(8)	2(2)	3(2)	4(5)	5(2)	6(2)	7(3)
$SiO_2$	50,13	62,64	57,97	54,12	46,65	54,82	53,81
$TiO_2$	3,01	0,23	0,66	2,62	2,14	1,12	1,26
$Al_2O_3$	13,09	22,30	19,67	5,51	10,45	8,83	12,80
$FeO$	8,68	0,61	2,86	9,25	9,11	10,91	10,56
$MnO$	0,21	0,04	0,08	0,12	0,18	0,22	0,18
$MgO$	5,11	0,22	1,35	9,62	9,30	9,54	6,11
$CaO$	9,49	2,45	5,51	15,11	12,52	12,39	10,91
$Na_2O$	2,71	2,76	3,73	1,10	4,54	1,05	2,04
$K_2O$	2,95	4,42	3,52	0,65	2,21	0,35	0,81
$BaO$	0,14	0,16	0,16	0,05	0,12	0,05	0,07
$SrO$	0,15	0,20	0,17	0,06	0,11	0,00	0,00
$P_2O_5$	0,78	1,32	0,33	0,32	0,83	0,15	0,18
Cl	0,04	0,09	0,07	0,00	0,07	0,01	0,01
$SO_3$	0,37	0,00	0,02	0,00	0,19	0,07	0,12
Сумма	96,86	97,44	96,10	98,53	98,42	99,51	98,86

**Примечания:** включения: 2,3 - непрогретые, остальные - гомогенизированные и закаленные. Клинопироксен - хозяин включений: 1-3,6,7 - микрофенокристы; 4 - ядра и 5 - каймы крупных зональных вкрапленников.

Состав *непрогретых стекол включений* в клинопироксенах из тех же *афировых трахидолеритов* варьируют от трахиандезитов до щелочных сиенитов-трахитов. Последние являются (табл.3, ан.2) высококремнистыми (60-64,5 мас.%  $SiO_2$ ), высокоглиноземистыми (около 22 мас.%  $Al_2O_3$ ), щелочными (5-9 мас.% суммы щелочей с преобладанием K над Na), содержат невысокие количества Mg и Ca (от 0,1-0,3 и 1,5 до 3,4, соответственно), заметные  $P_2O_5$  (1-1,7 мас.%), BaO и SrO (около 0,1-0,2 мас.%). Трахиандезитовые стекла включений (табл.3, ан.3) более обогащены CaO (5,3-5,17 мас.%), содержат меньше  $SiO_2$  (56-59,5 мас.%),  $Al_2O_3$  (19,5-19,8 мас.%) и больше MgO (~2мас.%). В целом, состав непрогретых включений является вполне обычным и закономерным дифференциатом щелочно-базитовой магмы после фракционирования из нее фемических минералов, а в конкретном случае отражает фракционирование клинопироксена из трахибазальтового и/или трахидолеритового расплавов, законсервированных во включениях.

В *порфировых меланонфелинитах* состав прогретых стекол включений из ядерных и периферийных зон вкрапленников клинопироксена существенно различный. В каймах вкрапленников, где состав минерала-

хозяина близок к составу клинопироксена из афировых трахидолеритов, состав стекол из включений также довольно близок к составу включений из афировых трахидолеритов (табл.3, ан.4). В ядерных зонах вкрапленников, где состав клинопироксена более высокомагнезиальный и низкотитанистый, стекла включений (табл.3, ан.5) имеют аномальный состав: они при повышенном (53-55 мас.%) количестве  $\text{SiO}_2$  содержат высокие концентрации  $\text{MgO}$  (9-12 мас.%) и  $\text{CaO}$  (14-17 мас.%), низкие (4-6 мас.%)  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и очень низкие (~2 мас.%) щелочей с преобладанием Na над K. Такие летучие компоненты как Cl и  $\text{SO}_3$  здесь практически отсутствуют, BaO и SrO содержатся в очень незначительных (0,05-0,06 вес.%) количествах. Такие составы можно сопоставить с составами коматиит-базальтовых расплавов, например, развитых в низах зелено-каменного пояса Барбертон, расположенного в пределах Южного Трансваальского блока Родезийско-Трансваальского щита (Glikson, 1979).

В *толеитах* стекла прогретых включений в более высокомагнезиальном диопсиде (табл.3, ан.6) достаточно близки к составу стекол из включений в ядерных зонах вкрапленников клинопироксена порфировых меланонефелинитов: они содержат сравнительно мало (8-9 мас.%)  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , высококремнистые (~55 мас.%  $\text{SiO}_2$ ), высокомагнезиальные (9-9,5 мас.%  $\text{MgO}$ ), высококальциевые (12-12,5 мас.%  $\text{CaO}$ ), низкощелочные (1-1,5 мас.% щелочей). В более высокожелезистых ( $\#Mg = 0,78$  мол.%) диопсидах (табл.3, ан.7) стекла включений при том же количестве (~54 мас.%)  $\text{SiO}_2$  содержат меньше  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$  (6-6,5 и 10-11 мас.%, соответственно), больше  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12-13 мас.%), но остаются также малощелочными (около 2% щелочей) при преобладании Na над K. При этом во всех зернах диопсида стекла включений практически не содержат Sr, Ba, Cl, хотя очень небольшая (0,07-0,15 мас.%) примесь  $\text{SO}_3$  все же отмечается.

#### Геохимия вулканитов, породообразующих клинопироксенов и расплавных включений в клинопироксенах

Согласно ионному зондированию рассматриваемые нами вулканиты, клинопироксены и содержащиеся в них стекловатые включения существенно обогащены несовместимыми элементами (табл. 4). Самые высокие их концентрации характерны для стекол включений, самые низкие – для клинопироксенов. Уровни концентраций этих элементов и величины их индикаторных отношений в каждом конкретном случае зависят от изучаемых вулканитов. В *толеитах* распределение несовместимых элементов сравнительно равномерное, а в меланонефелинитах и трахидолеритах – контрастное, особенно между HFSE и REE, а также между LREE и HREE.

**Вулканиты.** В меланонефелинитах и трахидолеритах содержание LILE и LREE, MREE превышает уровень концентрации этих элементов в примитивной мантии примерно на два, а в *толеитах* на один порядок. Причем

Таблица 4.

Петрогенный (мас.%) и микроэлементный (ppm) состав клинопироксенов, стекол включений и вулканических пород Крестовского массива.

	Меланонэфелиниты					Трахидолериты			Толейты		
	Срх <sub>1</sub>	вкл. <sub>1</sub>	Срх <sub>2</sub>	вкл. <sub>2</sub>	порода	Срх	вкл.	порода	Срх	вкл.	порода
<b>Cr</b>	3490	841	5320	1280	1064	114	68	435	628	445	178
<b>V</b>	136	229	118	466	-	273	265	-	437	600	-
<b>Rb</b>	6,29	54,3	4,98	38,7	33,2	8,36	5,07	87,1	8,35	27,7	15
<b>Ba</b>	0,439	1200	3,37	1180	797	0,587	826	1036	42,6	363	165
<b>Th</b>	0,095	7,37	0,052	8,89	8	0,122	6,71	9,7	0,337	1,04	1,7
<b>U</b>	0,005	1,78	0,009	5,83	4,7	0,014	2,01	2,4	0,131	0,39	0,5
<b>Ta</b>	0,15	3,71	0,12	5,46	5,4	0,628	4,07	5,8	0,26	0,82	0,6
<b>Nb</b>	0,77	118	0,91	172	104	0,981	76	116	1,07	5,05	5
<b>La</b>	8,43	93,8	6,07	118	89	13,9	99,1	106	2,5	8,96	10
<b>Ce</b>	27,6	197	19,9	248	173	55,2	232	210	7,68	22,1	21
<b>Sr</b>	232	1080	194	2070	1273	195	1090	1367	69,2	312	211
<b>Nd</b>	22,2	76,9	15,3	87,6	77	51,7	120	106	4,89	13,9	12
<b>Sm</b>	4,9	12,4	3,47	13,8	11,9	14	25,2	17,4	1,96	4,12	3,3
<b>Hf</b>	3,05	6,25	1,59	5,75	6,4	6,83	13,5	10,9	1,04	2,9	2,2
<b>Zr</b>	78,2	304	41,7	258	277	168	514	513	26	85,8	94
<b>Eu</b>	1,44	10,4	0,96	13,9	3	3,36	12,8	4,6	0,77	4,18	1
<b>Gd</b>	10	42,1	7,19	56,4	8,4	25,5	66,2	13,9	3,94	9,53	3,5
<b>Tb</b>	-	-	-	-	0,9	-	-	1,6	-	-	0,7
<b>Dy</b>	1,97	4,79	1,47	5,18	4,7	6,99	12,3	8,1	2,6	4,72	4
<b>Ti</b>	11500	21800	7450	19900	22000	14800	18600	19604	3260	7600	62000
<b>Y</b>	7,03	17,5	4,92	16,4	20	27,8	45,3	41	13,9	26,8	25
<b>Er</b>	1,02	2,71	0,733	3,05	1,5	3,36	6,37	3,4	1,98	3,63	2
<b>Tm</b>	-	-	-	-	0,2	-	-	0,5	-	-	0,3
<b>Yb</b>	1	2,47	0,68	2,44	1,1	3,55	7,26	3,1	3,86	2,4	2,4
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48,12	45,50	48,96	57,02	43,22	49,60	49,20	47,45	50,52	51,60	48,36
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,71	3,11	2,59	3,20	3,68	2,35	3,23	3,27	1,08	1,30	1,04
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,45	7,78	4,24	7,20	7,70	4,00	12,20	14,30	4,52	8,76	15,00
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	6,24	8,42	6,19	6,60	11,88	7,55	9,74	9,54	9,41	11,15	9,81
<b>CaO</b>	23,46	16,75	22,83	13,43	13,90	21,93	10,80	6,94	18,54	13,23	11,50
<b>MgO</b>	14,01	11,14	14,34	5,88	11,30	13,92	6,21	4,05	14,25	9,68	7,40
<b>MnO</b>	0,07	0,15	0,08	0,13	0,17	0,15	0,21	0,17	0,21	0,20	0,16
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,54	1,70	0,42	2,02	2,69	0,042	2,73	4,35	0,29	0,87	1,89
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,01	1,34	0,01	1,27	1,01	0,00	2,21	1,18	0,00	0,57	0,28
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,01	0,56	0,05	0,78	0,66	-	0,94	1,28	0,08	0,07	-
<b>Cl</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	-	-	0,04	-	0,00	0,00	-
<b>SO<sub>3</sub></b>	0,00	0,05	0,00	0,05	-	-	0,44	-	0,00	0,11	-
<b>F</b>	-	0,379	-	0,060	-	-	0,100	-	-	0,070	-
<b>H<sub>2</sub>O</b>	-	0,014	-	0,016	-	-	0,018	-	-	0,016	-

**Примечания:** в трахидолеритах и толейтах стекла включений анализировались из мелких зерен клинопироксена (Срх), в вкл.2 - из промежуточных зон вкрапленников Срх2. Главные петрогенные компоненты анализировались с помощью рентгеноспектрального анализатора "Самбах-мисго", а микроэлементы, H<sub>2</sub>O и F - с помощью метода (SIMS) на ионном микрозонде (Ярославль). Состав пород анализировался методом AES-ICP.

в трахидолеритах содержание несовместимых элементов примерно в 1,5 раза выше, чем в меланонефелинитах. Во всех вулканитах отмечается снижение концентраций от LILE к LREE, достигая минимальных значений у HREE. Вследствие этого кривые распределения несовместимых элементов, нормализованные к примитивной мантии (Taylor, McLennan, 1985), имеют отрицательный наклон, очень резкий для трахидолеритов и особенно меланонефелинитов, и более пологий – для толеитов (рис.2). Для трахидолеритов и меланонефелинитов характерна глубокая отрицательная аномалия для калия и более сглаженная – для Sr, тогда как у толеитов проявлена отрицательная Nb аномалия.

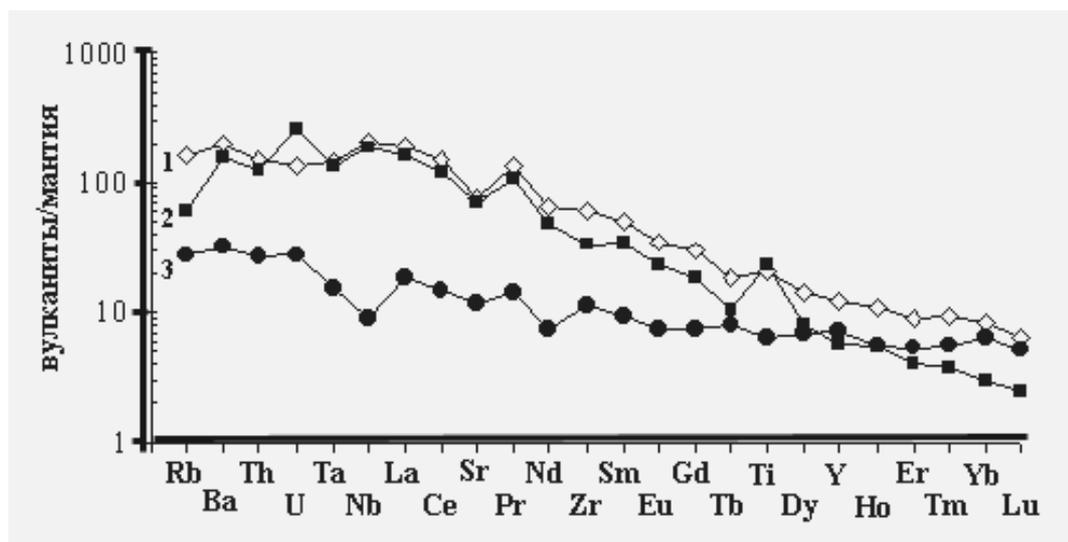


Рис.2. Спайдерграмма, нормированная по примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985], для составов порфировых меланонефелинитов (1), трахидолеритов (2) и толеитов (3).

Индикаторные отношения  $Ba/Th$  во всех вулканитах близко к 100, что заметно превышает таковые отношения в примитивной мантии ( $Ba/Th=79,687$ ). Отношения  $Nb/Ta$  и  $La/Nb$ , отражающие характер мантийных источников, у меланонефелинитов и трахидолеритов примерно одинаковые (около 20 и  $<1$ , соответственно), а у толеитов они совершенно другие:  $Nb/Ta=9$ , а  $La/Nb=2$ .

