ГЛУБИННЫЙ МАГМАТИЗМ, ЕГО ИСТОЧНИКИ И ПЛЮМЫ

Deep seated magmatism, its sources and plumes



ИРКУТСК
2012

Российская Академия Наук
Сибирское Отделение
Институт геохимии им. А.П.Виноградова
Российский Фонд Фундаментальных Исследований

Глубинный магматизм, его источники и плюмы

(Deep-seated magmatism, its sources and plumes)

Труды
XII Международного семинара
" Глубинный магматизм, его источники и плюмы"

Редактор Н.В. Владыкин

Иркутск
2012

УДК 552.33+552.42

Щелочной магматизм, его источники и плюмы.

Труды XII международного семинара. Изд-во Института географии СО РАН, 2012. 265 стр.,
ISBN 978-5-94797-198-9

В сборнике рассмотрены фундаментальные проблемы глубинного магматизма и вопросы динамики формирования земного ядра. Расчитана временная вероятность формирования земного ядра по изотопным данным Hf-W и U-Pb системам, учитывающая длительность его дифференциации. Высказано предположение, что твердое ядро Земли не кристаллизовалось из жидкого, а представляет собой протопланетный зародышь, на котором началась гетерогенная аккреция.

Особое внимание уделено изучению расплавных включений в магматических щелочных породах. На основе метода термобарогеохимии изучен состав, эволюция и условия образования магм ийолитов и карбонатитов месторождения Белая Зима (Вост. Саян). Там же обнаружены глобули карбоната в силикатном стекле. При изучении расплавных включений во вкрапленниках клинопироксена в фергуситах и карбонатитах Дункельдыкского калиевого щелочного комплекса получены температуры их кристал-лизации и наличие летучих компонентов в магме.

По кимберлитовой тематике - микрозондовые исследования состава минералов и редких элементов из концентратов кимберлитов Харамайского поля и некоторых полей Вост. Прианабарья позволили реконструировать строение литосферы этого района Сибирской платформы. Изучены минералогические особенности кимберлитов глубинных горизонтов тр. Интернациональная. Показано, что индикаторами высокоалмазных кимберлитов могут быть эклогитовые гранаты (малиновые пиропы) и два типа ильменитов и хромшпинелидов.

По глубинным щелочным породам - показано, что в ультраосновных-щелочных комплексах в ранних породах магматической стадии кристаллизация элементов платиновой группы в виде самородных соединений связана с фугитивностью кислорода. На основе большой выборки (около 1000 анализов) пироксенов показана эволюция их состава в расслоенном Ловозерском массиве от диопсида до эгирина. Дана вещественная характеристика комплекс вулканических и интрузивных щелочных пород, обнаруженного в результате корреляционно-сьемочных работ в районе Мурманского блока. Предложена новая схема магматизма редкометального Бурпалинского массива Сев. Прибайкалье, которая подтверждена петрохимическими методами. На основе петрографических данных показано большое разнообразие щелочных вулканитов Припятского прогиба (Гомелевская структурная перемычка) Белоруссии. Установлена взаимосвязь между содержанием U и Th и щелочностью вулканитов.

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

Рецензент: доктор геол.-мин. наук В.С.Антипин
Оригинал-макет: В.И.Андриевская

Институт географии СО РАН
664033, г.Иркутск, ул. Улан-Баторская 1
Отпечатано в Глазковской типографии. г.Иркутск, ул. Гоголя 53.
Заказ №.2353 Тираж 100 экз.

ISBN 978-5-94797-198-9

© Институт геохимии СО РАН, 2012
© Институт географии СО РАН, 2012

На обложке фото образца расслоенного бенстонитового карбонатита с Мурунского массива. Желтое- бенстонит. серое- кварц, черное- пироксен, коричневое- тинаксит, зеленоватое- микроклин

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие редактора 4

Когарко Л. Н. Эволюция состава и скрытая расслоенность пироксенов ультращелочной Ловозёрской интрузии. 5

Рябчиков И. Д., Когарко Л. Н. Влияние высококислородного потенциала на поведение платиноидов в ультроосновных-щелочных комплексах. 23

Костицын. Ю. А. Время формирования земного ядра по изотопным данным: согласование Hf-W и U-Pb систем. 44

Пушкарев Ю. Д., Старченко С.В. Гипотеза эродируемого протоядра: новый взгляд на природу геомагнитного поля. 81

Арзамасцев А. А., Арзамасцева Л. В., Елизарова И. Р. Ивановский вулкано-плутонический комплекс в составе Кольской палеозойской щелочной провинции: геологическое строение, возраст и вещественный состав. 87

Андреева И. А., Никифоров А. В. Генезис карбонатсодержащих ийолитов и карбонатитов щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима, (Восточный Саян, Россия): данные изучения расплавных включений. 103

Соловова И.П., Гирнис А. В., Рябчиков И. Д., Кононкова Н. Н. Генетическая связь карбонатитового расплава с ультракалиевыми базитовыми магмами. 139

Специус З. В., Корнилова В. П., Тарских О. В. Ообенности вещественного состава кимберлитов глубоких горизонтов трубки Интернациональная. 168

Михайлов Н. Д., Лапцевич А. Г. Радиоактивные элементы (U, Tr) в девонских щелочных магматических породах Белорусии. 193

Ащепков И. В., Кулигин С.С., Вавилов М. И., Владыкин Н. В., Костровицкий С. И., Нигматулина Е. Н., Хмельникова О. М., Ротман А. Я. Особенности мантийной литосферы Харамайского поля в сравнении с другими районами Прианабарья. 205

Михайлов Н. Д., Лапцевич А. Г. Петрографическая характеристика магматических пород зоны сочленения Припятского прогиба и Воронежской антеклизы (Гомельская структурная перемычка). 227

Сотникова И. А., Владыкин Н.В. Геологическое строение и петрохимические особенности глубинного ультраредкометального щелочного массива Бурпала. 256

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

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

Проблемам петрологии глубинного магматизма (щелочных пород, кимберлитов, и их мантийных ксенолитов) и связи их источников с плюмовыми процессами были посвящены 11 международных семинаров, прошедшие в городах Сибири, Урала и Дальнего Востока с 2001 по 2011 годы. Материалы очередного 12 семинара напечатаны в предлагаемом сборнике..

В сборнике рассмотрены фундаментальные проблемы глубинного магматизма и вопросы динамики формирования земного ядра. Расчитана временная вероятность формирования земного ядра по изотопным данным Hf-W и U-Pb системам, учитывающая длительность его дифференциации. Высказано предположение, что твердое ядро Земли не кристаллизовалось из жидкого, а представляет собой протопланетный зародышь, на котором началась гетерогенная аккреция.

Особое внимание уделено изучению расплавных включений в магматических щелочных породах. На основе метода термобарогеохимии изучен состав, эволюция и условия образования магм ийолитов и карбонатитов месторождения Белая Зима (Вост. Саян). Там же обнаружены глобули карбоната в силикатном стекле. При изучении расплавных включений во вкрапленниках клинопироксена в фергуситах и карбонатитах Дункельдыкского калиевого щелочного комплекса получены температуры их кристал-лизации и наличие летучих компонентов в магме. Доказана генетическая связь карбонатитового расплава с ультракалиевыми базитовыми магмами.

По кимберлитовой тематике - микрозондовые исследования состава минералов и редких элементов из концентратов кимберлитов Харамайского поля и некоторых полей Вост. Прианабарья позволили реконструировать строение литосферы этого района Сибирской платформы. Изучены минералогические особенности кимберлитов глубинных горизонтов тр. Интернациональная. Показано, что индикаторами высокоалмазных кимберлитов могут быть эклогитовые гранаты (малиновые пиропы) и два типа ильменитов и хромшпинелидов.

По глубинным щелочным породам - показано, что в ультраосновных-щелочных комплексах в ранних породах магматической стадии кристаллизация элементов платиновой группы в виде самородных соединений связана с фугитивностью кислорода. На основе большой выборки (около 1000 анализов) пироксенов показана эволюция их состава в расслоенном Ловозерском массиве от диопсида до эгирина. Дана вещественная характеристика комплекс вулканических и интрузивных щелочных пород, обнаруженного в результате корреляционно-сьемочных работ в районе Мурманского блока. Предложена новая схема магматизма редкометального Бурпалинского массива Сев. Прибайкалье, которая подтверждена петрохимическими методами. На основе петрографических данных показано большое разнообразие щелочных вулканитов Припятского прогиба (Гомелевская структурная перемычка) Белоруссии. Установлена взаимосвязь между содержанием U и Th и щелочностью вулканитов.

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

Доктор геол.-мин. наук Н.В. Владыкин

УДК 552.33

Эволюция состава и скрытая расслоенность пироксенов ультращелочной Ловозерской интрузии

Когарко Л. Н.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,

Ловозёрская интрузия является одной из крупнейших расслоенных интрузий мира (~ 650км^2). Мы исследовали пироксены на всех стадиях эволюции щелочной системы от раннемагматической до поздней, охватив весь вертикальный разрез Ловозёрского комплекса (мощностью -2.5 км). Данные микрозондового анализа (~990 анализов) клинопироксенов показали относительно непрерывный тренд изменения состава от диопсида, содержащего 15-20 % геденбергитовой и 10-12 % авгитовой компоненты, до эгирина. Главный процесс изоморфного замещения в эволюции пироксенов (Ca,Mg,Fe^{2+}) - (Na,Fe^{3+},Ti). Состав пироксенов меняется вверх по разрезу с увеличением содержаний Na, Fe^{3+} and Ti и уменьшением Ca и Mg. Эволюция состава ловозёрских пироксенов отражает процесс кристаллизационной дифференциации и фракционирования щелочной магмы, которая протекала от основания к вершине магматической камеры в условиях активной конвекции и гравитационного осаждения минералов с различной скоростью оседания. Диапазон температур кристаллизации пироксенов очень широкий и, возможно, достигает 970-450 ºС. Окислительно-воостановительный потенциал кристаллизации пироксенов в Ловозёрской интрузии был относительно низок, приблизительно соответствовал буферу кварц-фойялит-магнетит (QFM).

ВВЕДЕНИЕ

Длительная эволюция магматических систем от ранних этапов до поздней стадии, включая субсолидусные реакции, отражается на составах клинопироксенов**.** Это особенно хорошо продемонстрировано для щелочных пород, в которых значительная разница в эволюции пироксена контролируется такими факторами, как состав магмы, щёлочность и фугитивность кислорода (Larsen, 1976; Jones, 1984).

Ловозёрский щелочной массив, самая крупная в мире расслоенная ультращелочная интрузия, занимает площадь 650 км^2 и расположена в центральной части Кольского полуострова на северо-западе России (Bussen and Sakharov, 1972; Kogarko et al., 1995). Она залегает в архейских гранито-гнейсах и представляет собой лополитоподобный массив с широким каналом (подпитки) в юго-западной части интрузии (Kogarko et al., 1995; Arzamastsev et al., 1998). Комплекс был сформирован в 4 интрузивные фазы. Самые ранние породы (Фаза I) – пойкилитовые, равномерно зернистые

фельдшпатоидные сиениты, которые расположены в самой нижней части интрузии, а также присутствуют в виде ксенолитов по всему массиву. Эти породы наиболее миаскитовые, т.к. коэффициент агпаитности <1. Главные породообразующие минералы - K-Na полевые шпаты, нозеан, эгирин-диопсид и магнезиорибекит, а характерные акцессорные минералы - ильменит, магнетит, сфен, апатит и мозандрит.

Вторая фаза (Фаза II), также известная как расслоенный Дифференцированный комплекс, состоит из переслаивающихся пород толщиной от сантиметров до сотен метров, отдельные зоны этой Фазы характеризуются ритмичной расслоенностью и включают в себя пачки, состоящие из уртитов, фойяитов и луявритов (с низу до верха). Резкие контакты отмечаются между луявритами и перекрывающими уртитами. Суммарная толщина Дифференцированного комплекса составляет 2400 м. Породы Фазы II более щелочные, чем породы Фазы I, с коэффициентом агпаитности >1, и они в большом количестве содержат ультращелочные минералы. Здесь породообразующими минералами являются нефелин, микроклин, содалит, эгирин и арфведсонит с основными акцессорными фазами – эвдиалитом, лампрофиллитом, ломоносовитом-мурманитом, апатитом, лопаритом, виллиамитом, сфеном, содалитом и лоренценитом (табл. 1). Фаза III, также известная как Эвдиалитовый комплекс, представляет собой плоское блюдцеобразное тело до 450 м толщиной и секущее верхнюю часть Дифференцированного комплекса. Проекция контакта между породами Фаз II и III погружается по направлению к центру комплекса под углом, возрастающим от краев к центру. Породы Фазы III включают лейко-, мезо- и меланократовые эвдиалитовые луявриты. Жилы пойкилитовых луявритов, которые являются поздними дериватами Фазы III, секут породы Фаз I и II. Основными породообразующими минералами Фазы III являются нефелин, микроклин, эгирин, эвдиалит, лампрофиллит и арфведсонит. Принципиальным различием между этим комплексом и Фазой II является наличие идиоморфного эвдиалита, в то время как в Дифференцированном комплексе он интерстициальный. Главными акцессорными минералами являются ломоносовит-мурманит, лопарит, ловозерит, пирохлор, лампрофиллит и содалит. В некоторых частях интрузии можно видеть реакцию между щелочной магмой Фазы III и основными породами кровли, и как результат - образование сфен-апатитовых пород, богатых амфиболами (Герасимовский и др.1966).

Породы Фазы IV являются дайками щелочных лампрофиров (мончикиты, фурчиты, тингуаиты и др.), которые секут все более ранние щелочные породы и заодно окружающие гранито-гнейсы. Первые данные о ловозёрских пироксенах были представлены Власовым с соавторами (1966) и Герасимовским с соавторами (1966). Эти и более недавние работы Коробейникова и др (1994), установили, что пироксены обогащены эгириновой компонентой. Однако эволюция состава пироксенов в процессе

формирования щелочных интрузий не было исследовано детально. В этой работе были исследованы образцы более, чем из 7 скважин (№ 469, 904, 521, 178, 144, 207 и 905), которые отражают полную стратиграфическую колонку через Ловозёрский массив (около 2400 м), исключая центральную зону Дифференцированного и Эвдиалитового комплексов. Образцы также были собраны с поверхности. Всего 988 микрозондовых анализов было получено из 125 образцов. Таким образом, мы впервые можем исследовать эволюцию пироксенов через весь доступный разрез Ловозёрского комплекса.

Таблица 1.

Формулы акцессорных минеральных фаз для Ловозёрского массива.

Название минерала	Формула
Эвдиалит	$Na_{15}Ca_6(Fe^{2+}, Mn^{2+})_3Zr_3(Si,Nb)(Si_{25}O_{73})(O,OH,H_2O)_3(Cl,OH)_2$
Лампрофиллит	$Na_2(Sr,Ba)_2Ti_3(SiO_4)_4(OH,F)_2$
Ломоносовит	$Na_2Ti_2\ Si_2O_9 \cdot Na_3PO_4$
Лопарит-(Ce)	$(Ce,Na,Ca)(Ti,Nb)O_3$
Лоренценит	$Na_2Ti_2Si_2O_9$
Ловозерит	$Na_2Ca(Ti,Zr)Si(O,OH)_{18}$
Мозандрит*	$(Ca,Na,Ce)_{12}(Ti,Zr)_2Si_7O_{31}H_6F_4$
Мурманит	$Na_2(Ti,Nb)_2Si_2O_9 \cdot nH_2O$
Виллиомит	NaF

Примечание: * данные Clark (1993); остальные Mandarino (1999)

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Подробное петрографическое описание ловозерских пород приведено в работах (Власов и др., 1966; Герасимовский и др., 1966; Буссен, Сахаров, 1972), в этой работе будет дана короткая петрографическая характеристика с акцентом на пироксены.

Пироксенов в породах Фазы I очень много и все они идиоморфные, удлинённо-призматические и иногда образуют агрегаты, но чаще всего это выделения в виде крошечных призм в интерстициальных участках между зёрнами полевых шпатов и нефелина, а также в крупных интерстициях. Кристаллы зональные с зелёно-коричневой центральной зоной и ярко-зелёной краевой, обычно отмечается слабый плеохроизм.

Пироксены из уртитов и фояитов Дифференциального комплекса присутствуют как в виде отдельных индивидов, так и в агрегатах, формы кисталлов крупно- и мелко-призматические, они обычно пойкилитовые, включая нефелин. Во многих образцах присутствуют скелетные и тонко-

волокнистые кристаллы, заполняя пространство между нефелином и К-полевым шпатом. В луяврите пироксены главным образом в агрегатах, а также игольчатые и плотные призматические зёрна, иногда параллельно ориентированные, придавая породе трахитоидную текстуру. Пироксены тесно ассоциируют и срастаются с арфведсонитом и акцессорными

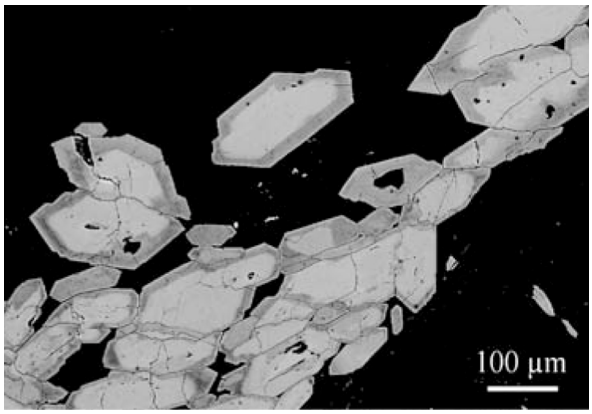


Рис. 1. **Зональные кристаллы пироксенов из дифференцированного комплекса (обр. Lovo 9). Изображение в обратно-отражённых электронах.**

.

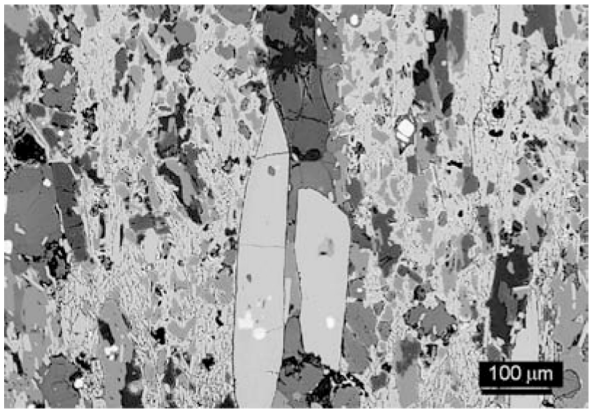


Рис. 2. **Две генерации пироксена из порфировых луявритов эвдиалитового комплекса.**

В центре фотографии - 2 фенокриста клинопироксена, вытянутые совместно с игольчатым пироксеном второй генерации меньшего размера. Изображеие в обратно-отражённых электронах.

минералами. В Дифференцированном комплексе кристаллы пироксена имеют чёткую зональность с палево-жёлтой и бесцветной центральной зоной и ярко-зелёной краевой. В обратно-отражённых электронах центральная зона имеет относительно более высокий атомный номер, чем краевая (рис. 1), т.к. отношение Ca/Na более высокое в центре по сравнению с краями. В некоторых образцах такая зональность наблюдается в обратном направлении и наблюдается также пятнистая неоднородность, которая обычно является

характеристикой поздних взаимодействий с остаточными расплавами или флюидной фазой.

Таблица 2.

Представительные анализы химического состава пироксена (мас.%).

Глубина (м)	**Образец №**	**SiO_2**	**TiO_2**	**Al_2O_3**	**Fe_2O_3**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**NiO**	**Cr_2O_3**	**ZrO_2**	**Сумма**
370	178-30	51.9	2.84	0.75	27.0	0.50	1.60	3.63	11.7	н. о.	н.п.о.	н.п.о.	99.9
224	144-163	52.2	3.68	0.94	26.2	0.53	1.65	2.75	11.8	0.11	н.п.о.	н.п.о.	100.0
126	133-225	52.5	2.13	0.97	27.1	0.45	2.00	4.17	11.3	0.05	н.п.о.	0.84	101.5
-133	521-398	52.5	1.86	0.80	26.0	0.63	2.58	5.64	10.5	0.06	0.08	н.п.о.	100.7
-350	97/2	51.1	1.83	0.85	25.7	0.59	2.71	6.18	10.1	н.п.о.	0.28	1.35	100.7
-500	VI	51.2	2.10	1.19	24.9	0.46	2.62	5.62	10.3	н.п.о.	0.49	1.31	100.1
-677	469-96	52.3	1.91	0.84	25.0	0.70	2.94	6.73	9.78	н.п.о.	0.05	н.п.о.	100.2
-900	Lovo 13	51.0	1.81	0.87	24.9	0.51	2.90	6.13	10.9	н.п.о.	н.п.о.	0.86	99.9
-1138.3	Lovo 116	51.1	1.60	0.99	24.4	0.50	3.14	6.56	9.85	н.п.о.	н.п.о.	1.09	99.2
-1275	469-679	51.9	1.60	0.85	24.0	0.57	3.76	8.25	8.97	0.38	0.19	н.п.о.	100.4
-1449	904-889	51.6	1.46	0.87	24.1	0.50	3.78	8.77	8.57	0.04	н.п.о.	н.п.о.	99.7
-1519	904-969	51.0	1.72	1.03	23.2	0.69	3.72	8.13	8.59	0.08	н.п.о.	н.п.о.	98.1
-1733	904-1183	51.9	1.40	1.09	23.8	0.61	3.99	9.50	8.36	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	100.7
-1883	904-1333	51.6	1.60	1.49	23.8	0.57	3.24	7.08	9.34	0.12	0.20	н.п.о.	99.0
Фаза	1 14	52.8	1.17	0.62	26.2	0.68	2.84	6.05	10.4	н.п.о.	н.п.о.	1.03	101.8
Фаза	1 16	51.5	1.26	0.35	17.6	0.60	7.25	14.1	5.10	н.п.о.	н.п.о.	0.86	98.6
расчет на 6 атомов кислорода													
		Si	**Ti**	**Al**	**Fe^{3+}**	**Mn**	**Mg**	**Ca**	**Na**	**Ni**	**Cr**	**Zr**	Сум-Ма
370	178-30	1.97	0.08	0.03	0.77	0.02	0.09	0.15	0.86	0.00	0.00	0.00	3.98
224	144-163	1.97	0.10	0.04	0.75	0.02	0.09	0.11	0.87	0.00	0.00	0.00	3.96
126	133-225	1.97	0.06	0.04	0.76	0.01	0.11	0.17	0.82	0.00	0.00	0.02	3.96
-133	521-398	1.98	0.05	0.04	0.74	0.02	0.14	0.23	0.76	0.00	0.00	0.00	3.96
-350	97/2	1.94	0.05	0.04	0.73	0.02	0.15	0.25	0.74	0.00	0.01	0.02	3.96
-500	VI	1.95	0.06	0.05	0.71	0.01	0.15	0.23	0.76	0.00	0.01	0.02	3.96
-677	469-96	1.98	0.05	0.04	0.71	0.02	0.17	0.27	0.72	0.00	0.00	0.00	3.95
-900	Lovo 13	1.95	0.05	0.04	0.72	0.02	0.17	0.25	0.80	0.00	0.00	0.02	4.01
-1138.3	Lovo 116	1.96	0.05	0.04	0.70	0.02	0.18	0.27	0.73	0.00	0.00	0.02	3.97
-1275	469-679	1.96	0.05	0.04	0.68	0.02	0.21	0.33	0.66	0.01	0.01	0.00	3.96
-1449	904-889	1.96	0.04	0.04	0.69	0.02	0.21	0.36	0.63	0.00	0.00	0.00	3.95
-1519	904-969	1.96	0.05	0.05	0.67	0.02	0.21	0.34	0.64	0.00	0.00	0.00	3.95
-1733	904-1183	1.95	0.04	0.05	0.67	0.02	0.22	0.38	0.61	0.00	0.00	0.00	3.95
-1883	904-1333	1.97	0.05	0.07	0.68	0.02	0.18	0.29	0.69	0.00	0.01	0.00	3.95
Фаза	1 14	1.98	0.03	0.03	0.74	0.02	0.16	0.24	0.75	0.00	0.00	0.02	3.97
Фаза	1 16	1.96	0.04	0.02	0.51	0.02	0.41	0.58	0.38	0.00	0.00	0.02	3.92

Примечание:Всё Fe как Fe_2O_3; н.п.о. – ниже предела обнаружения; н.о. – не определено.

В Эвдиалитовом комплексе наблюдается более высокая концентрация пироксенов и особенно она растет в верхней части комплекса. Пироксены в Эвдиалитовом комплексе в агрегатах и обычно в форме длинно-призматических и игольчатых кристаллов. Главным образом, это наблюдается в порфировидных луявритах, в которых пироксен образует фенокристы, вытянутые вместе с массами игольчатых, ориентированных кристаллов (рис. 2).

Эгирин также образует мелкие (1-2 мм) включения в нефелине во всех интрузивных фазах Ловозера. Отмечается корреляция между содержанием железа в нефелине и присутствием или отсутствием эгирина в виде

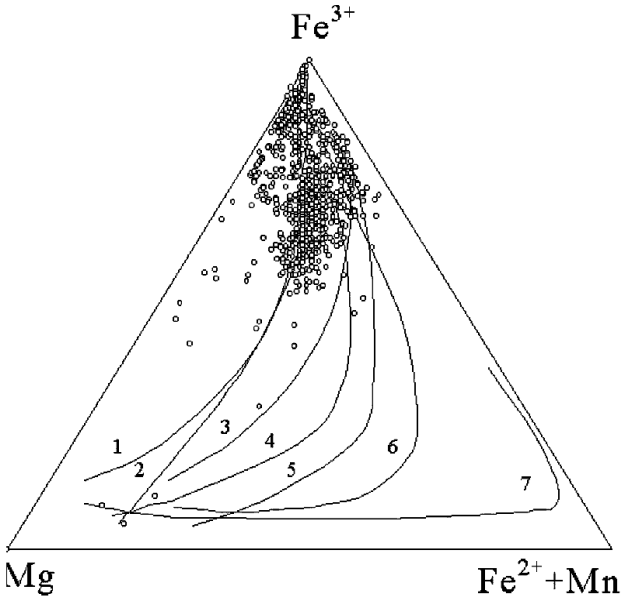


Рис. 3 **Пироксены Ловозёрского массива, нанесённые на тройную диаграмму Mg – Fe^{3+} – (Fe^{2+}+Mn). Для сравнения на диаграмме приведены пироксеновые тренды из пород следующих щелочных проявлений:**
1 –Оверн, Франция (Varet, 1969), 2 – Ловозеро, 3 – Хибины (Bussen and Sakharov, 1972), 4 – Уганда (Tyler and King, 1967), 5 – Мороту, Сахалин (Yagi, 1953), 6 – Южный Кьёрок, Юж. Гренландия (Stephenson, 1972), 7 – Илимаусак (Larsen, 1976).

микровключений. Нефелин содержит до 2.3 мас.% FeO без эгириновых включений, тогда как в нефелине, содержащем эгирин, концентрации Fe следовые (до 0.1 мас. % и менее). Мы считаем, что нефелин, обогащённый железом, является твёрдым раствором, и эти эгириновые включения в нефелине представляют собой результат его распада.

Во всех ловозерских породах нефелин и калиевый полевой шпат кристаллизовались до клинопироксена и амфибола, следуя агпаитовому

порядку кристаллизации, который является типичным для ультращелочных нефелиновых сиенитов.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ПИРОКСЕНОВ

Анализы были получены на микрозондах Cameca SX50 и Cameca 100. Представленные в таблице 2, а также на рисунках 3, 4 и 5 анализы ловозёрских пироксенов рассчитаны на 6 катионов и железо дано в виде Fe_2O_3. Общая формула пироксенов имеет следующий вид: XYZ_2O_6, тетраэдрическая позиция (Z) заполнена Si, Al и Fe^{3+}. X-позицию занимают Na и Ca, а Y - Fe^{2+}, Mg, Mn, Ti, Zr и Al.

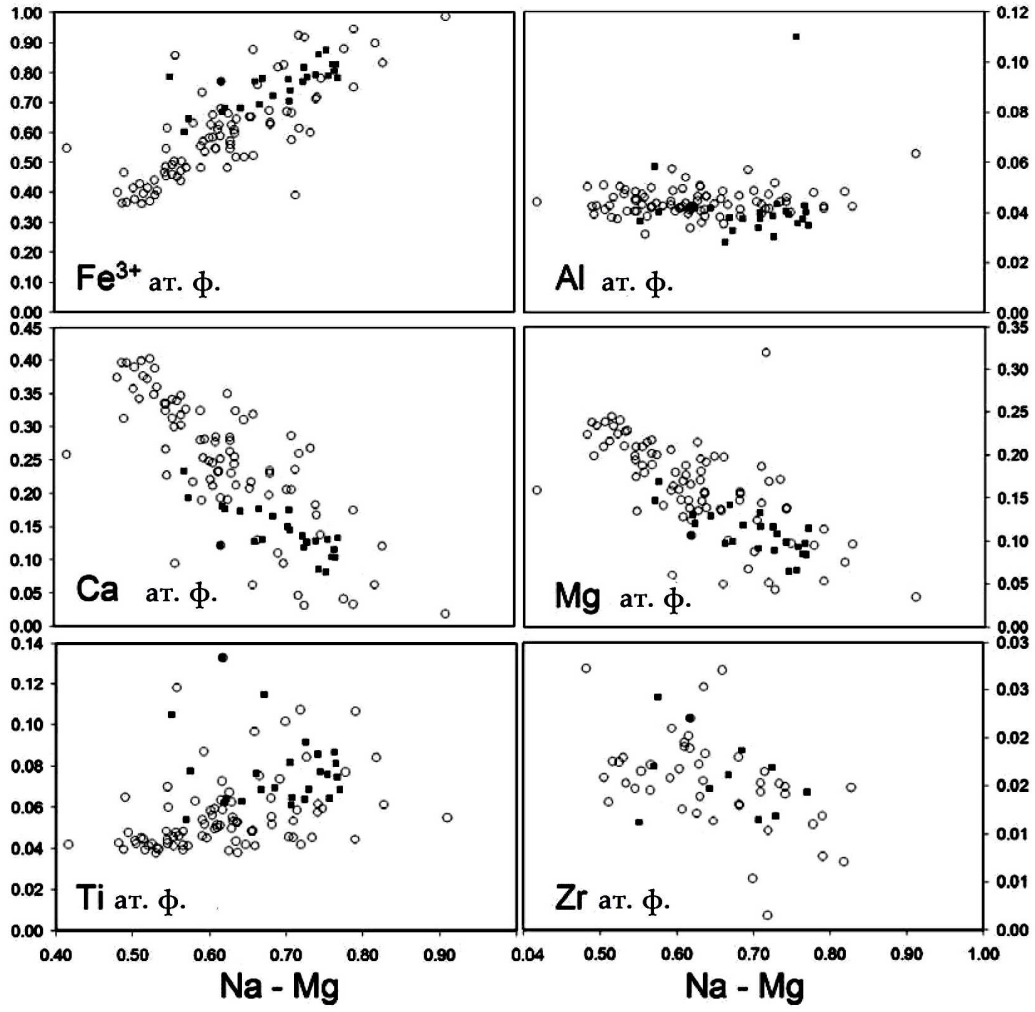


Рис. 4 **Вариации состава пироксенов (представительные анализы) в отношении к (Na-Mg) индексу фракционирования, показанные в виде катионных пропорций на 6 атомов кислорода.**

Незакрашенные круги - пироксены Дифференцированного комплекса; закрашенные квадраты – пироксены Эвдиалитового комплекса.

110 анализов, которые были отобраны из 988, были нанесены на диаграммы (рис. 4 и 5). Главным критерием для отбора были самые высокие содержания MgO и выбор составов центральных зон пироксенов. Такой подход был предпринят для рассмотрения, насколько это возможно, более ранних кумулятивных пироксенов, не подвергнутых поздним процессам метасоматического взаимодействия с остаточными расплавами и флюидом. Не исключено, что субсолидусные реакции в ряде образцов имели место, и это могло приводить к изменению первичного состава пироксенов. Однако

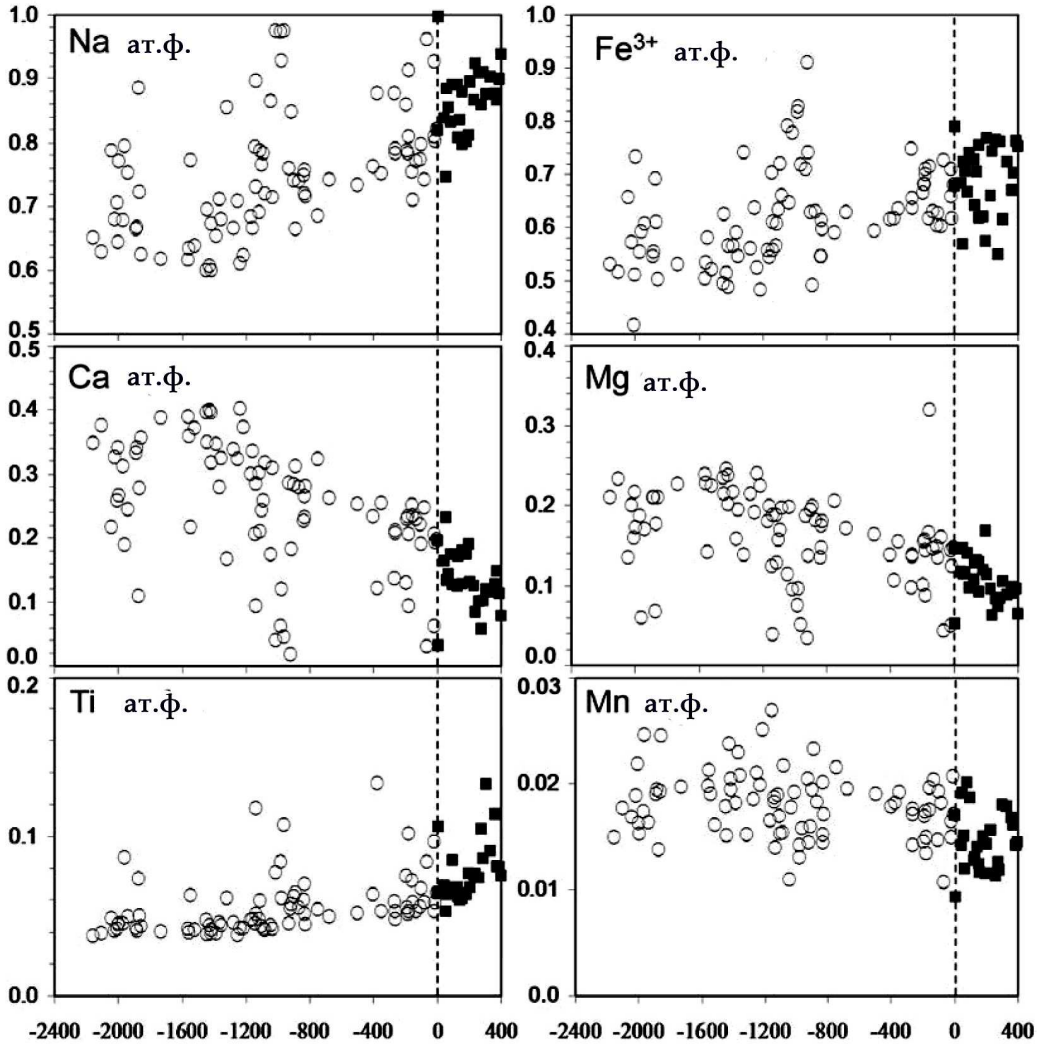


Рис. 5. **Вариации состава пироксенов (в ф.к.) из верхней части Ловозёрской интрузии. (0) - контакт Эвдиалитового и Дифференцированного комплексов.**

Отрицательные значения – расстояние пород Дифференцированного комплекса от контакта; положительные значения – это расстояние пород Эвдиалитового комплекса от контакта. Незакрашенные значки соответствуют пироксенам Дифференцированного комплекса; закрашенные – пироксенам Эвдиалитового комплекса.

это невозможно установить на основании проведённого нами петрографического анализа. Мы полагаем, что этот подход, если

рассматривать эволюцию пироксенов в вертикальном разрезе Ловозёрской интрузии - 2.4 км, представляется наилучшей попыткой интерпретировать химическую эволюцию щелочной магмы всего Ловозёрского плутона.

Настоящая работа и более ранние исследования (Gerasimovsky et al., 1966; Korobeynikov and Laaioki, 1994) показывают, что ловозёрские пироксены являются членами диопсид-геденбергит-эгириновой серии. Для оценки эволюции состава ловозёрских пироксенов мы использовали Na-Mg – параметр, базируясь на атомных пропорциях и коэффициенте фракционирования, изображённых в зависимости от формульных единиц элементов, как это было предложено Стивенсоном (Stephenson, 1972). Пироксеновые тренды, изображённые на рисунках 3 и 4, характеризуются сильным обогащением Na и Fe^{3+} по направлению к эгириновой вершине с сохранением либо легким уменьшением геденбергитовой составляющей (Ca,Fe), а диопсидовая компонента (Ca,Mg) непрерывно уменьшается. Этот тренд параллелен возрастанию содержания Ti, за исключением некоторых образцов эгиринов, в которых содержание Ti уменьшается (рис. 4). Наблюдаются небольшие вариации содержаний Al и Mn. Из этих диаграмм (рис. 3, 4) очевидно, что главное изоморфное замещение в ходе эволюции ловозёрских клинопироксенов – это (Ca,Mg,Fe^{2+}) на (Na,Fe^{3+},Ti).

Разброс точек говорит о том, что замещение, возможно, более сложное. Ti, вероятно, присутствует не только в виде $NaTiSiAlO_6$, но частично в виде нептунита $Na_2FeTiSi_4O_{12}$ (Ferguson, 1977). Уменьшение содержания Ti в некоторых поздних пироксенах (рис. 4, 5), возможно, связано с полным отсутствием закисного железа в системе, которое необходимо для образования нептунитовой компоненты. Добавим, что Ti может сильно фракционировать во время поздней стадии, когда формируются акцессорные Ti-минералы, такие как ломоносовит-мурманитовая группа или поздний лампрофиллит. Zr – один из важнейших элементов ловозерских пироксенов. В соответствии с нашими и литературными данными (Njonfang and Moreau, 2000), содержания ZrO_2 могут достигать 2% в пироксенах, но резко уменьшаются с возрастанием щёлочности пироксенов. Jones and Peckett (1981) предполагали, что Zr представлен в щелочных системах в виде $Na(Fe^{2+},Mg)_{0.5}Zr_{0.5}Si_2O_6$-компонента. Но более вероятно, что этот элемент находится в виде $NaZrSiAlO_6$ в ловозерских пироксенах, как предлагает Larsen (1976) для пироксенов массива Илимаусак. В Ловозере наиболее обогащённые Zr пироксены (до 1.35% ZrO2) характерны для дифференцированного комплекса. Некоторые пироксены из наиболее поздних порфировидных эвдиалитовых луявритов содержат до 1.1% ZrO2, где Zr, возможно, структурно замещает Fe^{2+}.

Зональность по составу в ловозёрских клинопироксенах очень сложная, и главным образом эгириновая компонента увеличивается в краевых частях кристаллов (табл. 3) или в интерстициальных зернах. Интересно отметить, что содержания Zr резко снижаются в краевых зонах пироксенов (табл. 3).

Это может происходить в результате уменьшения растворимости Zr в пироксенах с повышением щёлочности (Njonfang and Moreau, 2000) или из-за кристаллизации эвдиалита в интерстициях, где эвдиалит является основным концентратором Zr в породах Ловозера.

СКРЫТАЯ РАССЛОЕННОСТЬ

Наиболее интересная особенность эволюции пироксенов в Ловозёрском массиве - это закономерное изменение составов пироксенов по всей стратиграфической колонке интрузии. Составы пироксенов фиксируют даже небольшие изменения в химизме магматического расплава. Использование составов пироксенов весьма часто в петрологических работах. Такой подход является традиционным и успешно применялся для оценки эволюции основных и ультраосновных расслоенных интрузий (Eales и Cawthorn, 1996; Уилсон и др., 1996). Подробное исследование химической эволюции

Таблица 3.

Представительные анализы химического состава (мас. %) зональных кристаллов пироксенов из верхней части Дифференцированного комплекса (обр. № Lovo 9, рис. 1).

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	NiO	Cr_2O_3	ZrO_2	Сумма
центр	51.4	2.15	0.98	23.5	0.58	3.59	7.71	9.26	н.о.	н.п.о.	0.91	100.0
край	52.7	4.39	1.06	24.5	0.73	1.82	2.40	12.4	н.о.	0.01	0.01	100.1
центр	51.8	1.63	0.89	24.3	0.52	3.22	7.18	9.73	н.о.	н.п.о.	0.87	100.1
край	52.4	3.54	1.05	25.4	0.58	1.65	2.51	12.3	н.о.	0.03	0.04	99.5
расчет на 6 катионов												
	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Mn	Mg	Ca	Na	Ni	Cr	Zr	Сумма
центр	1.95	0.06	0.04	0.67	0.02	0.20	0.31	0.68	0.0	0.00	0.02	3.96
край	1.98	0.12	0.05	0.69	0.02	0.10	0.10	0.90	0.0	0.00	0.00	3.97
центр	1.96	0.05	0.04	0.69	0.02	0.18	0.29	0.72	0.0	0.00	0.02	3.97
край	1.99	0.10	0.05	0.72	0.02	0.09	0.10	0.90	0.0	0.00	0.00	3.98

пироксенов в разрезе ультращелочной интрузии описано в данной работе впервые. Чтобы минимизировать влияния процессов переуравновешивания составов пироксенов в ходе остывания интрузии и оценить реальную эволюцию пироксена в Ловозёрском массиве, мы анализировали только центральные части хорошо огранённых (то есть не интерстициальные) зёрен клинопироксенов, которые скорее всего имеют ранемагматическое кумулятивное происхождение.

На рис. 5 концентрации элементов приведены в атомах на формулу (ат. ф.) и нанесены на диаграммы в зависимости от глубины интрузии; ноль обозначает верхний контакт Дифференцированного комплекса. Все глубины фазы II (Дифференцированного комплекса) выражены в виде отрицательных значений, а фазы III (Эвдиалитового комплекса) – в виде положительных. Наблюдаемое изменение пироксена кажется весьма значительным. С возрастанием стратиграфической высоты содержания Na, Fe^{3+} и Ti возрастают, а Mg, Ca (и Mn) падают. Это закономерное изменение состава кумулятивного пироксена в вертикальном разрезе интрузии говорит об отсутствии процессов внедрения новых порций щелочной магмы в магматический очаг и указывает на отсутствие химической зональности в магматической камере перед началом кристаллизации. Аналогичная закономерность установлена для наиболее примитивных пироксенов (с самыми высокими содержаниями Ca и Mg). Корреляции Na, Ca, Mg, Ti, Mn и Fe^{3+} (a.p.f.u.) в примитивных пироксенах с глубиной значительны – до 95% вероятности. Расчёты были проведены в соответствии с методом Afifi and Azen (1979). Некоторые отклонения составов пироксенов связаны с переуравновешиванием и перемещением мелких кристаллов пироксенов из глубинных частей Ловозёрской магматической камеры в верхние зоны в ходе конвекции. Например, пироксены на глубинах от ~2200 м. до ~1200 м. становятся немного более примитивными (содержат больше Mg и Ca), вероятно, в результате смешивания с кристаллами пироксена, перемещающимися вверх. Более щелочные пироксены появляются на глубине ~1000 м., вероятно, в результате реакции с большим количеством остаточного расплава. В Эвдиалитовом комплексе флуктуации состава пироксенов могут также быть вызваны реакционным взаимодействием щелочной магмы с породами кровли интрузии, которые главным образом представлены щелочными базальтами. Эти процессы наиболее интенсивно развиваются в центральной и восточной частях массива, но в целом они имеют малый масштаб. Отсутствие разрыва в составе пироксенов Фаз II и III говорит о том, что существуют очень тесные взаимоотношения между этими фазами, и что Ловозёрский плутон эволюционировал как квазизакрытая химическая система. Закрытая природа фракционирования Ловозёрской магмы хорошо согласуется с изотопными данными (Kramm and Kogarko, 1994), а характер скрытой расслоенности по составу пироксенов предполагает, что фракционная кристаллизация *in situ* одной порции ультращелочной магмы была основным процессом, управляющим формированием расслоенного Ловозёрского плутона.

В работах Kogarko and Khapaev (1987) и Kogarko et al. (2002) предложены возможные механизмы формирования ритмичной расслоенности в дифференцированном комплексе. Как отмечалось ранее, дифференцированный комплекс состоит из повторяющихся ритмов (от основания к вершине каждого ритма), включающих уртиты, фояиты и

луявриты. Пироксен концентрируется в луявритовых слоях, присутствуя главным образом в виде интерстициальной фазы в уритах и фояитах. Для объяснения подобного распределения были предложены несколько механизмов (суммировано в работе Kogarko et al., 2002). Когарко и Хапаев (Kogarko, Khapaev, 1987) заключили, что конвективные пульсы, сочетаясь с варьирующими гидравлическими свойствами различных минералов, могут привести к расслоению; для магматических систем, содержащих минералы с различными скоростями оседания и варьирующими критическими концентрациями минералов в единице объема расплава, Sparks et al. (1993) предположили, что ритмичная расслоенность могла возникнуть в результате стационарной конвекции и охлаждения. Кристаллы могли оставаться во взвешенном состоянии до тех пор, пока скорость осаждения была мала по сравнению со скоростью конвекции. В Ловозере первичные кумулятивные кристаллы пироксена, хотя и обладающие высокой плотностью, дольше оставались во взвешенном состоянии по сравнению с нефелином и полевым шпатом, вероятно из-за их небольшого размера (некоторые кристаллы имеют размеры лишь в несколько микрон) и игольчатой формы, и, следовательно, из-за низкой скорости осаждения оседали только к концу каждого конвективного пульса в луявритовом слое. Таким образом, состав пироксена стабильно менялся совместно с эволюцией расплава.

Средний валовый состав эвдиалитового комплекса близок к луявриту. В этих породах отсутствует ритмичное расслоение, хотя оно проявлено в виде чередующихся лейкократовых и меланократовых луявритов. Модальная пропорция пироксена возрастает по направлению к вершине эвдиалитового комплекса, что, вероятно, также происходит из-за более низкой скорости осаждения пироксена по сравнению с нефелином и полевым шпатом. Как можно видеть на рис. 5, пироксены Эвдиалитовой интрузивной фазы продолжали эволюционировать так же, как и в Дифференцированном комплексе (то есть снизу вверх растёт щёлочность и падают содержания Mg, Ca). Скрытая расслоенность клинопироксена очевидна по всему стратиграфическому разрезу Ловозерского массива и согласуется с его формированием в ходе фракционной кристаллизации в квазизакрытой системе. Однако надо отметить, что реакция щелочной магмы со вмещающими породами усложнила этот процесс, и самая верхняя часть интрузии была удалена после остывания во время эрозии ледниками.

Диапазон изменений состава пироксена с разных уровней Дифференцированного комплекса довольно большой, и направления этих трендов сильно меняются. Примеры этой изменчивости проиллюстрированы в виде трёх примеров из различных стратиграфических горизонтов (рис. 6).

Миграция интерстициального расплава по порам частично раскристаллизованных частей интрузии в результате уплотнения и межзерновой конвекции во время оседания кристаллов является важным процессом в расслоенных интрузиях (Naslund and McBirney, 1996). Составы

интерстициальных расплавов, способных к перемещению на многие сотни метров (Wilson et al., 1996), неоднородны и зависят от многих факторов, включая химический состав кристаллической массы, в которой циркулирует интерстициальный расплав, скорость диффузии, степень достижения равновесия между кристаллами и расплавом. После формирования кристаллической системы и прекращения диффузии, состав оставшегося интерстициального расплава главным образом зависит от скоростей диффузии компонентов и от составов минералов, находящихся в тесном контакте с пироксенами, растущими в пределах ограниченного пространства.

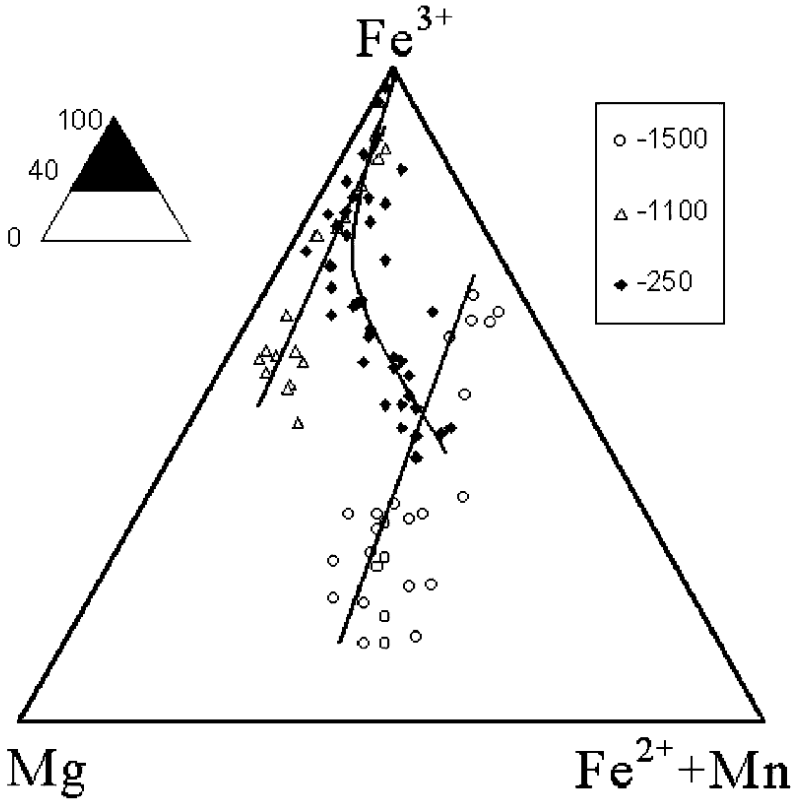


Рис. 6. **Примеры изменчивости трендов составов пироксенов с различных горизонтов Дифференцированного комплекса.**

Незакрашенные круги соответствуют горизонту -1500м, незакрашенные треугольники – -1100м; закрашенные ромбы – -250м.

Однако полученные данные по составам пироксенов отдельных слоев Дифференцированного комплекса (рис. 6), показали, что эволюция интерстициального расплава, состав которого значительно меняется, зависела от процесса фракционной кристаллизации, и эта система развивалась в том же самом направлении, что и вся интрузия. Результирующий тренд зависит от роста щёлочности и уменьшения содержания Mg и Ca. Однако совместная эволюция всей выборки ловозёрских пироксенов подобна таковой для других щелочных комплексов

(рис. 3, 4) и фиксирует эволюцию ультращелочных магматических систем от расплава до финальной стадий кристаллизации.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Из экспериментальных данных фазового равновесия составов ловозёрских фояитов и луявритов было показано (Когарко, 1977), что ультращелочная магма этого комплекса кристаллизовалась в широком температурном интервале, разрыв между ликвидусом и солидусом составлял более 300ºС. Подобные выводы были также сделаны из экспериментов по расплавным равновесиям пород Илимаусака (Sood and Edgar, 1970). Согласно Митчеллу и Плэтту (Mitchell, Platt, 1978), интервал кристаллизации щелочного комплекса Голдвел колеблется от 800-900 до 500-550ºС. Температуры ликвидуса ультращелочных сиенитов массива Мланье (Малави), были оценены в 800-900ºС (Platt, Woolley, 1986). По геологическим данным, Ловозёрский массив является субвулканическим телом (Бассен и Сахаров, 1972), и максимальное общее давление не должно превышать 1.5 кбар (Когарко, 1977). Агпаитовая магма Ловозёрского массива считается удивительно сухой (PH_2O = 100-300 бар), что соответствует ~0.7 вес.% H_2O (Когарко и др., 1977). Из P-T кривой плавления среднего состава Ловозераследует, что на начальной стадии кристаллизации давление водяного пара было относительно низкое, приводя к ранней или, по крайней мере, одновременной кристаллизации лейкократовых минералов (нефелин + КПШ) и пироксена. При более высоком давлении воды щелочной пироксен становится ликвидусной фазой намного раньше (на 100-150ºС выше, чем нефелин + КПШ). Исходя из этих экспериментов температурный интервал кристаллизации пироксенов был оценен в 970-650ºС.

Температуры, оцененные для ловозёрских пород из раплавных экспериментов, были подтверждены исследованием микровключений в минералах (Когарко, 1977); первичные включения, являющиеся результатом кристаллизации захваченного расплава, гомогенизируются при температурах 1010-730ºС. Высокие температуры (1010-980ºС) гомогенизации микровключений в самой ранней минеральной фазе (нефелине) также согласуется с данными PH_2O-T диаграммы (Когарко, 1987) для низких давлений водяного пара в 100-200 бар. Накопление летучих компонентов в остаточном расплаве, а не в фазе флюида из-за высокой щёлочности (Когарко, 1977), вероятно, увеличивает интервал кристаллизации пироксена до диапазона от 970 до 450ºС (Когарко, 1987).

Окислительно-восстановительные условия агпаитовой ловозёрской магмы были оценены экспериментально (Когарко, 1987). Меланократовая ассоциация , включая пироксен и энигматит, была устойчива только в условиях, близких к системе QFM-буфера. При более высокой фугитивности

кислорода (никель - оксид никеля) энигматит становится неустойчивым, и образуются ильменит и эгирин (Когарко, 1987), в то время как при низкой f_{O2} эгирин замещается Di- и Hd-содержащим пироксеном. Точные термодинамические вычисления реакций невозможны в настоящее время из-за отсутствия данных по величинам свободной энергии для твёрдых растворов энигматита, эгирина и мангано-ильменита. Согласно полуколичественным расчётам, поле стабильности минеральной ассоциации эгирин-энигматит-ильменит в ультращелочной окружающей среде находится в температурном интервале 1000-600ºС и при фугитивности кислорода выше, чем буфер никель-оксид никеля (Кармайкл и Николлс, 1967). Такое несоответствие с нашими экспериментальными данными может быть объяснено значительными ошибками, возникающими при оценке свободной энергии ильменита и энигматита как конечных членов твёрдого раствора, так как в Ловозере состав этих минеральных фаз намного более сложный.

Во всех породах Ловозера эгирин очень тесно связан с арфведсонитом, который обычно содержит более, чем вдвое меньше трехвалентного железа (Gerasimovsky и др., 1966). Согласно экспериментальным данным Эрнста (1962), поле устойчивости арфведсонита с отношением Si/(Na+Fe+Si), подобным таковому для ловозёрского амфибола, оказывается даже в условиях более низкой f_{O2}, где-то между буферными системами Fe-вюстита и QFM. Эрнст (1962) также определил, что температуры устойчивости арфведсонита существенно возрастают с уменьшением фугитивности кислорода. Очень большое поле кристаллизации щелочного амфибола в породах Ловозера говорит о том, что фугитивность кислорода в этих породах была очень близка к буферной системе QFM (~10^{-14} до 10^{-20} бар в температурном интервале от 900 до 650ºС).

Общепризнано, что в магматических системах Fe^{2+}-Fe^{3+} равновесием управляет фугитивность кислорода, температура и состав расплава. В свете теории кислотно-основного взаимодействия (Korzhinsky, 1959), увеличение щёлочности расплава приводит к уменьшению активности менее основных компонентов и образованию более окисленных форм элементов, таких как Fe^{3+} за счет Fe^{2+}. В следующей реакции увеличение щёлочности расплава приводит к уменьшению отношения $X_{FeO1.5}/Y_{FeO}$ и сопровождается возрастанием отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} при постоянной f_{O2}.

$4FeO_{расплав} + O_2 = 4FeO_{1.5расплав}$

$K = M^4FeO_{1.5}X^4FeO_{1.5}/N^4_{FeO}Y_{FeO}f_{O2}$

(где X и Y - коэффициенты активности, а M и N - мольные доли).

Мы предполагаем, что рост щёлочности во время прогрессивной дифференциации ловозёрской магмы определяет основной химический тренд эволюции пироксенов.

Как было показано Герасимовским и др. (1966) и Когарко и др. (2002), пироксен и ассоциирующие с ним Fe-Mn-Ti-обогащённые акцессорные минералы совместно меняют свой химический состав через все фазы Ловозёрской интрузии, включая стратиграфический разрез Дифференцированного комплекса. В Фазе I и самой нижней зоне (2300-1600 м) пироксен связан с миаскитовой минеральной ассоциацией идиоморфного магнетита, с продуктами распада ильменита, амфибола, мозандрита, сульфидов Fe и сфена. В верхней зоне Фазы II (1600~600 м) магнетит исчезает, и типичной становится ассоциация Mn-ильменита, пироксена и энигматита. В верхней части Дифференцированного комплекса Mn-ильменит полностью замещается лоренценитом. Реакция Mn-ильменит + расплав = лоренценит также характерна для интерстициальных зон самой нижней части Фазы II, свидетельствуя о чрезвычайно резком увеличении щёлочности захваченного расплава. В Эвдиалитовом комплексе (Фаза III) наиболее поздние пироксены (существенно обогащённые эгириновой компонентой) ассоциируют с более щелочными Fe-Mn-Ti-минералами, чем в Фазах I и II, включая лампрофиллит, мурманит, лоренценит, которые становятся кумулятивными фазами в Фазе III (Когарко и др., 2002). Энигматит отсутствует в Эвдиалитовом комплексе, возможно из-за следующей реакции, которая происходит в более поздних щелочных системах:

$$2Na_2Fe_5TiSi_6O_{20} + 12SiO_2 + 4Na_2O + 2O_2 = 10NaFeSi_2O_6 + Na_2Ti_2Si_4O_{12}$$
энигматит расплав эгирин лоренценит

Таким образом, кристаллизация пироксена в Ловозёрской интрузии происходила в восстановительных условиях (приближающихся к QFM-буферу). Суммируя опубликованные данные, можно заключить, что щелочные породы могли формироваться при чрезвычайно переменных окислительно-восстановительных условиях. Щелочные базальты острова Тринидаде (Бразилия), включая последние ультращелочные дифференциаты (Рябчиков и Когарко, 1994) указывают на относительно высокие значения фугитивности кислорода. Чрезвычайно высокая фугитивность O_2 (на 1-2 логарифмические единицы выше буфера QFM) была обнаружена для высокогомагнезиальных эффузивных и дайковых пород (меймечитов и щелочных пикритов Маймеча-Котуйской щелочной провинции (Россия)) щелочных и ультращелочных пород и карбонатитов (Ryabchikov et al., 2002; Sobolev et al., 1991). Еще более высокая фугитивность O_2 была оценена для карбонатит-сиенитового комплекса Гронедал-Ика (Южная Гренландия) (Halama и др., 2005).

Низкая фугитивность O_2, возможно, достигающая поля устойчивости сплава Fe-Ni, была описана для ультращелочного массива Илимаусак в Южной Гренландии (Markl et al., 2001; Marks and Markl, 2001). Было также предположено, что f_{O2} увеличилась во время развития магматической

системы Илимаусака на поздних стадиях, превышая значения QFM-буфера (Markl et al., 2001; Marks and Markl, 2001). Как было выведено из минеральной ассоциации Fe-Ti оксиды+сфен+клинопироксен, апатитсодержащая интрузия Хибинского щелочного комплекса характеризуется близкой к QFM-буферу фугитивностью O_2 (Ryabchikov, Kogarko, 2006), и в этом плане эта магматическая система подобна соседнему Ловозёрскому комплексу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Afifi A.A. and Azen S.P.** (1979) Statistical Analysis: A Computer Oriented Approach, 2d edition. Academic Press, New York, 488 pp.

2. **Arzamastsev A.A., Arzamastseva L.V., Glasnev V.N. and Raevsky A.B** (1998) Deep tructure and thecomposition of deep parts of Khibina and Lovozerocomplexes, Kola Peninsula, petrological and geophysical model. Petrologiya, 46, 478-496 (in Russian).

3. **Bussen I.V. and Sakharov A.S.** (1972) Petrology of the Lovozero Alkaline Massif (in Russian). Nauka, Leningrad, 296 pp.

4. **Carmichael I.S.E. and Nicholls J.** (1967) Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. Journal of Geophysical Research, 72, 4665-4687.

5. **Clark A.M.** (1993) Hey's Mineral Index. Mineral Species, Varieties and Synonyms. Chapman & Hall, London, 852 pp.

6. **Eales H.V. and Cawthorn R.G.** (1996) The Bushveld Complex. Pp. 181-229 in: Layered Intrusions (R.G. Cawthorn, editor). Developments in Petrology, 15 m. Elsevier, Amsterda

7. **Ernst W.G.** (1962) Synthesis, stability relations and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions. Journal of Geology, 70, 689-736.

8. **Ferguson A.K.** (1977) The natural occurrence of aegirine-neptunite solid solution. Contributions to Mineralogy and Petrology, 60, 247-253.

9. **Gerasimovsky V.I., Volkov V.P., Kogarko L.N., Polyakov A.I., Saprykina T.V. and Balashov Yu.A.** (1966) The Geochemistry of the Lovozero Alkaline Massif. Part 1. Geology and Petrology. Part 2. Geochemistry. Translated 1968 by D.A. Brown. Australian National University Press, Canberra, pp. 224-369 (translation of original Russian text published in 1966).

10. **Halama R., Vennemann T., Siebel W. and Markl G.** (2005) The Gronnedal-Ika carbonatite-syenite com- plex, South Greenland: carbonatite formation by liquid immiscibility. Journal of Petrology, 46, 191-217.

11. **Jones, A.P.** (1984) Mafic silicates from the nepheline syenites of the Motzfeldt centre, South Greenland. Mineralogical Magazine, 48, 1-12.

12. **Jones A.P. and Peckett A.** (1981) Zirconium-bearing aegirines from Motzfeldt, south Greenland. Contributions to Mineralogy and Petrology, 75, 251-255.

13. **Kogarko L.N.** (1977) Genetic Problems of Agpaitic Magmas. Nauka, Moscow, 294 pp. (**Kogarko L.N.** (1987) Alkaline rocks of the eastern part of the Baltic Shield (Kola Peninsula). Pp. 531-544 in: Alkaline Igneous Rocks (J.G. Fitton and B.G.J. Upton, editors). Special Publication 30, Geological Society, London.

14. **Kogarko L.N. and Khapaev V.** (1987) The modeling of formation of apatite deposits of the Khibina massif (Kola Peninsula). Pp. 589-611 in: Origin of Igneous Layering (I. Parsons, editor). Reidel Publishing Company, Dordrecht, The Netherlands.

15. **Kogarko L.N., Burnham C.W. and Shettle D.** (1977) The water regime in hyperalkaline magmas (in Russian). Geokhimiya, 5, 643-651.

16. **Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P. and Woolley A.R.** (1995) Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2. Former USSR. Chapman & Hall, London, 226 pp.

17. **Kogarko L.N., Williams C.T. and Woolley A.R.** (2002) Chemical evolution and petrogenetic implications of loparite in the layered, peralkaline Lovozero complex, Kola peninsula, Russia. Mineralogy and Petrology, 74, 1-24.

18. **Korobeynikov A.N. and Laaioki K.** (1994) Petrologicalaspects of the evolution of clinopyroxene composition in the intrusive rocks of the Lovozero alkaline massif. Geochemistry International, 31, 69-76.

19. Korzhinsky D.S. (1959) Acid-basic interaction of the components in silicate melts and the direction of the cotectic lines. Doklady of the Academy of Sciences of the USSR. Earth Science Sections, 128, 821-823.

20. **Kramm U. and Kogarko L.N.** (1994) Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centres, Kola alkaline province, Russia. Lithos, 32, 225-242.

21. **Larsen L.M.** (1976) Clinopyroxenes and coexisting mafic minerals from the alkaline Ilimaussaq intrusion, South Greenland. Journal of Petrology, 17, 258-290.

22. **Mandarino J.A.** (1999) Fleischer's Glossary of Mineral Species (8^{th} edition). Mineralogical Record, Tucson, Arizona, USA, 225 pp.

23. **Markl G., Marks M., Schwinn G. and Sommer H.** (2001) Phase equilibrium constraints on intensive crystallization parameters of the Ilimaussaq Complex, South Greenland. Journal of Petrology, 42, 2231-2258.

24. **Marks M. and Markl G.** (2001) Fractionation and assimilation processes in the alkaline augite syenite unit of the Ilimaussaq Intrusion, South Greenland, as deduced from phase equilibria. Journal of Petrology, 42, 1947-1969.

25. **Mitchell R.H. and Platt R.G.** (1978) Mafic mineralogy of ferroaugite syenite from the Coldwell alkaline complex, Ontario, Canada. Journal of Petrology, 19, 627-651.

26. **Naslund H.R. and McBirney A.R**. (1996) Mechanisms of formation of igneous layering. Pp. 1-43 in: Layered Intrusions (R.G. Cawthorn, editor). Developments in Petrology, 15. Elsevier, Amsterdam.

27. **Njonfang E. and Moreau C.** (2000) The mafic mineralogy of the Pande Massif, Tikar Plain, Cameroon. Mineralogical Magazine, 64, 525-537.

28. **Platt R.G. and Woolley A.R.** (1986) The mafic mineralogy of the peralkaline syenites and granites of the Mulanje complex, Malawi. Mineralogical Magazine, 50, 85-99.

29. **Ryabchikov I.D. and Kogarko L.N.** (1994) Redox equilibria in alkaline lavas from Trindade Island, Brasil. International Geology Review, 36, 173-183.

30. **Ryabchikov D. and Kogarko L.N.** (2006) Magnetite compositions and oxygen fugacities of the Khibina magmatic system. Lithos, in press.

31. **Ryabchikov I.D., Solovova I.P., Kogarko L.N., Bray G.P., Ntaflos Th. and Simakin S.G.** (2002) Evidence for melt inclusions. Geochemistry International, 40, 1031-1041.

32. **Sobolev A.V., Kamenetskaya V.S. and Kononkova N.N**., (1991) New data on petrology of Siberian meimechites. Geochemistry International, 8, 1084-1095.

33. **Sood M.K. and Edgar A.B.** (1970) Melting relations of undersaturated alkaline rocks from the Illimaussaq intrusion and Gronnedal-Ika complex South Greenland, under water vapour and controlled partial oxygen pressure. Meddelelser om Grønland, 181(12), 1-41.

34. **Sparks R.S.J., Huppert H.E., Koyaguchi T. and Hallworth M.A.** (1993) Origin of modal and rhythmic igneous layering by sedimentation in a convecting magma chamber. Nature, London, 361, 246-249.

35. **Stephenson D.** (1972) Alkali clinopyroxenes from nepheline syenites of the South Qoroq Centre, South Greenland. Lithos, 5, 187-201.

36. **Tyler R.C. and King B.C.** (1967) The pyroxenes of the alkaline igneous complexes of Eastern Uganda. Mineralogical Magazine, 36, 5-22.

37. **Varet J.** (1969) Les pyroxenes des phonolites du Cantal (Auvergne, France). Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte, 4, 174-184.

38. **Vlasov K.A., Kuz'menko M.Z. and Es'kova E.M**. (1966) The Lovozero Alkali Massif. Oliver and Boyd, Edinburgh, 627 pp. (first published in 1959 by Akademii Nauk SSSR, Moscow).

39. **Wilson J.R. and Sorensen H.S.** (1996) The Fongen Hyllingen layered instrusive complex, Norway. Pp. 303-329 in: Layered Intrusions (R.G. Cawthorn, editor). Developments in Petrology, 15. Elsevier, Amsterdam.