**Стекла прогретых включений в клинопироксенах.** По сравнению с вулканитами стекла включений содержат несколько больше некогерентных элементов (табл.4). Как и в породах, самые низкие их концентрации характерны для включений в толеитах. Самые высокие концентрации LREE и высокозарядных Ta, Nb, U, Th отмечены для включений, расположенных в каймах вкрапленников клинопироксена меланонефелинитов. Максимальные количества LILE и Ti характерны для промежуточных зон вкрапленников клинопироксена меланонефелинитов. Стекла включений в клинопироксенах трахидолеритов наиболее обогащены MREE, HREE, Zr, Hf, Y. Нормированные отношения  $(La/Yb)_n$  в стеклах разных вулканитов

изменяется от 25,8-32,65 – в меланонефелинитах и 9,2 – трахидолеритах до 1,57 – в толеитах.

Относительные содержания Eu в стеклах включений из клинопироксенов меланонефелинитов и трахидолеритов близки мантийным:  $(Eu/Eu^*)_n = 1,2$  и  $0,91$ , соответственно. Для толеитов эти величины достигают 1,95, что может свидетельствовать о достаточно высокой степени фракционирования толеитовых расплавов в момент их консервации на стадии кристаллизации клинопироксена.

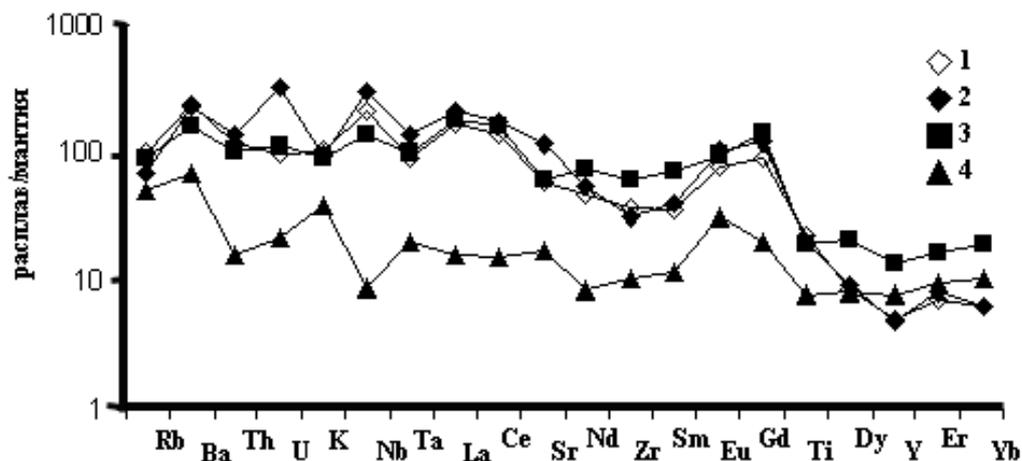


Рис.3. Спайдерграмма, нормированная по примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985].

Для составов прогретых и застеклованных расплавных включений из ядерных (1) и промежуточных (2) зон вкрапленников клинопироксенов порфировых меланонефелинитов, мелких зерен клинопироксенов трахидолеритов (3) и толеитов (4).

В целом, спектры распределения некогерентных элементов в стеклах включений (рис.3), нормированные к примитивной мантии (Taylor, McLennan, 1985), заметно деплетированы HREE, Ti, Yb и обогащены LILE и LREE.

Для всех вулканитов на кривых распределения малых элементов во включениях отмечаются отрицательная ториевая и положительная европиевая аномалии, последняя особенно отчетливо выражена для толеитов. Для меланонефелинитов и трахидолеритов характерны также положительная Nb и отрицательная калиевая аномалия, а для толеитов, наоборот, отрицательная Nb и положительная калиевая аномалии.

Ионно-зондовое определение содержания воды в стеклах включений в клинопироксенах показали чрезвычайную сухость законсервированных расплавов: их концентрации варьируют от 0,0139-0,0155 мас.% (в меланонефелинитах) до 0,0179 и 0,0162 мас.% (в трахидолеритах и толеитах, соответственно). Такое количество воды могло быть связано с низкими степенями плавления примитивной мантии. Вместе с тем, в стеклах включений содержатся более существенные количества фтора: в

промежуточных зонах вкрапленников клинопироксена они достигают 0,379 мас.%, в каймах вкрапленников – 0,06 мас.%, в трахидолеритах 0,1 мас.%, в толеитах 0,069 мас.%.  
 Клинопироксены. Как известно (Балашов, 1972; Леснов, 2001), структура клинопироксенов благоприятна для изоморфного вхождения некогерентных элементов, так как допускает большой набор катионов различного размера и заряда и способна деформироваться и обеспечивать относительную легкость компенсационного гетеровалентного замещения элементов.

Клинопироксены в рассматриваемых вулканитах существенно обогащены несовместимыми элементами (табл.4). Максимальные их содержания характерны для клинопироксенов из трахидолеритов, минимальные – из толеитов. В клинопироксенов из трахидолеритов и меланонефелинитов содержания большинства некогерентных элементов более чем на порядок выше мантийного уровня, а из толеитов – лишь незначительно превышает его. Вместе с тем, в клинопироксенах меланонефелинитов и трахидолеритов концентрации Ba, Th, Nb, U близки, и даже несколько ниже значений примитивной мантии. В целом, клинопироксены из изучаемых вулканитов характеризуются высокими концентрациями Rb, LREE и MREE и умеренными HREE и пониженными Ba, Th, Nb, Cr. При этом клинопироксены толеитов более равномерно обогащены REE, концентрация которых остается примерно на уровне 7-9 хондритовых норм.

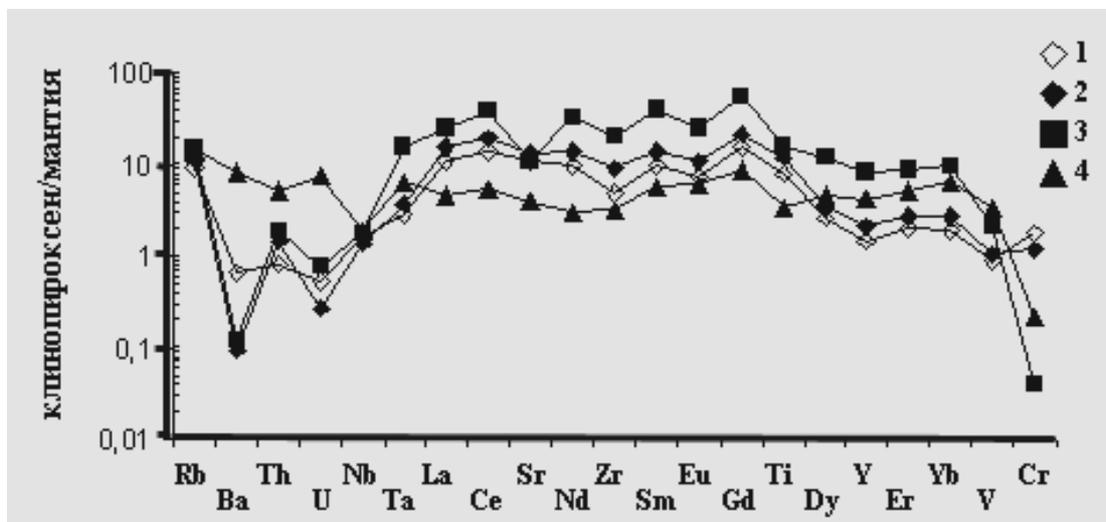


Рис.4. Спайдерграмма, нормированная по примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985].

Для составов клинопироксенов из порфировых меланонефелинитов (1 – ядерные зоны, 2 – промежуточные зоны вкрапленников), трахидолеритов (3) и толеитов (4).

Кривые распределения малых элементов в клинопироксенах из трахидолеритов и меланонефелинитов, нормированные к примитивной мантии (Taylor, McLennan, 1985), имеют куполовидный вид вследствие заметного преобладания LREE и MREE в минерале по сравнению с LILE и HREE (рис.4). Для них характерны небольшие отрицательные Zr и Eu

аномалии, а для клинопироксена из трахидолеритов также достаточно глубокая Sr отрицательная аномалия. Клинопироксены в меланонефелинитах более деплетированы HREE, чем в трахидолеритах: значения параметра  $(La/Yb)_n$ , нормированные по хондриту, составляют для первых 5,65-6 и 2,65 – для вторых.

Характерно, что уровень концентрации несовместимых элементов во вкрапленниках клинопироксена меланонефелинитов неодинаков (табл.4): их каймы по сравнению с ядерными зонами обогащены Cr, Nb, U и Ba и деплетированы (примерно в 1,5 раза) остальными малыми элементами. От центра вкрапленников к кайме отмечается переход от низкого Nb с высоким  $Zr/Nb=101,56$  отношением к более высокому Nb с низким  $Zr/Nb=45,8$  отношением. В том же направлении уменьшаются значения параметров Hf/Nd, Ti/Zr и увеличиваются Zr/Nd и Nb/La.

Таблица 5.

Коэффициенты распределения несовместимых элементов для системы клинопироксен/расплав (KDCpx-Liq)

Порода	Cr	Rb	Ba	Th	U	Ta	Nb	La	Ce	Sr
Меланонефелинит I	4,15	0,11	0,0004	0,0128	0,0028	0,04	0,006	0,09	0,14	0,21
Меланонефелинит II	4,15	0,13	0,0028	0,0058	0,0015	0,02	0,005	0,05	0,08	0,09
Трахидолерит	1,67	0,16	0,0007	0,018	0,0069	0,15	0,01	0,14	0,24	0,18
Толейт	1,41	0,3	0,117	0,324	0,33	0,32	0,21	0,28	0,35	0,22

Продолжение таблицы 5

Порода	Nd	Sm	Hf	Zr	Eu	Gd	Dy	Ti	Y	Er	Yb
Меланонефелинит I	0,29	0,39	0,49	0,26	0,14	0,23	0,42	0,53	0,4	0,38	0,41
Меланонефелинит II	0,17	0,25	0,28	0,16	0,07	0,13	0,28	0,37	0,3	0,24	0,28
Трахидолерит	0,43	0,55	0,5	0,33	0,26	0,38	0,57	0,8	0,6	0,53	0,49
Толейт	0,35	0,47	0,36	0,3	0,18	0,41	0,55	0,43	0,52	0,54	0,62

**Примечания:** в меланонефелинитах коэффициент распределения микроэлементов рассчитан между расплавом и сосуществующими с ним ядерными (I) и промежуточными (II) частями зональных вкрапленников Cpx, а в трахидолеритах и толейтах - между расплавом и сосуществующими с ним мелкими зёрнами Cpx .

Спайдерграмма для клинопироксена из толейтов более равномерная, хотя имеет небольшой отрицательный уклон за счет высоких концентраций LILE, U и Th. Редкие земли распределены здесь менее контрастно, чем в меланонефелинитах и трахидолеритах и имеют довольно сглаженный тренд, примерно параллельный оси X. Вместе с тем, отношение  $(La/Yb)_n$  в клинопироксенах толейтов обычно меньше единицы. Характерно, что концентрации Cr в клинопироксенах толейтов, также как и в трахидолеритах, значительно ниже мантийной нормы, тогда как в клинопироксене меланонефелинитов близка или несколько превышает ее.

Для выяснения степени фракционирования элементов в процессе кристаллизации клинопироксена из расплава, нами была произведена оценка коэффициентов распределения несовместимых элементов в системе

клинопироксен – расплав ( $K_D^{Cpx-Liq}$ ), рассчитанная на основе распределения LILE и HFSE между стеклами включений и минералом-хозяином (Леснов, 2001). Как было показано ранее (Соболев и др., 1996), клинопироксены с законсервированными расплавленными включениями обычно находятся в состоянии химического равновесия вплоть до полной консолидации системы.

В рассматриваемых вулканитах коэффициент распределения некогерентных элементов в системе клинопироксен – расплав (табл. 5) превышает 1 лишь для Sr, который является совместимым с клинопироксеном элементом. Для остальных некогерентных элементов  $K_D^{Cpx-Liq}$  везде меньше 1. По сравнению с коэффициентом распределения несовместимых элементов в системе клинопироксен – базальтовый (или андезитово-базальтовый) расплав (Rollinson, 1994; Johnson, 1998<sub>a,b</sub>; Hart, Dunn, 1993) значения  $K_D^{Cpx-Liq}$  для рассматриваемых вулканитов в целом выше для LILE, HFSE, LREE и ниже для HREE. При этом уровень накопления некогерентных элементов в клинопироксенах разных вулканитов неодинаков. LILE и LREE, более охотно накапливались в клинопироксенах толеитовых расплавов, а HFSE, Y и HREE – в клинопироксенах трахидолеритовых расплавов. При кристаллизации клинопироксена из меланонефелинитовых расплавов, особенно его ядерных зон, значения коэффициента распределения для всех несовместимых элементов минимальные, что указывает на преимущественное сохранение этих элементов в расплаве. Это могло быть связано как с PT-условиями системы, так и составом расплава (Nicholls, Harris, 1980; Vocchio et al., 2000): например, установлено (Леснов, 2000), что значение  $K_D^{Cpx-Liq}$  увеличивается от пикритовых расплавов к базальтовым и далее более кислым.

## ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты исследования показали, что рассматриваемые вулканиты заметно отличаются друг от друга по петрохимическим и геохимическим характеристикам, химическому составу и температурам кристаллизации сквозного минерала – клинопироксена, а также составу исходных расплавов, законсервированных во включениях в клинопироксенах.

Наименьшие температуры (1140-1180°C) кристаллизации клинопироксена были отмечены для афировых трахидолеритов, наибольшие (1190-1230°C) – для порфировых меланонефелинитов. Кристаллизация клинопироксена в толеитах осуществлялась в диапазоне от 1150 до 1210°C.

*Химический состав исходных расплавов, ответственных за формирование трахидолеритов, на стадии образования микропорфировых выделений клинопироксена был достаточно близок к составу трахибазальтов - трахидолеритов и эссекситов-шонкинитов. Он был «сухой» (0,018 мас.% H<sub>2</sub>O), содержал достаточно высокие количества Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO (12-14 и 8-10*

мас.%, соответственно), имел преимущественно натрий-калиевый тип щелочности (с суммой  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=5-6$  мас.%) был заметно обогащен Sr, Ba, содержал высокие концентрации  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,8-0,9 мас.%),  $\text{SO}_3$  (0,4-0,45 мас.%), F (до 0,1 мас.%), а также Zr, Hf, Sm, Gd, Er, Y, Yb, Rb. Как показал анализ непрогретых включений в том же минерале, после удаления (фракционирования) клинопироксена из расплава, состав последнего становился все более кислым, высокоглиноземистым и отвечал составу трахиандезитов-трахитов при сохранении Na-K-типа щелочности и заметной обогащенности Ba и Sr. Иными словами, тренд эволюции расплава в соответствии с правилом Боуэна был направлен в сторону увеличения Si, Al, отчасти - щелочей и уменьшения феррических компонентов.