40. **Yagi K.** (1953) Petrochemical studies of the alkali rocks of the Morotu district, Sakhalin. Geological Society of America Bulletin, 64, 769-810.

УДК 550.89

ВЛИЯНИЕ ВЫСОКОГО КИСЛОРОДНОГО ПОТЕНЦИАЛА НА ПОВЕДЕНИЕ ПЛАТИНОИДОВ В УЛЬТРАОСНОВНЫХ–ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСАХ

Рябчиков И. Д. *, Когарко Л. Н. **

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, E-mail: iryab@igem.ru*
***Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, , Москва*

При значениях фугитивностей кислорода, характерных для меймечитов и оливинсодержащих пород Маймеча-Котуйской провинции, сульфиды неустойчивы на магматической стадии и, следовательно, главной формой присутствия элементов платиновой группы (ЭПГ) в этих магмах были металлические сплавы.

Оценки содержаний ЭПГ в оливиновых аггрегатах меймечитов, дают состав, сходный со средним составом дунитов Гулинского массива. Наиболее вероятная форма присутствия ЭПГ в меймечитах – наноразмерные включения металлического сплава, захваченные растущими оливинами или хромшпинелидами.

Формирование металлических зерен ЭПГ достаточно крупного размера может быть следствием смешения частично дифференцированного в результате фракционной кристаллизации расплава с новой порцией примитивной магмы, как это было предложено для объяснения формирования хромитовых залежей.

ВВЕДЕНИЕ

Поведение элементов платиновой группы (ЭПГ) в магматических процессах существенно зависит от окислительно-восстановительных характеристик эндогенных систем. Это связано с влиянием летучести кислорода на растворимость металлических фаз в силикатных магмах и зависимости устойчивости сульфидов от этого параметра. В связи с этим нами предпринята попытка оценить летучесть кислорода для магматических пород, входящих в состав щелочно-ультрамафитовых комплексов, с которыми связана платинометальная минерализация. Для этих целей проанализированы сосуществующие минералы в меймечитах и интрузивных породах Гулинского массива. Это послужило основой для построения моделей поведения ЭПГ в ходе магматического процесса.

ГЕОЛОГИЯ ГУЛИНСКОГО МАССИВА

Гулинский массив занимает территорию между реками Котуй и Маймеча и расположен на границе Сибирской платформы и Хатангского прогиба. Массив имеет овальную форму 35×45 км и включает породы массива, перекрытые четвертичными отложениями, занимает площадь – 1500–1600 км^2 (Егоров, 1991). Согласно геофизическим данным, массив имеет практически вертикальные контакты и, по-видимому, трубообразную форму (Егоров, 1991). Вмещающими породами массива являются щелочные эффузивы, включающие потоки меймечитов. Гулинский массив также как и другие ультраосновные–щелочные массивы провинции формировался в несколько фаз (табл. 1).

Таблица 1.

Интрузивные фазы Гулинского комплекса

Фаза интрузии	Субфаза	Порода
7	4	Доломитовые карбонатиты
	3	Мелкозернистые кальцитовые карбонатиты
	2	Крупнозернистые кальцитовые карбонатиты
	1	Фоскориты и рудные фоскориты
6		Граниты
5	2	Микрошонкиниты
	1	Агпаитовые сиениты, кварцевые сиениты
4		Ийолиты и ийолит-пегматиты
3	3	Якупирангиты и мельтейгиты
	2	Нефелиниты и оливиновые нефелиниты, нефелиновые пикриты, слюдяные пироксеновые пикриты
	1	Мельтейгиты, малиньиты, шонкиниты
2		Мелилитовые породы
1	2	Рудные пироксениты (косьвиты), оливиновые пироксениты, перидотиты
	1	Дуниты

Наиболее распространенные породы массива – дуниты, которые занимают около 60% площади и ультаосновные щелочные породы – около 30% массива. Все остальные разновидности, включая мелелитолиты, ийолиты, щелочные сиениты и карбонатиты, составляют только 10% площади массива.

КИСЛОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ МЕЙМЕЧИТОВЫХ МАГМ И ПОРОД ГУЛИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Присутствие в меймечитах и ультраосновных породах гулинского комплекса ассоциации оливин + хромшпинелид позволяет оценить f_{O_2} для соответствующих минеральных равновесий. Для этой цели могут быть

использованы методы, предлагаемые в работах (Ballhaus *et al*., 1990; Wood *et al*., 1990; Рябчиков *и др*., 1985). Однако приведенные в этих публикациях уравнения откалиброваны для парагенезисов оливин + шпинелид + ортопироксен (Ol + Sp + Opx). Поскольку ортопироксен в изученных породах отсутствует, оценки f_{O_2} требуют введения поправок, учитывающих более низкие активности кремнезема по сравнению с парагенезисом оливин + ортопироксен. Поэтому для меймечитов и пород щелочно-ультраосновной формации был использован предложенный ранее метод (Рябчиков, Когарко, 2010а; Рябчиков, Когарко, 2010б), учитывающий концентрацию Ca в оливинах, сосуществующих с клинопироксеном (Cpx) и шпинелью (Sp). Нами проводились расчеты отклонений lg f_{O_2} для данного минерального парагенезиса от соответствующего значения для буфера кварц-фаялит-магнетит (ΔQFM). Эта величина рассчитывается из следующего уравнения

$$\Delta QFM = 2 \lg a_{Mt} + 3 \lg a_{Qz} - 3 \lg a_{Fa}, \qquad (1)$$

вытекающего из константы равновесия реакции для буфера QFM

$$2Fe_3O_4 + 3SiO_2 = 3Fe_2SiO_4 + O_2, \qquad (2)$$

a_{Mt} – активность Fe_3O_4 в шпинели из данного парагенезиса, a_{Fa} – активность фаялитового компонента в оливине, a_{Qz} – активность кремнезема, буферируемая равновесием

$$CaMgSi_2O_6 = CaMgSiO_4 + SiO_2, \qquad (3)$$

из константы равновесия которого следует

$$a_{Qz} = K_3 \cdot a_{Di} / a_{Mont} \qquad (4)$$

где K_3 – константа равновесия реакции (3), a_{Di} – активность диопсидового компонента в клинопироксене, a_{Mont} – активность монтичеллитового компонента в оливине. K_3 рассчитывалась с использованием термодинамических данных и уравнений из работы (Holland, Powell, 1998), величины активностей вычислялись из составов минералов для каждого данного парагенезиса и с использованием параметров уравнений Маргулеса из работ (Holland, 1990; Kawasaki, 1998; Wood *et al*., 1990).

Использование описанного метода дает для парагенезиса оливин + клинопироксен + шпинель, составляющей в меймечитах матрицу вокруг мегакристов высокомагнезиального оливина, значения фугитивности кислорода на 0.6–1.2 логарифмических единицы выше буфера кварц–фаялит–магнетит (QFM). Показателем высоких для магматических систем значений f_{O_2} в этом случае являются высокие содержания в шпинелидах из меймечитов магнетитового компонента, которые к тому же имеют высокие содержания титана даже в случае ранних, богатых хромитовым компонентом шпинелей (примеры составов минералов, использованных для оценок фугитивностей кислорода, приведены в табл. 2). Для более

Таблица 2.

Примеры составов минералов, использованных для оценок f_{O_2}

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	0.145	40.976	0.844	38.760	48.330	0.098	41.278	48.821	0.219
TiO_2	5.352	0.041	7.250	0.075	2.760	4.909	0.010	3.404	12.386
Al_2O_3	7.204	0.043	4.970	0.072	2.490	10.261	0.003	4.622	1.324
Cr_2O_3	44.170	0.254	31.420	0.066	0.753	30.867	0.010	0.909	3.026
Fe_2O_3	13.612	н.а.	19.325	н.а.	2.917	21.596	н.а.	2.125	39.788
FeO	15.340	8.241	23.501	13.780	3.235	22.010	7.660	0.851	38.655
MgO	14.673	50.321	9.460	44.920	14.650	9.969	51.559	14.791	2.181
CaO	0.015	0.436	0.697	0.594	22.540	0.000	0.337	23.480	0.005
Na_2O	0.000	0.000	0.044	0.016	0.413	0.000	0.014	0.876	н.а.
K_2O	н.а.	н.а.	н.а.	0.010	0.000	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
NiO	0.296	0.354	0.258	0.322	0.047	0.492	0.381	0.052	0.220
MnO	0.252	0.140	0.346	0.221	0.084	0.345	0.124	0.028	0.488
ZnO	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0.103
V_2O_3	0.000	0.019	н.а.	н.а.	н.а.	0.000	0.016	0.000	0.571
Сумма	101.060	100.825	98.115	98.836	98.219	100.548	101.392	99.959	98.965
Mg#	0.630	0.916	0.418	0.853	0.890	0.447	0.923	0.969	0.091
Оксиды	10	11	12	13	14	15	16	17	
SiO_2	38.709	51.715	0.064	39.782	53.115	0.000	40.450	52.190	
TiO_2	0.030	0.630	2.971	0.006	0.656	1.870	0.000	0.940	
Al_2O_3	0.020	0.887	1.821	0.006	1.353	12.160	0.010	0.860	
Cr_2O_3	0.019	0.023	2.188	0.003	0.019	41.450	0.000	0.090	
Fe_2O_3		2.364	59.676		1.727	12.954		1.820	
FeO	19.461	3.710	26.199	10.959	1.428	21.614	8.960	3.322	
MgO	40.485	14.024	4.347	47.751	16.555	8.350	47.700	14.280	
CaO	0.249	23.758	0.078	0.510	25.331	0.000	0.430	22.900	
Na_2O	н.а.	0.667	н.а.	н.а.	0.141	0.000	0.000	1.090	
K_2O	н.а.	0.000	н.а.	н.а.	0.000	0.000	0.000	0.000	
NiO	0.284		0.192	0.143	0.007	0.300	0.390	0.000	
MnO	0.379	0.163	0.419	0.321	0.049	0.560	0.220	0.080	
ZnO	н.а.	н.а.	0.144	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	
V_2O_3	н.а.	н.а.	0.250	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	
Сумма	99.636	97.941	98.350	99.481	100.381	99.258	98.160	97.572	
Mg#	0.788	0.871	0.228	0.886	0.954	0.408	0.905	0.885	

Примечание 1 – шпинель в мегакристе оливина из меймечита (обр 200); 2 – мегакрист оливина в меймечите(обр 200); 3 – шпинель в ассоциации с оливином второй генерации и клинопироксеном в меймечите (обр 85-37); 4 – оливин второй генерации в ассоциации с клинопироксеном и шпинелью (меймечит, обр 85-37); 5 – клинопироксен в ассоциации с оливином второй генерации и шпинелью (меймечит, обр 85-37); 6 – шпинель в крупном зерне оливина (дунит обр 150); 7 – оливин с включением шпинели (дунит, обр 150); 8 – клинопироксен (дунит, обр 150); 9 – титаномагнетит из косьвита (обр 145); 10 – оливин из косьвита (обр 145); 11 – клинопироксен из косьвита (обр 145); 12 – титаномагнетит из мелилитолита (обр ГХ-42); 13 – оливин из мелилитолита (обр ГХ-42); 14 – клинопироксен из мелилитолита (обр ГХ-42); 15 – шпинель - включение в самородок платиноидов (Malitch *et al*, 2004); 16 – оливин- включение в самородок платиноидов (Malitch *et al*, 2004) 17 – клинопироксен- включение в самородок платиноидов (Malitch *et al*, 2004). Содержания Fe^{3+} в шпинелях и клинопироксенах рассчитаны при предположении идеальной стехиометрии. н.а. – не анализировалось. Mg# = $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ распределения ванадия для мегакристов оливина в меймечитах: +1... +2 лог.

высокотемпературных хромшпинелидов, включенных в краевые части мегакристов оливина, были получены еще более высокие оценки кислородного потенциала: на 1.5–2.5 лог. единицы выше QFM. Аналогичные результаты были получены на основании измерения коэффициентов единицы выше QFM (Mungall *et al*., 2006) и +2.5 лог единицы сверх QFM (Соболев *и др*., 2009). Высокая окисленность меймечитовых магм подтверждается заметными содержаниями трехвалентного железа при низких содержаниях Na_2O в моноклинных пироксенах этих пород ($Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в пироксенах из меймечитов близко к 0.5, см. табл. 2). Согласно экспериментальным данным (McCanta *et al*., 2004), клинопироксены такого состава могут существовать при значениях f_{O2} значительно выше буфера QFM.

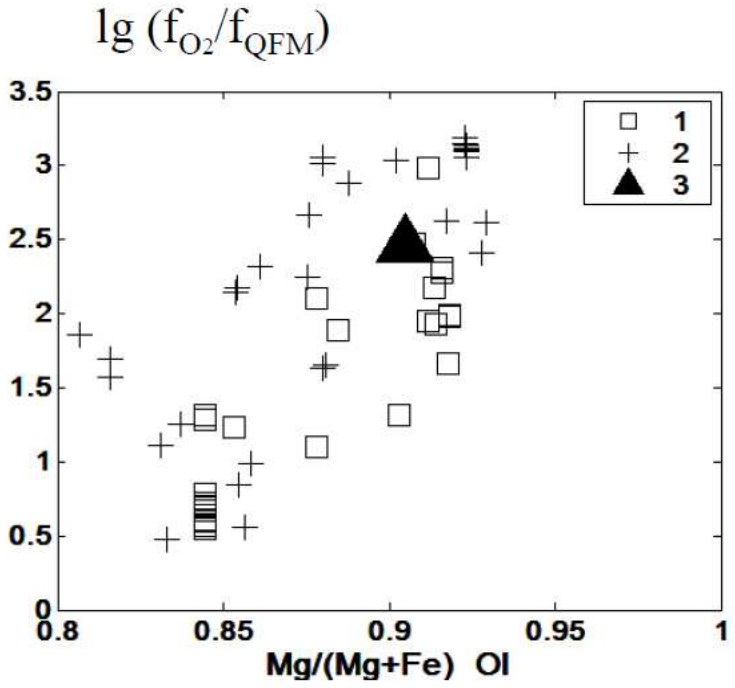


Рис. 1. **Логарифмы значений f_{O_2}, нормализованные по буферу QFM, оцененные для фазовых ассоциаций оливин + клинопироксен + шпинель и оливин + шпинель, в зависимости от магнезиальности оливина.**

Примечание: 1 – меймечиты; 2 – породы Гулинского массива; 3 – минеральные ассоциации силикатно-окисных включений из самородков платиноидов (Malitch *et al*., 2002).

Столь же высокие отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} характерны для шпинелей и клинопироксенов из большинства пород ультраосновного–щелочного массива Гули, с которым тесно связаны лавовые потоки и дайки меймечитов, а также для силикатных и окисных включений в самородках платиновых металлов, обнаруженных в россыпях, приуроченных к массивам Гули и Бор-Урях (см. табл. 2).

На рис. 1 показана зависимость летучести кислорода, нормализованной по буферу кварц + магнетит + фаялит, для шпинелей в зависимости от

магнезиальности сосуществующего оливина, для меймечитов, интрузивных пород (оливинитов и пироксенитов) Гулинского массива, и минеральных включений в самородках платиноидов из россыпей, ассоциирующихся с Гулинским массивом (Malitch *et al.*, 2002). Обращают на себя внимание очень высокие для магматических систем летучести кислорода: для парагенезисов шпинели с магнезиальным оливином (содержания форстерита выше 90 мол. %) они укладываются в интервал от 2 до 3 лог. единиц выше буфера QFM. При переходе к менее магнезиальным парагенезисам, включающим клинопироксен, намечается тенденция к снижению относительной f_{O_2}, но она все же остается высокой для большинства образцов. Парагенезисы с магнезиальным оливином укладываются в единое поле для меймечитов, интрузивных оливинитов и парагенезисов минеральных включений из самородков. Это свидетельствует в пользу предположения о формировании этих минеральных ассоциаций из единой магмы или магм близкого состава. Химизм хромшпинелидов для всех трех парагенезисов очень близок. Для них характерны высокие содержания титана и магнетитового минала, что отличает их как от шпинелей мантийных перидотитов, так и офиолитовых комплексов.

При столь высоких значениях f_{O_2} сульфиды неустойчивы (Jugo *et al.*, 2005), и это оказывает кардинальное влияние на поведение ЭПГ как в ходе мантийного магмаобразования, так и при протекании процессов кристаллизационной дифференциации в коровых магматических камерах.

ПОВЕДЕНИЕ ЭПГ В МАГМАТИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

При типичных для субконтинентальной литосферы низких значениях фугитивности кислорода в зонах магмаобразования будут присутствовать сульфиды, интенсивно экстрагирующие ЭПГ, и на ранних стадиях мантийного анатексиса будут генерироваться силикатные расплавы с низкими содержаниями ЭПГ, так как более тяжелая сульфидная жидкость остается в мантийном рестите. В случае высоких величин потенциала кислорода, приводящих к окислению сульфидов, ЭПГ будут переходить в силикатный расплав, что обеспечит высокую потенциальную способность первичных щелочных магм к формированию руд благородных металлов.

Столь же важное значение оказывает окисление сульфидов на формы и поведение ЭПГ в ходе фракционной кристаллизации меймечитоподобных магм. На первый план здесь выступают равновесия с металлическими фазами или вхождение в силикаты и окисные минералы, если твердые растворы силикатов и окислов с участием ЭПГ устойчивы при параметрах магматического процесса. Действительно, ранние высокотемпературные сульфиды отсутствуют в большинстве пород Гулинского массива, появляясь только на поздних стадиях. Самые высокие концентрации серы в породах Гулинского массива отмечаются в самых поздних продуктах

дифференциации – карбонатитах, в которых она фиксируется в сульфидах Fe, Ni и Cu.

Оценены температуры, при которых происходит насыщение меймечитового расплава в отношении металлического твердого раствора платиноидов, базируясь на содержаниях ЭПГ в афировом меймечите (Mungall *et al*., 2006) и данных по растворимости ЭПГ в расплаве эвтектики диопсид – анортит в зависимости от летучести кислорода и температуры, собранных в публикации (Борисов, 2005). Расчеты проводились по формулам , выводимым из баланса масс:

$$c^{met} = c^0/(F^{met} + (1 - F^{met})/K), \quad (5)$$

где F^{met} – доля металлического сплава в системе (полагая, что сумма долей сплава и силикатного расплава равна 1); $K = c^{met}/ c^L$ – коэффициент распределения данного элемента между металлическим сплавом и силикатным расплавом; c^{met} – концентрация в металлическом сплаве; c^L – концентрация в силикатном расплаве. Коэффициенты распределения принимались равными обратным значениям растворимостей чистых ЭПГ в диопсид-анортитовой эвтектике, взятым из базы экспериментальных данных (Борисов, 2005). Расчеты проводились при снижении температуры до тех пор, пока при $F^{met} = 0$ сумма весовых долей Pd, Os, Ir, Ru и Pt не станет равной 1. При f_{O_2} на 1.5 лог. единицы выше буфера QFM рассчитанная температура оказалась равной 1070°C. Эта температурная оценка несомненно занижена. Прежде всего, наряду с ЭПГ в металлической фазе присутствует железо, и, следовательно, сумма платиноидов в сплаве, равновесном с силикатным расплавом, должна быть меньше 1. В присутствии железа коэффициенты активности платиноидов в сплаве меньше 1 (Kessel *et al*., 2001), и, следовательно, коэффициенты распределения будут выше, чем для систем с чистыми ЭПГ, что также повысит оценку температуры равновесия следов металлической фазы с силикатным расплавом. Кроме того, экспериментальные данные по растворимости ЭПГ доступны только для состава эвтектики диопсид–анортит, что существенно отличается от меймечитовых расплавов. Экспериментальные данные по растворимостям ряда металлов в силикатных расплавах показывают, что они существенно зависят от мольной доли кремнезема, причем от базальтовых составов к ультраосновным расплавам растворимость Pd падает (Borisov, Danyushevsky, 2011). Присутствие щелочей в меймечитовых и щелочно-пикритовых расплавах Маймеча-Котуйской провинции также может привести к снижению растворимости ЭПГ. Если ЭПГ являются сильно несовместимыми элементами в отношении породообразующих минералов высокомагнезиальных магм, то рост их концентраций в расплаве при температурах ниже ликвидуса также будет способствовать достижению состояния насыщения в отношении металлической фазы. Все перечисленные аргументы указывают, что 1070°C является нижним пределом начала

выделения металлического сплава ЭПГ из меймечитовой магмы при оцененных высоких для магматической системы значениях летучести кислорода. В действительности эта температура может оказаться значительно более высокой, т. е. изначальная насыщенность меймечитовых магм в отношении металлического сплава ЭПГ является весьма вероятной. Более количественный анализ этой проблемы в виду отсутствия необходимых экспериментальных данных для расплавов, близких к меймечитам, в настоящее время не представляется возможным.

Оценки летучестей кислорода для высокомагнезиальных парагенезисов меймечитов, интрузивных гулинских дунитов и оливинитов и включений хром-шпинелида и оливина в самородках платиноидов из россыпей, связанных с Гулинским массивом, близки между собой. Составы шпинелей из этих минеральных ассоциаций также обладают сходными характеристиками содержания Ti и магнетитового минала в них высоки, что совершенно нехарактерно для шпинелей из мантийных перидотитов. Отсюда следует, что формирование гулинских дунитов и выделение металлических фаз ЭПГ происходило с участием магм, близких по составу к меймечитам. Кроме того, можно заключить, что эти магмы были насыщены в отношении твердого раствора ЭПГ еще на ранней стадии, когда происходила совместная кристаллизация оливина и хром-шпинелида.

Нами была собрана база опубликованных данных по содержаниям ЭПГ и ряда других элементов в меймечитах различного состава, представленная в табл. 3. В нее также включены анализы трех наших образцов меймечитов, любезно проанализированных на Ir и другие компоненты д-ом Б. Шпеттелем (Институт химии им. М. Планка, Майнц, Германия).

Как отмечалось ранее (Kogarko, Ryabchikov, 2000; Когарко, Рябчиков, 1995), для всех элементов, практически не входящих в кристаллическую решетку оливина, концентрации в меймечитах и ассоциирующих с ними породах (щелочные пикриты, хатангиты) лежат близко к линиям оливинового контроля на вариационных диаграммах, т.е. их содержания непрерывно падают по мере увеличения в породе оливиновых компонентов. ЭПГ и Cr ведут себя иначе (рис. 2): при увеличении содержания оливина их концентрации увеличиваются (за исключением Pt).

Такое поведение ЭПГ может означать: что они входят в кристаллические решетки оливина и кристаллизующегося совместно с ним хромшпинелида при условии, что коэффициенты распределения для этих фаз больше 1, либо имеет место захват наночастиц металлических сплавов ЭПГ растущими оливинами и хромшпинелидами. Рост содержаний Cr в меймечитах параллельно увеличению MgO (т.е. параллельно увеличению содержания оливина) несомненно связан с захватом зернами оливина мелких кристалликов хромита, постоянно наблюдаемого в качестве твердых включений в мегакристах оливина (рис.3).

По аналогии с Cr представляется вероятным, что ЭПГ также присутствуют в оливине и хромите в форме мельчайших твердых частиц,

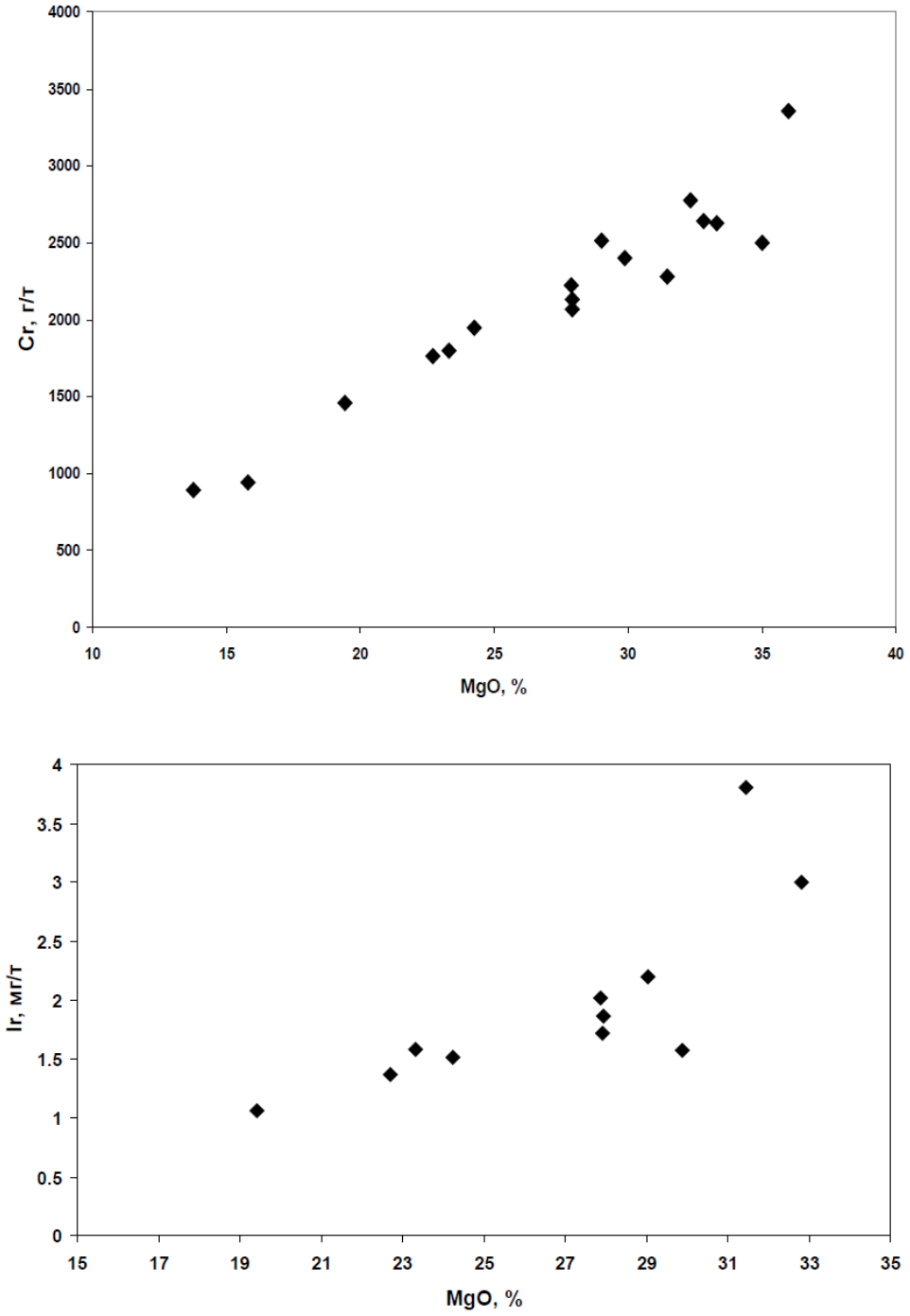


Рис. 2. **Контрастное поведение различных элементов в меймечитовых сериях**

представленных металлическим сплавом. Тенденция к формированию наночастиц ЭПГ в силикатных системах известна из минералогических исследований (Barnes *et al*., 1985) и из экспериментальных данных (Borisov, Walker, 2000; Ertel *et al*., 2008; Ertel *et al*., 1999; Fortenfant *et al*., 2006).

Металлические наночастицы захватываются растущими силикатными и окисными минералами, образуя эпитаксические срастания. Это явление наблюдалось рядом авторов в экспериментах с ЭПГ и хромшпинелидами (Finnigan *et al*., 2008; Laurenz *et al*., 2007; Sattari *et al*., 2002). Предполагалось также, что формирование мельчайших зерен металлического сплава вблизи поверхности кристаллизующегося хромшпинелида обусловлен локальным снижением летучести кислорода, вызванным уходом Fe^{3+} из пограничной зоны расплава в шпинелевую фазу (Finnigan *et al*., 2008). Присутствие ЭПГ в форме мельчайших минеральных зерен в породообразующих минералах Бушвельда, а не в форме изоморфных примесей, доказывается одинаковыми пропорциями

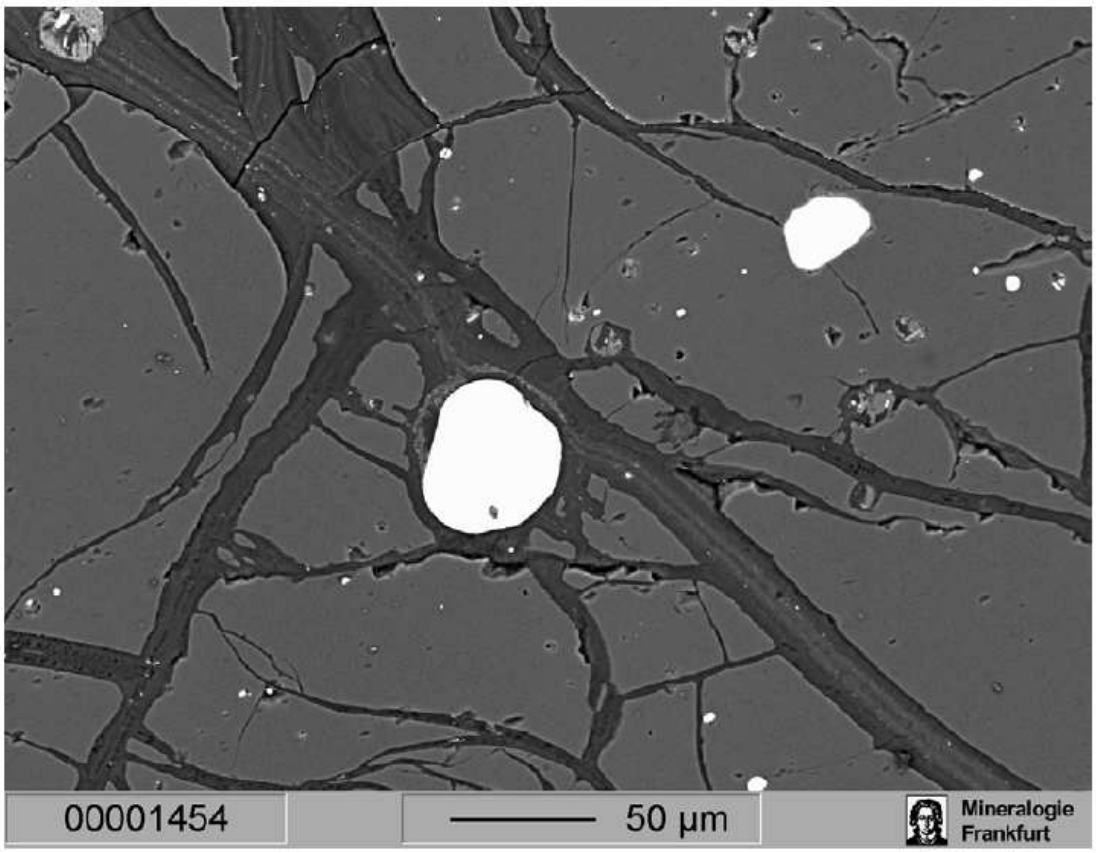


Рис. 3. **Кристаллические включения хромшпинелида в мегакристе оливина, серпентинизированном по трещинам.**

содержаний Os, Ir и Ru в сосуществующих хромите, плагиоклазе и ортопироксене (Borisov, Walker, 2000).

Оценены содержания ЭПГ в оливинах меймечитов, содержащих кристаллические включения хромитов и предположительно наночастицы металлической фазы, посредством линейной экстраполяции зависимостей содержаний ЭПГ в меймечитах от концентраций элементов, несовместимых с кристаллическими решетками оливина и хромита, в область нулевых

содержаний несовместимого элемента. При этом предполагалось, что нулевой уровень концентрации несовместимого элемента отвечает оливиновому агрегату без минеральной матрицы, сформировавшейся из интерстициального расплава.

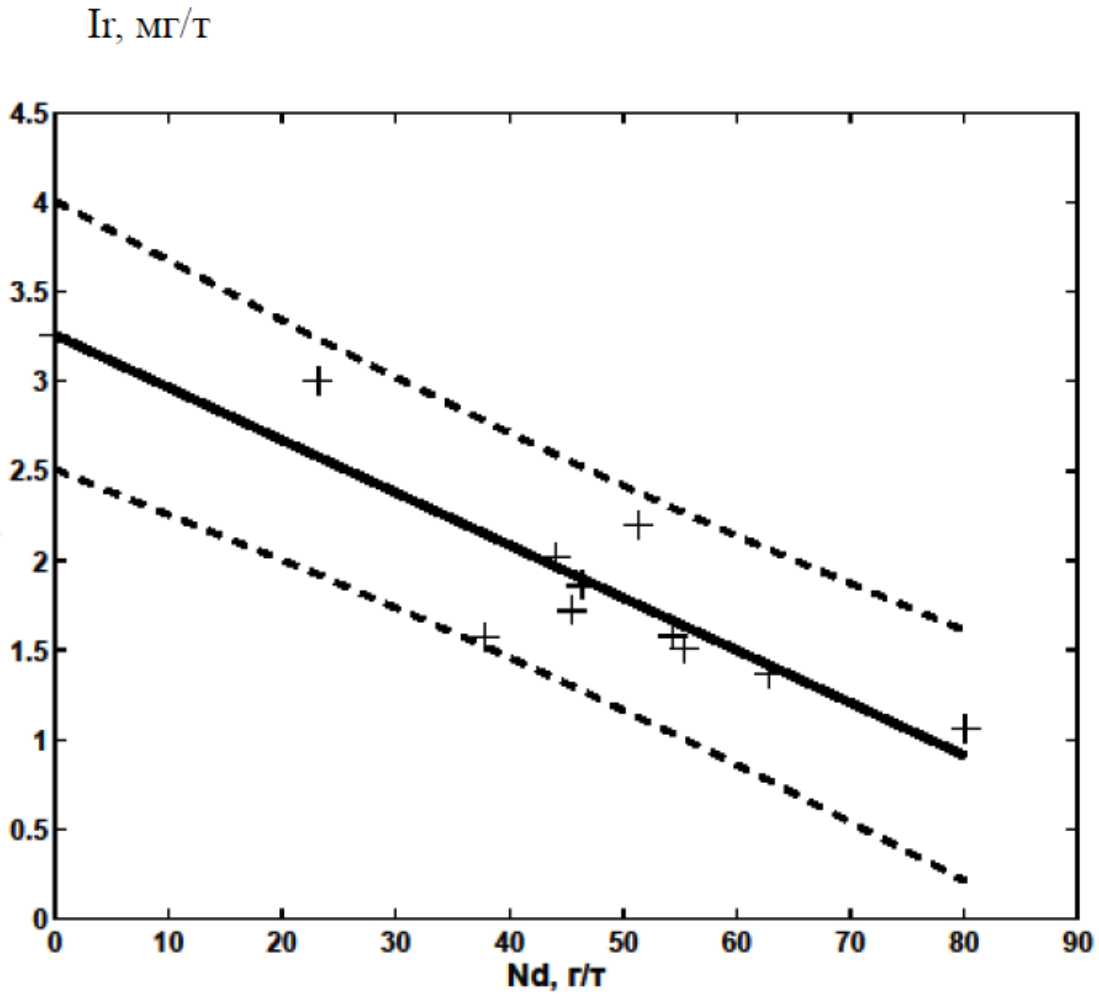


Рис. 4. **Линейная экстраполяция содержаний Ir в меймечитах в зависимости от концентрации Nd к нулевой концентрации этого элемента.**

Примечание: пунктирные линии обозначают 95-процентный доверительный интервал линейной регрессии (по данным табл. 2).

На рис. 4 иллюстрируется графически линейная аппроксимация содержаний ЭПГ в оливиновом агрегате на примере корреляции иридия и неодима. В табл. 4 приведены оцененные таким образом значения. Регрессионный анализ проводился методом наименьших квадратов (МНК) в комбинации с алгоритмом BOOTSTRAP (многократное взятие случайных выборок из базы имеющихся данных), что позволило более достоверно оценить пределы погрешностей полученных оценок (Wilcox, 2010). Кроме того, параметры регрессионных зависимостей оценивались также с помощью метода Тейла–Сена, менее чувствительного к наличию сильных выбросов

среди использованных данных (Wilcox, 2010). Оценки значений регрессионных функций в точках пересечения с осью ординат (оценки содержаний ЭПГ в оливиновом агрегате без матрицы) методом Тейла–Сена и МНК достаточно близки (табл. 4).

На рис. 5 рассчитанные концентрации ЭПГ в оливиновых агрегатах меймечитов сравниваются с содержаниями ЭПГ в меймечитах и дунитах

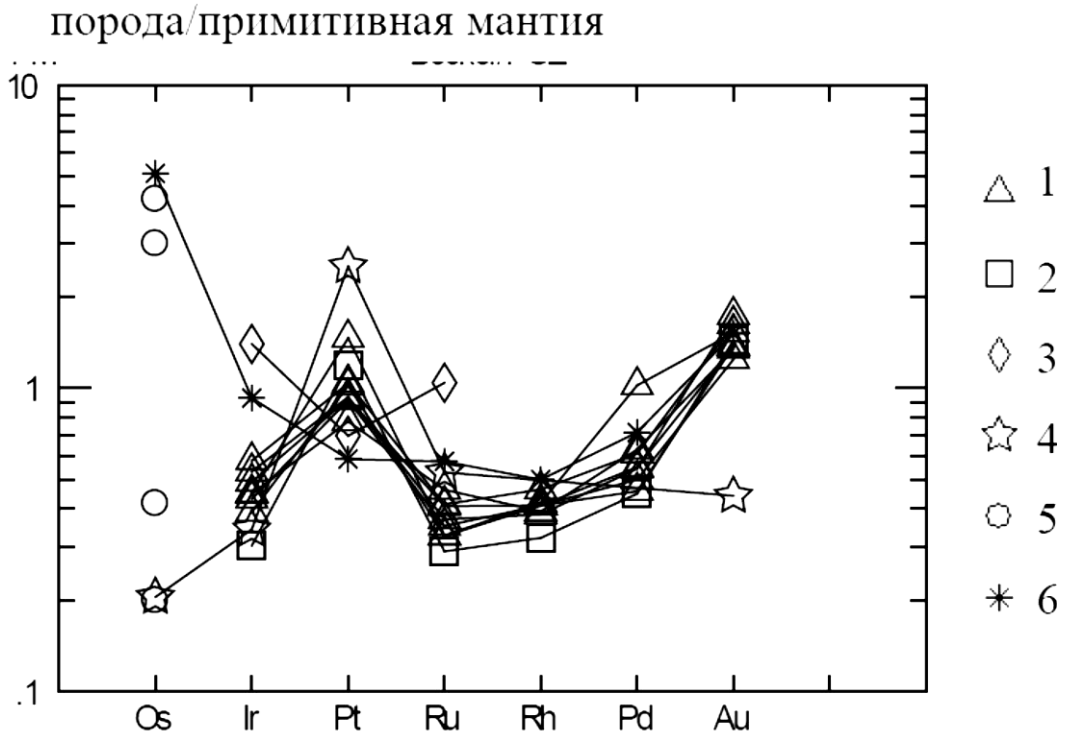


Рис. 5. **Концентрации сидерофильных элементов в различных породах Маймеча-Котуйской провинции, нормализованные в отношении примитивной мантии (Becker *et al.*, 2006).**

Примечание: 1 – меймечиты (Mungall *et al*., 2006), 2 – афировая часть меймечита (модельный меймечитовый расплав (Mungall *et al*., 2006)), 3 – средний состав дунитов Гулинского массива (Лазаренков *и др*., 1993), 4 – оливинит с пироксеном из Гулинского массива (Когарко *и др*., 1994), 5 – содержания осмия в меймечитах (Carlson *et al*., 2006; Horan *et al*., 1995), 6 – оцененные содержания платиноидов в агрегате кристаллов оливина с включениями хромита из меймечитов (см. табл. 3).

Гулинского массива. Как видно, оцененные концентрации близки к среднему составу дунитов Гулинского массива по данным (Лазаренков *и др*., 1993).

Для объяснения различий соотношений ЭПГ в афировой части меймечита 2FG50 (предположительно состав магмы (Mungall *et al*., 2006)) и приведенных выше оценок для оливинового аггрегата возможны различные варианты. Можно предположить, что оценки для оливинового агрегата отвечают изоморфному вхождению ЭПГ в кристаллическую решетку оливина. Если допустить, что коэффициенты распределения ЭПГ дляоливина корректно описываются опубликованными экспериментальными

результатами (Brenan *et al*., 2005; Brenan *et al*., 2003), то с учетом различия значений измеренных коэффициентов распределения ($К_{Ir}$ /$К_{Pd}$ ~100) следует ожидать различий отношения Ir/Pd в расплаве и в оливине на два порядка, в то время как наблюдаемая разница незначительна (0.56 для оливинового агрегата и 0.33 для афирового меймечита). Это ставит под сомнение гипотезу о вхождении ЭПГ в оливин в изоморфной форме.

Таблица 3.

Содержания ЭПГ и некоторых других элементов в меймечитах.

Компоненты	**2FG50 (Ph)**	**2FG50 (Aph)**	**G3345**	**2FG38**	**G3265**	**2FG40**	**2FG41**	**G49**
MgO мас %	22.7	19.42	29.89	27.87	23.33	27.93	27.94	24.25
Cr 10^{-4}%	1760	1456	2398	2226	1797	2068	2133	1947
Ni 10^{-4}%	1128	843	1585	1427	1174	1454	1430	1225
Nd 10^{-4}%	62.86	80.11	37.86	44.12	54.41	45.47	46.37	55.32
Ir 10^{-7}%	1.37	1.06	1.57	2.02	1.58	1.72	1.86	1.51
Ru 10^{-7}%	2.28	2.03	3.24	2.9	2.29	2.86	2.59	2.46
Rh 10^{-7}%	0.46	0.36	0.44	0.52	0.47	0.46	0.43	0.46
Pt 10^{-7}%	7.76	9.05	5.91	7.9	11.14	7.03	7.12	6.94
Pd 10^{-7}%	3.9	3.19	4.46	4.33	7.26	3.55	3.86	3.25
Au 10^{-7}%	2.61	2.73	2.56	3.09	2.9	2.37	3.31	2.62
Os 10^{-7}%								
Re 10^{-7}%								
Ссылки	1	1	1	1	1	1	1	1
Компоненты	**GU 5/3**	**M-3-L**	**599PL**	**2FG-22**	**G-3/100**	**RM1**	**RM2**	**RM3**
MgO мас %	26.3	31.3	24.5	36.42	15.83	19.25	18.54	18.18
Cr 10-4%				1900	940	2510	2640	2283
Ni 10-4%				1500	430	1780	1950	1974
Nd 10-4%	79.73	39.37	51.31	27.58	73.86	51.3	23.2	37.5
Ir 10-7%						2.2	3	3.8
Ru 10-7%								
Rh 10-7%								
Pt 10-7%								
Pd 10-7%								
Au 10-7%						<1	<1	<1
Os 10-7%	1.625	16.39	0.8489	11.7	0.778			
Re 10-7%	0.394	0.146	0.092	0.029	0.102			
Ссылки	2	2	2	3	3	4	4	4

Примечание 1 – (MUNGALL et al., 2006); 2 – (HORAN et al., 1995); 3 – (CARLSON et al., 2006); 4 – данные авторов. 2FG50 и т.д. – номера образцов. где C^A – суммарные содержания данного ЭПГ в афировом агрегате, C^N – содержания данного ЭПГ в микросамородках (весовые пропорции концентраций, приведенных в табл. 4), C^L – концентрации данного платиноида в растворенной форме в гомогенном расплаве, F_n – весовая доля микросамородков, захваченных расплавом, R – отношение растворимостей Pd и Ir в расплаве (значения взяты из работы (Борисов, 2005)).

В качестве альтернативы можно допустить, что оцененные соотношения ЭПГ в оливиновом агрегате (табл. 4), отвечают составу металлических частиц, захваченных оливином или включениями хромита в оливине, а в меймечитовом расплаве (афировая часть образца меймечита 2FG50) ЭПГ

присутствуют частично в растворенной форме, а частично в виде тех же наночастиц, которые определяют содержания ЭПГ в оливиновом аггрегате. В этом случае соотношение между концентрациями Ir и Pd в различных частях систем может быть описано следующими уравнениями:

$$C^A(Ir) = F_n \cdot C^N(Ir) + (1–F_n) \cdot C^L(Ir), \quad (6)$$

$$C^A(Pd) = F_n \cdot C^N(Pd) + (1– F_n) \cdot C^L(Ir) \cdot R, \quad (7)$$

Решение этой системы уравнений дает $C^L(Ir)=2\cdot10^{-3}$ мг/т; $C^L(Pd)=1.5$ мг/т. Эти величины приблизительно на 3 порядка ниже измеренных растворимостей Ir в эвтектике диопсид–анортит. Низкие растворимости ЭПГ в высокомагнезиальных расплавах подтверждаются также анализом данных для коматиитов (Barnes, Fiorentini, 2008).

Конечно, в виду сделанных допущений, наши оценки являются весьма неопределенными. Но более низкая растворимость Ir в высокомагнезиальных

Таблица 4.

Результаты обработки ковариаций ЭПГ и Nd методом линейной регрессии (по данным таблицы 3)

Элемент	1	2	3	4	5
Ir	3.1801	– 0.0281	2.114	3.947	2.953
Ru	4.1352	– 0.0297	3.435	5.163	4.199
Rh	0.5411	– 0.0016	0.373	0.680	0.538
Pt	4.4039	0.0661	– 1.960	8.008	4.485
Pd	4.9187	– 0.0123	0.123	7.543	5.216
Au	2.9226	– 0.0027	2.021	4.166	2.658
Os	19.4807	– 0.2535	– 0.552	32.458	12.636

Примечание 1 – оценки с помощью метода наименьших квадратов содержаний элементов в оливиновом агрегате как пересечений регрессионных линий зависимостей PGE=f(Nd) с осью ординат (условие Nd=0, см. фиг. 4); 2 – оценки наклонов регрессионных зависимостей методом наименьших квадратов; 3. 4 – границы 95-процентных доверительных интервалов величин в колонке 1, оцененные с помощью метода BOOTSTRAP (Wilcox, 2010); 5 – оценки тех же величин, что и в колонке 1, методом Тейла–Сена (Wilcox, 2010).

выплавках из мантийных перидотитов сравнительно с экспериментальными данными для расплавов диопсид–анортит согласуется с наблюдаемым почти постоянным содержанием этого элемента в мантийных перидотитах различной степени деплетированности в отношении базальтовых компонентов от фертильных примитивных лерцолитов до деплетированных гарцбургитов (Becker *et al*., 2006; Fischer-Gödde *et al*., 2011). Остаточные тугоплавкие ЭПГ найдены в деплетированных гарцбургитах в форме мельчайших выделений металлических сплавов (Luguet *et al*., 2007), что свидетельствует о сохранении значительной доли платиноидов в

кристаллическом рестите даже после крупномасштабного частичного плавления и удаления из перидотита образовавшегося расплава. Это возможно только в том случае, если растворимость данного ЭПГ в расплаве сравнима с его содержанием в исходном примитивном лерцолите, или ниже ее. Содержания же Pd падают от лерцолитов к гарцбургитам, что в общем согласуется с его более высокой растворимостью в силикатных расплавах по сравнению с Ir.

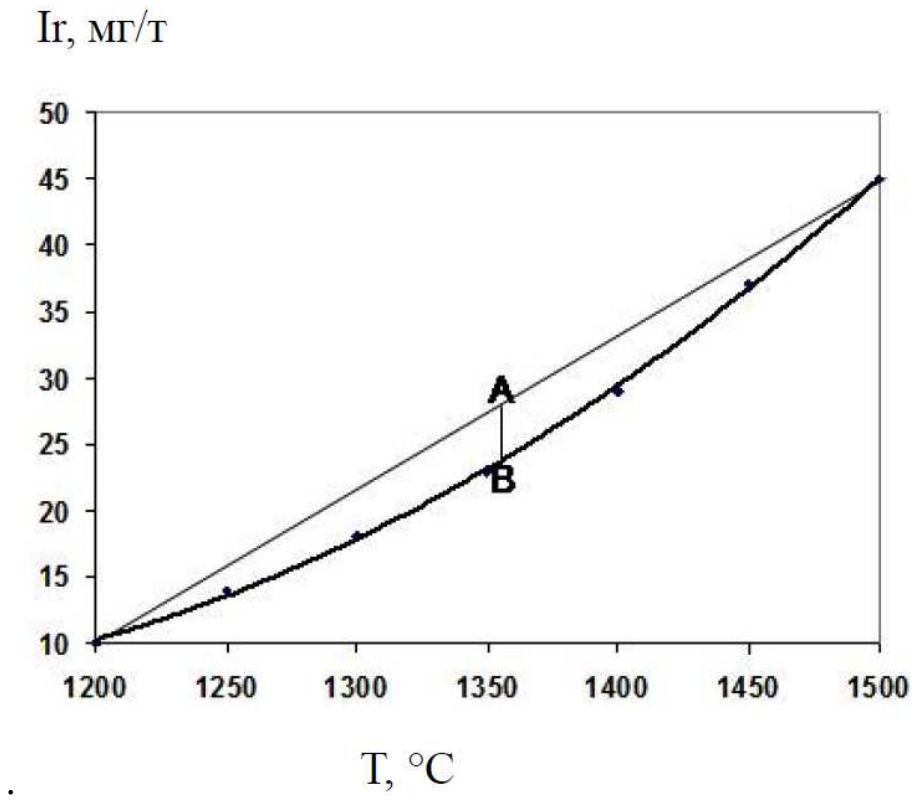


Рис. 6. **Характер температурной зависимости растворимости металлического Ir в силикатном расплаве. Кривая обращена выпуклостью в сторону высоких температур.**

Итак, проведенный анализ показывает, что меймечитовые магмы были насыщены в отношении металлических сплавов ЭПГ еще на ранней стадии, когда происходила одновременная кристаллизация оливина и хромита. Отсюда следует, что содержания ЭПГ в афировом меймечите 2FG50 (табл. 3) дают оценку верхней границы растворимости металлической фазы.

Сходство модельных концентраций ЭПГ в оливиновых агрегатах меймечитов и дунитах Гулинского массива является дополнительным подтверждением предположения, что формирование оливиновых пород Гулинского массива происходило с участием магм, сходных с меймечитами.

МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ САМОРОДКОВ ЭПГ

Присутствие ЭПГ в форме наночастиц металлической фазы не решают проблемы формирования рудных месторождений, так как эти наночастицы рассеяны в объеме пород. Механизм образования крупных самородков может быть связан с характером зависимости растворимости металлических сплавов в силикатной магме от температуры

Как видно из рис. 6, кривая температурной зависимости растворимости иридия в эвтектике диопсид–анортит (Борисов, 2005) обращена выпуклостью в сторону более высоких температур. Вследствие этого смешение двух расплавов, насыщенных в отношении Ir при двух различных температурах, даст расплав промежуточной температуры с промежуточной концентрацией

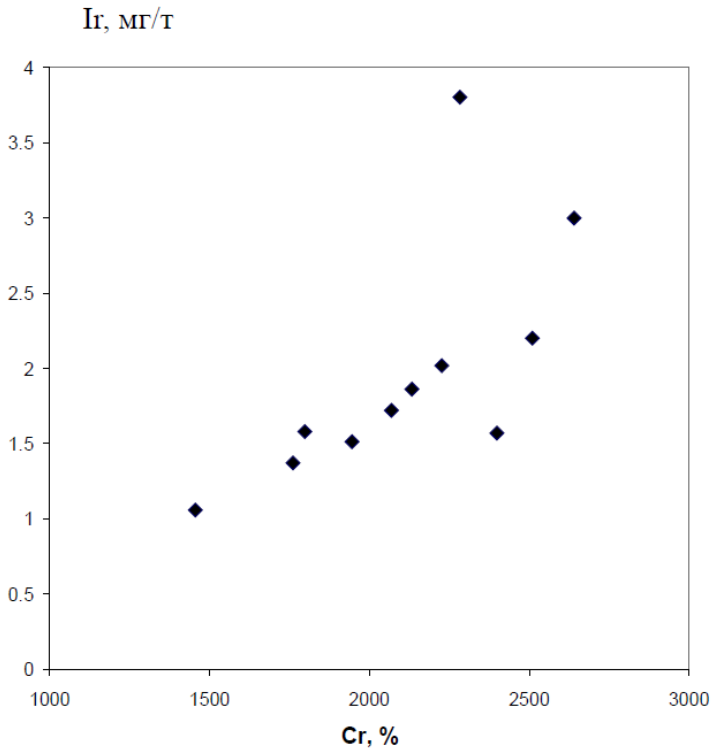


Рис. 7. **Ковариация содержаний Ir и Cr в меймечитах.**
Примечание: построено по данным табл. 3.

иридия (например, точка А на рис.6), которая окажется выше концентрации насыщения при данной температуре (точка В). Отсюда следует, что пополнение магматической камеры, заполненной остывшим и частично дифференцированным расплавом, порцией более примитивной и более горячей магмы должно интенсифицировать рост металлических частиц ЭПГ с образованием более крупных зерен, которые подвергнутся гравитационной отсадке и будут создавать скопления на дне магматической камеры. Аналогичный механизм был предложен для объяснения формирования хромититовых горизонтов в расслоенных интрузиях (Irvine, 1977). Подобное влияние смешения магм на образование скоплений рудных минералов

объясняет параллелизм поведения Cr и ЭПГ (рис. 7) и повышенную платиноносность хромитовых залежей.

Возможны иные механизмы роста хромита и металлических сплавов при смешении магм. Так, подъем магм в мантии или через ультраосновные кумулаты может идти частично через трещинные зоны, а частично путем инфильтрации через межзерновое пространство пород. Интенсивное смешение этих потоков может иметь место, когда на их пути встречается труднопроницаемый экран. В этих условиях горячий и более примитивный расплав из трещинной зоны смешивается с фильтрующимся потоком более холодной магмы, прореагировавшей с вмещающими породами, что приведет к росту зерен хромита и минералов ЭПГ (Рябчиков, 2001). Не исключено также, что подъем интерстициальной магмы из придонных кумулатов и смешение ее в результате конвективного перемешивания с основным объемом расплава в магматической камере также может привести к выделению рудных минералов.

Начавшись еще на ранней стадии магматического процесса, когда происходила кристаллизация магнезиального оливина и хромита, этот процесс продолжался и на более поздних стадиях, о чем свидетельствуют находки включений моноклинного пироксена в самородках из россыпей, связанных с гулинским комплексом. На более поздних стадиях образованию минералов ЭПГ способствует некоторое снижение значений летучести кислорода (см. рис. 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Хромшпинелиды и клинопироксены из меймечитов, интрузивных пород Маймеча-Котуйской провинции и силикатно-окисных включений в самородках платиновых металлов, связанных с массивами Гули и Бор-Урях, имеют близкий состав и в частности характеризуются высокой степенью окисления железа и высокими содержаниями титана. Отсюда следует, что формирование Гулинского массива и других интрузий Маймеча-Котуйской провинции, а также связанного с ними платинометального оруденения, происходило с участием магм, сходных по составу с меймечитами.

2. Фугитивности кислорода, оцененные для меймечитов и оливинсодержащих пород Маймеча-Котуйской провинции достаточно высоки, чтобы обеспечить окисление сульфидных фаз. Отсюда следует, что главной формой присутствия ЭПГ в этих магмах были металлические сплавы.

3. Оценки содержаний ЭПГ в оливиновых аггрегатах меймечитов, дает состав, сходный со средним составом дунитов Гулинского массива. Наиболее вероятная форма присутствия ЭПГ в меймечитах – наноразмерные включения металлического сплава, захваченные растущими оливинами или хромшпинелидами.

4. Формирование металлических зерен платиноидов достаточно крупного размера может быть следствием смешения частично дифференцированного в результате фракционной кристаллизации расплава с новой порцией примитивной магмы, как это было предложено для объяснения формирования хромитовых залежей.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 11–05–00247–а и 11–05–12004–ОФИ–М), и программ № 4 и № 9 Отделения наук о Земле РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Борисов А.А.** Кристаллизация и стабильность сплавов благородных металлов в магматическом процессе. //Геология руд. месторождений. 2005 Т. 47 № 6. С. 516–523.

2. **Егоров Л.С.** Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере Маймеча-Котуйского комплекса Полярной Сибири). М.: Недра, 1991

3. **Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д.** Условия генерации меймечитовых магм (Полярная Сибирь) по геохимическим данным. // Геохимия. 1995. № 12. С. 1699–1709.

4. **Когарко Л.Н., Уханов А.В., Никольская Н.Е.** Новые данные о содержании элементов группы платины в горных породах ийолит-карбонатитовой формации: массивы Гули и Кугда, Маймеча-Котуйская провинция, Полярная Сибирь. // Геохимия.1994. №11. С. 1568–1576.

5. **Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Лопатин Г.Г.** Геохимия ультрабазитов из платиноносного Гулинского массива (Маймеча-Котуйская провинция). // Геохимия. 1993. № 11. С. 1523–1531.

6. **Рябчиков И.Д.** Глубинные геосферы и рудогенез. Геология рудных месторождений // Т. 43**.** № 3. С. 195–207.

7. **Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н.** Новый вариант шпинель-оливин-пироксенового оксибарометра и примеры крайней редокс-дифференциации в мантийных магматических системах. //Докл. АН. 2010. Т. 430. № 6. С. 806–809.

8. **Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н.** Окислительно восстановительный потенциал мантийных магматических систем. // Петрология 2010. Т. 18. №3. С. 257–269.

9. **Рябчиков И.Д., Уханов А.В., Ишии Т.** Окислительно-восстановительные равновесия в щелочных породах из верхней мантии Якутской кимберлитовой провинции. // Геохимия. 1985. № 5. С. 1110–1123.

10. **Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В. и др.** Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами. // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1293–1334.

11. **Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H.** Oxygen fugacity controls in the Earth's upper mantle. // Nature. 1990. V. 348. P**.** 437–440.

12. **Barnes S.-J., Naldrett A.J., Gorton J.** The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. // Chemical Geology. 1985. V. 53. C. 303–323.

13. **Barnes S.J., Fiorentini M.L.** Iridium, ruthenium and rhodium in komatiites: Evidence for iridium alloy saturation. // Chemical Geology. 2008. V. 257. C. 44–58.

14. **Becker H., Horan M.F., Walker R.J., et al.** Highly siderophile element composition of the Earth's primitive upper mantle: constraints from new data on peridotite massifs and xenoliths. // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2006. V.70. P**.** 4528–4550.

15. **Borisov A., Danyushevsky L.V.** The effect of silica contents on Pd, Pt and Rh solubilities in silicate melts: an experimental study. // European J. of Mineralogy. 2011. V. 23. P**.** 355–367.

16. **Borisov A., Walker R.J.** Os solubility in silicate melts: new efforts and results. // Amer. Mineralogist. 2000. V. 85. P. 912–917.

17. **Brenan J. M., McDonough W. F., Ash R.** An experimental study of the solubility and partitioning of iridium, osmium and gold between olivine and silicate melt. // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 237. P. 855–872.

18. **Brenan J.M., McDonough W.F., Dalpe C**. Experimental constraints on the partitioning of rhenium and some platinum-group elements between olivine and silicate melt. // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V.212. P. 135–150.

19. **Carlson R.W., Czamanske G., Fedorenko V., Ilupin I.** A comparison of Siberian meimechites and kimberlites: Implications for the source of high-Mg alkalic magmas and flood basalts. //Geochem. Geophys. Geosyst. 2006. V. 7. Q11014, doi:10.1029/2006GC001342.

20. **Ertel W., Dingwell D.B., Sylvester P.J.** Siderophile elements in silicate melts — A review of the mechanically assisted equilibration technique and the nanonugget issue. // Chemical Geology. 2008. V. 248. P**.** 119–139.

21. **Ertel W., O'Neill H.S.C., Sylvester P.J., Dingwell D.B.** Solubility of Pt and Rh in haplobasaltic silicate melts. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. P. 2439–2449.

22. **Finnigan C.S., Brenan J.M., Mungall J.E., McDonough W.F.** Experiments and models bearing on the role of chromite as a collector of platinum group minerals by local reduction. // J. of Petrology. 2008. V. 49. № 9. P. 1647–1665.

23. **Fischer-Gödde M., Becker H., Wombacher F.** Rhodium, gold and oth er highly siderophile elements in orogenic peridotites and peridotite xenoliths. // Chemical Geology. 2011. V. 280. P**.** 365–383.

24. **Fortenfant S.S., Dingwell D.B., Ertel-Ingrisch W.et al.** Oxygen fugacity dependence of Os solubility in haplobasaltic melt. // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2006. V. 70**.** P. 742–756.

25. **Holland T.J.B.** Activities of components in omphacitic solid solutions. Application of Landau theory to mixtures. // Contrib Mineral Petrol. 1990. V. 105. P. 446–453.

26. **Holland T.J. B. and Powell R.** An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. // J. Metamorphic Geol. 1998. V. 16. P. 309–343.

27. **Horan M.F., Walker R.J., Fedorenko V.A., Czamanske G.K.** Osmium and neodymium isotopic constraints on the temporal and spatial evolution of Siberian flood basalt sources. // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 5159–5168.

28. **Irvine T.N.** Origin of chromitite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: a new interpretation. // Geology. 1977. V. 5. P. 273–277.

29. **Kawasaki T.** Thermodynamic formulations of $(Ca,Fe,Mg)_2SiO_4$ olivine. // Mineral. J. 1998. V. 20. P. 135–149.

30. **Kessel R., Beckett J.R., Stolper E.M.** Thermodynamic properties of the Pt-Fe system. // Amer. Mineralogist. 2001. V. 86. P. 1003–1014.

31. **Kogarko L.N., Ryabchikov I.D.** Geochemical evidence for meimechite magma generation in the subcontinental lithosphere of Polar Siberia. // J. of Asian Earth Sci. 2000. V.18. P. 195–203.

32. **Laurenz V., Wohlgemuth-Ueberwasser C., Ballhaus C.** Experimental determination of the iridium solubility in silicate melts.// Geochim. et Cosmochim. Acta. 2007. V.71 (15 Suppl.) P. A547.

33. **Luguet A., Shirey S.B., Lorand J.-P.,et al** Residual platinum-group minerals from highly depleted harzburgites of the Lherz massif (France) and their role in HSE fractionation of the mantle. // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2007. V.71. P. 3082–3097.

34. **Malitch K.N., Auge T., Badanina I.Y.,et al.** Os-rich nuggets from Au-PGE placers of the Maimecha-Kotui Province, Russia: a multi-disciplinary study. // Mineralogy and Petrology. 2002. V.76**.** № 1–2. P. 121–148.

35. **McCanta M.C., Dyar M.D., Rutherford M.J., Delaney J.S**. Iron partitioning between basaltic melts and clinopyroxene as a function of oxygen fugacity. // Amer. Mineralogist. 2004. V.89. P. 1685–1693.

36. **Mungall J.E., Hanley J.J., Arndt N.T., Debecdelievre A.** Evidence from meimechites and other low-degree mantle melts for redox controls on mantle-crust fractionation of platinum-group elements. // Proc. Nat. Acad. Sci. 2006. V. 103. № 34. P. 12695–12700.

37. **Sattari P., Brenan J.M., Horn I., McDonough W.F**. Experimental constraints on the sulfide- and chromite-silicate melt partitioning behavior of rhenium and platinum-group elements. // Econ. Geol. 2002. V.97. №2. P. 385–398.

38. **Wilcox R. R.** Fundamentals of Modern Statistical Methods. Berlin:Springer, 2010.

39. **Wood B.J., Bryndzya L.T., and Johnson K.E.** Mantle oxidation state and its relationship to tectonic environment and fluid speciation. // Science. 1990. V.248. P**.** 337–345.

УДК 551.1+ 550.384.1+552

Время формирования земного ядра по изотопным данным: согласование Hf-W и U-Pb систем

Костицын. Ю. А.

[*]*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН; e-mail: kostitsyn@geokhi.ru*

Существующие оценки времени формирования ядра Земли, основанные на изотопных системах с короткоживущими и долгоживущими материнскими нуклидами, сильно различаются между собой. Изотопные данные по ^{182}Hf-^{182}W системе с периодом полураспада ^{182}Hf около 9 млн.лет, можно интерпретировать так, что формирование ядра произошло через 34 млн.лет после зарождения Солнечной Системы при условии, что ядро и мантия пребывали в полном равновесии. Аналогичные оценки, базирующиеся на U-Pb изотопной системе, свидетельствуют, что среднее время формирования ядра значительно больше, около 120 млн.лет. Если бы земное ядро образовалось "мгновенно", то обе изотопные системы показывали бы одно и то же значение его возраста и оно было бы реальным. Противоречие между U-Pb и Hf-W системами может быть разрешено при допущении, что процесс дифференциации протовещества Земли на силикатную и металлическую фазы был длительным, неодновременным и неравномерным для разных частей мантии, что приводило к её изотопной гетерогенности, а последующая изотопная гомогенизация мантии происходила медленно. При этих условиях средние изотопные составы вольфрама и свинца мантии не отвечают среднему времени отделения силикатной фазы от металлической. Связано это с тем, что экспоненциальная функция радиоактивного распада при больших значениях аргумента нелинейна, и его среднее значение не соответствует среднему значению функции. Есть все основания полагать, что ранняя мантия была гетерогенна в отношении изотопного состава вольфрама и лишь со временем гомогенизировалась в результате конвективного перемешивания. Это следует из того, что время жизни изотопных аномалий в мантии для разных долгоживущих изотопных систем близко к 1.8 млрд. лет. Отсутствует также равновесие между мантией и ядром в отношении содержаний сидерофильных элементов. По этим причинам средние изотопные отношения вольфрама и свинца мантии не могут быть использованы для прямого расчёта времени дифференциации Земли на металлическую и силикатную фазы. Такая оценка может быть сделана лишь на основе более сложных моделей, учитывающих длительность процесса дифференциации и с привлечением разных изотопных пар. При длительном формировании ядра, возможно, продолжающемся и поныне, вопрос о его возрасте становится не вполне определённым, можно лишь наметить наиболее вероятные темпы роста ядра. Совместное использование U-Pb и Hf-W систем даёт оценки времени формирования 90% массы ядра от 0.12 до 2.7 млрд.лет. Эти модельные оценки были бы реальны в условиях полной неравновесности силикатной и металлической фаз, что столь же маловероятно, как и допущение о полном равновесии между ними в масштабе Земли.

ВВЕДЕНИЕ

Многие исследователи ранней истории Земли принимают гипотезу мегаимпакта [1-3], который, как полагают, спровоцировал плавление значительной части Земли и выброс материала, сформировавшего затем Луну. Эта гипотеза в известной степени восходит к Дж.Дарвину, который ещё в XIX веке [4] предположил, что Луна образовалась в результате выброса части расплавленного земного материала быстро вращающейся Землёй. Важным элементом гипотезы мегаимпакта, очевидно, является наличие ударника – тела размером с Марс или больше, столкнувшегося с Протоземлёй [5, 6]. Предположение о попадании в Протоземлю планетного тела из-за пределов земной орбиты порождает ряд геохимических проблем [7], в частности оно не в состоянии объяснить идентичность изотопного состава кислорода Земли и Луны по $\Delta^{17}O$ [8], которой не должно быть, если ударник не был сформирован на расстоянии 1 AU от Солнца. Если формирование системы Земля – Луна проходило в последовательности газопылевое облако → планетозимали → крупные эмбрионы → планета + спутник – то завершающие стадии её роста были серией соударений более или менее крупных тел [9-11], рождённых вблизи земной орбиты. Ярким свидетельством ранних бомбардировок Земли служит поверхность Луны, и гипотеза мегаимпакта предполагает, что на орбите одновременно росли крупные тела, последующее слияние которых представляло собой череду отдельных импактных событий [12], в последнем из которых произошло столкновение Земли с крупным телом, размером с Марс.