Следовательно, можно утверждать, что развитые на Крестовском массиве эффузивы и дайки трахидолеритов, трахибазальтов, трахиандезитов и трахитов являются производными одной родоначальной щелочной базитовой магмы.

Расплавы, из которых кристаллизовались ядра вкрапленников клинопироксена из *порфировых меланонефелинитов*, имели аномальный химический состав. Они при высоком содержании (около 54 мас.%)  $\text{SiO}_2$  были богаты MgO и CaO (около 10 и 15 мас.%, соответственно), но обеднены  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (5,5 мас.%) и щелочами (<2 мас.%) при существенном преобладании Na над K. По сравнению с расплавами, из которых кристаллизовались клинопироксены афировых трахидолеритов, они содержали также меньше Ti, P, Sr,  $\text{SO}_3$ . Их состав довольно близок составу коматиитовых базальтов, развитых в низах зеленокаменного пояса Барбертон, (Южный Трансваальский блок Родезийско-Трансваальского щита, Glikson, 1979). Однако, если принять во внимание, что в ультрабазит-базитовых расплавах вкрапленники клинопироксена обычно начинают кристаллизоваться позже вкрапленников оливина, то следует допустить, что изначально расплав был более магнезиальным и менее кремнистым и, возможно, был достаточно близок пикритоидному составу. Косвенным подтверждением этому предположению может служить характер распределения редких земель в законсервированных во включениях расплавах, который довольно близок к таковому в пикритах и меймечитах Гулинского плутона (Ланда, Ляпунов, 1984; Когарко, Рябчиков, 1995).

На стадии кристаллизации периферических зон крупных вкрапленников клинопироксена в порфировых меланонефелинитах эти расплавы, по-видимому, смешались с щелочными базитовыми расплавами, обогащенными Sr, P, S, редкими землями, из которых формировались афировые трахидолериты. Об этом свидетельствует как довольно близкое сходство между составами расплавных включений, законсервированных в каймах вкрапленниках порфировых меланонефелинитов и микропорфировых выделениях клинопироксена в афировых трахидолеритах, так и близкие составы содержащих их минералов-хозяев. Присутствие в порфировых

меланонефелинитах мелких вкрапленников клинопироксена, сходного с ядрами крупных фенокристов состава говорит о том, что на одной из последних стадий образования клинопироксена, по-видимому, произошел дополнительный подток коматиит-базальтоидных (или пикритовых) расплавов.

Формирование *толеитов*, по-видимому, также происходило из базитовых расплавов, которые были высокомагнезиальные ( $\#Mg=0,84-0,78$  мол.%), высококремнистые (~54 мас.%  $SiO_2$ ), малощелочные (1-2 мас.% щелочей), но по сравнению с коматиит-базальтоидными они были более существенно обогащены Al и обеднены Mg. Расплавы такого типа отвечают толеитовой серии базальтоидов. Эволюционным путем их из коматиит-базальтоидных (или пикритоидных) получить невозможно.

Таким образом, петрохимическое изучение включений в клинопироксенах показало, что в формировании вулканической серии Крестовской интрузии принимали участие расплавы разной основности, магнезиальности и щелочности: коматиит-базальтоидные (или, возможно, пикритоидные) толеитовые и щелочно-базальтоидные и их производные (трахидолеритовые, трахибазальтовые, трахиандезитовые, трахитовые). Расплавы, из которых формировались меланонефелиниты, по-видимому, представляют собой продукт смешения коматиит-базальтоидных (или пикритоидных) расплавов с щелочно-базальтовыми расплавами.

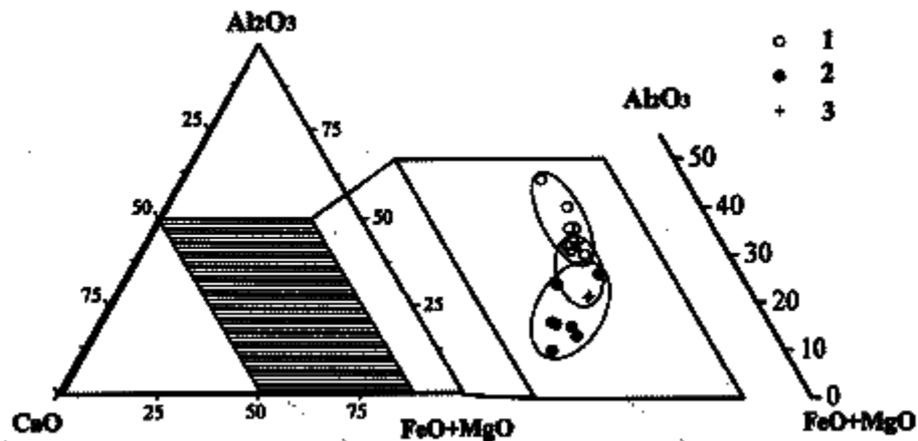


Рис.5. Составы стекол расплавных включений из клинопироксена трахидолеритов (1), порфировых меланонефелинитов (2) и толеитов (3) в системе  $CaO-Al_2O_3-(FeO+MgO)$ .

На тройной диаграмме ( $Al_2O_3$ ) - ( $CaO$ ) - ( $MgO+FeO$ ) составы прогретых стекол включений в клинопироксене вулканитивов образуют перекрывающиеся поля, которые вытягиваются в несколько изогнутый тренд, направленный в сторону уменьшения количеств Fe, Mg, Ca и увеличения Al (рис.5). В поле меланонефелинитов включения из ядерных частей вкрапленников клинопироксена, которые имеют коматиит-базальтоидный состав, располагаются в самой нижней, обогащенной Mg, Fe и Ca области, а

включения из периферических частей тех же вкрапленников тяготеют к верхней, приближенной к полю трахибазальтов, области. В целом, стекла включений из афировых трахидолеритов и порфировых меланонефелинитов занимают крайние, а из толеитов - промежуточные положения. Этот тренд преобразования вполне мог бы отражать эволюцию одной родоначальной базальтоидной магмы при проявлении в ней процессов кристаллизационной дифференциации и фракционирования, если бы не сопровождался некоторым уменьшением (а не возрастанием) кремнекислоты (табл.3) и не включал бы расплавы в разной степени обогащенные некогерентными элементами. Он скорее фиксирует наличие и смешение расплавов, отличающихся по своим кислотно-основным и микроэлементным характеристикам.

Клинопироксены, кристаллизующиеся из разных расплавов, отчетливо отражали их состав и чутко реагировали на его изменения при смешивании. Естественно, наиболее магнезиальными были клинопироксены, образующиеся из коматиит-базальтоидных и отчасти толеитовых расплавов, но они содержали мало Ti и Al. Клинопироксены в афировых трахидолеритах по сравнению с вышеупомянутыми были более железистыми, больше обогащены Ti и Al. При смешивании трахибазальтовых расплавов с коматиит-базальтоидными (или пикритоидными), содержащиеся в последних зерна клинопироксена обростали более высокожелезистыми, высокотитанистыми, богатыми глиноземом каймами.

Химическая неоднородность расплавов предполагает наличие нескольких разнотипных и, по-видимому, разноглубинных очагов магмогенерации. При этом одни источники были обогащены Sr, Ba, S, Ti, Al, имели Na-K-тип щелочности; другие были нормальной щелочности с натровым уклоном, высокомагнезиальны, обеднены Ti и Al и содержали незначительные количества Sr и Ba. Даже при кажущейся близости химического состава коматиитовых и толеитовых базальтоидных расплавов они, по-видимому, имели самостоятельные источники магмогенерации и не могли образоваться в процессе эволюции (дифференциации и фракционирования) один из другого: при одинаковом количестве SiO<sub>2</sub>, толеитовые базальтоидные расплавы были примерно в 1,5 раза больше обогащены Al, меньше содержали Ca, Ti и P. Можно допустить, что коматит-базальтоидные расплавы отражают более глубокие условия магмогенерации и, возможно, имеют какую-то генетическую связь с пикритоидными или меймечитовыми расплавами.

Общий характер распределения некогерентных элементов в рассматриваемых вулканитах, стеклах включений и клинопироксенах подтверждает вывод о существовании нескольких мантийных источников и позволяет рассматривать геохимическую эволюцию магматизма в свете последовательного вовлечения их материала в процесс плавления. Высокий уровень концентраций некогерентных элементов в трахидолеритах и меланонефелинитах говорит о том, что в магмогенерации участвовала

неистощенная мантия. По-видимому, степень ее плавления была относительно невысокой, с сохранением в рестите граната, о чем свидетельствует обогащенность легкими лантаноидами и отрицательный наклон спектров распределения некогерентных элементов в трахидолеритах и меланонефелинитах, в стеклах включений и клинопироксенах (Harrison, 1981; Harte, Kirkley, 1997; Johnson, 1998<sub>a,б</sub>). Очень резкое деплетирование HREE относительно LREE и MREE в меланонефелинитах, по-видимому, отражает либо очень низкую степень плавления, либо увеличение глубины источника, ответственного за появление коматиит-базальтоидных (или пикритоидных) примитивных магм, которые в последствие смешались с трахидолеритовыми расплавами. Генерация последних происходила из контрастно высокообогащенного несовместимыми элементами мантийного источника при активном участии летучих компонентов – щелочей, F, S, P, среди которых доля воды была ничтожной – 0,018 мас.%. Коматиит-базальтоидные (или пикритоидные) расплавы выплавлялись, по-видимому, из менее обогащенного несовместимыми элементами мантийного субстрата, в «сухих» условиях (содержание воды в расплавах составляло 0,016 мас.%) при невысокой роли щелочей, S, P, но более активном участии F.

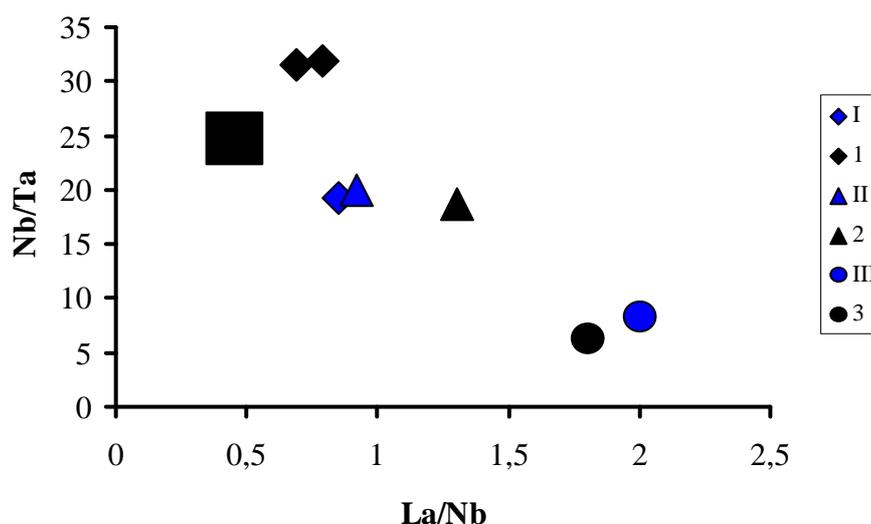


Рис.6. Положение на диаграмме La/Nb - Nb/Ta порфировых меланонефелинитов(I), трахидолеритов (II), толеитов (III) и ответственных за их формирование расплавов (1-3, соответственно).

Поля мантийных и коровых источников: (по Barth et al., 2000): PM – примитивная мантия; DM – деплетированная мантия; CC – континентальная кора; MR – «missing reservoir» (неизвестный резервуар с высоким соотношением Nb/Ta, необходимый для баланса в силикатной Земле).

Источник толеитовых базальтоидных магм по сравнению с источником трахидолеритовых расплавов был более чем на порядок меньше обогащен несовместимыми элементами. Кстати, самостоятельность толеитовых и щелочно-базитовых серий провинции ранее была обоснована изотопохимическими данными (Arndt et al., 1995). Довольно сглаженная форма

спектров распределения REE в толеитах (а также стеклах включений и клинопироксене) позволяет допускать генерацию расплавов при сравнительно высокой степени частичного плавления мантийного источника. Генерируемые толеитовые расплавы были также маловодными (0,016 мас.% H<sub>2</sub>O), содержали незначительные количества SO<sub>3</sub> (0,11 мас.%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,07 мас.%), F (0,07 мас.%), щелочей (не выше 1,5 мас.%). Характерная для спектров толеитов отрицательная ниобиевая аномалия может свидетельствовать о вовлечении корового компонента в магматический процесс. Низкое Th/Ce отношение (значительно ниже 0,1) также подтверждает вывод о проявлении процессов коровой контаминации (Holling, Kerrich, 2000).

На диаграмме Nb/Ta – La/Nb, предложенной M.G. Barth с соавторами (Barth et al., 2000), поля трахидолеритов и порфировых меланонефелинитов практически совпадают и находятся в области влияния мантийных источников. Поля же толеитов опять-таки располагаются в области воздействия коровых источников (рис. 6).

По всей видимости, среди первичных примитивных магм, формировавших вулканно-плутоническую структуру Крестовского массива, преобладали щелочно-базитовые расплавы. В гипабиссальных условиях в промежуточных очагах происходила их дифференциация и фракционирование и образование производных трахидолерит-трахибазальтовых, базанитовых, андезитовых и трахитовых расплавов. Нередко их эволюционное преобразование нарушалось в связи с подтоком коматиит-базальтоидных или более ультраосновных-пикритоидных расплавов и их смешением с образованием гибридных расплавов меланонефелинитового состава. Толеитовые расплавы, по-видимому, поступали с более верхних этажей литосферы и вовлекали коровый материал в магматический процесс. Пространственная близость Крестовского массива к главному в провинции трансконтинентальному магматическому каналу обуславливала длительную неоднократно повторяющуюся активизацию его структуры, которая способствовала поступлению петрохимически неоднородных расплавов.