Оригинальное дополнение этой идеи состоит в том, что зародыш мог сформироваться в одной из точек Лагранжа, L4 или L5 на орбите Земли, там вырасти, а затем столкнуться с Землёй [13]. В таком случае мегаимпакт мог иметь место как естественное завершение аккреции материала, оказавшегося изначально на орбите будущей Земли, что могло бы разрешить, в частности, проблему кислорода. Однако проведённое в [13] моделирование показало высокую неустойчивость растущего тела в точках L4 или L5. Время его жизни в этих гравитационных минимумах составляет от 4 до 100 лет, т.е. весьма невелика вероятность того, что здесь успеет вырасти крупное тело, размером с Марс, как этого требует гипотеза мегаимпакта. С другой стороны, эта идея может оказаться плодотворной для объяснения механизма зарождения и роста планетезималей.

Другой возможный ход аккреции – непосредственное стягивание частиц и твёрдых зародышей из протопланетного облака к единому гравитационному центру или формирование системы из двух или более тел. Одна из первых попыток описать этот процесс принадлежит Лапласу [14], но из-за того, что отдельные важные детали его теории впоследствии не подтвердились – в частности не была разрешена проблема углового момента – теория в целом была признана несостоятельной, хотя основные её черты в

том или ином виде присутствуют практически во всех современных моделях, гораздо более изощрённых. Учёт газодинамического отталкивания частиц, возникающего при их нагреве и частичном испарении в сжимающемся пылевом облаке, позволил Э.М.Галимову с коллегами решить задачу образования системы из двух тел – планеты и меньшего по размерам спутника [7, 15, 16] без катастрофических событий.

Таким образом, сегодня разрабатываются две группы гипотез в исследовании процессов формирования системы Земля–Луна: допускающие мегаимпакт и обходящиеся без него, допускающие лишь макроимпакты [17], когда размер выпадавших на Землю тел не превышал 0.01 от её массы. Количественно в литературе преобладают мнения в пользу гипотезы мегаимпакта, хотя это вовсе не означает правоту этой модели. Тем не менее многие работы, посвящённые геохимическим аспектам аккреции системы Земля–Луна и хронологии ранней дифференциации Земли [18, 19, 20 и др.], опираются на гипотезу мегаимпакта, как на единственно возможную, что конечно же не способствует поиску объективного решения проблемы.

Следует учесть, что импактное объединение крупных зародышей планет, а также спровоцированная им дифференциация силикатной и металлической фаз должны сопровождаться мгновенным выделением огромной энергии, отвод которой в пространство не мог быть столь же мгновенным. Так, энергия аккреции Земли в целом оценивается в 2.2×10^{32} Дж, а энергия сепарации ядра – в 1.4×10^{31} Дж [21]. В пересчёте на грамм земного вещества удельная энергия аккреции составила 3.7×10^{4} Дж/г, а образование ядра – 2.3×10^{3} Дж/г. Если бы тепло не излучалось в процессе аккреции, то протоземное вещество было бы нагрето до десятков тысяч градусов и аккреция просто не состоялась бы. Отвод тепла и остывание протовещества планет требует времени, тем большего, чем больше размер будущей планеты, т.к. гравитационная энергия пропорциональна квадрату радиуса образующегося тела.

Об этом же косвенно свидетельствуют изотопные отношения стронция в ангритах и эвкритах, а также в лунном веществе. Они позволяют предполагать [22], что аккреция крупных тел происходила несколько дольше, чем мелких. В частности Луна при очень низком Rb/Sr отношении (0.006) имеет повышенное начальное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ =0.69906 в сравнении с CAI (0.69890), что по предположению [22] могло быть обусловлено поздней (11-14 млн.лет) изоляцией её материала от солнечной небулы, в которой Rb/Sr ≈ 0.3. Если же иметь в виду отделение лунного материала не от небулы хондритового состава, а разделение в системе Земля-Луна, в которой Rb/Sr на порядок ниже, то и момент обособления Луны окажется существенно более поздним [16].

Тепло, выделившееся при образовании ядра, тоже весьма значительно. По грубым оценкам, при отсутствии теплопотерь, что отвечает "мгновенному" формированию ядра, оно могло повысить температуру всего

земного вещества (уже, очевидно, не холодного) на ~2×10^3 K, что привело бы к полному его расплавлению. Однако присутствие первичных благородных газов в земной мантии [23, 24] указывает, что до состояния полного плавления Земли дело не доходило. Это в свою очередь предполагает растянутое во времени формирование ядра, достаточно длительное, чтобы выделяющееся гравитационное тепло успевало отводиться конвекцией мантии без её полного расплавления.

Таким образом, и аккреция, и сепарация ядра были в какой-то мере растянуты во времени, и это время надёжнее всего можно установить с помощью изотопных систем, хотя, как мы увидим, и здесь результат оказывается модельно зависимым, т.е. оценка длительности процессов зависит от принятой модели формирования планет. Вполне вероятно, что сепарация металлической фазы началась рано, задолго до завершения аккреции, т.е. оба процесса протекали одновременно [16, 20].

Ключевой момент в гипотезе мегаимпакта – мгновенное выделение огромной энергии, приведшее к плавлению планеты или значительной её части, образованию магматического океана, что в свою очередь должно было вызвать быструю первичную дифференциацию земного вещества. То есть, мегаимпакт должен был спровоцировать мгновенное в геологическом масштабе времени формирование ядра Земли. Тогда изотопные системы, включающие сидерофильные элементы, должны согласованно датировать это событие – и U-Pb, и Hf-W изотопные системы должны показывать один и тот же возраст ядра. Как мы увидим далее, этого не наблюдается.

С другой стороны, гипотеза образования системы Земля-Луна из единого газо-пылевого сгущения [16] подразумевает постепенный рост обоих тел, до какой-то степени растянутый во времени, т.е. эволюцию без катастрофических событий, что должно по-своему отразиться на изотопных системах.

В этой статье мы рассмотрим Hf-W и U-Pb изотопные данные для земных пород и некоторых типов метеоритов, на основе которых можно оценить длительность ранней дифференциации земного вещества на силикатную и металлическую составляющие, и попытаемся согласовать показания этих двух геохронометров. Некоторые важные параметры для такого моделирования остаются пока неизвестными, в частности, какова могла быть степень изотопного равновесия между металлической и силикатной фазами в процессе сегрегации ядра планеты. В этом вопросе мнения исследователей расходятся, от допущения полного равновесия [20, 25] до возможности полного или почти полного его отсутствия [26]. Скорее всего истина лежит где-то посредине и полученные при моделировании оценки в каждом случае следует рассматривать как крайние.

ОСНОВЫ U-PB И HF-W ИЗОТОПНЫХ СИСТЕМ

Возможности изотопных исследований с помощью U-Pb и Hf-W систем основаны на цепочках радиоактивного распада:

$$\begin{aligned} &^{238}\mathrm{U} \rightarrow \ldots \rightarrow {}^{206}\mathrm{Pb}; \quad T_{1/2}(^{238}\mathrm{U}) = 4.47 \text{ млрд.лет}; \\ &^{235}\mathrm{U} \rightarrow \ldots \rightarrow {}^{207}\mathrm{Pb}; \quad T_{1/2}(^{235}\mathrm{U}) = 0.70 \text{ млрд.лет}; \\ &^{182}\mathrm{Hf} \rightarrow {}^{182}\mathrm{Ta} \rightarrow {}^{182}\mathrm{W}; \quad T_{1/2}(^{182}\mathrm{Hf}) = 8.9 \text{ млн.лет}. \end{aligned} \tag{1}$$

В урановых рядах распада все промежуточные члены более короткоживущие, чем ^{238}U и ^{235}U, поэтому их можно не учитывать в большинстве случаев при расчётах изотопных эффектов на свинце. Таким образом, изменение изотопного состава свинца во времени описывается известными уравнениями радиоактивного распада:

$$\begin{aligned} \left(\frac{^{206}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right) &= \left(\frac{^{206}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{238}\mathrm{U}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right) \cdot \left[\exp(\lambda_{238} \cdot t) - 1\right], \\ \left(\frac{^{207}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right) &= \left(\frac{^{207}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{235}\mathrm{U}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right) \cdot \left[\exp(\lambda_{235} \cdot t) - 1\right], \end{aligned} \tag{2}$$

где константы распада $\lambda_{238}=1.55125\times10^{-10}$ год$^{-1}$, $\lambda_{235}=9.8485\times10^{-10}$ год$^{-1}$, а соответствующие периоды полураспада сравнимы с возрастом Земли. И хотя ^{238}U осталось чуть меньше половины от исходного количества, а ^{235}U – всего около 1%, эти нуклиды присутствуют в земных породах и минералах, и в уравнениях (2) отношения ^{238}U/^{204}Pb и ^{235}U/^{204}Pb – измеряемые сегодня величины.

Период полураспада ^{182}Ta составляет всего 115 дней, и в расчётах для Hf-W системы также можно принять, что ^{182}Hf непосредственно распадается в ^{182}W. Здесь уместно лишь отметить, что ^{182}Ta может образовываться также под действием космического излучения в результате захвата нейтрона стабильным ^{181}Ta [27], искажая тем самым показания Hf-W хронометра. Из-за этого, в частности, обнаруженный поначалу в лунных породах избыток ^{182}W по сравнению с земным составом [28] на поверку оказался связанным не с распадом ^{182}Hf, а с ^{182}Ta, наведённым космическим излучением [29].

Из-за малого периода полураспада ^{182}Hf выражения для изменения изотопного состава вольфрама приходится использовать в несколько ином виде, чем формулы (2) для U-Pb системы. Формально мы можем также записать:

$$\left(\frac{^{182}\mathrm{W}}{^{183}\mathrm{W}}\right) = \left(\frac{^{182}\mathrm{W}}{^{183}\mathrm{W}}\right)_0 + \left(\frac{^{182}\mathrm{Hf}}{^{183}\mathrm{W}}\right) \cdot \left[\exp(\lambda_{182} \cdot t) - 1\right], \tag{3}$$

где константа распада ^{182}Hf, $\lambda_{182}=7.79\times10^{-8}$ год$^{-1}$ [30]. Однако оставшаяся к сегодняшнему дню доля ^{182}Hf составляет 3×10^{-155} от исходной распространённости, т.е. это полностью вымерший нуклид, и с удалением во времени от момента зарождения Солнечной Системы отношение ^{182}Hf/^{183}W в выражении (3) быстро стремится к нулю, а $\exp(\lambda t)$ – к бесконечности. Чтобы

обойти неопределённость – произведение нуля на бесконечность – из уравнения (3) нужно исключить современное отношение $^{182}Hf/^{183}W$. Для этого во втором слагаемом в правой части (3) умножим числитель и знаменатель на ^{180}Hf и выполним подстановку:

$$\left(\frac{^{182}Hf}{^{180}Hf}\right) = \left(\frac{^{182}Hf}{^{180}Hf}\right)_0 \cdot \exp(-\lambda_{182} \cdot t).$$

Тогда выражение (3) может быть представлено так:

$$\left(\frac{^{182}W}{^{183}W}\right) = \left(\frac{^{182}W}{^{183}W}\right)_0 + \left(\frac{^{180}Hf}{^{183}W}\right) \cdot \left(\frac{^{182}Hf}{^{180}Hf}\right)_0 \cdot [1 - \exp(-\lambda_{182} \cdot t)]. \quad (4)$$

Это преобразование привело к тому, что начало координат по шкале времени (t = 0) из сегодняшнего дня переместилось в точку зарождения Солнечной системы, но зато все изотопные отношения стали отличны от нуля. Начальное изотопное отношение $(^{182}Hf/^{180}Hf)_0$ для Солнечной Системы в (4) может быть определено путём изотопного анализа вольфрама в наиболее ранних её объектах – углистых хондритах – методом "вымершей" изохроны. Суть его наглядно видна из Рис. 1. Для сегодняшнего дня выражение (4) с высокой степенью точности можно записать так:

$$\left(\frac{^{182}W}{^{183}W}\right) = \left(\frac{^{182}W}{^{183}W}\right)_0 + \left(\frac{^{180}Hf}{^{183}W}\right) \cdot \left(\frac{^{182}Hf}{^{180}Hf}\right)_0, \quad (5)$$

т.к. экспонента в выражении (4) равна нулю. Тогда для объектов с одинаковыми начальными отношениями $(^{182}W/^{180}W)_0$ и $(^{182}Hf/^{180}Hf)_0$, но разными отношениями Hf/W, в координатах $(^{182}W/^{183}W)$ от $(^{180}Hf/^{183}W)$ будет наблюдаться линейная зависимость (изохрона). Однако в отличие от знакомых нам долгоживущих изотопных систем, например, $^{87}Rb–^{87}Sr$, наклон изохроны в данном случае отвечает не возрасту, а величине начального отношения $(^{182}Hf/^{180}Hf)_0$ в выражении (5). Пересечение изохроны с осью ординат отвечает начальному $(^{182}W/^{180}W)_0$ отношению.

Первые собственные твёрдые образования Солнечной Системы сложены элементами с наиболее высокими температурами конденсации – это включения, богатые кальцием и алюминием (CAI) в примитивных метеоритах [31]. Их возраст надёжно установлен U-Pb методом [32] как 4567.2±0.6 млн.лет и был позднее уточнён [33] до 4567.11±0.16 млн.лет. Это последнее значение, как наиболее точное на сегодня, мы будем принимать далее за стартовую точку эволюции Солнечной Системы (T_0) и за начало аккреции Земли.

Здесь уместно отметить, что изотопный анализ вольфрама представляет собой очень непростую аналитическую задачу. По этой причине оценки $(^{182}Hf/^{180}Hf)_0$ по данным разных исследователей варьируют от $(2.75\pm0.24)\times10^{-4}$ [34] до $(1.00\pm0.08)\times10^{-4}$ [35]. Также существовали разногласия в оценке

изотопного состава вольфрама в углистых хондритах по сравнению с земным. В ряде ранних публикаций А.Холлидея и его группы, до 2004 года, приводятся свидетельства отсутствия изотопных различий вольфрама для силикатной части земли (BSE) и углистых хондритов (CHUR) [19, 36 и др.].

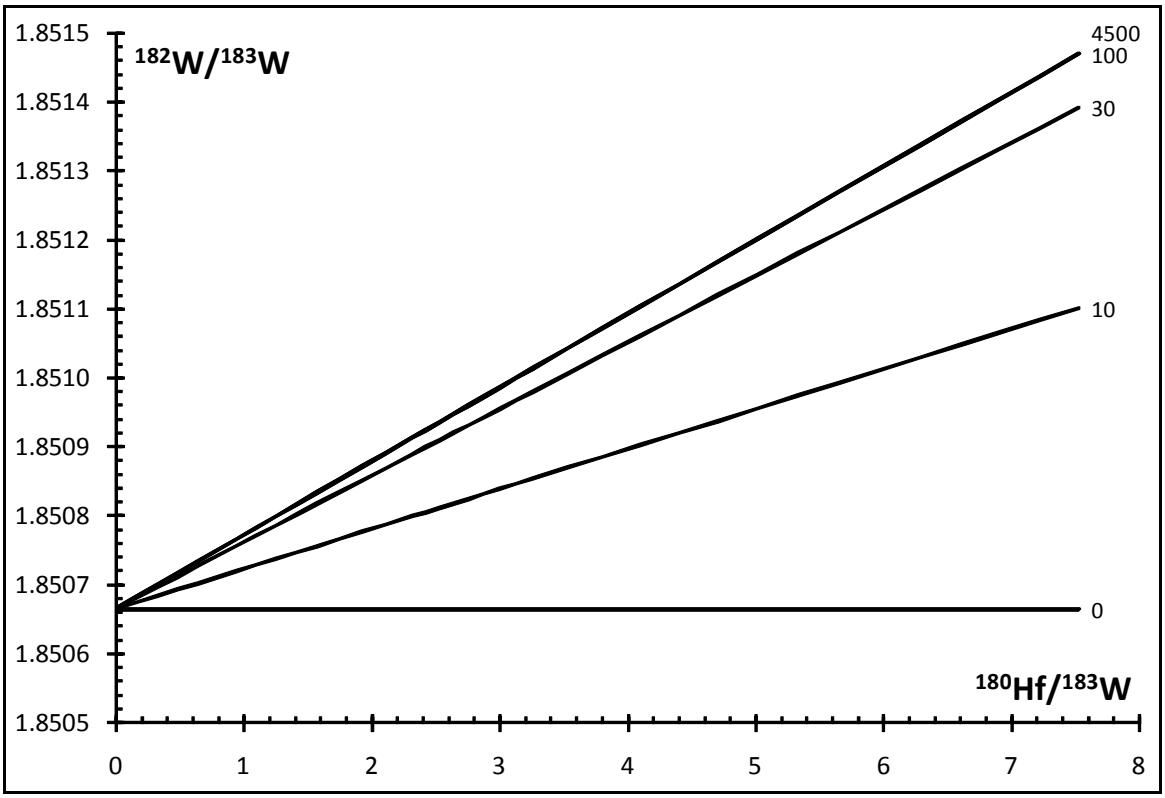


Рис. 1. **Иллюстрация к понятию вымершей изохроны. Изменение изотопного отношения вольфрама при различных величинах Hf/W в результате распада короткоживущего ^{182}Hf. Около каждой линии указано время в миллионах лет с начала образования Солнечной Системы. Все линии древнее 100 млн.лет в масштабе графика не различаются и тангенс угла их наклона отвечает $(^{182}Hf/^{180}Hf)_0$.**

Однако более аккуратные аналитические результаты [35, 37] показали, что современное среднее изотопное отношение (^{182}W/^{183}W) в хондритах ниже, чем в земном вольфраме на 1.90±0.10 ε_W. Величина ε_W(CHUR) вычисляется традиционным способом:

$$\varepsilon_W(\text{CHUR}) = \left[\left(\frac{^{182}\text{W}}{^{183}\text{W}} \right)_{\text{Sample}} \Big/ \left(\frac{^{182}\text{W}}{^{183}\text{W}} \right)_{\text{CHUR}} - 1 \right],$$

Следует обратить внимание, что во многих публикациях приводятся данные относительно земного вольфрама и используются величины ε_W(BSE), которые на 1.90 выше, чем ε_W(CHUR). Однако для большей общности и для наглядности моделирования ниже мы будем использовать только ε_W(CHUR).

Далее мы будем рассматривать процессы, в которых Hf/W и U/Pb отношения не остаются постоянными, а изменяются в тех или иных

геохимических процессах, т.е. являются функциями времени. Тогда радиогенные добавки определяются интегралом от функций изменения этих отношений и радиоактивного распада:

$$\frac{^{182}W}{^{184}W} = \left(\frac{^{182}W}{^{184}W}\right)_0 + \int \frac{^{182}Hf}{^{184}W} \cdot \lambda \cdot \exp(-\lambda t)\, dt. \quad (6)$$

Аналогично записываются и выражения для изотопов свинца. Для несложных траекторий μ и Hf/W, таких как одностадийное линейное изменение во времени, интегрирование в правой части (6) приводит к решению относительно простого вида. Для более сложных и многостадийных случаев удобнее использовать численное интегрирование.

HF, W, U, PB И РАВНОВЕСИЕ МЕТАЛЛ-СИЛИКАТ – ДАННЫЕ ЛАБОРАТОРНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Элементы, содержащие материнские нуклиды в Hf-W и U-Pb изотопных системах, обладают ярко выраженными литофильными свойствами, и при частичном плавлении силикатов или кристаллизации расплава уран и гафний обогащают жидкую фазу. В магматических процессах при участии только силикатных фаз вольфрам и свинец также литофильны, однако в равновесии силикат-металл при повышенных давлениях (2 GPa) и температурах (1650-2180°C) свинец проявляет умеренно сидерофильные свойства, $D^{Pb}_{met/sil} \sim$ 13 в современной окисленной мантии, но был более высоким, около 30, в более восстановленных ранних условиях [38]. С добавлением в систему серы, т.е. при появлении сульфидной фазы свинец становится халькофилом с $D^{Pb}_{sulf/sil} \sim 40$. Следует отметить, что такое поведение свинца не полностью согласуется с редкими данными по распределению свинца в металле и троилите железных метеоритов. Так по данным [39, 40] концентрация свинца в металле метеоритов Mundrabilla и Cape York на порядок выше, чем в троилите этих метеоритов, а для Canyon Diablo наблюдается обратное соотношение – троилит в 29-44 раза богаче свинцом.

Вольфрам согласно экспериментальным данным обладает ещё более выраженными сидерофильными свойствами в восстановительных условиях [41, 42], но при повышении f_{O2} он становится литофилом, т.е. $D^{W}_{met/sil} < 1$ [43]. Изменение f_{O2} на порядок приводит к изменению $D^{W}_{met/sil}$ также примерно на порядок, например, со снижением фугитивности кислорода от $\Delta_{IW} = 0$ до $\Delta_{IW} = -2$ коэффициент распределения $D^{W}_{met/sil}$ возрастает от ~1 до ~$2 \cdot 10^2$ [42]. Для высокозарядных ионов, таких как вольфрам, коэффициент распределения также сильно зависит от степени полимеризации силикатной фазы в эксперименте: так, с уменьшением NBO/T на единицу $D^{W}_{met/sil}$ возрастает на порядок [42, 44], чего не наблюдается, например, для кобальта или никеля. Учёт максимально возможного числа термодинамических P-T-X параметров

позволяет оценить коэффициент распределения вольфрама в равновесии металл-силикат с погрешностью около двух порядков величины на уровне 2σ [44], и экстраполяция к условиям нижней мантии приводит к величинам $D^{W}_{met/sil} \sim 10^2 – 10^3$ и более.

Таким образом, полученные экспериментально коэффициенты распределения пока позволяют лишь качественно охарактеризовать поведение вольфрама и свинца при разделении металлической и силикатной фаз в природе. Помимо чисто экспериментальных трудностей это обусловлено ещё и неопределённостью окислительно-восстановительных условий в нижней мантии на границе с ядром – разные оценки f_{O2} варьируют на несколько порядков величины [45] и нельзя исключать, что нижняя мантия не только пространственно гетерогенна в отношении летучести кислорода по вертикали и латерали, но окислительно-восстановительные условия в ней менялись также и во времени [46].

HF/W И U/PB В МАНТИИ ЗЕМЛИ – ДАННЫЕ ГЕОХИМИИ

Более надёжные оценки содержания Hf и W в мантии и их отношения получены из обобщения геохимических данных.

В углистых хондритах средние содержания гафния и вольфрама по данным [37] составляют соответственно 151 ppb и 166 ppb, что даёт величину Hf/W = 1.10. На сегодняшний день это наиболее надёжные данные, полученные методом изотопного разбавления.

Сравнение содержаний вольфрама и близкого по летучести тория в различных земных породах и хондритах [47] позволило оценить, что обеднение мантии вольфрамом в сравнении с примитивным хондритовым веществом близко к 0.06, при неопределённости от 0.03 до 0.10. Это приводит к величине Hf/W отношения 18 при диапазоне неопределённости от 11 до 37. Отчасти такие широкие вариации вызваны фракционированием элементов в силикатных породах. В той же работе Ньюсом и др. нашли, что W/Th отношение в силикатной части Земли составляет 0.19 при относительно меньшей неопределённости, от 0.14 до 0.26. Принимая для пиролита Hf/Th = 3.6 [48], находим Hf/W = 19 с диапазоном неопределённости, по крайней мере, от 14 до 26.

В работе [7] была принята оценка степени обеднённости мантии Земли вольфрамом в сравнении с хондритами (0.045), согласованная с распределением ряда других сидерофильных элементов, откуда получаем Hf/W = 24, что находится в согласии с приведёнными выше оценками.

$^{238}U/^{204}Pb$ отношение в мантии Земли определяется по изотопному составу свинца мантийных пород. До некоторых пределов эта величина модельно-зависимая. Двустадийная модель эволюции земного свинца [49] для второй стадии (после 3.7 млрд.лет) даёт оценку μ≈9.74, но не объясняет причину, по которой U/Pb отношение в мантии выросло от μ≈7.19. Как мы

увидим далее, длительная аккреция и/или длительное формирование ядра могут естественным образом разрешить эту проблему.

НАХОДЯТСЯ ЛИ ЯДРО И МАНТИЯ В РАВНОВЕСИИ?

Найденное обеднение земной мантии вольфрамом относительно хондритов значительно меньше, чем ожидается при равновесном фракционировании между силикатной и металлической фазами, и такое несоответствие наблюдается и для других сидерофильных элементов. В частности содержания платиноидов в мантии хоть и значительно ниже хондритовых, но всё же выше, чем при равновесном распределении с металлическим ядром, и находятся примерно в хондритовых пропорциях, что не согласуется с разными коэффициентами распределения этих элементов [44]. И такая ситуация характерна не только для Земли, но и для Марса [50]. Для объяснения этого парадокса допускают небольшую (~0.7%) позднюю добавку метеоритного материала ('late veneer') с хондритовым содержанием сидерофильных элементов по завершении образования ядра [51, 52].

Если это объяснение отвечает действительности, из него прямо следует, что (1) в целом между мантией и ядром отсутствует равновесие в отношении сидерофильных элементов, и эта неравновесность существовала на протяжении всей истории Земли и (2) между силикатным веществом и металлом в процессе его сегрегации в ядро не было полного химического, а значит и изотопного равновесия. Ньюсом с коллегами [47] отметили, что древние коровые породы имеют несколько более высокие отношения W/Th, чем молодые, что, хотя и может указывать на постепенное обеднение мантии в отношении вольфрама, но находится в пределах полученных неопределённостей оценок. Прямых данных по мантийным нодулям пока недостаточно [53], чтобы надёжно проверить это предположение. Отмеченная неравновесность, конечно, не отрицает возможности вещественного обмена между ядром и мантией и, в частности, длительного роста ядра. Следует только учитывать, что между металлом и силикатами не было элементного и изотопного равновесия, но тенденция к равновесному распределению сидерофильных элементов между ядром и мантией наблюдается.

На рис.2 показаны два идеализированных варианта первичной дифференциации земного вещества с точки зрения химического равновесия между ядром и мантией в отношении содержаний U, Pb, Hf и W. В одном варианте (рис.2а) процесс дифференциации на ядро и мантию протекает равномерно и мантия в каждый момент гомогенна (для простоты мы не рассматриваем вариации состава, связанные с увеличением температуры и давления с глубиной). Система мантия-ядро стремится к химическому и изотопному равновесию и в конце концов достигает его. Второй вариант (рис.2б), напротив, предполагает полное отсутствие гомогенности и,

соответственно, химического равновесия между отдельными участками мантии.

Поддержание постоянной химической и изотопной гомогенности мантии и химическое равновесие между мантией и ядром в модели, представленной на рис. 2а, приводит к очень простому решению для

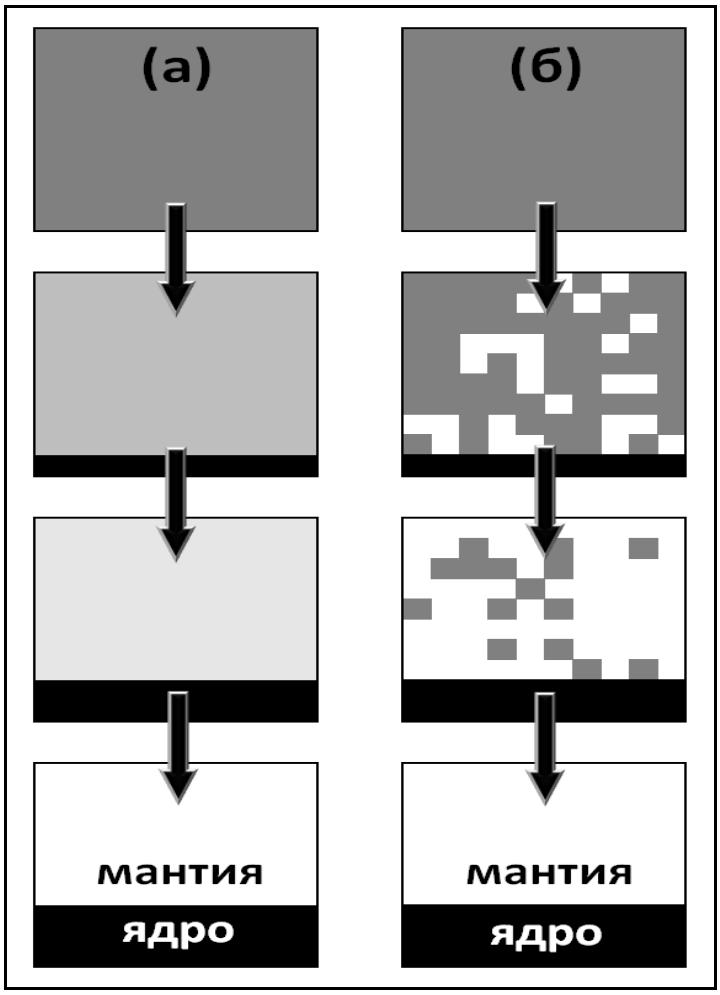


Рис. 2. **Иллюстрация двух крайних (идеальных) стилей первичной сепарации силикатного и металлического вещества, различающихся по состоянию равновесия между возникающими резервуарами:**
а – всё вещество мантии в каждый момент времени находится в равновесии с веществом ядра на протяжении всего процесса удаления из неё металла. В этом случае время первичной дифференциации связано с изотопным составом свинца и вольфрама выражениями (2) и (4). *б* – разделение происходит в малых объёмах (доменах) одноактно, без моментального восстановления равновесия между разными доменами и между мантией и ядром. В этом варианте выражения (2) и (4) следует применять к каждому домену.

модельного возраста системы ядро-мантия как в Hf-W, так и в U-Pb системах. В этом случае эволюция изотопного состава свинца в мантии описывается уравнениями (2), а вольфрама – уравнением (4). Очевидно, что значения

модельного возраста в обеих изотопных системах должны получаться одинаковыми, чего, как мы увидим далее, не наблюдается. Связано это, очевидно, с тем, что идеальная схема, представленная на рис.2а, не применима к системе ядро-мантия из-за её масштабов.

Другая схема дифференциации упрощённо показана на рис.2б. Она подразумевает, что дифференциация первичного вещества происходила неравномерно во времени и пространстве, разные участки (домены) мантии теряли металл в разное время. При этом внутри доменов условия равновесия соблюдаются и, в частности, распределение вольфрама и свинца между силикатной и металлической фазами определяются коэффициентами распределения, но между разными доменами химическое и изотопное равновесие не достигается пока не завершена дифференциация. Изотопный состав вольфрама в мантии гомогенизируется позднее в ходе конвективного перемешивания. Этот же процесс ведёт к гомогенизации изотопного состава свинца, но полная гомогенность для него не достигается из-за продолжающегося до сих пор радиоактивного распада урана и тория в химически гетерогенной мантии [54]. Для этого стиля дифференциации уравнения (2) и (4) следует применять к каждому домену в отдельности и лишь затем усреднять результаты.

Если бы вольфрам и свинец были высоко-сидерофильными элементами, как, например, платиноиды, геохимия которых сегодня достаточно изучена, мы могли бы использовать степень отклонения платиноидов от равновесного распределения в системе ядро-мантия при моделировании поведения вольфрама и свинца в процессе сегрегации ядра. К сожалению, это вряд ли возможно, поскольку коэффициенты распределения платиноидов отличаются на порядки от коэффициентов распределения вольфрама и свинца.

HF-W ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМА И РАВНОВЕСИЕ МЕТАЛЛ-СИЛИКАТ

Первичные изотопные отношения вольфрама для Земли в целом и её ядра можно сейчас установить только путём исследования метеоритов. Однако, используя эти данные, нужно иметь в виду различия в истории металла из малых тел и крупных планет. Дифференциация родительского тела магматических железных метеоритов произошла очень рано, через ~1.5 млн.лет после CAI [55] под действием радиогенного тепла от распада короткоживущего ^{26}Al, а также за счёт выделения гравитационной энергии аккреции [56, 57]. Изотопная гетерогенность вольфрама этих метеоритов обусловлена спалляционными эффектами, если их учесть, то все исследованные магматические железные метеориты оказываются изотопно-гомогенными. В дальнейшем изотопные отношения вольфрама сохранились

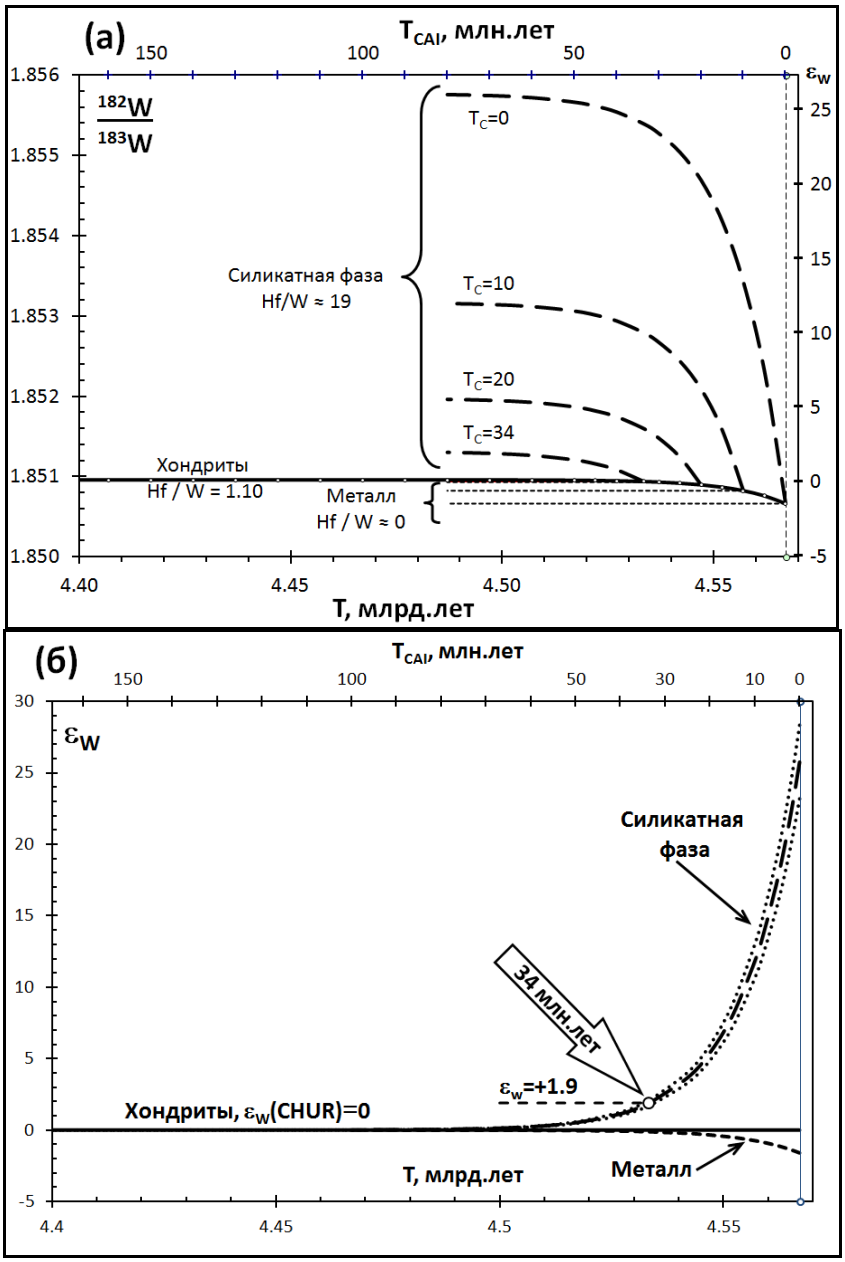


Рис. 3. **Изменение изотопного отношения $^{182}W/^{183}W$ во времени за счёт радиоактивного распада ^{182}Hf.**

а – траектории эволюции изотопного состава вольфрама во времени в хондритах и в первичных дифференциатах – в силикатной и металлической фазах – выделившихся в разные моменты времени (T_C) из хондритового резервуара. б – современные изотопные отношения вольфрама (в виде ε_W) в тех же компонентах в зависимости от времени дифференциации. Точечными линиями показана неопределённость, связанная с погрешностью начальной распространённости ^{182}Hf [58]. Изотопное отношение вольфрама в мантии Земли выше, чем в хондритах на 1.90±0.10 ε_W, что отвечает "среднему" времени дифференциации 34 млн.лет после CAI, как показано стрелкой. На этих графиках и далее (

Рис. 7 – 8) на нижней оси отложен возраст, а на верхней – время от начала формирования Солнечной Системы**.**

в железных метеоритах неизменными, т.к. в них отсутствует Земля, как несравненно более крупное тело, формировалась дольше астероидов, поэтому изотопный состав вольфрама в её ядре вряд ли соответствует вольфраму железных метеоритов. Но мы можем с уверенностью принять, что отношение Hf/W в ядре Земли также близко к нулю, как и в железных метеоритах.

Современный вольфрам в земных породах имеет однородный изотопный состав и он более радиогенный, чем вольфрам углистых хондритов, $\varepsilon_W(\text{CHUR}) = +1.90\pm0.10$ [35, 37]. Изотопный состав вольфрама Земли и Луны практически одинаков, для Луны $\varepsilon_W(\text{CHUR}) = +1.99\pm0.10$ [29].

Исходная распространённость короткоживущего ^{182}Hf в солнечной системе надёжно определена методом вымерших изохрон (см. выше) для CAI и отвечает $(^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf})_0 = (1.07\pm0.10)\times10^{-4}$ [58]. На сегодняшний день нет оснований предполагать, что эта величина заметно варьировала в пределах Солнечной небулы.

В соответствии с выражением (3) изотопное отношение вольфрама во времени в разных фазах изменяется с разной скоростью в зависимости от Hf/W отношения в них. Современное изотопное отношение вольфрама в фазе S зависит от времени фракционирования T следующим образом:

$$\left(\frac{^{182}\text{W}}{^{183}\text{W}}\right)_S = \left(\frac{^{182}\text{W}}{^{183}\text{W}}\right)_0 + \left(\frac{^{180}\text{Hf}}{^{183}\text{W}}\right)_{\text{CHUR}} \cdot \left(\frac{^{182}\text{Hf}}{^{180}\text{Hf}}\right)_0 \cdot [1-\exp(-\lambda\cdot T)] + \left(\frac{^{180}\text{Hf}}{^{183}\text{W}}\right)_S \cdot \left(\frac{^{182}\text{Hf}}{^{180}\text{Hf}}\right)_0 \cdot \exp(-\lambda\cdot T) \quad (7)$$

Правая часть выражения (7) представляет собой сумму первичного изотопного отношения вольфрама в Солнечной Системе, радиогенной добавки, накопленной в хондритовом недифференцированном веществе к моменту T, и радиогенной добавки, образовавшейся затем в силикатной фазе (S) в результате окончательного распада ^{182}Hf в ней. Это выражение можно несколько упростить:

$$\left(\frac{^{182}\text{W}}{^{183}\text{W}}\right)_S = \left(\frac{^{182}\text{W}}{^{183}\text{W}}\right)_0 + \left(\frac{^{180}\text{Hf}}{^{183}\text{W}}\right)_{\text{CHUR}} \cdot \left(\frac{^{182}\text{Hf}}{^{180}\text{Hf}}\right)_0 [1-f_{\text{Hf/W}}\cdot\exp(-\lambda\cdot T)], \quad (8)$$

где $f_{\text{Hf/W}} = \left(\frac{\text{Hf}}{\text{W}}\right)_S \Big/ \left(\frac{\text{Hf}}{\text{W}}\right)_{\text{CHUR}} - 1$ и $\left(\frac{^{180}\text{Hf}}{^{183}\text{W}}\right) = \left(\frac{\text{Hf}}{\text{W}}\right)\cdot 2.509$.

В углистых хондритах по данным [37] Hf/W = 1.10. В железных метеоритах, где Hf/W ≈ 0, изотопное отношение вольфрама во времени не менялось с момента их образования (см. выражение (7) и Рис. 3а).

Приведённые данные использованы для построения графика (Рис. 3а), где показаны траектории изменения изотопного состава вольфрама в недифференцированном веществе – углистых хондритах – и первичных

дифференциатах, образовавшихся в разное время. При отделении от хондритового вещества металлической фазы, она, как и железные метеориты, обогащается вольфрамом и практически не содержит гафния (Hf/W=0), тогда как в оставшейся силикатной фракции Hf/W отношение заметно повышается. В соответствии с этим на Рис. 3а видно, что изотопные отношения $^{182}W/^{183}W$ в металлической фазе не изменяются во времени, а небольшие вариации могут быть обусловлены разным временем отделения от первичного вещества. В силикатных фракциях, напротив, наблюдается рост изотопного отношения во времени, тем больше, чем раньше произошла дифференциация.

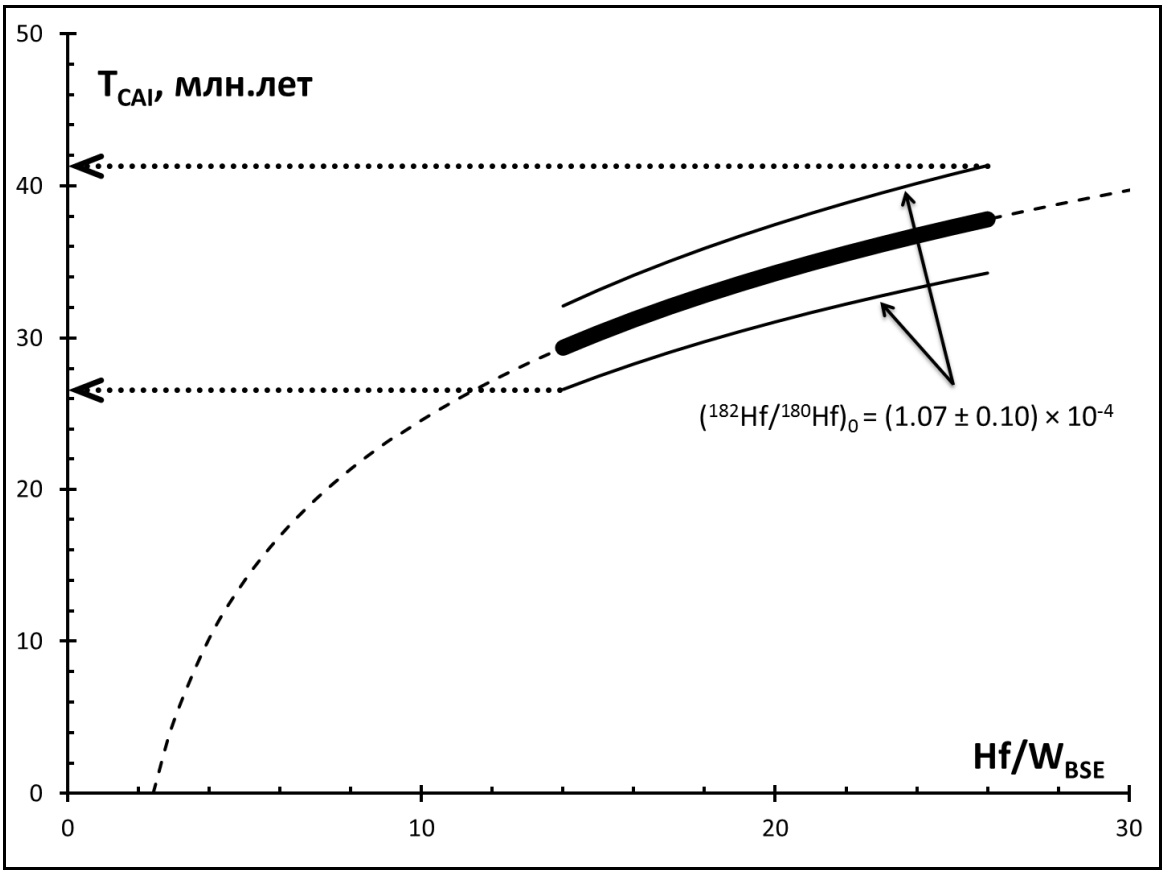


Рис. 4**. Зависимость расчётного времени образования ядра (быстрый сценарий) от Hf/W отношения силикатной мантии.**

Жирной линией показаны пределы современных оценок Hf/W отношения в примитивной мантии [47, 48]. Тонкими линиями показаны неопределённости, связанные с величиной $(^{182}Hf/^{180}Hf)_0$ [58]. Наиболее консервативная оценка, вытекающая из этого графика, состоит в том, что в случае "мгновенного" формирования ядра это событие могло произойти в интервале от 27 до 41 млн.лет после CAI.

В некоторых эвкритах, дифференциация которых произошла в первые 3 – 5 млн.лет существования Солнечной Системы [37, 59], измерены изотопные отношения вольфрама с $\varepsilon_W > 30$. Поздняя дифференциация приводила к

меньшим радиогенным эффектам в силикатной фазе. Разные пунктирные кривые на Рис. 3а отвечают объектам или их составляющим, образовавшимся в разное время после CAI: через 0, 10, 20 и 34 млн.лет.

На Рис. 3б приведены сегодняшние изотопные отношения вольфрама в тех же фазах, что и на Рис. 3а в зависимости от времени разделения силикат–металл. Изотопное отношение вольфрама в земной мантии, ε_W(CHUR) = +1.90±0.10 отвечает времени её "мгновенной" дифференциации 34±7 млн.лет

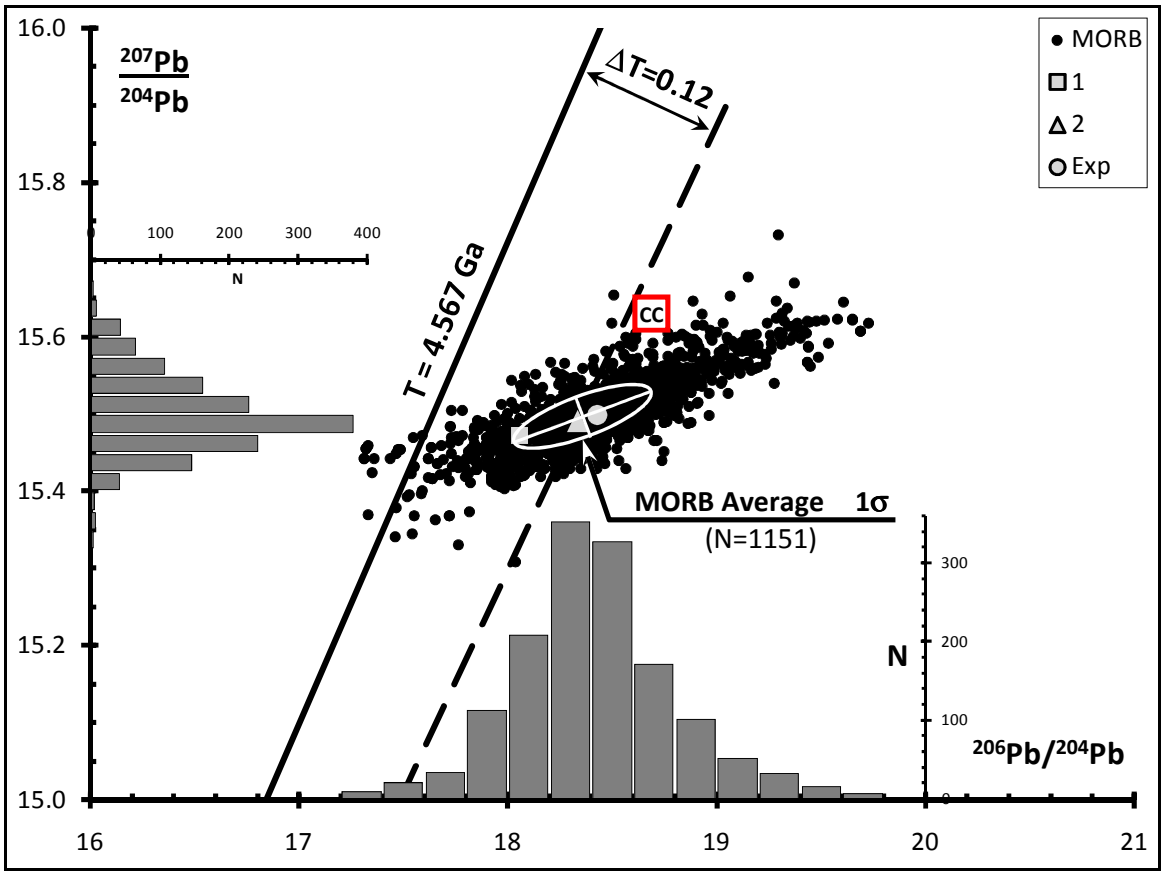


Рис. 5**. Изотопные отношения свинца в базальтах срединно-океанических хребтов (MORB).**

Источники данных приведены в работе [60]. На осях также приведены гистограммы распределений изотопных отношений. Сплошной линией показана изохрона, проведённая через состав первозданного свинца [39] с наклоном, отвечающим возрасту формирования наиболее ранних твёрдых тел в Солнечной Системе [32] – тугоплавких включений (CAI) в хондритах Ефремовка и Allende. Пунктирная линия проведена через средний состав углистых хондритов и через средний состав MORB. Различие в углах наклона этих линий отвечает 0.12 млрд.лет. CC – средний изотопный состав свинца континентальной коры по [61]. Показаны также лучшие решения моделирования изотопного состава мантии при одностадийном линейном росте ядра (1), двухстадийном линейном (2) и одностадийном экспоненциально затухающем (Exp) росте ядра (см. табл.1).

после CAI, в зависимости от Hf/W отношения в образующейся силикатной фазе. "Мгновенная" дифференциация так же отвечает и полностью

равновесному процессу, т.е. когда вся мантия находится в равновесии с выделяющимся из неё металлом, пока он не поступит в ядро. рис.4 демонстрирует имеющиеся пределы неопределённости в оценках времени первичной дифференциации земного вещества, обусловленные неточностью наших знаний Hf/W отношения мантии, а также погрешностью определения первичного отношения $(^{182}Hf/^{180}Hf)_0$ для Солнечной Системы [58]. Рис. 4 показывает, что в случае быстрой дифференциации первичной мантии это событие могло произойти где-то в первые 27 – 41 млн.лет существования Солнечной Системы. Однако такой вывод даже с учётом всех учтённых неопределённостей, входит в противоречие с U-Pb данными.

Весьма существенно для дальнейшего изложения, что показанные на рис.4 кривые отвечают "мгновенному" образованию каждого объекта, т.е. характеризуют события, а не растянутые во времени процессы. Случаи длительного формирования ядра (длительной дифференциации) требуют специального рассмотрения, к которому мы обратимся ниже.

СВИНЦОВЫЙ ПАРАДОКС И ФОРМИРОВАНИЕ ЯДРА

Оценка среднего времени формирования ядра может быть получена как одно из решений давно известного в геохимии так называемого свинцового парадокса [напр., 62, 63, 64], суть которого легко видеть из Рис. 5. Парадокс заключается в том, что практически все изотопные данные для мантийных и коровых пород в координатах $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ оказываются правее изохроны, отвечающей возрасту Солнечной Системы. Эту линии традиционно называют геохроной, хотя это не точное название – скорее её следует называть гелиохроной. Левее этой линии попадают нерадиогенные свинцы, заключённые в древних полевых шпатах и сульфидах земной коры (

Рис.), но они не определяют баланса силикатной части Земли, поскольку средний состав континентальной коры также на Рис. 5 лежит правее геохроны. Таким образом, в доступных нам для изучения земных резервуарах наблюдается избыток радиогенного ^{206}Pb.

Для оценки времени дифференциации Земли на силикатную и металлическую фазы необходимо оценить средний изотопный состав свинца силикатной части Земли (BSE). Для этого может быть использован изотопный состав свинца мантийных пород, в источнике которых U/Pb отношение в наименьшей степени могло быть изменено процессами дифференциации силикатного вещества (базальты океанических островов – OIB) или контаминации коровым материалом (островодужные базальты – IAB, континентальные базальты). В то же время, выбор отдельных образцов для подобной задачи не пригоден, т.к. неизбежно приведёт к субъективным оценкам среднего состава мантии. По-видимому, наилучшая оценка [60] может быть получена из среднего состава свинца в базальтах срединно-океанических хребтов (MORB), хотя часть из этих пород также может происходить из дифференцированных источников – как обеднённых, так и

обогащённых. Как видно из графика на Рис. 5, базальты MORB характеризуются компактным унимодальным распределением изотопных отношений свинца, и небольшое количество крайних точек в выборке не влияют на представительность среднего значения MORB для мантии в целом.

Вычисление модельного возраста по среднему изотопному составу свинца MORB ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.34, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.49) показывает, что при одноактной потере свинца из силикатной мантии это событие могло произойти через 0.12 млрд.лет после формирования Солнечной Системы. Так же, как и для Hf-W системы, эта средняя величина правильно датирует дифференциацию протовещества Земли на силикатную и металлическую составляющие, если это было кратковременное событие. Если же этот процесс был длительным и развивался неравномерно во времени и пространстве, то средний изотопный состав свинца мантии может не отвечать среднему времени её дифференциации, хотя принципиальное решение свинцового парадокса от этого не пострадает. Для разрешения свинцового парадокса необходимо допустить, что после образования Земли в ней произошли события (процессы), приведшие к увеличению U/Pb в её мантии в несколько раз, и возраст этих процессов заметно моложе возраста Солнечной Системы. Для более строгой оценки времени формирования ядра необходимо провести моделирование с учётом возможной его длительности.

Современный изотопный состав свинца в силикатной фазе S, которая образовалась в результате удаления металла из протовещества в момент T, можно записать следующим образом:

$$\left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_S = \left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_0 + \mu_0\left[\exp(\lambda_{238}\cdot T_0) - \exp(\lambda_{238}\cdot T)\right] + \mu\left[\exp(\lambda_{238}\cdot T) - 1\right]$$
$$\left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_S = \left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_0 + \frac{\mu_0}{137.88}\left[\exp(\lambda_{235}\cdot T_0) - \exp(\lambda_{238}\cdot T)\right] + \frac{\mu}{137.88}\left[\exp(\lambda_{235}\cdot T) - 1\right]. \quad (9)$$

Здесь, как обычно для долгоживущих систем, за нулевую точку для удобства принимается сегодняшнее время, а T_0 = 4.567 млрд.лет. Величины μ_0 и μ – современные отношения $^{238}U/^{204}Pb$ в земном протовеществе и силикатной фазе мантии соответственно.

Если процесс сепарации металла протекал так, как показано на Рис. 2б, т.е. в разное время в разных участках (доменах) мантии, то выражение (9) необходимо применить к каждому домену и результат проинтегрировать. Далее мы рассмотрим результаты этого моделирования применительно к эволюции U-Pb и Hf-W систем мантии, из которой постепенно удалялись свинец и вольфрам в растущее ядро, в результате чего U/Pb и Hf/W отношения в образующемся силикатном веществе мантии увеличивались. Будут рассмотрены различные варианты роста ядра: линейный, экспоненциально затухающий и линейно-двухстадийный.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СВИНЦА И ВОЛЬФРАМА В МАНТИИ ПРИ ДЛИТЕЛЬНОМ РОСТЕ ЯДРА

Если процесс сепарации металлической и силикатной фаз в ранней Земле протекал длительно в сравнении с периодом полураспада ^{182}Hf и неравновесно, как схематично показано на Рис. 2б, то кривые на Рис. 3 не отражают реальное "среднее" время формирования ядра. В этом случае разные объёмы (домены) мантии, потерявшие металлическую фазу в разное время, приобретали разный изотопный состав вольфрама. Изотопно-гетерогенная мантия впоследствии постепенно гомогенизировалась в отношении изотопного состава вольфрама, однако скорость гомогенизации была конечной. А это приводит к искажению оценок возраста ядра.

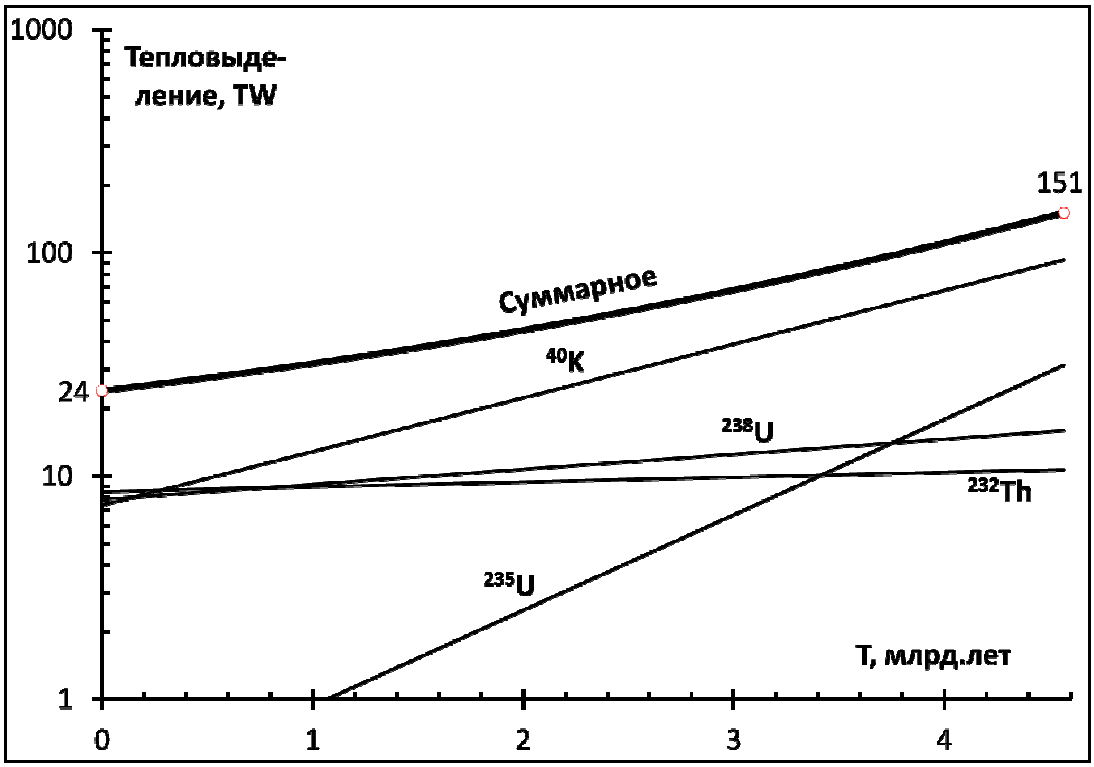


Рис. 6**. Радиоактивное тепловыделение (в триллионах ватт) в мантии на протяжении всей истории Земли.**

Современные концентрации урана (20.3 ppb), тория (79.5 ppb) и калия (240 ppm) в мантии взяты из работы [48]. Суммарная кривая показывает, что 4.567 млрд.лет назад радиогенного тепла выделялось в 6 раз больше, чем сегодня.

Чтобы убедиться в этом наглядно, для начала проведём такой мысленный эксперимент. Допустим, что первичное вещество Земли разделилось на ядро и мантию в два приёма: половина – при t=0, а вторая половина – через 200 млн.лет. Это – конечно, нереальный, но весьма показательный сценарий. Тогда изотопный состав вольфрама первой половины мантии будет максимально радиогенным, а вторая половина унаследует вольфрам с ε_W(CHUR)=0, т.к. ^{182}Hf в этом веществе полностью

распадётся до его дифференциации. Со временем, после гомогенизации обеих частей мантии среднее изотопное отношение вольфрама будет равно половине максимального значения (в единицах ε_W) и время дифференциации, вычисленное на этой основе, будет отвечать одному периоду полураспада ^{182}Hf, т.е. 9 млн.лет. Но по условию нашего мысленного эксперимента среднее время образования ядра равно 100 млн.лет. Это расхождение наглядно показывает, что формальные расчёты возраста по короткоживущим изотопным системам могут давать особенно искажённые результаты, если мы имеем дело не с короткими событиями, а с процессами, которые развиваются дольше, чем живёт радиоактивный нуклид. Более достоверные результаты могут быть получены при совместном использовании короткоживущих и долгоживущих изотопных систем и с учётом длительности исследуемых процессов.

Исходя из физических условий разделения силикатной и металлической фаз, неравномерная дифференциация протовещества весьма вероятна. Равномерное оседание мелких обособлений металлов сквозь силикатную матрицу в масштабе земной мантии невозможно, для погружения сульфидов или оксидов металлов необходимо, чтобы они предварительно образовали крупные скопления, которые затем в виде диапиров могли эффективно тонуть [65]. Такой процесс подразумевает, что сегрегация металлов в пределах мантии была неравномерной во времени и в пространстве, что неизбежно приводило к образованию гетерогенности в силикатной мантии по Hf/W отношению и по изотопному составу вольфрама.

Скорость последующей гомогенизации вольфрама в мантии не могла быть бесконечно высокой, как в условиях обширного её плавления, предполагаемого моделью мегаимпакта [66, 67] так и при локальном развитии процессов плавления за счёт энергии плотностной дифференциации [68]. Здесь следует заметить, что слабая дифференциация земной мантии по отношению к хондритам [69] и, особенно, присутствие в ней до сих пор первозданного гелия [23] противоречат идее "магматического океана", т.е. предположению о полном, или значительном плавлении мантии. Частичное её плавление, формирование "магматических морей" не могло заметно ускорить изотопную гомогенизацию вещества мантии, если значительная часть этого вещества находилась в твёрдом состоянии. Любые изотопные аномалии в нём могли быть уничтожены лишь в процессе последующего глобального конвективного перемешивания.

В твёрдом состоянии гомогенизация изотопных аномалий в мантии в целом происходит очень медленно. Исследование долгоживущих изотопных систем (Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf, U-Th-Pb) в мантии [54] показало, что среднее время жизни изотопных аномалий составляет примерно 1.8 млрд.лет. Оно могло быть в несколько раз короче на ранних стадиях эволюции Земли из-за большего тепловыделения в мантии при распаде радиоактивных нуклидов (рис.6), а также за счёт действия других источников энергии, прежде всего

выделения потенциальной энергии в ходе плотностной дифференциации [68]. Однако и при этих условиях время жизни изотопной гетерогенности в мантии было много больше времени жизни короткоживущего ^{182}Hf.

По этим причинам кривые на Рис. 3 не отражают времени образования ядра, т.к. они отвечают мгновенному разделению силикатной и металлической фаз.

ЧИСЛЕННЫЕ МОДЕЛИ ЭВОЛЮЦИИ HF-W И U-PB СИСТЕМ

Рассмотрим три возможные схемы длительного роста относительной массы ядра (M_C) в зависимости от времени (t):

$M_C = 0$ при $t \le T_0$ $M_C = (t - T_0)/T_C$ при $T_0 < t < T_0 + T_C$ $M_C = 1$ при $t \ge T_0 + T_C$	(10)	простейший вариант одностадийного линейного роста; T_0 – начало аккреции, T_C – время роста ядра.
$M_C = 1 - \exp\left(-\frac{t - T_0}{\langle T_C \rangle}\right)$	(11)	одностадийный экспоненциально затухающий рост; $\langle T_C \rangle$ – постоянная времени роста.
$M_C = 0$ при $t \le T_0$ $M_C = k_1 \cdot t$ при $T_0 < t < T_C$ $M_C = k_2 \cdot t$ при $t \ge \langle T_C \rangle$	(12)	двухстадийный линейный рост; k_1 и k_2 – константы; T_C – начало второй стадии, которая продолжается до настоящего времени.

Для всех случаев примем, что по мере роста ядра в каждой вновь продифференцировавшей порции мантийного материала U/Pb и Hf/W отношения скачком вырастают от примитивных величин μ_0 и $(Hf/W)_0$ до значений, характерных для силикатной мантии. Это приводит к простым линейным зависимостям Hf/W и U/Pb отношений от M_C.

Поиск решения состоит в численном подборе T_C в выражениях (10) – (12), k_1 и k_2 в (12), и конечной величины μ в каждом из вариантов так, чтобы современный интегральный изотопный состав вольфрама был максимально близок к ε_W = +1.90, а изотопный состав свинца при этом оказался на линии корреляции ^{207}Pb/^{204}Pb – ^{206}Pb/^{204}Pb для MORB (Рис. 5) максимально близко к его среднему составу.

Начальная величина ^{238}U/^{204}Pb отношения, она же средняя для Земли в целом, точно не известна. В углистых хондритах группы CI современное отношение U/Pb отвечает $\mu \approx 0.13$ [70]. Однако высокая летучесть свинца привела к обеднению им вещества в области формирования Земли по сравнению с углистыми хондритами ещё на стадии газопылевого облака, поскольку вероятная область их зарождения почти в три раза дальше от Солнца, чем Земля. Если допустить, что исходный состав земного вещества ближе к энстатитовым хондритам, с которыми Земля и Луна совпадают по изотопному составу кислорода, а также по общему соотношению окисленного и восстановленного железа [71], то получим оценку $\mu_0 \approx 0.3$.

Allegré и др. [72] оценили состав Земли в целом на основе сопоставления отношений летучих и нелетучих элементов в земной мантии и разных групп метеоритов. По этим оценкам величина $\mu_0 \approx 0.8$. Как выяснилось при тестировании моделей, начальная величина μ_0 в диапазоне от 0 до 1.5 незначительно влияет на получаемые оценки времени формирования ядра. Поэтому мы примем во всех расчётах $\mu_0 = 0.8$, а величина μ для силикатной фазы будет подбираться в решениях так, чтобы конечный изотопный состав свинца был как можно ближе к среднему для MORB. Отношение μ/μ_0 численно соответствует среднему коэффициенту распределения свинца между силикатной и металлической фазами при образовании ядра, однако из-за того, что величина μ_0 слабо влияет на результаты модельных расчётов, оценить $D^{Pb}_{met/sil}$ из проведённого моделирования можно лишь довольно грубо.

Мы рассмотрим три простейших модели, три стиля роста ядра: одностадийный линейный рост, экспоненциально затухающий и двухстадийный линейный рост ядра.

Модель экспоненциально затухающего роста ядра рассматривается во многих работах, посвящённых этой проблеме [18, 25, 28], и на первый взгляд кажется наиболее естественной. Однако двухстадийная модель имеет под собой весьма логичное обоснование, обусловленное сменой механизма формирования ядра [46]. Предполагается, что первая, быстрая стадия роста ядра была обусловлена осаждением исходной металлической фазы, сформировавшейся в процессе аккреции Земли, а вторая стадия более медленного роста связана с диспропорционированием двухвалентного железа в низах мантии на Fe^0 (металл) и Fe^{3+} (силикат) [46, 73, 74] и с растворением FeO в материале ядра. Этот процесс объясняет обеднение мантии железом относительно лунных пород и, что весьма важно, этот же процесс привёл к повышению f_{O2} в силикатной части Земли от IW буфера до QFM.

Все модельные расчёты реализованы в виде таблицы Excel и могут быть предоставлены автором по запросу (табл.1, рис. 4, 6 – 10).

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Одностадийный линейный рост ядра.

На рис.7 показаны результаты моделирования линейного одностадийного роста ядра в Hf-W системе при разных Hf/W отношениях, а на рис.5 приведён согласованный с ними изотопный состав свинца мантии. Заметим, что он дальше других результатов отстоит от среднего состава MORB, к которому сводился поиск. Это связано с ограниченной свободой в подборе параметров моделирования, т.е. одностадийная линейная модель роста ядра – наименее гибкая, хуже других удовлетворяет заданным условиям. Если в мантии отношение Hf/W = 19, то полное время образования ядра составило около 0.18 млрд.лет и могло быть в диапазоне от 0.13 до 0.25 млрд.лет в зависимости от возможной величины Hf/W. Как видно из этого

результата, прямые расчёты ни в Hf-W системе (Рис. 3), ни в U-Pb системе (Рис. 5) таких оценок не дают.