Следовательно, можно полагать, что петрохимическое и геохимическое разнообразие вулканических и плутонических природных серий, приуроченных к платформенным рифтовым зонам, в большинстве случаев не является следствием преобразования одной родоначальной магмы. Чаще всего оно отражает ассоциацию самостоятельных первичных выплавов, которые появились в процессе рифтогенеза на разных глубинах при различных температурах и разной степени плавления вещества неоднородной верхней мантии. В промежуточных магматических очагах возможно смешение этих расплавов, их дифференциация, а также гибридизация коровым веществом.

Примерно такую же мысль высказал Willey (1980), который объяснял существование различных родоначальных магм и их производных в пределах единых кольцевых структур концепцией мантийных диапиров, отщепляющих различные по составу магмы на различной глубине.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 02-05-64617, 05-05-64361), а также Интеграционного проекта СО РАН № 6.15.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. **Балашов Ю.А.** Геохимия редкоземельных элементов // М., Наука, 1972, с.270
2. **Егоров Л.С.** Щелочно-ультраосновной магматизм и его минералогения // Геология рудных месторождений, 1985, № 4, с.24-40.
3. **Егоров Л.С.** Форма, структура и эволюция Гулинского массива ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов // Изв. АН СССР, сер. геол., 1989, № 7, с.41-56.
4. **Егоров Л.С.** Ийолит-карбонатитовый плутонизм. М., Недра, 1991, 258 с.
5. **Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д.** Условия генерации меймечитовых магм (Полярная Сибирь) по геохимическим данным // Геохимия, 1995, № 12, с.1699-1698.
6. **Краснова Т.С.** Геологическое строение и рудоносность Крестовской интрузии Маймеча-Котуйской провинции севера Сибирской платформы // Физикохимия и технология неорганических материалов, Красноярск, 1999, с. 20-25.
7. **Куренков С.А.** Рассеянный спрединг в мезозойской истории Сибирской платформы и Таймырской складчатой области // Внутриплитные явления в земной коре. М., Наука, 1988, с. 57-70.
8. **Ланда Э.А., Ляпунов С.М.** О содержании редкоземельных элементов в дунитах Гулинского плутона и генезис этих пород // Докл. АН СССР, 1984, т. 276, № 1.
9. **Леснов Ф.П.** О трендах изменения коэффициента распределения редкоземельных элементов в системе клинопироксен/расплав // В сб. «Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы.» Сыктывкар, 2000, с.64-64.
10. **Леснов Ф.П.** Закономерности распределения редкоземельных элементов в клинопироксенах // Зап. Всесоюзн. Минерал. Общества, № 4, 2001, с.78-96.
11. **Панина Л.И., Сазонов А.М., Усольцева Л.М.** Мелилитовые и монтичеллит-содержащие породы Крестовской интрузии (Полярная Сибирь) и их генезис // Геология и геофизика, 2001, т.42, № 9, с.1314-1332.
12. **Расс И.Т.** Мелилитовые породы щелочно-ультраосновных комплексов северо-запада Сибири: петрохимия, геохимия, генезис//Геохимия, 2000, № 10, с.1098-1108.
13. **Расс И.Т., Плечов П.Ю.** Включения расплавов в оливинах оливин-мелилитовой породы, массив Гули, северо-запад Сибирской платформы // Докл.АН, 2000, т.375, № 3, с.389-392.
14. **Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И.** и др. Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск, 2001, 510 с.
15. **Соболев А.В., Батанова В.Г.** Мантийные лерцолиты офиолитового комплекса Троодос, о-в Кипр: геохимия клинопироксена//Петрология, 1995,т.3,№ 5, с.487-495.
16. **Соболев А.В., Мигдасов В.А., Портнягин М.В.** Распределение несовместимых элементов между клинопироксеном и базальтовым расплавом по данным исследования расплавных включений в минералах массива Тродоос, о-в Кипр // Петрология, 1996, т.4, № 3, с.326-336.
17. **Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н.** Новые данные по петрологии сибирских меймечитов // Геохимия, 1991, № 8, с.1084-1094.
18. **Чудинова Т.М.** Гравиметрическая карта Красноярского края и прилегающих районов масштаба 1 : 500000. Красноярск, 1993.

19. **Ardnt N.** Two mantle sources, two plumbing systems: tholeiitic and alkaline magmatism of the Maymecha River basin, Siberian flood volcanic province // *Contrib. Miner. and Petrology. Abstr. Vd. 133, No 3, 1998, p. 1.*
20. **Arndt N., Lehnert V. and Vasiliev Yu.** Meimecyites: Highly magnesian lithosphere-contaminated alkaline magmas from deep subcontinental mantle//*Lithos, 1995, v.34, pp. 41-59.*
21. **Barth M.G., McDonough W.F. and Rudnik R.L.** Tracing the budget of Nb and Ta in the continental crust // *Chem. Geology, 2000, 165, 197-213.*
22. **Bocchio R., DeCapitani L., Ottolini L., Cella F.** Trace element distribution in eclogites and their clinopyroxene/garnet pair: a case study from Soazza (Switzerland) // *Europ. J. Miner., 2000, vol.12, No 1, p.147-161.*
23. **Cullers R.L., Graf J.L.** Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. Part 7.2. Kimberlites // *Rare earth element geochemistry, vol.2. (ed. P. Henderson) Elsevier, 1984, p. 239-243.*
24. **Glikson A.Y.** Siderophile and lithophile trace-element evolution of the Archaean mantle. – *BMR J. Austrl. Geol. And Geophys., 1979, 4, № 4.*
25. **Harrison W.J.** Partitioning of REE between minerals and coexisting melts during partial melting of a garnet lherzolite // *Amer. Mineral., 1981, vol.66, p. 242-259.*
26. **Hart S.R., Dunn T.** Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements // *Contrib. miner. Petrology, 1993, No 113, p.60-68.*
27. **Harte B., Kirkley M.B.** Partitioning of trace elements between clinopyroxene and garnet: data from mantle eclogites // *Chemich. Geol., 1997, vol. 136, p. 1-24.*
28. **Holling P., Kerrch R.** Light rare earth element depleted to enriched basaltic flows from 2.8 to 2,7 Ga greenstone belts of the Uchi Subprovince, Ontario, Canada // *Chemical Geology, 2000, vol.227, No 3-4, p.133-153.*
29. **Johnson K.T.M.** Experimental cpx/and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures: petrogenetic implications // *Miner. Mag., 1998<sub>a</sub>, vol.58A., p.454-455/*
30. **Johnson K.T.M.** Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressure // *Contrib. Miner. Petrol., 1998<sub>b</sub>, vol.133, p.60-68.*
31. **McKey G.A.** Partitioning of rare elements between major silicate minerals and basaltic melts // *Geochim. and mineral. Of rare earth elements (ed B.R. Lipin and G.A.McKey). Reviews in Mineralogy, 1989, vol. 21, p. 45-78.*
32. **Nash W.P., Crecraft H.R.** Partition coefficients for trace elements in silicic magmas // *Geochim/ Cosmochim. Acta, 1985, vol.49, No 11, p. 2309-2322.*
33. **Nicholls I.A., Harris K.L.** Experimental rare earth element partition coefficients for garnet, clinopyroxene and amphibole coexisting with andersitic and basaltic liquids // *Geochim. Cosmochim. Acta, 1980, vol.44, p. 287-308.*
34. **Rivalenti G., Vannuci R., Rampone E., Mazzucchelli M., Piccardo B.G., Piccirillo E.M.**
35. **Bottazzi P., Otto L.** Peridotite clinopyroxene chemistry reflects mantle processes rather than continental versus oceanic // *Earth Planet, Sci. Lett. 1996, vol.139, p.423-437/*
36. **Rollinson H.R.** Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation. Essex: London, Group UK Ltd, 1994, 352 p.
37. **Salter V. J.M., Longhi J.** Trace elements partitioning during the initial stages of melting beneath mid-ocean ridges // *Earth Planet. Sci. Lett. 1999. vol. 166, p.15-30.*
38. **Taylor S.R., McLennan S.M.** The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 1985.
39. **Wiley P.J.** Genesis of kimberlite // *Geophys. Res., 1980, vol. 85, p. 6902-6910.*

## **Акитский массив щелочных пород и ассоциирующее с ним оруденение (Северное Прибайкалье)**

Рипп Г.С.<sup>1</sup>, Владыкин Н.В.<sup>2</sup>, Дорошкевич А.Г.<sup>1</sup>, Сотникова И.А.<sup>2</sup>

1 – Геологический Институт СО РАН, Улан-Удэ, e-mail: [ripp@gin.bsc.buryatia.ru](mailto:ripp@gin.bsc.buryatia.ru)

2 – Институт Геохимии СО РАН, Иркутск, e-mail: [vlad@igc.irk.ru](mailto:vlad@igc.irk.ru)

### **ВВЕДЕНИЕ**

Акитский массив щелочных пород расположен на площади Северо-Байкальской щелочной провинции, выделенной А.Я. Жидковым [1]. В пределах провинции известно около 10 массивов, охарактеризованных в публикациях большой группы исследователей [1, 2, 3, 4, 5, 6]. Одной из наиболее важных особенностей провинции является ее существенно калиевая специализация, обусловившая широкое распространение проявлений с ультракалиевыми породами, к числу которых относятся и широко известные Сыннырский и Якшинский массивы. Хотя каждый из щелочных массивов достаточно специфичен своими петрохимическими особенностями, Акитский резко отличается от них своим малым размером. В массиве преобладают щелочные сиениты с достаточно большой ролью щелочных гранитов. Считается [6], что массив сформировался в три фазы и эволюционировал от щелочных сиенитов, сменившихся граносиенитами и щелочными гранитами, нефелиновыми сиенитами. Если выделенные фазы, относить к комагматам и формирование гранитов к более ранним образованиям, чем нефелиновые сиениты, то необъяснимым остается нарушение известной последовательности кристаллизационной дифференциации таких пород.

Результаты геохронологического изучения массива [2] свидетельствуют о формировании его значительно позднее, чем остальные щелочные массивы Северного Прибайкалья (соответственно ранняя юра и средний - поздний палеозой). Об этом же свидетельствует и полученный нами Rb-Sr изохронный возраст редкоземельного оруднения, сопровождающего Акитский массив. Необходимо отметить также, что известные в Северо-Байкальской провинции щелочные массивы сопровождаются существенным редкометально-редкоземельным оруденением. С Акитским массивом связано существенно иттриевое и иттривоземельное оруденение, которое, как известно, характерно для щелочных гранитов.

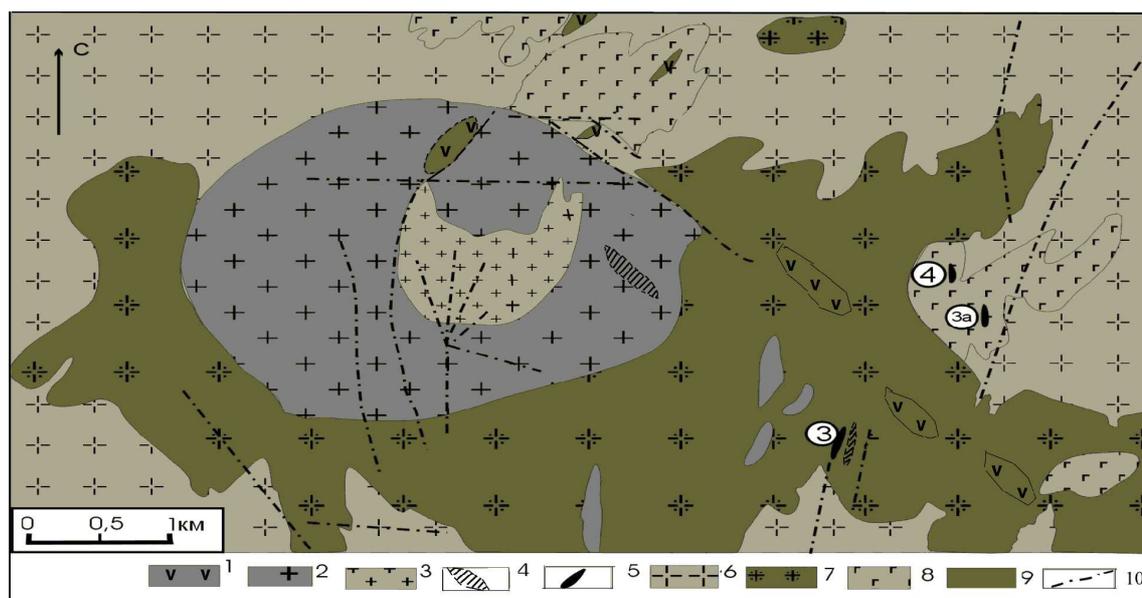
### **МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ**

Возраст оруденения определен изохронным Rb-Sr методом в Геологическом институте СО РАН В.Ф.Посоховым. При построении изохроны были использованы результаты анализов барита, анкерита,

флюорита и тайниолита. Анализы изотопных составов кислорода и углерода в карбонатных минералах проведены в лаборатории стабильных изотопов Аналитического центра ДВНЦ РАН на прецизионном масс-спектрометре Finigan MAT-252. Погрешность анализов не превышала  $\pm 0,02$  ‰. Состав сульфидной серы определен в изотопной лаборатории ИГГИМ СО РАН (г. Новосибирск). Породы массива и тайниолиты анализировались химическим методом, Институт геохимии СО РАН.

### Общая геологическая характеристика массива

Акитский массив расположен в Северном Прибайкалье в междуречье р. Кичеры и Верхней Ангары. Он имеет изометричную форму и площадь около  $4,5 \text{ км}^2$  (рис.1). Вмещающие его породы представлены кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами, слагающими останцы среди раннепалеозойских гранитоидов. Сланцы и гнейсы состоят из плагиоклаза, кварца, роговой обманки, биотита, реликтов пироксена. Они участками мигматизированы, альбитизированы и калишпатизированы.



**Рис. 1.** Схема геологического строения района Акитского редкоземельного проявления (по Баинову и Мошкину).

Примечание: Щелочные породы Акитского массива: 1 – нефелиновые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – кварцевые сиениты. 4 – щелочные граниты, 5 – рудные зоны, Нижнепалеозойские интрузивные породы: 6 – лейкократовые граниты, 7 – граниты и граносиениты, 8 – диориты и гранодиориты, 9 – биотит-амфиболовые сланцы и амфиболиты.

10 – тектонические нарушения.

Гранитоиды занимают большую часть площади. Среди них распространены диориты, гранодиориты, граносиениты, сиениты и лейкограниты, выделенные при геолого-съёмочных работах в качестве самостоятельных интрузивных фаз каледонского этапа магматизма и

сформировавшиеся в перечисленной последовательности. Диориты и гранодиориты имеют отчетливо выраженную гнейсовидную текстуру. Они сложены средним плагиоклазом, микроклином, роговой обманкой, биотитом и кварцем, в виде реликтов отмечается пироксен.

Таблица 1.

Химический состав магматических пород массива Аkit (в вес. %).

n/n	Окислы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Сумма
1	Ак-14	54,11	0,69	19,59	5,57	0,20	0,35	2,12	0,24	0,29	9,84	5,71	0,15	1,37	100,28
2	Ак-11	54,54	0,62	19,42	4,90	0,23	0,19	1,82	0,24	0,3	9,92	6,03	0,13	1,90	100,27
3	Ак-22	55,00	0,56	20,10	4,83	0,19	0,26	2,17	0,21	0,23	9,28	5,93	0,14	1,31	100,23
4	Ак-13	55,29	0,53	20,01	4,92	0,19	0,18	0,95	0,22	0,24	10,59	5,77	0,10	1,16	100,19
5	Ак-10	55,37	0,45	20,48	4,19	0,09	0,20	0,64	0,15	0,15	10,43	5,44	0,09	2,39	100,20
6	Ак-15	55,61	1,00	17,38	7,67	0,11	3,03	5,11	0,26	0,11	4,66	3,89	0,46	0,45	99,75
7	Ак-19	55,69	0,40	20,30	3,89	0,18	0,17	1,79	0,09	0,11	10,79	5,95	0,11	0,96	100,49
8	Ак-23	56,04	0,40	20,71	4,00	0,17	0,10	1,82	0,09	0,11	9,73	5,92	0,12	0,88	100,12
9	Ак-17	57,51	0,63	16,75	6,49	0,12	1,71	4,04	0,25	0,17	5,96	5,66	0,34	0,55	100,18
10	Ак-8a	58,29	1,15	14,42	8,97	0,17	1,59	4,27	0,32	0,11	4,06	5,95	0,36	0,26	99,93
11	Ак-18	59,22	0,68	16,29	7,34	0,20	0,40	2,08	н.о.	н.о.	6,51	6,06	0,16	1,01	100,18
12	Ак-8	61,09	0,41	17,56	5,40	0,25	0,17	0,70	0,06	0,01	6,87	6,41	0,09	1,07	100,10
13	Ак-16	61,71	0,43	17,48	5,07	0,14	0,24	1,41	0,04	н.о.	6,78	6,08	0,09	0,57	100,07
14	Ак-3	62,72	0,44	17,04	4,48	0,07	0,23	0,97	0,20	0,02	7,58	5,53	0,17	0,63	100,11
15	Ак-12	62,92	0,40	17,80	4,03	0,06	0,12	0,57	0,08	0,01	7,22	5,83	0,1	0,93	100,08
16	Ак-7	63,01	0,10	17,96	3,23	0,10	0,20	1,69	0,13	0,05	7,80	5,25	0,09	0,51	100,13
17	Ак-5	63,15	0,33	18,01	3,75	0,05	н.о.	0,61	0,06	0,01	7,42	6,46	0,06	0,19	100,13
18	Ак-20	63,81	0,66	14,55	6,40	0,08	0,99	2,83	0,22	0,12	4,95	4,88	0,28	0,30	100,09
19	Ак-1	65,49	0,45	15,72	4,80	0,08	0,25	0,4	0,05	0,01	6,37	5,47	0,15	0,75	100,04
20	Ак-6	66,20	0,02	17,79	1,17	н.о.	н.о.	0,09	н.о.	0,01	6,89	7,18	н.о.	0,56	99,96
21	Ак-9	69,90	0,17	13,74	3,82	0,01	н.о.	0,10	н.о.	н.о.	6,76	5,18	н.о.	0,34	100,07
22	Ак-21	70,27	0,27	14,13	3,05	0,04	0,38	1,35	0,10	0,04	3,92	5,74	0,07	0,69	100,07
23	Ак-2	70,91	0,13	14,25	2,44	0,02	н.о.	0,38	н.о.	0,01	6,53	4,90	0,01	0,44	100,06
24	Ак-7a	72,53	0,13	14,30	1,98	0,03	0,06	1,29	0,17	0,06	5,15	4,08	0,03	0,26	100,07

**Примечание:** н.о. – не обнаружено; нефелиновые сиениты-1-5,7,8; щелочные сиениты- 6,9,10-13,16; кварцевые сиениты-14,15,17,18,19,20; щелочные граниты-21,22,23,24. Данные рентгено-спектрального анализа. Институт геохимии СО РАН, аналитик А.Л. Финкельштейн, 2005год.

Сам Аkitский массив сложен в основном пироксен-амфиболовыми щелочными и кварцевыми сиенитами. Щелочные сиениты - среднезернистые породы, состоящие из микроклина (30-60%), олигоклаза (30-40%), роговой обманки (1-5%), авгита (2-5%) и биотита. В центральной части массива наблюдается подковообразное тело кварцевых сиенитов (микрпертит 70-80%, кварц 10%, эгирин-авгит 3-5%). Нефелиновые пироксен-биотитовые

сиениты слагают дайкообразные тела мощностью до 150 м. и протяженностью до 550 м. во вмещающих древних гранитах. Это среднезернистые породы, сложенные микроклином (70-80%), нефелином (15-20%), эгирин-авгитом (2-5%) и биотитом (до 5%). В сев. части массива встречен делювиальный выход нефелиновых сиенитов, который трактовался ранними исследователями как дайковое тело. Мы же считаем, что это вывоз нефелиновых сиенитов более глубинной части массива. Так как на поверхности Акитского массива коренных обнажений не наблюдается и вся его площадь покрыта растительностью, то непосредственных взаимоотношений пород наблюдать невозможно. Мы не наблюдали пересечения щелочных сиенитов, занимающих на поверхности наибольшую площадь при данном эрозионном срезе, дайками нефелиновых сиенитов. Во вмещающих гранитах и щелочных сиенитах встречены так же дайки щелочных гранитов. Нерешенной геологической проблемой Акитского массива является схема кристаллизации пород массива. Предложенную ранее [2, 3] схему последовательности образования пород массива, согласно которой нефелиновые сиениты образуются позже гранитов, мы считаем неверной.

В щелочных комплексах пород при дифференциации магмы всегда идет увеличение кремнекислотности. В таком случае нефелиновые сиениты должны принадлежать к другому комплексу, что можно доказать только данными абсолютного возраста для всех разновидностей пород массива. Таких данных для Акитского массива нет. Петрохимические данные (рис.2) подтверждают образование пород из единой магмы и нормальный тренд ее дифференциации. Вероятно, нефелиновые сиениты являются наиболее ранними породами массива, их основное тело залегает на глубине и не вскрыто эрозией, а жильные разновидности в виде даек, как апофизы массива прорывают вмещающие породы. О том, что основная часть Акитского массива не эродирована, говорят и большие объемы рудных гидротермалитов, расположенных на значительной площади вокруг массива по системе линейных разломов, которые, вероятно, отделились от более крупной массы магматических пород массива. Нами принимается следующая схема образования пород массива. Наиболее ранними являются нефелиновые сиениты, затем образовались щелочные сиениты, кварцевые сиениты и щелочные граниты. После щелочных гранитов образовались редкометальные кальцит-анкеритовые жилы (возможно, необычные карбонатиты) и гидротермалиты. Иттриевый характер редкоземельных элементов в них подтверждает их генетическую связь со щелочными гранитами, для которых характерна Y-минерализация, а наличие редкометальных кальцит-анкеритовых жил в тайниолитом говорит об участии в накоплении гидротерм и нефелиновых сиенитов. Такая же схема магматизма характерна и для другого редкометального массива этой провинции- Бурпалинского

(Владыкин...), но его большие размеры (более 150 км<sup>2</sup>) продуцировали и более объемную и разнообразную редкометальную минерализацию. Возраст массива, определенный калий-аргоновым методом [2], составляет 200-202 млн. лет, существенно меньше, чем возраст других массивов щелочных пород Северо-Байкальской провинции. Время образования наиболее крупных массивов (Сынныр и Бурпала) в основном колеблется в пределах 290-325 млн. лет [2], а возраст редкометальной минерализации в карбонатных жилах Акитского массива равен  $186 \pm 5$  млн. лет.

## ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД АКИТСКОГО МАССИВА.

Химический состав магматических пород Акитского массива представлен в таблице 1. По химическому составу выделяются 4 разновидности пород: нефелиновые сиениты, щелочные сиениты, кварцевые сиениты и щелочные граниты. В этом генетическом ряду происходит постепенное увеличение кремнекислотности пород, которая является индексом дифференциации для данной серии пород. Кроме того, закономерно уменьшаются содержания  $Al_2O_3$ , а также бария и стронция. Уменьшаются также и отношения  $Na_2O$  к  $K_2O$ . Концентрации суммы окислов Fe и CaO варьируют незакономерно и зависят от количества темноцветных компонентов - пироксена и слюды. К гранитам повышается коэффициент агпаитности, при этом состав пироксенов меняется от эгиринов-авгитов до эгиринов, а слюды в щелочных гранитах отсутствуют

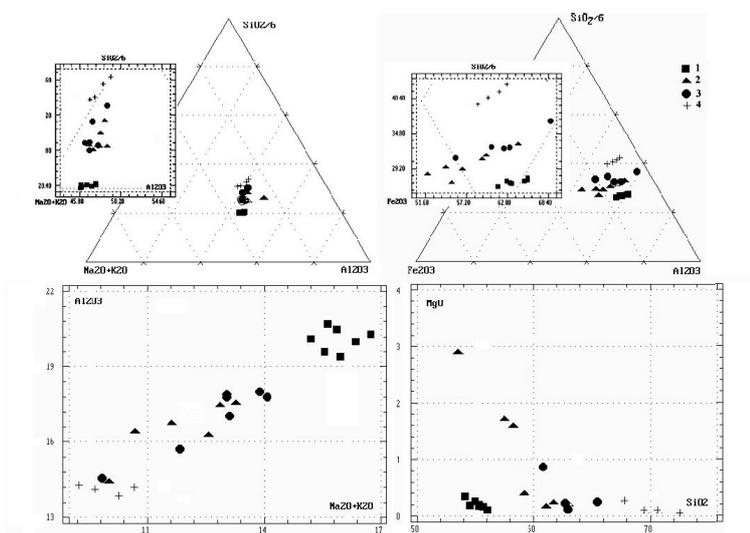


Рис.2. Тройные и парные корреляции петрогенных элементов в породах Акитского массива.

**Примечание:** 1- нефелиновые сиениты, 2- щелочные сиениты, 3 -кварцевые сиениты, 4-щелочные граниты.

Парные и тройные корреляционные зависимости петрогенных элементов в магматических породах Акитского массива приведены на рис. 2. Как видно из рисунка- эти зависимости не всегда имеют линейный характер.

На диаграмме  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  наблюдается общий тренд составов и увеличение в нем кремнекислотности пород от нефелиновых сиенитов к щелочным гранитам. На диаграмме  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$  в общем плане тоже наблюдается повышение кремнекислотности в этом ряду пород, однако в каждой отдельной группе присутствуют свои горизонтальные тренды составов в распределении железа и алюминия (щелочные сиениты и кварцевые сиениты имеют постепенные переходы между собой и образуют единую группу). Этот парадокс можно объяснить процессами расслоения единой магмы при дифференциации, которые обычны для щелочных пород. На диаграммах парных корреляций петрогенных элементов для  $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  наблюдается единый тренд изменения составов - уменьшение содержаний алюминия и суммы щелочей от нефелиновых сиенитов к щелочным гранитам. Такие же закономерности отмечаются и для корреляций  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ . На диаграмме  $\text{MgO} - \text{SiO}_2$  единый тренд характерен для сиенитов и для гранитов, а нефелиновые сиениты, как и на тройной диаграмме, образуют параллельный тренд. Это также можно объяснить процессом расслоения магмы.

Таблица 2.

**Химический состав нефелинов**

№ пробы	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	Сумма
Нефелиновые сиениты								
Ак-10	43.59	33.52	0.36	0.00	0.06	15.84	6.59	99.96
Ак-11	43.25	32.86	0.42	0.00	0.05	15.79	5.89	98.26
Ак-12	43.63	32.66	0.41	0.00	0.04	16.03	5.85	98.62
Ак-14	44.21	32.51	0.42	0.00	0.06	15.84	5.83	98.87
Ак-14	43.47	32.89	0.39	0.00	0.06	15.69	6.29	98.78
Ак-22	43.58	33.24	0.40	0.00	0.08	15.89	6.31	99.50
Ак-23	44.38	33.19	0.43	0.00	0.10	15.71	6.09	99.89
Ак-23	44.98	32.97	0.49	0.05	0.05	16.38	5.64	100.56

Таблица 3.

**Химический состав канкренитов**

№ пробы	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MnO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{H}_2\text{O}$	Сумма
Ак-10	38.03	32.44	0.16	0.00	0.04	24.95	0.04	0.00	95.68
Ак-19	43.36	33.50	0.31	0.00	0.05	15.95	6.53	0.00	99.69
Ак-23	37.12	30.82	0.37	0.05	5.76	16.15	0.00	10.00	100.27
Ак-23	37.86	31.79	0.11	0.05	5.91	12.05	0.00	10.00	97.82
Ак-23	36.79	29.52	0.28	0.00	5.53	16.31	0.00	0.00	88.58
Ак-23	36.57	28.64	0.36	0.06	5.43	18.69	0.14	0.00	89.88

**Минеральный состав пород Аkitского массива**

Нефелиновые сиениты – существенно мелкозернистые породы, слагающие несколько тел размером от первых метров до десятков, в единичных случаях первых сотен метров. Тела некоторых из них прослежены на 300-600 метров, имеют северо-восточное простирание (25-35<sup>0</sup>)

СВ). Породы сложены калинатровым полевым шпатом, нефелином, плагиоклазом, пироксеном, биотитом.

Таблица 4.