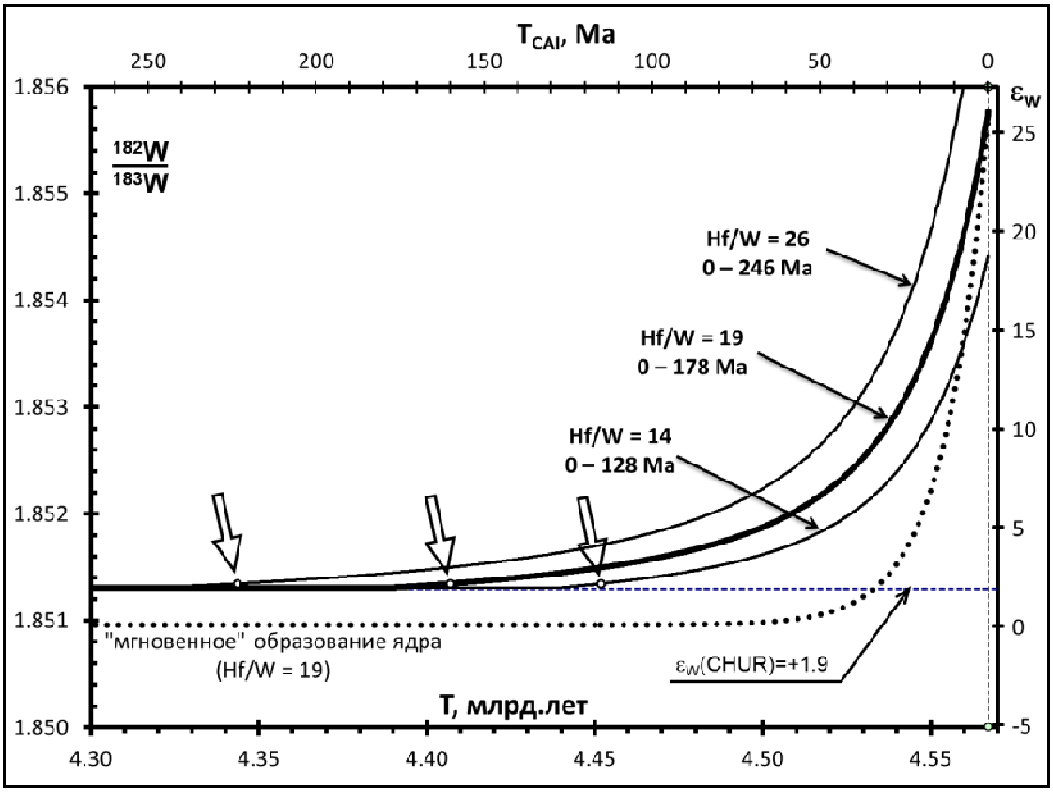


Рис. 7. **Одностадийный линейный рост ядра при разных Hf/W отношениях в мантии (14, 19 и 26).**

Около кривых на обоих графиках указаны интервалы одностадийного роста ядра, при которых современная мантия приобретает ε_W(CHUR) = +1.90 и средний изотопный состав свинца, максимально близкий к составу MORB (см. Рис. 5 и табл. 1 для одностадийной модели). Блок-стрелками показаны на каждой кривой верхние границы (ε_W=+2.09) интервалов измеренного среднего состава лунных пород: ε_W=+1.99±0.10 [29]. Эти точки отмечают время возможного начала разделения лунного и земного вещества из первоначально единого газо-пылевого облака.

Наилучшее решение по обеим изотопным системам наблюдается для максимального отношения Hf/W=26 (см. табл.1), при котором полученное значение U-Pb модельного возраста ближе всего к значению 0.12 млрд.лет – среднему для MORB.

ЭКСПОНЕНЦИАЛЬНО ЗАТУХАЮЩИЙ РОСТ ЯДРА

На

Рис. 8 приведены результаты моделирования эволюции Hf-W изотопной системы при экспоненциально затухающем росте ядра. Из трёх рассмотренных стилей роста ядра этот – наиболее чувствителен к используемой величине Hf/W отношения. Как видно из таблицы 1, все представленные варианты плохо сошлись к задаваемым значениям поиска, однако при Hf/W=17 (в таблице 1 и на

Рис. 8 не показано) достигается полная согласованность по обеим изотопным системам. Следует отметить, что в модели экспоненциального роста величина T_C означает не общее время роста ядра, а постоянную времени. К моменту t = T_C образуется лишь $(1–e^{-1})$ доля, т.е. ~63% от конечной массы ядра. Как видно на рис. 10 и Рис.рис. 11,

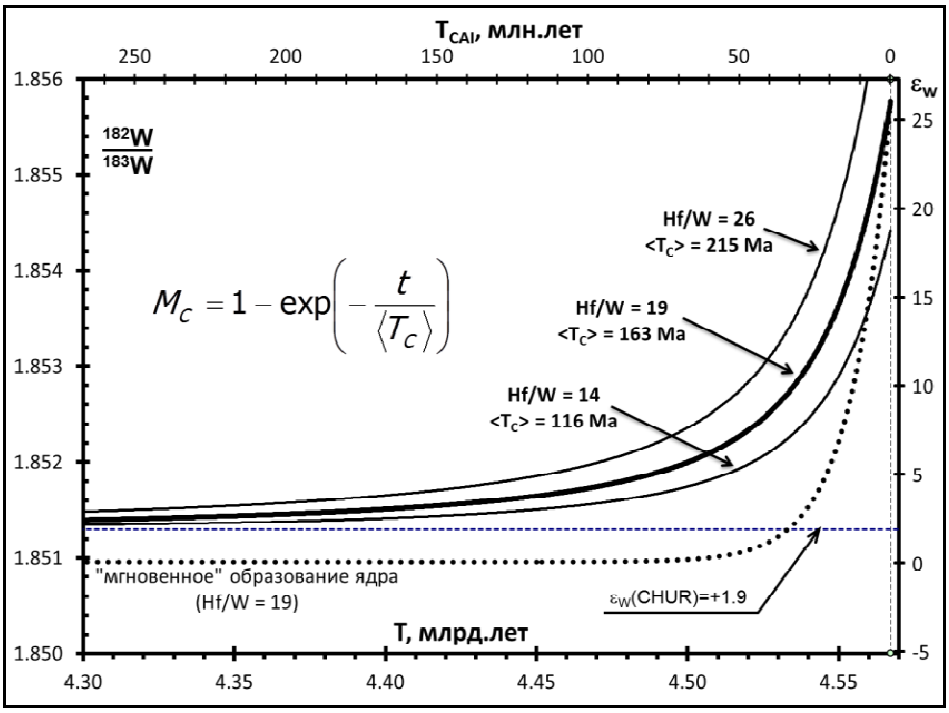


Рис. 8. **Экспоненциально затухающий рост ядра при разных Hf/W отношениях в мантии (14, 19 и 26).**

Около кривых на графике указано характерное время роста ядра (T_C). При этих условиях современная мантия приобретает ε_W=+1.90 и средний изотопный состав свинца, максимально близкий к составу MORB (см. Рис. 5 и табл. 1 для экспоненциальной модели). Величина ε_W=+2.09 (ср. с

Рис. 7) достигается кривыми за пределами графика.

экспоненциально затухающий стиль роста ядра даёт наиболее плавный рост и самой массы ядра, и, соответственно, величины U/Pb отношения в мантии, на 90% ядро формируется в среднем за 0.37 млрд.лет (табл.1).

ДВУХСТАДИЙНЫЙ ЛИНЕЙНЫЙ РОСТ ЯДРА

Модель двухстадийного линейного роста ядра представлена на Рис.. При моделировании двухстадийного роста количество степеней свободы таково, что сходимость вычислений в обеих изотопных системах оказывается практически идеальной (см. табл. 1 и 2) при всех использованных значениях Hf/W отношения. На первый взгляд парадоксальным выглядят очень большие значения $T_{0.9}$ в таблице для этого стиля роста ядра, однако обусловлено это тем, что вторая стадия роста – очень медленная (см. Рис.), и

каждый процент прироста массы занимает сотни миллионов лет. Поэтому в тех случаях, когда на первой, быстрой стадии ядро не достигло 90% конечной массы, величина $T_{0.9}$ резко подскакивает.

Двухстадийный кусочно-линейный и экспоненциальный стили роста ядра по смыслу близки между собой, если отвлечься от формального их представления и расчётов. В первой из них наблюдается резкий перелом в

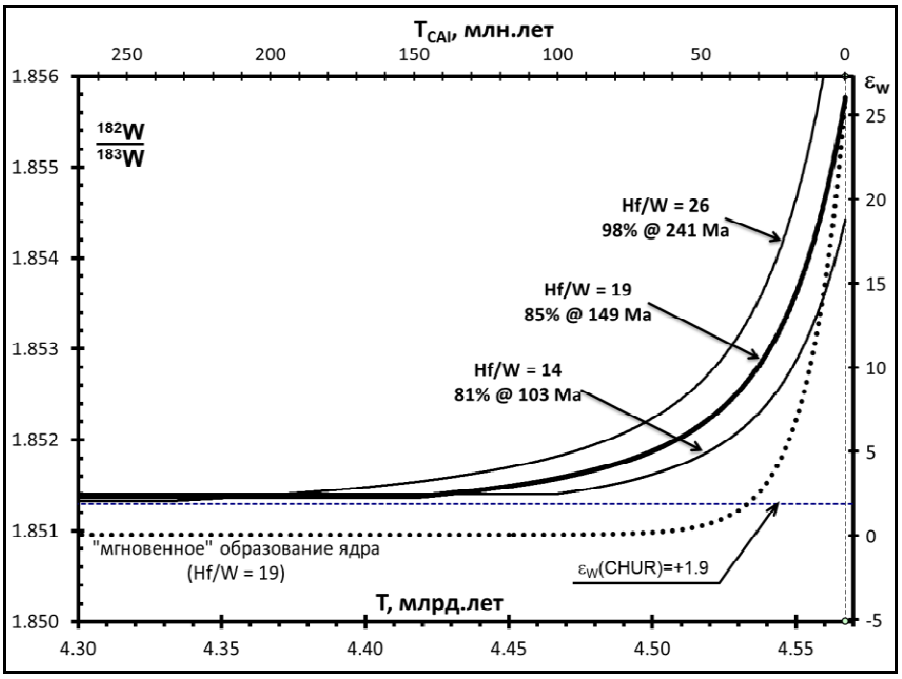


Рис.9. **Двухстадийный линейный рост ядра при разных Hf/W отношениях в мантии (14, 19 и 26).**

Около кривых на графике указано время, когда быстрая дифференциация (первая стадия) сменяется медленной (вторая стадия) и относительные массы ядра, сформированные к концу первой стадии роста. При этих условиях современная мантия приобретает $\varepsilon_W(CHUR) = +1.90$ и средний изотопный состав свинца, максимально близкий к составу MORB (см. рис.5 и табл. 1 для двухстадийной модели).

скорости роста ядра, а во второй этот переход постепенный. Как отмечалось выше, в характере роста ядра действительно могли иметь место две различных стадии [46, 73, 74]: первая, относительно быстрая – связанная с сегрегацией первичного металла, и вторая – связанная с диспропорционированием двухвалентного железа и последующим растворением оксида железа в ядре. Если переход между стадиями был постепенный и оба процесса в течение какого-то времени могли протекать одновременно, то реальной картине лучше может отвечать экспоненциальный стиль роста ядра, или некий более сложный, промежуточный между этими двумя.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Принципиальное разрешение свинцового парадокса состоит в допущении, что после формирования Земли некоторая доля свинца из её силикатной части перешла в резервуары, из которых на поверхность вещество не поступает и не может быть опробовано. Такие скрытые резервуары, согласно различным моделям, предполагаются либо в пределах мантии [64], либо в качестве такого резервуара рассматривается ядро Земли [74-78]. Выше мы рассмотрели свидетельства того, что свинец проявляет умеренные халькофильные и сидерофильные свойства [38], поэтому предположение о частичном его выносе в ядро вместе с металлической фазой выглядит вполне реальным. К сожалению невозможно напрямую применить

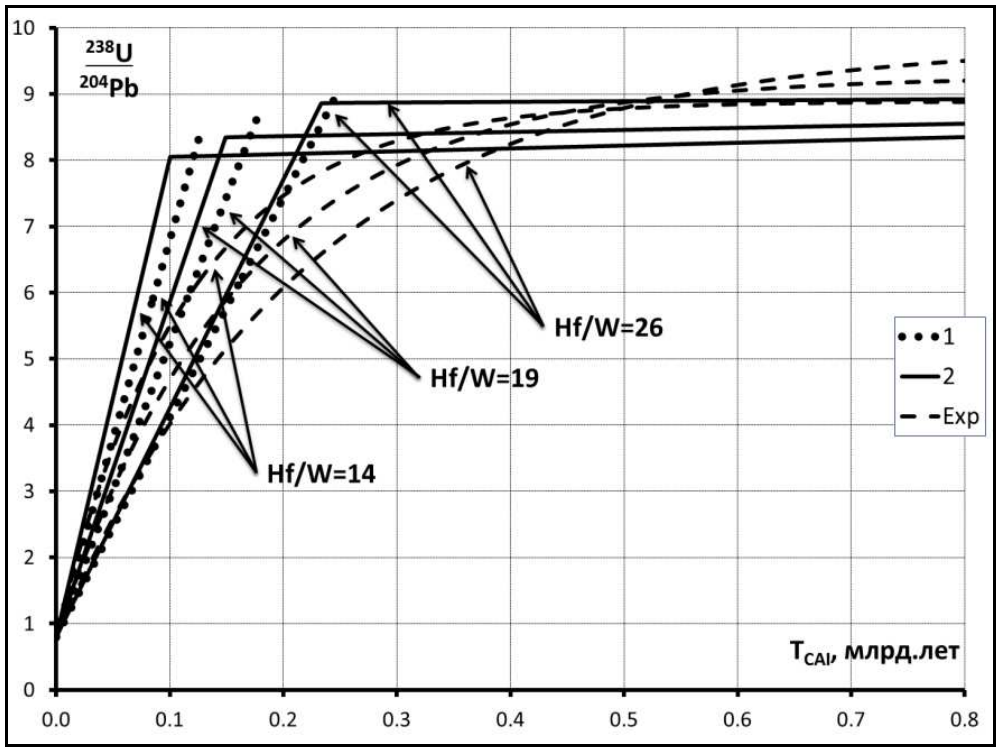


Рис 10**. Рост U/Pb отношения в мантии за счёт формирования ядра для разных оценок Hf/W отношения в мантии (14, 19 и 26).**

На графике показаны три модели роста ядра – линейная одностадийная (1), линейная двухстадийная (2) и экспоненциально затухающая (Exp).

сведения о $D^{Pb}_{met/sil}$ для количественных оценок степени его выноса в растущее ядро, т.к. точность экспериментальных оценок $D^{Pb}_{met/sil}$ пока недостаточна для непосредственных расчётов. Тем не менее, для нас важно экспериментальное подтверждение сидерофильных свойств свинца, что в принципе позволяет искать решение свинцового парадокса таким путём. На рис.12 сравнивается одна из полученных модельных кривых эволюции изотопного состава свинца в мантии с результатами изотопного анализа древних свинцов [79-81]. В целом модельная кривая хорошо аппроксимирует экспериментальные данные, хотя и лежит несколько ниже большинства точек. Очевидно, это

связано с тем, что древние породы и руды, находящиеся в пределах континентальной коры, не являются прямыми мантийными производными, как это предполагалось в ранних работах [79], когда не было накоплено достаточно изотопных данных по океаническим базальтам. На рис.12 видно, что облако точек MORB лежит ниже точек, отвечающих молодым коровым породам, и именно к среднему составу MORB проведена модельная линия.

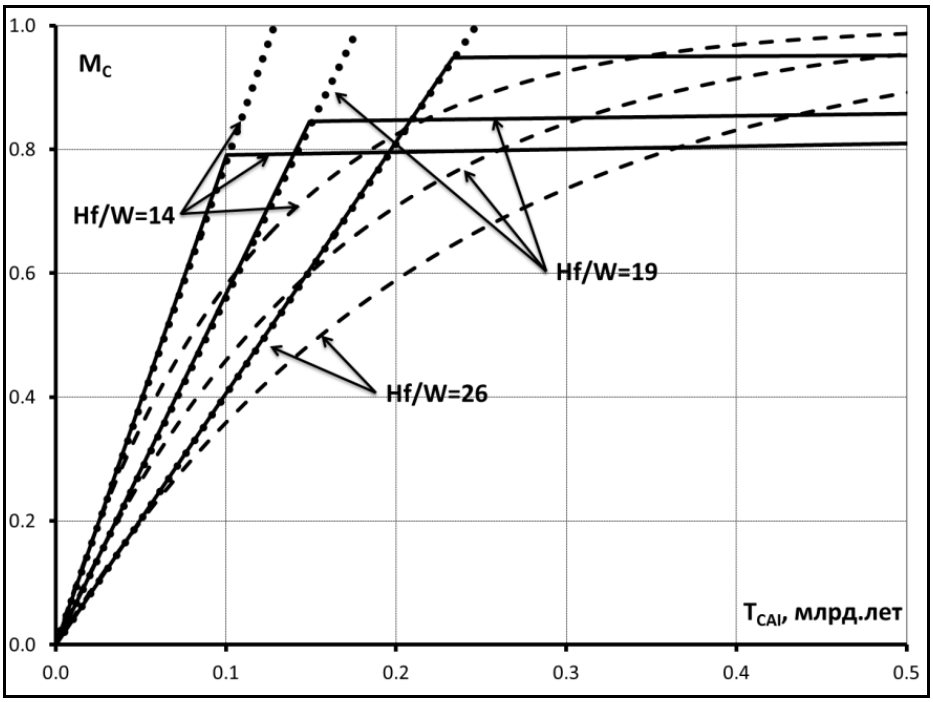


Рис.11. **Рост относительной массы ядра (M_C) от времени для разных оценок Hf/W отношения в мантии (14, 19 и 26).**

На графике показаны три модели роста ядра – линейная одностадийная (1), линейная двухстадийная (2) и экспоненциально затухающая (Exp).

Как видно из приведённых выше результатов (табл.1), разные стили роста ядра, хотя и отличаются по полученным значениям $T_{0.9}$, в целом дают довольно близкие оценки изотопного состава свинца и вольфрама, а также конечной величины U/Pb отношения. Разные результирующие кривые на графике

Рис. невозможно показать разными линиями – они сливаются в одну, т.е. совпадают между собой лучше, чем имеющиеся аналитические данные для древних свинцов. С одной стороны, это указывает на устойчивость модели в целом – рост U/Pb отношения, наиболее сильный на самых ранних стадиях эволюции планеты, позволяет объяснить свинцовый парадокс. С другой стороны, ни одной из рассмотренных выше траекторий роста ядра во времени не может быть отдано предпочтение. Прежде всего, неопределённость в знании среднего Hf/W отношения мантии, и, в меньшей степени, среднего изотопного состава свинца мантии – вот наименее строго известные параметры, варьируя которые можно получить хорошую

сходимость между модельными и реальными мантийными изотопными отношениями свинца и вольфрама. Понимание того, что U-Pb изотопная система даёт возможность оценить время формирования ядра, возникло ещё на заре развития изотопной геохимии [82], и первые оценки средней длительности формирования ядра порядка 10^8 лет [75] принципиально не отличаются от современных. Однако накопленные за прошедшие десятилетия изотопные данные и знания о сложности геодинамических процессов в мантии показывают, что эта задача несколько сложнее, чем расчёт модельного возраста для отдельно взятого образца относительно первозданного свинца.

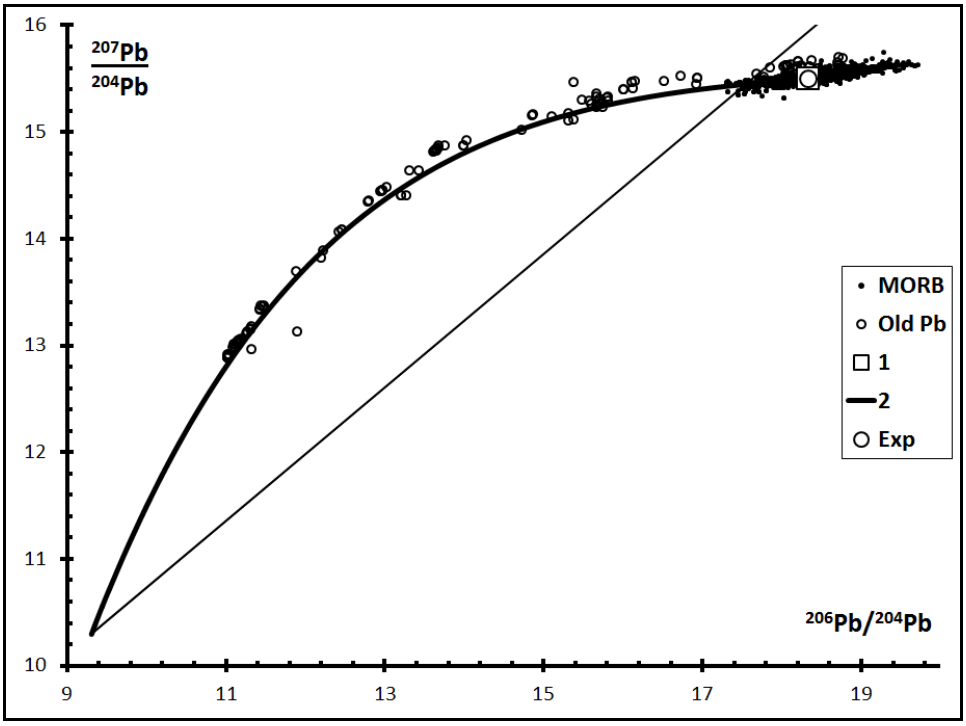


Рис. 12. **Сопоставление модельных расчётов эволюции изотопного состава свинца в мантии и изотопных данных для MORB и древних коровых свинцов (Old Pb) [79-81].**

Показана только одна модельная кривая, т.к. все девять траекторий (Рис) в этом масштабе сливаются в одну линию.

Помимо перемещения части свинца в ядро, существует и иной путь его потери – газодинамический вынос его с водородом за пределы формирующейся системы Земля-Луна [16] на этапе аккреции из газо-пылевого облака. У нас нет сейчас оснований для сколько-нибудь надёжного определения относительного вклада этих двух механизмов в общую обеднённость свинцом мантии Земли.

Ряд исследователей скептически оценивают пригодность U-Pb системы для оценки времени первичной дифференциации Земли на металлическую и силикатную составляющие [18, 83, 84], аргументируя это тем, что свинец

летуч, и на ранних стадиях формирования Солнечной системы он перераспределялся в газовой фазе, что не могло не сказаться на величине U/Pb Земли. Также в какой-то мере фракционирование урана относительно свинца могло происходить и при формировании земной коры.

Эти возражения сами по себе вполне правомерны, т.к. апеллируют к явлениям, реальность которых в настоящее время общепризнана.

Процессы выноса свинца из области формирования Земли за счёт его высокой летучести могли начаться на самых ранних стадиях образования Солнечной Системы, когда Земля ещё не только не сформировалась как планета, но даже не было её гравитационного центра, способного эффективно удерживать газовую составляющую облака, как сейчас Земля удерживает все газы тяжелее гелия. Время ранней миграции свинца, в какой-то мере могут датировать обыкновенные хондриты, в которых U/Pb отношения выше, чем в углистых хондритах, а закрытие U-Pb системы произошло лишь через несколько миллионов лет после CAI [85, 86]. Перераспределение свинца и других летучих на этом этапе определили общий уровень содержания этих элементов в области будущей Земли в целом [72], но они не могли привести к значительному сдвигу современного изотопного состава свинца в породах земной мантии от хондритовой изохроны, к сдвигу, отвечающему 120 млн.лет (Рис. 5). То есть потеря свинца за счёт его высокой летучести могла бы объяснить свинцовый парадокс лишь при допущении, что она произошла через 120 млн.лет после CAI, если была мгновенной, или, в случае длительного процесса потери, величина μ изменялась близко к траекториям, показанным на Рис.

Средний изотопный состав свинца континентальной коры [61] также оказывается на Рис. 5 правее метеоритной изохроны. С учётом неопределённости оценок [61] точка, отвечающая среднему составу континентальной коры, лежит практически на линии модельного возраста MORB (пунктирная линия на Рис. 5). Положение этой точки на графике говорит о том, что U/Pb отношение в континентальной коре и в источнике MORB близки, хотя в коре значителен вклад древних пород с повышенными U/Pb отношениями, на что указывает повышенное $^{207}Pb/^{204}Pb$ для корового свинца. Таким образом, экстракция коры из мантии также не могла привести к сдвигу изотопного состава мантийного свинца вправо от метеоритной изохроны.

Как показали приведённые здесь результаты, наибольшая неопределённость оценок модельного возраста как в Hf-W, так и в U-Pb системах проистекает из возможной длительности процесса формирования ядра, а погрешности, связанные с летучестью свинца или отделением корового материала от мантии, оказывают гораздо меньшее влияние.

Основываясь на иных допущениях, чем представлены здесь, Аллегр и др. [26] также пришли к выводу, что время формирования ядра Земли не может быть оценено только лишь по данным Hf-W системы. Они

предположили, что дифференциация примитивного вещества на силикатную и металлическую фазы произошла очень рано, ещё до аккреции Земли, в составе планетезималей, и возникшая там изотопная гетерогенность вольфрама не была стёрта ни в процессе ударных событий, ни позднее при физической сегрегации металла. По расчётам [26] сохранение изотопной неравновесности между силикатной и металлической фазами на уровне 6-14% от исходных различий ответственно за обнаруженную разницу в изотопном составе вольфрама между ними и, соответственно за полученные выводы о раннем формировании ядра. Предположение, что изотопные аномалии в мантии могут сохраняться долго, много дольше, чем формировалось ядро Земли, не вызывает сомнений. Однако кажется маловероятной возможность сохранения изотопной индивидуальности падавших на Землю тел, как того требует космогоническая концепция, которой придерживаются Аллегр с коллегами [26]. Если это были не мелкие метеориты или пылевые частицы, а крупные тела километрового или даже более размера, то при соударении с земной поверхностью они должны были не только сами расплавиться, но и вызвать плавление значительной части окружающих пород мантии, что явно не способствует сохранению изотопной гетерогенности составляющих фаз ударника.

О неравномерном стиле первичной дифференциации земного вещества свидетельствуют и появившиеся недавно прецизионные исследования изотопного состава вольфрама земных пород [87]. Обнаруженная аномалия ε_w= +0.150±0.048 в коматиитах Костомукши, возраст которых составляет 2.8 млрд.лет, определённо указывает, что источник коматиитов сохранял аномальный изотопный состав вольфрама в то время, когда материнский ^{182}Hf давно уже распался. Т.е. принятое выше допущение, что дифференциация земного вещества происходила по сценарию, показанному на Рис. 2б, находит надёжное подтверждение в экспериментальных данных.

Если представленные выше модели отвечают действительности и земное ядро формировалось в течение длительного времени после формирования планеты, то вполне вероятно, что начальные стадии эволюции мантии и коры протекали в восстановленных условиях [46, 73], в отсутствии свободного кислорода. Лишь с началом второй стадии роста ядра, связанной с диспропорционированием железа в низах мантии, летучесть кислорода в мантии начала повышаться и, в конечном счёте, привела к появлению кислорода в атмосфере.

В завершении я хотел бы подчеркнуть, что представленные выше численные модели не претендуют на количественное описание процесса ранней сегрегации металла и формирования ядра. Во-первых, они показывают, насколько результирующие оценки возраста ядра зависят от предполагаемой динамики его роста и ряда геохимических параметров, пока ещё плохо установленных, прежде всего Hf/W отношения в мантии. Во-вторых, эти модели основаны на предположении от полной изотопной

неравновесности металла и силикатов в процессе сегрегации ядра, что является такой же крайностью, как и предположение о мгновенном и равновесном [18, 20, 25] разделении этих фаз. На основе Hf-W изотопных данных мы имеем не количественное измерение возраста ядра, а модельно-зависимые его оценки, оценки модельного возраста.

Земные и лунные породы имеют одинаковые в пределах полученных погрешностей изотопные отношения вольфрама, разница между ними составляет всего лишь +0.09±0.10 [29] единиц ε_W. С позиций модели образования системы Земля-Луна из единого газо-пылевого сгущения [16] это может означать, что разделение лунного и земного вещества произошло в самом конце процесса сепарации металлического железа из газо-пылевого облака, когда ядра будущей планеты и её спутника (если ядро всё же имеется у Луны) были практически сформированы, и лишь тогда прекратился вещественный обмен между сгущениями будущих Луны и Земли. Количественные оценки времени этого процесса варьируют в зависимости от принимаемого стиля роста ядра и Hf/W отношения в силикатном веществе Земли. При линейном одностадийном росте ядра (предельно упрощённая модель) полное разделение вещества Земли и Луны могло произойти после 116, 160 или 224 млн.лет от момента формирования Солнечной системы. При экспоненциально затухающем стиле роста ядра эти времена оказываются значительно бóльшими – 266, 400 и 640 млн.лет. При двухстадийном – ещё позже, хотя и предыдущие оценки явно завышены, поскольку на Луне известны более древние породы, т.е. её аккреция завершилась раньше (см. обсуждение этого вопроса в [16, 88]). Подчеркну, что из-за перекрытия изотопных отношений вольфрама земных и лунных пород мы можем получить только верхний предел, т.к. нижний во всех случаях приходится даже не на сегодняшний день, а находится в будущем. Очевидно, что этот нижний предел необходимо устанавливать другими способами.

ВЫВОДЫ

1. Существенные различия в значениях модельного возраста системы ядро-мантия в Hf-W и U-Pb изотопных системах определённо указывает, что процесс формирование ядра Земли был длительным. Если бы это было кратковременное событие, обе системы должны были бы показывать согласованные значения его возраста.
2. Простые модельные расчёты времени формирования ядра в Hf-W системе (34 млн. лет) или в U-Pb системе (~0.12 млрд.лет) не могут отражать реального "среднего" возраста ядра при его длительном формировании.
3. Противоречие между оценками возраста земного ядра, основанные на Hf-W и U-Pb изотопных системах, может быть разрешено при допущении, что процесс роста ядра протекал длительно, неравномерно во времени и пространстве. В результате этого в мантии

возникла изотопная гетерогенность вольфрама и свинца, которая в отношении вольфрама постепенно была стёрта в процессе общемантийной конвекции.

4. Длительный процесс формирования ядра – более 10^5 лет – не согласуется с представлениями о мегаимпакте, спровоцировавшем раннюю дифференциацию земного вещества.

5. Численное моделирование показало, что в зависимости от реального Hf/W отношения в мантии и стиля роста ядра, его формирование до 90% конечной массы могло занимать от 0.12 до 2.7 млрд.лет. Эти оценки основаны на допущении о полной неравновесности между силикатным веществом мантии и осаждающейся металлической фазой и дают явно завышенные значения возраста ядра. Реальный же возраст ядра, скорее всего, находится между этими (максимальными) оценками и минимальной – 34 млн.лет после CAI, основанной на модели мгновенного формирования ядра. Более строгих выводов на основе имеющихся изотопных данных для вольфрама сегодня сделать невозможно.

БЛАГОДАРНОСТИ

Многие важные аспекты работы обсуждались с Э.М.Галимовым, А.А.Кадиком и О.Л.Кусковым, которым автор очень признателен. Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-00062), а также программы Президиума РАН № 24.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Hartmann W.K., Davis D.R.** Satellite-sized planetesimals. // Icarus. 1975. V. 24. P. 504-515.

2. **Stevenson D.J.** Origin of the Moon - the collision hypothesis. // Annual Review in Earth and Planetary Science. 1987. V. 15. P. 271-315.

3. **Canup R.M., Asphaug E.** Origin of the Moon in a giant impact near the end of the Earth's formation. // Nature. 2001. V. 412. P. 708-713.

4. **Darwin G.H**. On the secular changes in the orbit of a satellite revolving around a tidally disturbed planet. // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1880. V. 171. P. 713-891.

5. **Cameron A.G.W., Benz W.** The Origin of the Moon and the Single Impact Hypothesis-IV. // Icarus. 1991. V. 92. P. 204-216.

6. **Cameron A.G.W.** Higher-Resolution Simulations of the Giant Impact. // Origin of the earth and moon. Canup R.M., Righter K., Editors. 2000. Univer. Arizona Press: Tucson. P. 133-135.

7. **Галимов Э.М.** О происхождении вещества Луны. // Геохимия. 2004. Т. 42. № 7. С. 691-706.

8. **Wiechert U., Halliday A.N., Lee D.-C., Snyder G.A., Taylor L.A., Rumble D.** Oxygen isotopes and the Moon-Forming giant impact. // Science. 2001. V. 294. P. 345-348.

9. **Сафронов В.С**. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. 1969. Москва: Наука. 244 с.

10. **Wetherill G.W.** Occurrence of giant impacts during the growth of the terrestrial planets. // Science. 1985. V. 228. P. 877-879.

11. **Canup R.M., Angor C.B.** Accretion of the terrestrial planets and the earth-moon system. // Origin of the earth and moon. Canup R.M., Righter K., Editors. 2000. Univer. Arizona Press: Tucson. P. 113-129.

12. **Kortenkamp S.J., Kokubo E., Weidenschilling S.J**. Formation of planetary embryos. // Origin of the earth and moon. Canup R.M., Righter K., Editors. 2000. Univer. Arizona Press, Tucson. P. 85-100.

13. **Belbruno E., Gott J.R.** Where Did The Moon Come From? // The Astronomical Journal. 2005. V. 129. P. 1724-1745.

14. **Laplace P.S.** Exposition du Système du Monde. Vol. II. 1796. Paris: Cercle-Social.