Химический состав пол. шпатов

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	BaO	Сумма
Нефелиновые сиениты											
Ак-10	65.01	0.00	19.02	0.19	0.00	0.00	0.04	4.78	10.10	0.21	99.34
Ак-10	61.89	0.00	19.28	0.14	0.06	0.00	0.21	1.36	15.53	0.27	98.73
Ак-10	64.31	0.00	19.01	0.19	0.00	0.00	0.00	2.90	12.65	0.66	99.72
Ак-11	64.12	0.21	19.84	0.21	0.00	0.00	0.22	5.49	9.23	0.76	100.07
Ак-14	61.56	0.06	19.13	0.94	0.07	0.07	0.71	2.97	12.75	0.41	98.66
Ак-19	66.05	0.00	19.02	0.23	0.00	0.00	0.07	6.49	7.76	0.48	100.09
Ак-19	66.23	0.00	19.33	0.12	0.00	0.00	0.33	6.52	7.42	0.10	100.05
Ак-23	65.80	0.07	20.07	0.12	0.00	0.00	0.36	6.64	7.10	0.29	100.45
Щелочные сиениты											
Ак-8	65.51	0.00	19.23	0.00	0.00	0.00	0.26	4.12	11.01	0.00	100.11
Ак-8а	63.84	0.00	18.54	0.17	0.00	0.00	0.11	1.51	14.81	0.45	99.42
Ак-15	63.67	0.00	18.28	0.09	0.00	0.00	0.12	1.77	14.55	0.99	99.46
Ак-18	63.63	0.00	18.18	0.10	0.00	0.00	0.04	0.33	16.76	0.00	99.04
Ак-18	64.01	0.00	17.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.78	15.85	0.00	98.62
Кварцевые сиениты											
Ак-1	63.25	0.00	19.08	0.08	0.00	0.00	0.00	0.25	16.82	0.17	99.64
Ак-1	63.86	0.00	19.04	0.09	0.09	0.00	0.04	0.25	16.71	0.09	100.17
Ак-3	63.92	0.00	19.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	15.55	0.58	99.40
Ак-5	63.91	0.00	19.11	0.00	0.00	0.00	0.00	1.47	14.20	0.09	98.78
Ак-6	64.48	0.00	18.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50	15.99	0.00	99.72
Ак-6	64.23	0.00	18.79	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	16.01	0.00	99.29
Ак-7	63.84	0.00	18.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	16.31	0.00	99.06
Ак-13	65.00	0.00	19.49	0.11	0.00	0.00	0.88	5.97	7.91	0.00	99.36
Ак-20	64.17	0.00	19.04	0.18	0.00	0.00	0.26	3.23	12.23	0.62	99.73
Ак-20	63.79	0.00	18.81	0.13	0.00	0.00	0.14	2.03	14.05	0.41	99.35
Ак-20	63.33	0.00	18.76	0.08	0.00	0.00	0.04	0.60	16.24	0.49	99.53
Щелочные граниты											
Ак-2	63.84	0.00	18.85	0.08	0.00	0.06	0.00	0.26	16.80	0.00	99.89
Ак-9	64.56	0.00	18.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	16.67	0.00	99.74
Субщелочные граниты											
Ак-7а	63.86	0.00	18.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	16.44	0.59	99.93
Ак-7а	64.54	0.00	19.03	0.33	0.00	0.00	0.19	2.25	13.30	0.49	100.14
Ак-7а	64.32	0.00	18.83	0.10	0.00	0.00	0.06	1.33	15.03	0.53	100.20
Ак-7а	64.17	0.00	18.39	0.11	0.00	0.00	0.00	0.32	16.33	0.00	99.31
Ак-21	64.31	0.00	18.52	0.00	0.00	0.00	0.09	1.37	15.23	0.34	99.85

Состав полевого шпата отвечает анортоклазу (натровый санидин?) (табл.3), в котором ортоклазовый минал варьирует от 30 до 90% (обычно 40 - 70%). В минерале присутствуют многочисленные вросстки плагиоклаза.

Нефелин представлен идиоморфными зернами с отчетливым кристаллографическим оформлением. В нем заметно понижено (относительно теоретического) содержание калия. Количество

кальсилитового минала в большей части проб не превышает 20% (табл.2). Анортитовый компонент для минерала не характерен. Участками нефелин по краям зерен и трещинкам замещается канкринитом, содалитом, цеолитом.

Пироксен в породе образует рассеянную вкрапленность и представлен, в основном, эгирин-авгитом с низкими концентрациями магния и переменными (от 14 до 49 процентов) -эгиринового минала (табл. 3). Количество жадеитового минала обычно составляет не более 3-4%.

Таблица 5.

**Химический состав плагиоклазов**

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	BaO	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма
Нефелиновые сиениты											
Ак-10	67.27	0.00	20.15	0.21	0.00	0.36	10.12	1.49	0.25	0.00	99.83
Ак-10	68.54	0.00	20.29	0.15	0.00	0.06	11.22	0.11	0.00	0.00	100.37
Ак-12	64.62	0.00	19.26	0.13	0.00	0.60	8.44	5.20	0.00	0.00	98.97
Ак-12	64.51	0.07	20.11	0.27	0.00	0.30	10.91	0.89	0.00	0.00	99.86
Щелочные сиениты											
Ак-8	67.44	0.00	20.47	0.16	0.00	0.62	11.03	0.35	0.00	0.00	100.08
Ак-15	60.63	0.00	24.10	0.18	0.06	6.01	7.79	0.54	0.00	0.00	99.31
Ак-16	66.94	0.00	20.03	0.11	0.00	1.01	10.58	0.61	0.00	0.00	99.28
Ак-16	66.05	0.00	19.60	0.00	0.00	0.86	8.56	4.18	0.00	0.00	99.26
Ак-16	66.74	0.00	20.22	0.19	0.00	1.08	10.87	0.17	0.00	0.00	99.28
Ак-17	62.74	0.00	22.67	0.09	0.00	4.19	9.08	0.31	0.00	0.00	99.07
Кварцевые сиениты											
Ак-1	67.61	0.00	20.71	0.14	0.00	0.40	11.46	0.17	0.00	0.00	100.48
Ак-3	68.00	0.00	20.73	0.00	0.00	0.12	11.06	0.00	0.00	0.00	99.91
Ак-5	67.25	0.00	20.82	0.08	0.00	0.49	10.73	0.11	0.00	0.00	99.49
Ак-6	68.40	0.00	20.07	0.12	0.00	0.00	11.44	0.00	0.00	0.00	100.03
Ак-7	65.96	0.00	20.43	0.00	0.00	0.84	8.58	3.63	0.00	0.00	99.44
Ак-20	63.34	0.07	22.77	0.23	0.00	3.83	9.44	0.15	0.00	0.00	99.82
Щелочные граниты											
Ак-2	67.82	0.00	20.37	0.13	0.00	0.18	11.73	0.19	0.00	0.00	100.43
Ак-2	67.94	0.00	20.09	0.39	0.00	0.05	11.73	0.20	0.16	0.10	100.65
Ак-9	69.24	0.00	19.55	0.10	0.00	0.00	11.35	0.07	0.00	0.00	100.31
Субщелочные граниты											
Ак-7а	63.14	0.00	22.98	0.23	0.00	3.95	9.06	0.45	0.00	0.00	99.80
Ак-7а	64.03	0.00	22.47	0.16	0.00	3.79	9.01	0.43	0.00	0.00	99.88
Ак-21	63.05	0.00	23.14	0.00	0.00	4.37	8.95	0.32	0.00	0.00	99.83

Амфибол-пироксеновые сиениты слагают большую часть площади массива. Они сложены микроклином, альбитом, диопсидом, амфиболом и биотитом, из аксессуарных минералов встречены - титаномagnetит, ильменит, апатит.

Калиевый полевоы шпат, являющийся главным минералом, содержит многочисленные вроски альбита в виде пертитов распада. В нем присутствует обычно не более 0,7 - 1 мас. % Na<sub>2</sub>O (табл. 4).

Плагиоклаз представлен идиоморфными и неправильной формы зернами. Состав его отвечает альбиту, почти не содержащему (не более 2-4 ф. е) анортитового минала, и только в одном из анализов был установлен олигоклаз (N 20). В пределах десятых долей процента в альбите присутствует  $K_2O$  (табл. 3).

Среди пироксенов в сиенитах установлены ферросилит и диопсид (табл.3). В ферросилите повышено количество марганца, присутствуют магний, кальций и алюминий. Второй пироксен более распространен.

Составы амфиболов соответствуют высокожелезистым гастингситу и эдениту.

Слюды слагают рассеянную вкрапленность одиночных чешуек и их агрегатов, замещающих амфиболы и пироксены. Содержание оксида магния в них обычно не превышает 2-3 мас. процентов (более 75% аннитового минала, рис. 3). В пределах 2-3 мас. % присутствует титан (табл. 5).

Щелочные граниты и кварцевые сиениты это мелкозернистые участками порфиридные породы, сложенные калиевым полевым шпатом, альбитом, кварцем, эгирином, амфиболами и биотитом.

Таблица 6.

**Химический состав пироксенов, мас. %**

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сумма
Нефелиновые сиениты									
Ак-10	49.79	0.38	1.25	25.41	1.16	1.59	12.55	6.15	98.26
Ак-11	46.95	1.80	5.70	14.29	0.55	7.49	20.28	1.87	98.92
Ак-14	49.93	0.47	1.56	21.41	1.16	4.02	15.83	4.20	98.58
Ак-22	48.76	0.35	1.18	24.89	2.16	1.11	15.95	4.02	98.42
Ак-23	50.27	0.47	1.32	21.86	1.29	4.05	16.87	3.78	99.90
Щелочные сиениты									
Ак-8а	50.99	0.17	1.15	14.67	0.93	9.36	22.44	0.77	100.48
Ак-15	52.16	0.17	0.85	9.15	0.69	13.13	22.41	0.43	98.98
Ак-17	52.37	0.10	0.52	12.42	0.52	10.83	22.87	0.48	100.11
Ак-17	50.39	0.38	1.37	15.71	0.60	8.87	21.59	0.78	99.68
Ак-18	47.21	0.08	0.60	44.02	2.88	1.55	1.14	0.27	97.75
Ак-18	47.78	0.00	0.61	42.83	2.63	1.74	1.02	1.02	97.62
Кварцевые сиениты									
Ак-6	52.47	0.00	0.85	28.91	0.12	0.00	0.00	12.91	95.25
Ак-20	52.07	0.19	0.87	9.99	0.69	13.07	21.78	0.53	99.20
Щелочные граниты									
Ак-2	52.53	0.35	0.39	31.09	0.08	0.16	0.09	13.57	98.26
Ак-2	51.32	1.15	1.11	29.01	0.51	0.20	0.39	13.60	97.28
Ак-9	51.58	0.56	0.78	29.89	0.13	0.29	0.20	12.60	96.02

Для калиевого полевого шпата характерны пертиты распада альбита (нередко более 50%). Относительно калишпата из сиенитов в нем заметно повышено содержание альбитового минала (табл.1).

Плагиоклаз, в отличие от рассмотренных выше пород, относится, в основном, к олигоклазу (NN 18-21, табл. 2). Он слагает автономные зерна и

их скопления в кварц-микроклино-вой матрице, иногда метасоматические выделения, образовавшиеся при замещении калиевого полевого шпата.

Таблица 7.

**Химический состав амфиболов**

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F	H <sub>2</sub> O	Сумма
Щелочные сиениты												
Ак-8	43.13	1.75	7.68	25.12	0.72	6.07	10.84	2.41	0.72	0.62	2.00	101.05
Ак-8а	44.02	0.66	7.70	17.75	0.70	11.68	11.61	2.11	1.52	1.78	2.00	101.52
Ак-15	39.43	3.02	8.95	28.97	0.90	2.79	10.20	2.09	1.49	0.00	2.00	99.83
Ак-16	41.66	1.48	6.65	31.64	1.14	2.84	9.56	1.96	0.98	0.00	2.00	99.91
Ак-17	40.67	2.87	9.65	21.77	0.45	7.89	11.08	2.44	1.63	0.65	2.00	101.09
Ак-18	39.46	2.96	8.47	30.21	0.83	2.48	9.99	2.35	1.46	0.00	2.00	100.23
Кварцевые сиениты												
Ак-3	43.45	1.21	5.37	30.94	0.93	4.08	9.20	2.26	1.03	1.07	2.00	101.53
Ак-3	47.19	0.62	3.34	26.15	0.78	7.51	9.83	1.83	0.84	1.03	2.00	101.11
Ак-7	40.20	1.12	7.68	30.48	0.98	2.06	9.85	2.23	1.35	0.00	2.00	97.94
Ак-20	45.25	1.67	7.91	15.12	0.48	13.09	11.29	2.03	1.27	0.85	2.00	100.95
Щелочные граниты												
Ак-2	43.07	1.69	5.91	30.05	0.90	3.92	9.45	2.41	1.09	0.00	2.00	100.47
Субщелочные граниты												
Ак-7а	40.81	1.17	6.98	32.88	1.18	1.23	9.83	2.15	1.17	0.00	2.00	99.38
Ак-7а	44.42	0.88	7.21	18.70	1.32	9.98	11.08	2.20	1.15	1.36	2.00	100.24

Таблица 8.

**Химический состав магнетита**

№ пробы	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
Нефелиновые сиениты						
Ак-22	10.57	0.13	81.49	2.71	0.00	94.90
Щелочные сиениты						
Ак-16	5.55	0.37	88.12	0.42	0.00	94.47
Ак-17	8.40	0.77	85.56	0.42	0.26	95.40
Кварцевые сиениты						
Ак-20	0.07	0.00	93.81	0.00	0.10	93.98
Щелочные граниты						
Ак-2	5.38	0.08	86.73	1.22	0.00	93.41

Количество темноцветных минералов в породе составляет обычно не более 3-5%. Среди них диагностированы эгирин, гастингсит-эденит и высокожелезистый биотит. Анализы их представлены в таблицах 3, 4, 5. Состав эгирина близок к теоретическому, а амфибол относится в основном к ферроэдениту (рис. 2). В последнем в пределах 1-1,3 мас. % присутствует K<sub>2</sub>O. В минерале широко варьируют содержания магния и железа.

Биотит, как и в сиенитах состоит существенно из аннитового минала (табл.5). В нем заметно повышена титанистость (2,5-3,6 мас. % TiO<sub>2</sub>), присутствует марганец и, в отличие от сиенитов, также и фтор.

Составы некоторых акцессорных минералов в рассмотренных породах показаны в таблице 9. Особенностью магнетитов является повышенная титанистость (из нефелиновых сиенитов), а также присутствие марганца.

### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СЛЮД АКИТСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Одними из важных темноцветных минералов пород массива и рудных зон являются слюды. Нами изучен химический состав слюд из всех пород массива. В каждой разновидности пород кристаллизуются слюды определенного состава.

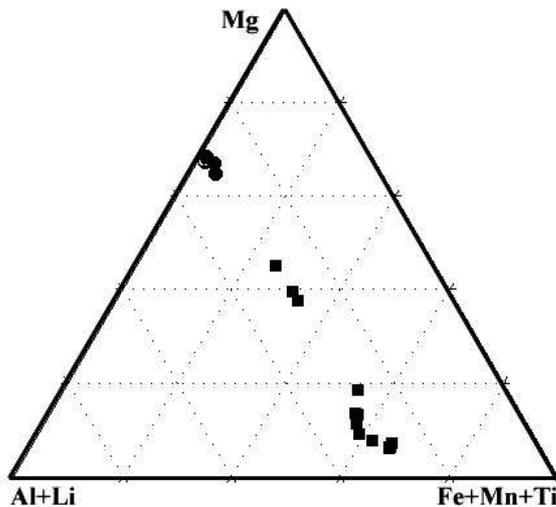


Рис.3 Состав слюд массива Аakit в Сев. Прибайкалье.

**Примечание:** Квадраты - слюды магматических пород, кружки - слюды рудных зон. Элементы в формульных единицах, Fe и Al - суммарные.

По химическому составу можно выделить следующие разновидности слюд (рис.1). В щелочных и кварцевых сиенитах слюды по составу отвечают железистым биотитам (аннитам), в нефелиновых сиенитах состав слюд на границе магнезиальных биотитов и железистых флогопитов, что согласуется с химическим составом пород, из магмы которых они образовались. В карбонатитах

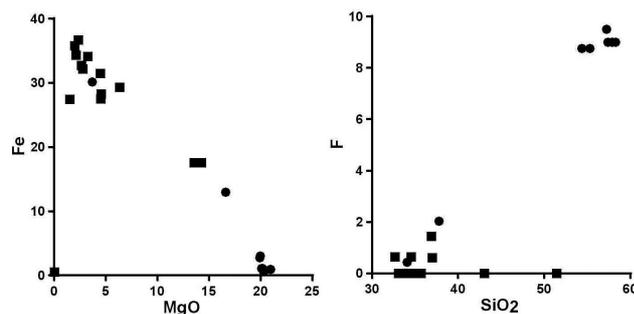


Рис.4. Парные корреляции порообразующих элементов слюд Аakitского массива.

и рудных зонах встречены очень редкая разновидность литиевых слюд - тайниолиты, которая ранее была обнаружена в агпайтовых нефелиновых сиенитах некоторых массивов, таких как Ловозерский массив на Кольском полуострове, массив Дарай-Пиоз в Ю.Тяньшане, в Карелии и Белоруссии, массив Магнет Коув (шт. Арканзас, США), массив Нарсарсук в Гренландии.

Таблица 9.

**Химический состав слюд**

№ пр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	BaO	L <sub>2</sub> O	F	H <sub>2</sub> O	Сумма
Нефелиновые сиениты														
Ак-10	33.47	5.75	13.30	28.26	1.71	4.60	0.00	0.45	9.15	0.27	0.00	0.00	4.50	101.46
Ак-12	32.65	5.21	12.94	27.51	1.31	4.53	0.09	0.47	8.62	0.17	0.00	0.63	4.50	98.64
Ак-14	34.63	3.33	12.00	29.33	1.04	6.35	0.13	0.30	9.18	0.00	0.00	0.00	4.50	100.78
Ак-19	33.09	5.33	13.24	32.70	0.61	2.67	0.04	0.45	8.81	0.34	0.00	0.00	4.50	101.78
Ак-19	33.79	4.01	11.72	34.35	1.33	2.13	0.06	0.32	9.07	0.00	0.00	0.00	4.50	101.28
Ак-23	33.94	4.02	11.63	34.10	1.16	3.28	0.00	0.47	9.02	0.00	0.00	0.00	4.50	102.11
Ак-23	43.07	0.00	38.18	0.52	0.00	0.05	0.04	0.70	11.22	0.14	0.00	0.00	4.50	98.43
Щелочные сиениты														
Ак-15	37.01	4.10	13.29	17.56	0.33	13.56	0.00	0.09	9.62	0.18	0.00	0.60	4.50	100.84
Ак-16	34.55	3.68	13.49	31.50	0.31	4.48	0.09	0.14	9.05	0.00	0.00	0.63	4.50	102.42
Ак-18	34.20	2.21	11.25	36.65	0.29	2.36	0.09	0.14	8.99	0.00	0.00	0.00	4.50	100.66
Кварцевые сиениты														
Ак-5*	35.70	0.57	12.61	32.14	0.13	2.82	0.00	0.11	8.61	0.47	0.00	0.00	4.50	97.90
Ак-13	33.50	3.26	11.65	35.79	0.10	2.03	0.04	0.00	8.03	0.00	0.00	0.00	4.50	98.91
Субщелочные граниты														
Ак-21	36.90	2.51	13.20	17.53	0.50	14.26	0.00	0.21	9.65	0.00	0.00	1.43	4.50	100.70
Ак-7а*	51.46	1.56	8.609	27.41	0.31	1.53	0.140	0.00	5.43	0.00	0.00	0.00	4.50	100.98
Рудная жила ( карбонатиты)														
Акт-5	57,26	0,08	1,01	0,49	0,14	20,98	0,24	0,14	10,39	0,00	3,15	9,50	0,35	100,37
Акт-8	55,31	0,12	1,34	0,58	0,14	19,97	0,60	0,03	9,99	0,00	2,90	8,75	1,26	99,93

**Примечание:** слюды Акт-5 и 8 анализировались классическим химическим анализом, остальные-микронзондовым методом, в них Li<sub>2</sub>O не определялся.\* в слюде Ак 5 и 7а дополнительно обнаружено V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- 0,24 и 0,05%

Тайниолиты Акита кристаллизуются в кальцит- анкеритовых карбонатных жилах (карбонатитах) в экзоконтактовых зонах массива. Они образуют снововидные агрегаты кристаллов, размером до 1 см, белого цвета с серебристым отливом, характерным для других литиевых слюд (как у белого лепидолита). В шлифах отличаются от других минералов ярким двупреломлением. По химическому составу эти слюды состоят из Si, Mg, K, Li и F с малыми (менее 1 %) содержаниями других элементов. Главная их особенность- отсутствие Al, а тетраэдры в структуре заполнены только Si.

Таблица 10.

**Химические составы аксессуарных минералов из щелочных пород  
Акитского массива, мас. %**

№ пр	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма	Порода
Ильменит									
3-1	0.00	50.80	0.00	45.86	3.20	0.00	0.00	100.28	Щел. сиенит
Сфен									
1-12	29.59	36.00	1.70	1.35	0.16	0.00	26.56	95.51	Щел. сиенит
3-1	30.33	33.58	1.27	3.02	0.08	0.09	26.31	99.59	То же

Как видно из рис. 4 наблюдаются единые тренды составов слюд из магматических пород массива и рудных зон, что свидетельствует об их

генетической связи. Открытым остается вопрос об источнике лития в рудах Акитского массива, благодаря которому кристаллизовались слюды такого необычного состава. Вероятно, это связано с накоплением лития в последних дифференциатах массива - щелочных гранитах.

**Особенности рудной минерализации, связанной**

### **С ЩЕЛОЧНЫМИ ПОРОДАМИ АКИТСКОГО МАССИВА**

Важной особенностью Акитского массива является ассоциация с ним торий-редкоземельного оруденения. Оно характеризуется высокими концентрациями иттрия и элементов иттриевой группы близкой с минерализацией сопровождающей щелочные граниты А-типа и являющийся наиболее перспективным в отношении этих элементов.

Непосредственно в массиве и за его пределами установлено около 10 рудопроявлений. Наиболее крупными из них являются участки Честен и Акит. При проведении поисково-оценочных работ (Баинов и др., Теремецкая и др.) на обоих участках были охарактеризованы главные минералы, слагающие руды, определена последовательность формирования минеральных парагенезисов. Последние представлены тремя типами. К одному из них относится существенно карбонатные (с флюоритом и тайниолитом) карбонатитовые образования с преобладающей ролью синхизита (зона N3 Акитский участок). В другом главная роль принадлежит карбонат-баритовому парагенезису с торитом и ксенотимом (участок Честен). В третьем - это существенно ксенотимовая и рутиловая минерализация (зона N3<sup>a</sup> участка Акит). Хотя проявления достаточно резко отличаются минеральными составами, в целом они имеют много общих черт.

Таблица 11.

Химические составы карбонатных минералов из редкоземельных руд участка Акит (зона №3), мас. %

	2-2	2-1	5-3	2-4	1-9	4-6	5-4		4-4	2-8	2-7
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<b>FeO</b>	0.60	0.61	0.55	0.34	0.45	13.2	9.62	8.64	14.5	15.2	14.2
<b>MnO</b>	5.46	5.52	5.70	2.74	4.44	2.27	1.17	1.01	5.01	4.38	4.87
<b>MgO</b>	0.57	0.52	0.36	0.28	0.39	11.5	11.3	11.9	8.23	7.96	8.58
<b>CaO</b>	47.0	47.4	47.1	51.2	47.5	25.4	24.7	25.0	27.6	27.0	27.3
<b>SrO</b>	1.35	1.56	1.02	0.51	1.98	1.54	0.00	0.00	1.13	0.00	0.00

**Примечание.** Пробы 1-5 – марганецсодержащий кальцит, 6-11 – марганецсодержащий анкерит.

Главной особенностью их является обогащенность торием, иттрием и присутствием среди РЗЭ как легких, так и тяжелых лантаноидов.

На участке Честен поисково-оценочными работами выделено три рудные зоны. Они сложены маломощными карбонатными прожилками с

баритом, ксенотимом, торитом, подчиненными количествами сульфидных минералов, флюорита и аксессуарными – рутила. В отличие от руд Акитского участка для них не характерны минералы, содержащие легкие лантаноиды, но в них существенно выше концентрации тория.

Таблица 12.

Химические составы синхизита из редкоземельных руд участка Акит (зона №3), мас. %

№	CaO	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	F	ThO <sub>2</sub>
5-31	16.96	10.83	22.80	27.62	10.17	2.87	0.86	2.44	0.98	0.54	3.34	1.51
5-4	17.30	10.38	20.97	2.78	10.43	3.77	0.90	2.98	1.27	5.80	3.23	1.99
5-5	16.37	9.36	20.33	2.50	9.16	3.03	0.99	2.60	1.09	0.57	2.91	4.38
5-8	19.94	12.03	23.12	2.56	10.15	3.19	0.92	2.59	1.17	0.57	4.01	1.73
6-1	15.97	11.35	22.50	2.81	10.39	3.09	0.79	2.59	0.78	0.60	3.08	2.03
3-6	18.43	9.71	21.25	2.80	11.70	1.51	н/о	н/о	1,51	н/о	6.08	0.98
3-8	12.15	10.87	26.58	3.43	11.69	1.73	н/о	н/о	1,03	н/о	7.92	2.51

Изученная нами рудная зона N 3 участка Акит, залегает среди средне-мелкозернистых биотит-роговообманковых гранитов, содержащих останцы биотитовых гнейсов. В пределах зоны гранитоиды микроклинизированы и затем альбитизированы. В контуре альбитизированных пород присутствуют зоны брекчирования, сцементированные существенно карбонатным материалом и отдельные жилы до 1 м мощностью флюорит-кальцит анкеритовых карбонатитов с тайниолитом, баритом, сульфидами и синхизитом. Возраст оруденения, определенный Rb/Sr изохронным методом по минералам, слагающим рудное тело (барит, флюорит, тайниолит, анкерит) равен  $186 \pm 5$  млн. лет, при первичном отношении стронция  $0,7086 \pm 0,0003$ . Он несколько моложе возраста формирования пород Акитского массива. По соотношению изотопов Sr и Nd эти карбонатиты попадают в область обогащенной мантии EM-2 (Владыкин 2005), что характерно для карбонатитов складчатых областей, которой и является Сев. Прибайкалье.

Редкоземельное оруденение парагенно тайниолит-анкеритовым выделениям, содержащие вкрапленность и мелкие гнезда барита, флюорита, марганецсодержащего кальцита и сульфидные минералы. Позднее выделились еще одна генерация кальцита и флюорита. Они образуют вкрапленность, прожилки и мелкие (до 1-3 см) гнезда. В ассоциации с флюоритом и манганкальцитом распространен синхизит. Он образует неправильной формы зерна их агрегатные скопления и одиночные хорошо образованные боченковидные кристаллы размером до 1-3 мм. Присутствие торита, который ассоциирует с флюоритом и участками распространения ксенотима, обусловило повышенную радиоактивность руд.

С прожилками, содержащими тайниолит, связана вкрапленность ксенотима. В них же встречаются мелкие зерна рутила. На поздней стадии образовались сульфиды. Это крупные (до 2-3 см) хорошо образованные кристаллы пирита и неправильной формы выделения галенита, сфалерита.

## ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛОВ РУД АКИТСКОГО УЧАСТКА

## Зона N 3

В составе рудной зоны установлено более 20 минеральных видов. Наиболее распространенными среди них являются анкерит, кальцит, барит, флюорит, тайниолит. Некоторые минералы представлены несколькими генерациями.

Анкерит слагает гнезда, линзы, прожилки. С ним ассоциируют флюорит, барит, вкрапленность зерен и кристаллов синхизита. Составы анкерита приведены в таблице 9. Важной особенностью его является присутствие (5-15 %) кутнагоритового минала (до 5 мас. % MnO). Отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в минерале равны 0,70862, а изотопные составы кислорода и углерода составляют соответственно 11,5 ‰  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) и -2,5‰  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB).

Таблица 13.

Химические составы тайниолита, амфибола и родонита из  
редкоземельных руд участка Аkit, мас. %

	1-5	1-6	1-7	1-3	5-8	5-9	6-1	5-2	5-1	4-8
	1	2	3	5	7	8	9	10	11	12
<b>SiO<sub>2</sub></b>	57.87	58.999	59.20	57.97	57.17	58.64	61.01	53.87	47.75	44.50
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.11	0.16	0.17	0.08	0.11	0.083	0.00	0.198	0.00	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.32	0.13	0.12	0.34	0.39	0.361	0.171	1.537	0.00	0.00
<b>FeO</b>	0.78	0.64	0.58	0.20	1.43	0.255	0.181	15.34	3.29	3.16
<b>MnO</b>	0.00	0.055	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.53	39.41	42.03
<b>MgO</b>	19.41	19.16	19.34	20.84	19.04	21.40	19.82	14.29	1.87	1.61
<b>CaO</b>	0.04	0.028	0.00	0.00	0.19	0.037	0.00	5.80	7.00	7.31
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.154	0.11	0.11	0.00	0.10	0.104	0.266	5.06	0.00	0.00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	11.09	11.69	11.92	11.37	10.90	11.15	11.31	1.51	0.00	0.00
<b>F</b>	8.96	9.42	8.89	10.04	8.79	9.20	8.517	2.45	0.32	0.00
<b>S. I</b>	98.75	100.39	100.33	100.84	98.23	101.2	101.2	100,6	99,67	98,61
<b>O=F<sub>2</sub></b>	5,18	5,44	5,14	5,80	5,08	5,32	4,92	1,42	0,19	0,00
<b>S. II</b>	94,96	96,41	95,43	96,60	94,51	97,36	97,69	99,58	99,54	98,61

**Примечание.** Пробы 1-9 тайниолит (1-5 из пород зоны №3, 7-9 – из зоны 3а); 10 – амфибол; 11, 12 – родонит. В тайниолите спектральным методом и плазменной фотометрией установлено до 2,5-3,5% Li.

Повышенной марганценосностью (до 8% родохрозитового минала) отличается и кальцит. В нем присутствуют до 1,5 мас. % SrO, десятые доли процента магния и железа (табл.9). Поздняя генерация кальцита, не содержит сколько-нибудь значимых концентраций примесных элементов. Изотопные составы кислорода в ней (-3,1‰  $\delta^{18}\text{O}$  SMOW) и углерода (-5,1‰  $\delta^{13}\text{C}$  PDB) резко отличаются от состава в анкерите, свидетельствуя об участии в процессах минералообразования вод метеорного происхождения.

Барит широко распространен в составе различных парагенезисов. Он образует мономинеральные прожилки, гнезда, а пластинчатые кристаллы его выполняют друзовые полости. Зерна ранней генерации часто зонально окрашены. В минерале содержится 0,4- 2,85 мас. % SrO. Изотопное

отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в минерале равно 0,70877. Генерация тонкозернистого барита красного цвета, ассоциирует с поздним кальцитом. Окраска его обусловлена распыленным гематитом.

Таблица 14.

Химические составы ксенотима из редкоземельных руд участка Аakit, мас. %

	1-7	1-8	4-12	4-11	4-9	4-7	4-4	4-3	5-3
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.051	0.00
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.54	0.45	0.00	0.00	0.00	0.34	0.00	0.47	0.38
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.10	3.91	3.56	4.73	4.00	3.82	3.86	3.57	2.84
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.61	5.40	5.00	5.47	5.07	5.86	5.41	5.17	5.94
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.00	1.17	0.97	1.15	1.08	0.91	1,14	1.24	1.10
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.95	3.07	3.96	2.79	3.35	3.32	3.93	3.83	1.60
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.39	2.81	2.50	3.80	3.66	3.23	3.67	2.95	2.32
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	44.66	44.13	44.22	44.88	44.37	44.85	44.62	45.47	43.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	34.60	36.58	36.16	35.43	35.13	34.54	35.83	34.56	34.84
F	0.25	0.38	0.00	0.32	0.18	0.32	0.24	0.00	0.00
ThO <sub>2</sub>	н/о	4.58							
S.	97.81	98.82	97.42	99.67	98.78	98.35	99.39	98.33	97,51

Примечание: Пробы 1-3 из руд зоны №3, 4-8 – из зоны №3а.

Таблица 15.

Химические составы алланита и торита из редкоземельных руд участка

Аakit, мас. %

Комп	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	F	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма
4-8	32.21	0.58	12.91	17.37	11.99	7.15	13.01	1.02	3.60	0.72	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	100,79
5-3-2	15.39	0.00	0.00	1.72	2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	73.34	0.65	1.09	1.81	0.27	96,57
5-4-2	15.98	0.00	0.00	0.28	1.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	76.85	0.21	1.72	1.66	0.00	98,6

К числу типоморфных минералов руд относится флюорит. Он ассоциирует с кальцитом, баритом, синхизитом, содержит мелкие включения торита. Отношение изотопных составов стронция в нем ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) равно 0,70868, при содержании SrO до десятых долей процента.

Таблица 16.

Химические составы рутила из редкоземельных руд зоны 3а участка Аakit, мас. %

	1-7	4-13	4-12	4-11	4-10	4-9	4-7	4-5	4-4	4-2	4-1
TiO <sub>2</sub>	93.27	95.42	91.90	93.67	94.23	94.65	93.57	96.43	94.00	92.19	95.16
FeO	1.80	1.13	2.03	1.65	2.29	1.16	1.99	0.96	1.54	2.31	0.76
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	5.18	4.50	5.41	4.71	3.92	4.07	5.08	1.92	4.57	6.01	4.53
S.	100.48	101.25	99.52	100.18	100.62	100.62	100.80	99.49	100.41	100.51	100.74

Главным редкоземельным минералом зоны N 3 является синхизит. Основная часть его образовалась после анкерита близко во времени с флюоритом и манганкальцитом. В составе его преобладают существенно легкие лантаноиды (табл. 10), при заметной обогащенности иттрием, средними лантаноидами и торием, что характерно для оруденения, сопровождающего щелочные граниты.

Характерным минералом зоны N 3 является тайниолит. Он выделился позднее анкерита, слагая прожилки, но сам он сечется поздней генерацией барита. Участками тайниолит ассоциирует с флюоритом, сульфидами. Результаты анализов тайниолита представлены в таблице 11. Они близки к теоретическому составу этого минерала. В парагенезисе с тайниолитом встречен ксенотим. Это мелкие (обычно менее 1 мм), разрозненные зерна, кристаллы. В минерале содержится 44,5 мас. % иттрия (табл.12, ан. 1-3), остальная часть катионного состава приходится на средние и тяжелые лантаноиды. Легкие лантаноиды и кальций в нем не обнаружены.

Торит слагает мелкие (не более 1мм) зерна и кристаллы во флюорите, ассоциирует также с ксенотимом. Он содержит небольшие количества железа и кальция (табл.13).

В качестве акцессорной вкрапленности в оруденелых породах отмечаются родонит (табл. 11 анализы 11,12), магнетит, щелочной амфибол. Состав последнего близок к рибекиту. Он содержит 1,5 мас. % оксида калия, около 2,5% фтора и 0,5 мас. % марганца (табл.11).

Особенностью рудной минерализации зоны N 3 является широкое распространение сульфидов. Они слагают вкрапленность, гнездообразные скопления, прожилки, образовавшиеся на поздних стадиях минералообразования. Наиболее часто встречается пирит, представленный хорошо образованными кристаллами. Реже отмечаются галенит и сфалерит. Проведенные анализы изотопного состава серы показали заметную утяжеленность серы в пиритах (2,1 и 4,3 ‰  $\delta^{34}\text{S}$ ) и облегченность в галените (-6,0 ‰  $\delta^{34}\text{S}$ ).

### **Зона N 3a**

Рудная зона расположена в 850 м к северо-востоку от зоны N 3. Она ориентирована в субмеридиональном направлении и приурочена к тектоническому нарушению субмеридионального направления. Это линзовидное тело протяженностью менее 100 м и мощностью до 10 м., залегающее среди биотит-роговообманковых гранитов. Оно сложено альбитизированными породами, подвергшихся неравномерной пиритизации, рассеченными прожилками эгирина, тайниолита. В альбититах встречаются прожилки и гнезда, обогащенные рутилом в ассоциации с ксенотимом, цирконом, тайниолитом, пиритом. В виде редкой вкрапленности вместе с ксенотимом встречены алланит, торит. Барит, флюорит и карбонатные минералы в этой зоне находятся в резко подчиненных количествах.

Зерна ксенотима отчетливо зональны, в них нередко присутствуют включения торита. Результаты анализов ксенотима и тайниолита из этой зоны представлены в таблицах 11, 12. Составы их близки к составам этих же минералов зоны N 3.

Для рудной зоны характерно широкое распространение рутила, слагающего участками анхимономинеральные гнезда. Особенностью рутила является повышенное содержание (4-6 мас. %  $Nb_2O_5$ ) ниобия (табл. 14). В спектре TR ортита (табл. 13) отмечается несколько повышенное содержание средних лантаноидов.

### **Обсуждение**

Среди известных в Северном Прибайкалье щелочных массивов породы Акитского штока отличаются по своим петрографическим и петрохимическим особенностям. Заявленный некоторыми исследователями [6] порядок кристаллизации пород, при котором нефелиновые сиениты сформировались после щелочных гранитов и граносиенитов, выглядит более чем странно. Объяснить это можно двумя вариантами. По одному из них (наиболее вероятному) нефелиновые сиениты были сформированы на начальном этапе и должны представлять 1 фазу кристаллизации. Тогда общая схема не будет противоречить известным случаям формирования пород щелочных комплексов. Для этого необходимо геологическое подтверждение того, что тела нефелиновых сиенитов являются ксенолитами в щелочных гранитах и сиенитах, а не интрузирующими их. Так как ксенолиты, присутствующие в нефелиновых сиенитах предшественниками специально не изучались (а они явились аргументом для отнесения нефелиновых сиенитов к поздним образованиям), то это могли быть граносиениты и сиениты вмещающей рамы, где они достаточно широко распространены. Сравнение их химических составов (по единичным анализам) с составами щелочных гранитов выявило различие только в содержаниях суммы щелочей (на 1,5-2 мас. %)

В качестве второго менее привлекательного варианта может быть предложено выделение нефелиновых сиенитов в самостоятельный комплекс сформировавшийся на более позднем этапе и не связанный с распространенными в Акитском массиве щелочными сиенитами и гранитами. Этот вариант, кроме изучения геологического строения участка, потребует также специальных петрографических, петрохимических исследований и геохронологического обоснования.

Раннеюрский возраст пород Акитского массива и близкий к нему возраст связанного с ним оруденения, предполагает несколько этапов проявления щелочного магматизма в Северо-Байкальской провинции. Это вызывает необходимость анализа результатов имеющихся геохронологических исследований, дополнительного корректного определения возраста по

возможности большинства массивов щелочных пород, которые позволят более обосновано изучить эволюцию щелочного магматизма в Северо-Байкальской провинции. Вещественно-геохимические особенности оруденения, сопровождающего Аkitский массив, подобны минерализации ассоциирующей со щелочными гранитами. В первую очередь это касается повышенной роли иттрия и тяжелых лантаноидов. Оно характеризуется также повышенными концентрациями фтора, тория, присутствием тайниолита, ниобийсодержащего рутила

Оруденение сформировалось в несколько стадий и имеет признаки карбонатитового и гидротермального происхождения. Изотопные составы стронция в безрубидиевых минералах, кислорода и углерода в карбонатах, серы в сульфидах свидетельствуют о смешении корового вещества при субдукции мантии EM-2 в складчатых зонах. Изотопно легкий кислород в кальците поздней генерации указывает на вовлечение в гидротермальную систему воды метеорного происхождения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 06-05-64416.

### **ВЫВОДЫ:**

1) Породы Аkitского массива представлены миаскитовыми нефелиновыми сиенитами, щелочными сиенитами, кварцевыми сиенитами и щелочными гранитами и сформировались в такой же последовательности.

2) Петрохимические данные по парным корреляциям петрогенных элементов, таких как  $Al_2O_3$ - ( $Na_2O+K_2O$ ),  $TiO_2$ -  $Fe_2O_3$ , и тройным корреляциям петрогенных элементов  $SiO_2/6$ -  $Al_2O_3$ - ( $Na_2O+K_2O$ ) указывают на единый тренд составов пород массива, что подтверждает генетическую общность образования пород.

3) На графиках тройных корреляций  $SiO_2/6$ -  $Al_2O_3$ -  $Fe_2O_3$  и парных корреляций  $MgO$ -  $SiO_2$  наблюдаются параллельные линии корреляций составов пород для нефелиновых сиенитов, щелочных сиенитов, кварцевых сиенитов и щелочных гранитов, что можно объяснить процессами расслоения силикатной магмы при кристаллизации.

4) Для полного обоснования достоверности схемы магматизма Аkitского массива анализа петрохимических данных недостаточно. Полную генетическую общность пород необходимо подтвердить дополнительно возрастными и изотопными данными.

5) Наличие Y-F-Li минерализации в парагенезисе с карбонатной-кальцит-анкеритовой свидетельствует о их генетической связи как с гидротермальными дереватами щелочных гранитов, так и нефелиновых сиенитов.

### **Литература**

1. Жидков А.Я. Новая Северо-Байкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелиноносности ее пород// Докл. АН СССР, 1961, т. 140, N 1, с. 181-184.

2. **Жидков А.Я., Миркина С.Л., Голубчина М.И.** Об абсолютном возрасте щелочных и нефелиновых сиенитов Северо-Байкальского нагорья // Докл. АН СССР, 1963. т. 149, N 1, с. 152-157.
3. **Архангельская В.В.** О длительности становления некоторых щелочных массивов Байкальской горной области // Докл. АН СССР, -1967, т.175, N 3.-с.605-607.
4. **Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю.** Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск, Наука Сиб. Отделение, 1990. – 239.с.
5. **Андреев Г.В.** Петрология формации калиевых нефелиновых и щелочных сиенитов . Новосибирск, Наука Сиб. Отд-ние, 1981.- 84 с.
6. **Андреев Г.В., Дворкин-Самарский В.А.** Акитский щелочной массив //Магматические формации и связанные с ними полезные ископаемые. Тр. БКНИИ СО РАН, 1966, вып. 22, с. 96-103.
7. **Номенклатура амфиболов:** Доклад подкомитета по амфиболам комиссии по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации (КНМНА) // Зап. ВМО , 1997, N 6, с. 82-102.
8. **Классификация** и номенклатура магматических горных пород (под ред. О.А. Богатикова, Н.Л. Михайлова, В.И. Гоньшаковой) М.: Недра, 1981, - 160 с.
9. **Владыкин Н.В., Morikeyo T, Miyazaki T, Цыпукова С.С.** Геохимия изотопов углерода и кислорода карбонатитов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия. //Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами. Труды IV Международного семинара , Изд-во Ин-та Геохимии Со РАН, Иркутск-Улан-Удэ, 2004, с. 89-106.
10. **Бородин Л.С.** Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М. Наука, 1974. 375с.
11. **Сотникова И.А.** Химический состав и петрохимические особенности Акитского массива. Иркутск: Современные проблемы геохимии, Изд. ин-та географии СО РАН, Иркутск 2006, с. 39-45