15. **Галимов Э.М., Кривцов А.М., Забродин А.В., Легкоступов М.С., Энеев Т.М., Сидоров Ю.И**. Динамическая модель образования системы Земля-Луна. // Геохимия. 2005. Т. 43. № 11. С. 1139-1150.

16. **Галимов Э.М.** Образование Луны и Земли из общего супрапланетного газо-пылевого сгущения (доклад на XIX Всероссийском симпозиуме по геохимии изотопов 16 ноября 2010 г.). // Геохимия. 2011. V. 49. P. 563-580.

17. **Витязев А.В., Печерникова Г.В.** В развитие теории происхождения и ранней эволюции Земли. // Физика Земли. 1996 P. 3-16.

18. **Harper C.L., Jacobsen S.B.** Evidence for Hf-182 in the Early Solar-System and Constraints on the Timescale of Terrestrial Accretion and Core Formation. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. V. 60. P. 1131-1153.

19. **Halliday A.N., Lee D.C.** Tungsten Isotopes and the Early Development of the Earth and Moon. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. V. 63. P. 4157-4179.

20. **Jacobsen S.B.** The Hf-W Isotopic System and the Origin of the Earth and Moon. // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2005. V. 33. P. 18.1-18.40.

21. **Stacey F.D., Stacey C.H.B.** Gravitational energy of core evolution: implications for thermal history and geodynamo power. // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1999. V. 110. P. 83-93.

22. **Halliday A.N., Porcelli D**. In search of lost planets - the paleocosmochemistry of the inner solar system. // Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 192. P. 545-559.

23. **Толстихин И.Н.** Изотопная геохимия гелия, аргона и редких газов. ed. Пушкарев Ю.Д. 1986. Ленинград: Наука. 200 с.

24. **Honda M., Reynolds J.H., Roedder E., Epstein S.** Noble gases in diamonds: occurences of solar-like helium and neon. // Journal of Geophysical Research. 1987. V. 92. P. 12507-12522.

25. **Halliday A.N., Lee D.-C., Jacobsen S.B.** Tungsten isotopes, the timing of metal - silicate fractionation and the origin of the earth and moon. // Origin of the Earth and Moon. Righter K., Canup R., Editors. 2000. Univ. Arizona Press. P. 45-62.

26. **Allegré C., Manhes G., Gopel C.** The major differentiation of the Earth at ~4.45 Ga. // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 267. P. 386-398.

27. **Leya I., Wieler R., Halliday A.N.** The influence of cosmic-ray production on extinct nuclide systems. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2003. V. 67. P. 529-541.

28. **Halliday A., Rehkamper M., Lee D.C., Yi W.** Early Evolution of the Earth and Moon - New Constraints from HF-W Isotope Geochemistry. // Earth and Planetary Science Letters. 1996. V. 142. P. 75-89.

29. **Touboul M., Kleine T., Bourdon B., Palme H., Wieler R**. Late formation and prolonged differentiation of the Moon inferred from W isotopes in lunar metals. // Nature. 2007. V. 450. P. 1206-1209.

30. **Vockenhuber C., Oberli F., Bichler M., Ahmad I., Quitte G., Meier M., Halliday A.N., Lee D.-C., Kutschera W., Steier P., Gehrke R.J., Helmer R.G.** New half-life measurement of 182Hf: improved chronometer for the early solar system. // Physical Revew Letters. 2004. V. 93. P. 172501.

31. **Grossman L**. Refractory inclusions in the Allende meteorite. // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1980. V. 8. P. 559-608.

32. **Amelin Y., Krot A.N., Hutcheon I.D., Ulyanov A.A**. Lead Isotope Ages of Chondrules and Calcium-Aluminum-Rich Inclusions. // Science. 2002. V. 297. P. 1678-1683.

33. **Amelin Y.V., Wadhwa M., Lugmair G.** Pb-isotopic dating of meteorites using ^{202}Pb-^{205}Pb double-spike: comparison with other high-resolution chronometers (abstract). // 37th Annual Lunar and Planetary Science Conference. 2006. League City, Texas. 37. 1970.

34. **Lee D.C., Halliday A.N.** Hf-W Internal Isochrons for Ordinary Chondrites and the Initial Hf-182/Hf-180 of the Solar-System. // Chemical Geology. 2000. V. 169. P. 35-43.

35. **Yin Q., Jacobsen S.B., Yamashita K., Blichert-Toft J., Telouk P., Albarade F. A** short timescale for terrestrial planet formation from Hf-W chronometry of meteorites. // Nature. 2002. V. 418. P. 949-952.

36. **Lee D.C., Halliday A.N**. Hafnium-Tungsten Chronometry and the Timing of Terrestrial Core Formation. // Nature. 1995. V. 378. P. 771-774.

37. **Kleine T., Mezger K., Munker C., Palme H., Bischoff A.** 182Hf-182W isotope systematics of chondrites, eucrites, and martian meteorites: Chronology of core formation and early mantle differentiation in Vesta and Mars. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. V. 68. P. 2935-2946.

38. **Wood B.J., Nielsen S.G., Rehkamper M., Halliday A.** The effects of core formation on the Pb- and Tl- isotopic composition of the silicate Earth. // Earth and Planetary Science Letters. 2008.

39. **Tatsumoto M., Knight R.J., Allegré C.J**. Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206. // Science. 1973. V. 180. P. 1279-1283.

40. **Chen J.H., Wasserburg G.J.** The least radiogenic Pb in iron meteorites. // Fourteenth Lunar Planet.Sci. Conf. Abs. 1983. V. Part 1. P. 103-104.

41. **Hillgren V.J., Drake M.J., Rubie D.C**. High-Pressure and High-Temperature Metal-Silicate Partitioning of Siderophile Elements - The Importance of Silicate Liquid Composition. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. V. 60. P. 2257-2263.

42. **Walter M.J., Newsom H.E., Ertel W., Holzheid A.** Siderophile Elements in the Earth and Moon: Metal/Silicate Partitioning and Implications for Core Formation. // Origin of the Earth and Moon. Canup R., Righter K., Editors. 2000. University of Arizona Press: Tuscon. P. 265-289.

43. **Jana D., Walker D**. Core formation in the presence of various C-H-O volatile species. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. V. 63. P. 2299-2310.

44. **Righter K.** Metal-Silicate Partitioning of Siderophile Elements and Core Formation in the Early Earth. // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2003. V. 31. P. 135-174.

45. **Кадик А.А**. Режим летучести кислорода в верхней мантии как отражение химической дифференциации планетарного вещества. // Геохимия. 2006. Т. 44. № 1. С. 56-71.

46. **Галимов Э.М.** Наращивание ядра Земли как источник её внутренней энергии и фактор эволюции окислительно-восстановительного состояния мантии. // Геохимия. 1998. Т. 36. № 8. С. 755-758.

47. **Newsom H.E., Sims K.W.W., Noll P.D., Jaeger W.L., Maehr S.A., Beserra T.B.** The Depletion of Tungsten in the Bulk Silicate Earth - Constraints on Core Formation. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. V. 60. P. 1155-1169.

48. **Mcdonough W.F., Sun S.S.** The Composition of the Earth. // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223-253.

49. **Stacey J.S., Kramers J.D**. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. // Earth and Planetary Science Letters. 1975. V. 26. P. 207-221.

50. **Warren P.H., Kallemeyn G.W., Kyte F.T.** Origin of planetary cores: Evidence from highly siderophile elements in martian meteorites. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. V. 63. P. 2105-2122.

51. **Chou C.-L.** Fractionation of siderophile elements in the Earth's upper mantle. // Proc. Lunar Planet. Sci.Conf. 1978. 9. 219-230.

52. **Ringwood A.E.** Origin of the Earth and Moon. // New York: Springer-Verlag. 1979 P. 295.

53**. Becker H., Horan M.F., Walker R.J., Gao S., Lorand J.P., Rudnick R.L.** Highly siderophile element composition of the Earth's primitive upper mantle: Constraints from new data on peridotite massifs and xenoliths. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. V. 70. P. 4528-4550.

54**. Костицын Ю.А.** Взаимосвязь между химической и изотопной (Sr, Nd, Hf, Pb) гетерогенностью мантии. // Геохимия. 2007. Т. 45. № 12. С. 1267-1291.

55. **Schersten A., Elliott T., Hawkesworth C., Russel S., Masarik J**. Hf–W evidence for rapid differentiation of iron meteorite parent bodies. // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 241. P. 530-542.

56. **McSween H.Y., Ghosh A., Grimm R.E., Wilson L., Young E.D.** Thermal Evolution Models of Asteroids. // Asteroids III. Bottke W.F., Cellino A., Paolicchi P., Binzel R.P., Editors. 2002. University of Arizona Press. P. 559-572.

57. **Ghosh A., Weidenschilling S.J., McSween H.Y., Rubin A.E.** Asteroidal Heating and Thermal Stratification of the Asteroid Belt. // Meteorites and the Early Solar System II. Lauretta D.S., McSween H.Y., Editors. 2006. University of Arizona Press. P. 555-566.

58. **Kleine T., Mezger K., Palme H., Scherer E., Munker C**. Early core formation in asteroids and late accretion of chondrite parent bodies: Evidence from 182Hf-182W in CAIs, metal-rich chondrites, and iron meteorites. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. V. 69. P. 5805-5818.

59. **Quitte G., Birck J.L., Allegré C.J**. HF-182-W-182 Systematics in Eucrites - The Puzzle of Iron Segregation in the Early Solar-System. // Earth and Planetary Science Letters. 2000. V. 184. P. 83-94.

60. **Костицын Ю.А.** Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? // Петрология. 2004. Т. 12. № 5. С. 451-466.

61. **Allegré C.J., Lewin E.** Chemical Structure and History of the Earth: Evidence from Global Non-Linear Inversion of Isotopic Data in a Three Box Model. // Earth and Planetary Science Letters. 1989. V. 96. P. 61-88.

62. **Sinha A.K., Tilton G.R.** Isotopic composition of common lead. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1973. V. 37. P. 1823-1849.

63. **Allegré C.J**. Chemical geodynamics. // Tectonophysics. 1982. V. 81. P. 109-132.

64. **Kramers J.D., Tolstikhin I.N.** Two Terrestrial Lead-Isotope Paradoxes, Forward Transport Modeling, Core Formation and the History of the Continental-Crust. // Chemical Geology. 1997. V. 139. P. 75-110.

65. **Rushmer T., Minarik W.G., Taylor G.J.** Physical Processes of Core Formation. // Origin of the Earth and Moon. Canup R., Righter K., Editors. 2000. Univer. Arizona Press: Tuscon. P. 227-243.

66. **Tonks W.B., Melosh H.J**. Magma Ocean Formation Due to Giant Impacts. // Journal of Geophysical Research-Planets. 1993. V. 98. P. 5319-5333.

67. **Righter K., Drake M.J., Yaxley G.** Prediction of Siderophile Element Metal-Silicate Partition-Coefficients to 20-GPa and 2800°C - The Effects of Pressure, Temperature, Oxygen Fugacity, and Silicate and Metallic Melt Compositions. // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1997. V. 100. P. 115-134.

68. **Jones J.H., Drake M.J.** Geochemical Constraints on Core Formation in the Earth. // Nature. 1986. V. 322. P. 221-228.

69. **Jones J.H., Palme H.** Geochemical Constraints on the Origin of the Earth and Moon. // Origin of the earth and moon. Canup R.M., Righter K., Editors. 2000. Univer. Arizona Press: Tucson, USA. P. 197-216.

70. **Wasson J.T., Kallemeyen G.W**. Composition of chondrites. // Philosophical Transactions of the Royal Society of London - A. 1988. V. 325. P. 535-544.

71. **Javoy M.** Chemical Earth Models. // Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie II Fascicule A-Sciences De La Terre et Des Planetes. 1999. V. 329. P. 537-555.

72. **Allegré C., Manhes G., Lewin E.** Chemical Composition of the Earth and the Volatility Control on Planetary Genetics. // Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 185. P. 49-69.

73. **Galimov E.M.** Redox evolution of the Earth caused by a multi-stage formation of its core. // Earth and Planetary Science Letters. 2005. V. 233. P. 263-276.

74. **Wood B.J., Halliday A.N.** Cooling of the Earth and core formation after the giant impact. // Nature. 2005. V. 437. P. 1345-1348.

75. **Oversby V.M., Ringwood A.E.** Time of formation of the Earth's core. // Nature. 1971. V. 234. P. 463-465.

76. **Vollmer R.** Terrestrial lead isotopic evolution and formation time of the Earth's core. // Nature. 1977. V. 270. P. 144-147.

77. **Duncan I.J.** Lead isotope systematics and the evolution of the core, mantle, crust and atmosphere. // Journal of Geodynamics. 1985. V. 2. P. 1-21.

78. **Hart S.R., Gaetani G.A.** Mantle Pb paradoxes: the sulfide solution. // Contributions to Mineralalogy and Petrology. 2006. V. 152. P. 295-308.

79. **Stacey J.S., Kramers J.D.** Approximation of terresttrial lead isotope evolution by a two-stage model. // Earth Planet.Sci.Lett. 1975. V. 26. P. 207-221.

80. **Amov B.G.** Evolution of uranogenic and thorogenic lead, 1. A dynamic model of continuous isotopic evolution. // Earth and Planetary Science Letters. 1982. V. 65. P. 61-74.

81. **Asmerom Y., Jacobsen S.B.** The Pb Isotopic Evolution of the Earth - Inferences from River Water Suspended Loads. // Earth and Planetary Science Letters. 1993. V. 115. P. 245-256.

82. **Ringwood A.E.** Some aspects of the thermal evolution of the Earth. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1960. V. 20. P. 241-259.

83. **Kamber B.S., Kramers J.D.** Geochemistry: How well can Pb isotopes date core formation? // Nature. 2006. V. 444. P. E1-E2.

84. **Yin Q.-z., Jacobsen S.B.** Geochemistry: Does U-Pb date Earth's core formation? // Nature. 2006. V. 444. P. E1-E1.

85. **Göpel C., Manhes G., Allegré C.J**. U-Pb Systematics of Phosphates from Equilibrated Ordinary Chondrites. // Earth and Planetary Science Letters. 1994. V. 121. P. 153-171.

86. **Allegre C.J., Manhes G., Gopel C.** The age of the Earth. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59. P. 1445-1456.

87. **Touboul M., Puchtel I.S., Walker R.J**. 182W Evidence for Long-Term Preservation of Early Mantle Differentiation Products. // Science. 2012. V. 335. P. 1065-1069.

УДК 551.1 : 551.2 : 550.384.1

Гипотеза эродируемого протоядра: новый взгляд на природу геомагнитного поля

Пушкарев Ю.Д. [1], Старченко С.В. [2]

[1]*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, ydcanon@rambler.ru*
[2]*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн, Троицк*

Предполагается, что твердое ядро Земли не кристаллизовалось из жидкого, а представляет собой протопланетный зародыш, на котором началась гетерогенная аккреция. Такое протоядро состоит из смеси железоникелевого сплава и силикатного хондритового вещества. Геосфера жидкого ядра формируется из внешних частей планеты и, опускаясь к центру планеты, медленно разрушает протоядро посредством поверхностной эрозии. Освобождающееся при этом силикатное вещество всплывает в жидком ядре, обуславливая композиционную конвекцию, поддерживающую геодинамо. Модельные расчеты показывают, что гравитационная энергия от такого всплывания достаточна для перегрева подошвы нижней мантии и формирования плюмов. Предсказаны изотопные и геофизические эффекты, которые могут стать основанием для проверки гипотезы.

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что мощность тепловой конвекции, потенциально способной поддерживать геодинамо, составляет менее 10% от разности между общим тепловым потоком из ядра Земли (3-15 ТВт) и его адиабатической составляющей (~5 ТВт) [1]. Отсюда максимальная поддержка геомагнитного динамо тепловой конвекцией не превышает 1 ТВт, а при тепловом потоке меньше адиабатического этот вид конвекции и вовсе невозможен. В отличие от тепловой, боле эффективная композиционная конвекция всегда генерирует геомагнитное поле. Поэтому уже 50 лет после публикации С.И.Брагинского [2] общепринято, что геомагнитное поле определяется композиционной конвекцией в жидком ядре, которая обусловлена гравитационным разделением продуктов его кристаллизации. Однако с появлением банка надежных палеомагнитных данных [3] выясняется геомагнитный парадокс. Его суть в том, что геомагнитное поле, сравнимое по напряженности с современным, проявляется задолго до начала того процесса кристаллизации жидкого ядра (например, [4]), который якобы обуславливает действие геодинамо. Отсюда, если для генерации древнейшего геомагнитного поля, действительно требуется композиционная конвекция, то она должна иметь какую-то иную природу.

ГИПОТЕЗА ЭРОДИРУЕМОГО ПРОТОЯДРА И ЕЕ СЛЕДСТВИЯ

Геомагнитный парадокс может быть объяснен, если предположить, что твердое ядро Земли не кристаллизовалось из жидкого, а представляет собой остаток того древнейшего зародыша, на котором началась гетерогенная аккреция [5]. Такое протоядро состояло из смеси железоникелевого сплава с силикатным хондритовым компонентом. Доля этого силикатного компонента от центра планеты, где на него приходилось около 5%, к периферии возрастало, достигая хондритового соотношения, и далее продолжало увеличиваться вплоть до поверхности.

Эволюция системы «мантия-протоядро» представляется в следующем виде (рис.1). Вскоре после завершения аккреции или к концу ее во внешней части планеты образуется геосфера жидкого ядра, которая начинает погружаться, разрастаясь за счет плавления новых порций железоникелевого сплава. Однако по мере погружения геосферы жидкого ядра растет давление, а с ним растет и температура плавления этого сплава.

В итоге простое плавление прекращается, сменяясь существенно более медленным процессом эрозии поверхности протоядра за счет ее взаимодействия с ядром жидким. Это происходит потому, что при гетерогенной аккреции во внешней части планеты и в формирующемся в ней жидком ядре сконцентрированы такие компоненты как S и/или FeO.



Рис.1. **Дифференциация вещества в системе «жидкое ядро - протоядро».**

Соединяясь с железоникелевым сплавом, они способны существенно понижать температуру его плавления. При подобном взаимодействии высвобождается присутствующий в протоядре силикатный хондритовый компонент. Будучи почти в два раза менее плотным по сравнению с жидким металлом, он всплывает, продуцируя композиционную конвекцию (рис. 1).

ЭНЕРГЕТИКА ЭРОДИРУЕМОГО ПРОТОЯДРА

Плотностная дифференциация вещества в системе «жидкое ядро - протоядро» сопровождается выделением гравитационной энергии, которая трансформируется в тепловую. Мы оценили эту гравитационную энергию в соответствии с моделью схематически изображенной на рис. 2. Все условные обозначения здесь стандартны, а величины соответствующих фиксированных и средних физических параметров постоянны [6]. Выделяемая энергия

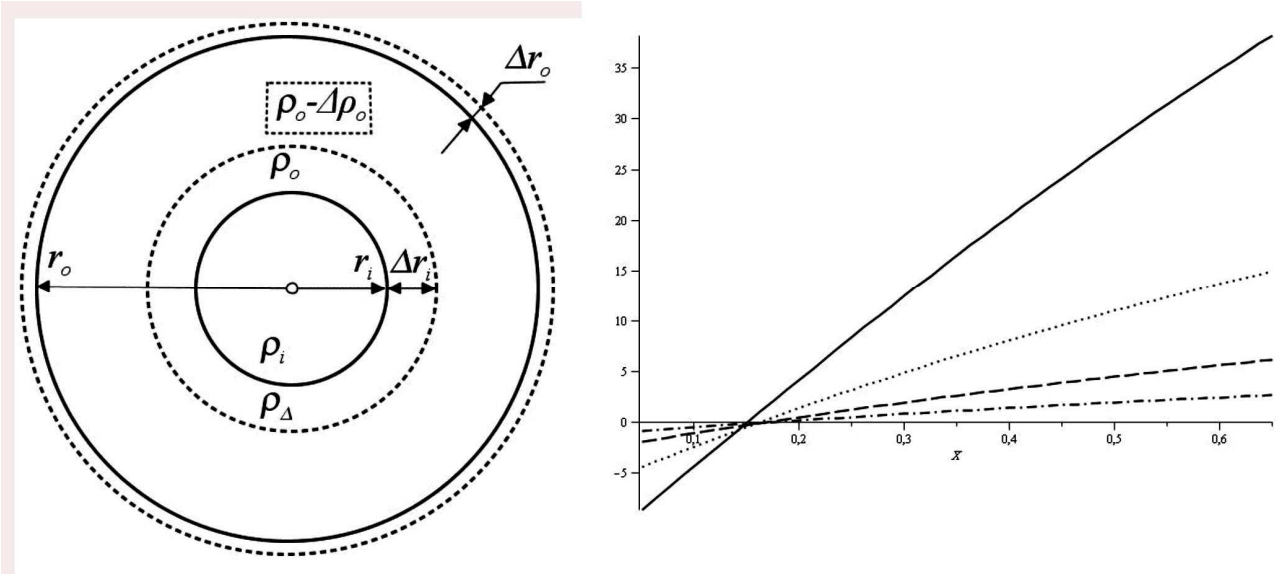


Рис. 2**. Модельный расчет гравитационной энергии, выделяющейся при эрозии протоядра**

Примечание: слева - модель эволюции протоядра. Пунктирные окружности - границы протоядра и жидкого ядра до начала эрозии; сплошные окружности – те же самые границы после эрозии; *r* – радиус сферы, *ρ* – локальная плотность внутри нее, Δ – разница в величине параметра, нижние индексы «*o*» и «*i*» - значения этого параметра «до» и «после» эрозии соответственно. Справа - оценка гравитационной энергии *E*, которая выделялась во время эрозии протоядра. Ось ординат - *E* в 10^{29}Дж; ось абсцисс - *X* – средняя доля легкого компонента в эродируемой части протоядра. Линии на диаграмме (снизу вверх) соответствуют оболочкам эродированного протоядра мощностью 250, 500, 1000 и 2000 км.

представляет собой разницу между гравитационной энергией до и после эрозии (рис. 2), которая рассчитывается как разница между хорошо известными сферически симметричными гравитационными потенциалами:

$$E = G\int_0^{r_o+\Delta r_o} \frac{M_a(r)\rho_a(r) - M_b(r)\rho_b(r)}{r} 4\pi r^2 dr \qquad (1)$$

Где *G* - гравитационная постоянная Ньютона, нижний индекс использован для значений до (a) и после (b) эрозии, *M* – общая масса внутри сферы с радиусом *r*, а *ρ* – локальная плотность. Главная сложность состояла в том, чтобы недвусмысленно оценить *M* и *ρ*. Для преодоления этой трудности

мы использовали все возможные законы сохранения массы, данные PREM [7] и фиксированное для каждого расчета X, которое представляет собой среднюю концентрацию легкой примеси в эродированной части протоядра. Эта эродированная часть показана на рис.2 (слева) сферической оболочкой имеющей мощность Δr_i. В результате модельных расчетов мы получили общее решение для энергии *E* из равенства (1), которая зависит только от X и Δr_i. Это решение иллюстрируется рис. 2 (справа).

В частности модельные расчеты показывают, что мощность выделяющейся энергии в среднем составляет 20 ТВт в течение 4 млрд. лет при X=0.5 и Δr_i = 2000 км. Этого достаточно для перегрева подошвы нижней мантии и формирования плюм-потоков разуплотненного вещества на протяжении почти всей геологической истории. Причем в зависимости от распределения в протоядре железоникелевого и силикатного компонентов в энергетическом режиме системы в целом возможна кульминационная стадия в архее.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПРОВЕРКИ ГИПОТЕЗЫ ЭРОДИРУЕМОГО ПРОТОЯДРА

Существует несколько вариантов проверки обсуждаемой гипотезы. При ее справедливости в мантию из эродируемого протоядра должен поступать всплывающий в жидком ядре хондритовый силикатный компонент, меченный изотопным составом сопряженных с ним первичных благородных газов и изотопом ^{129}Xe, а также свинцом аналогичным по изотопному составу хондритовому. Благородные газы с подобным изотопным составом в мантийных магматических производных установлены давно, что позволило сформулировать так называемый изотопный ксеноновый парадокс [8]. Таким образом, согласно обсуждаемой гипотезе, протоядро является тем скрытым резервуаром, с которым связано проявление этого парадокса. Причем поиски свинца с изотопными характеристиками, соответствующими хондритовому компоненту, становятся одним из вариантов проверки справедливости развиваемой гипотезы.

Предварительные результаты обобщения Pb-Pb изотопной систематики (рис. 3) свидетельствуют о том, что в кульминационные стадии мегациклов эндогенной активности в мантийных производных выявляется добавка компонента (до 3%), который по изотопному составу свинца соответствует веществу протоядра. Если в будущем это подтвердится, такая особенность Pb-Pb изотопной систематики станет убедительным подтверждением гипотезы протоядра.

Основой еще одного варианта проверки нашей гипотезы может стать накопление палеомагнитных данных, свидетельствующих о повышенной доле в раннем докембрии (по сравнению с фанерозоем) продолжительных

периодов с неизменной геомагнитной полярностью (суперхронов). Если подтвердится предположение о том, что такой феномен связан со стабилизирующей ролью твердого ядра в обращении геомагнитной полярности [9], то это станет прямым свидетельством существования твердого ядра до начала кристаллизации жидкого ядра [4]. В итоге

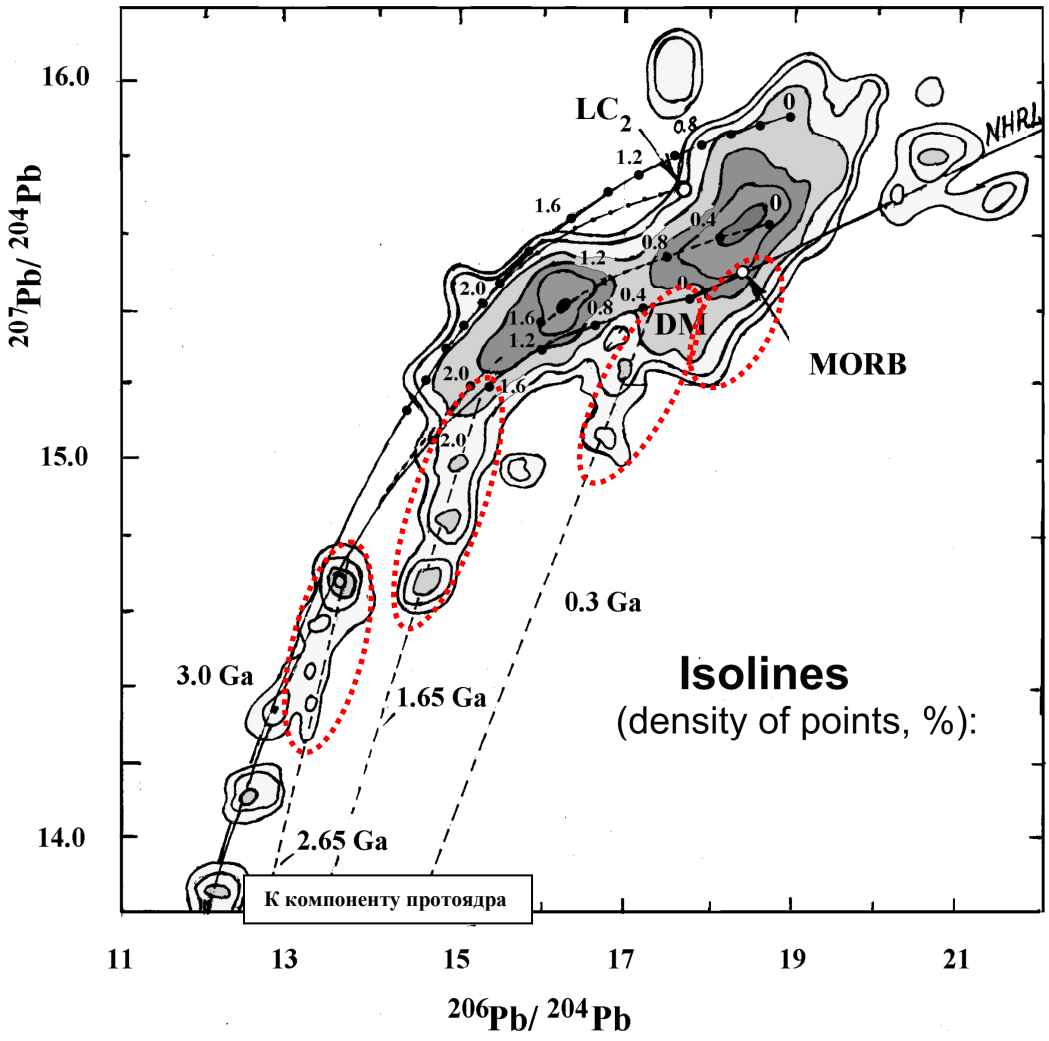


Рис. 3. **Pb-Pb изотопная систематика земных магматических пород, среди которых 130 образцов мантийных производных основного состава.**

Пунктирные линии соответствуют двухкомпонентным смесям системы «мантия – протоядро» для кульминационных стадий мегациклов эндогенной активности возрастом 2.65, 1.65 и 0.3 млрд. лет. Точечные эллипсы вдоль этих пунктирных линий отражают добавку компонента протоядра в мантию вплоть до 3% (для мегацикла в 1.65 млрд. лет).

еще раз подтвердится несостоятельность традиционных представлений о природе геодинамо.

Как уже отмечалось, в зависимости от распределения в протоядре железоникелевого и силикатного компонентов в энергетическом режиме

эволюции системы «жидкое ядро - протоядро» возможна кульминационная стадия в архее. Отсюда выявление такой кульминации в напряженности геомагнитного поля становится еще одним из вариантов проверки предсказавшей ее модели.

Наконец, прямым подтверждением развиваемых представлений могут стать сейсмо-томографические эффекты, интерпретируемые в статье названной «Плавление внутреннего ядра Земли» [10] как свидетельство дезинтеграции твердого ядра.

Предлагаемая гипотеза позволяет вернуться к модели гетерогенной аккреции, поскольку решает главную проблему, лежащую в основе ее отбраковки - формирование жидкого ядра при начальном размещении значительной доли компонента металлического железа в центре планеты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Thorne L., Hernlund J., Buffett B.A.**// Geoscience. 2008. V. 1. P. 25–32.
2. **Брагинский С.И.** // ДАН. 1962. Т. 149. № 6. С. 1311-1314.
3. **Sherbakova V.V., Lubnina N.V, Shcherbakov V.P.** et al. // Geophys. J. Int. 2008. V. 175. P. 433-448.
4. **Labrosse S., Poirier J.P., Mouel J.L.** // Earth and Planet. Sci. Let. 2001. V. 190, P. 111-123.
5. **Pushkarev Y.D., Starchenko S.V. //** Geochim. Cosmochim. Acta. 2010. V. 74 (12). A835.
6. **Старченко С.В., Котельникова М.С.** // ЖЭТФ, 2002.Т.94 (3). С. 459-469.
7. **Dziewonski A.M., Anderson D.L.** // Phys. Earth Planet. Inter. 1981. V. 25. P. 297-356.
8. **Tolstikhin I.. Hofmann A.W.**//Phys. Earth Planet. Intern. 2005.V.148.P.109–130.
9. **Hollerbach R., Jones C.A.** // Phys.Earth Planet. Inter. 1995. V. 87. P. 171-181.
10. **Gubbins D., Sreenivasan B., Mound J., Rost S.** // Nature. 2011. V. 473. P. 361–363.

УДК 552.33 550.42

Ивановский вулкано-плутонический комплекс в составе Кольской палеозойской щелочной провинции: геологическое строение, возраст и вещественный состав

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Елизарова И.Р.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, , e-mail: arzamas@geoksc.apatity.ru

Кольская щелочная провинция включает 16 массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, а также крупнейшие в мире нефелин-сиенитовые плутоны Хибин и Ловозера, содержащие большие запасы нерудного и редкометалльного сырья. Большинство комплексов расположено в центральной и юго-западной частях Кольского полуострова, предполагается, что их пространственное размещение контролируют разломы северо-восточного простирания. Вместе с тем, в восточной части полуострова до последнего времени не были обнаружены проявления щелочного магматизма, которые позволили бы подтвердить правомерность подобной схемы тектонического контроля. В результате корреляционно-съемочных работ в пределах Мурманского блока в районе губы Ивановки на Баренцевоморском побережье был обнаружен комплекс весьма пестрых по составу и различных по условиям залегания интрузивных, субвулканических и эффузивных щелочных пород, прослеживающихся в виде широкой полосы северо-восточного простирания (рис.1) на протяжении 18 км .

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Вмещающие комплекс породы представлены: 1) гранитоидами и гранодиоритами раннеархейского возраста; 2) гравелитами, песчаниками и алевролитами рифейского комплекса, которые сохранились только в тектонически опущенных участках; 3) диопсидовыми долеритами, слагающими пластовые субгоризонтальные тела мощностью до 50 м и площадью до нескольких квадратных километров. Субвертикальные дайки авгитовых долеритов секут все перечисленные выше породы и имеют северо-восточное простирание. Геологические наблюдения позволяют однозначно отнести все проявления щелочного магматизма к наиболее поздним образованиям района. Об этом свидетельствует автономная структурная позиция тел щелочных магматитов, наличие в ряде участков зон фенитизации гранитогнейсов и долеритов, а также многочисленные обломки последних в щелочных породах

Собственно щелочные образования представлены широким спектром пород, различных по условиям залегания и вещественному составу (рис.2):1)

нефелиновые трахибазальты и трахиты в составе вулканогенно-осадочной толщи; 2) оливиновые пироксениты и мельтейгиты, образующие интрузивное тело; 3) породы дайковой серии, представленные дайками и трубками щелочных пикритов, ультраосновных фоидитов, щелочных трахитов. Совокупность перечисленных геологических образований позволяет рассматривать их как сложный полифазный вулкано-плутонический комплекс.

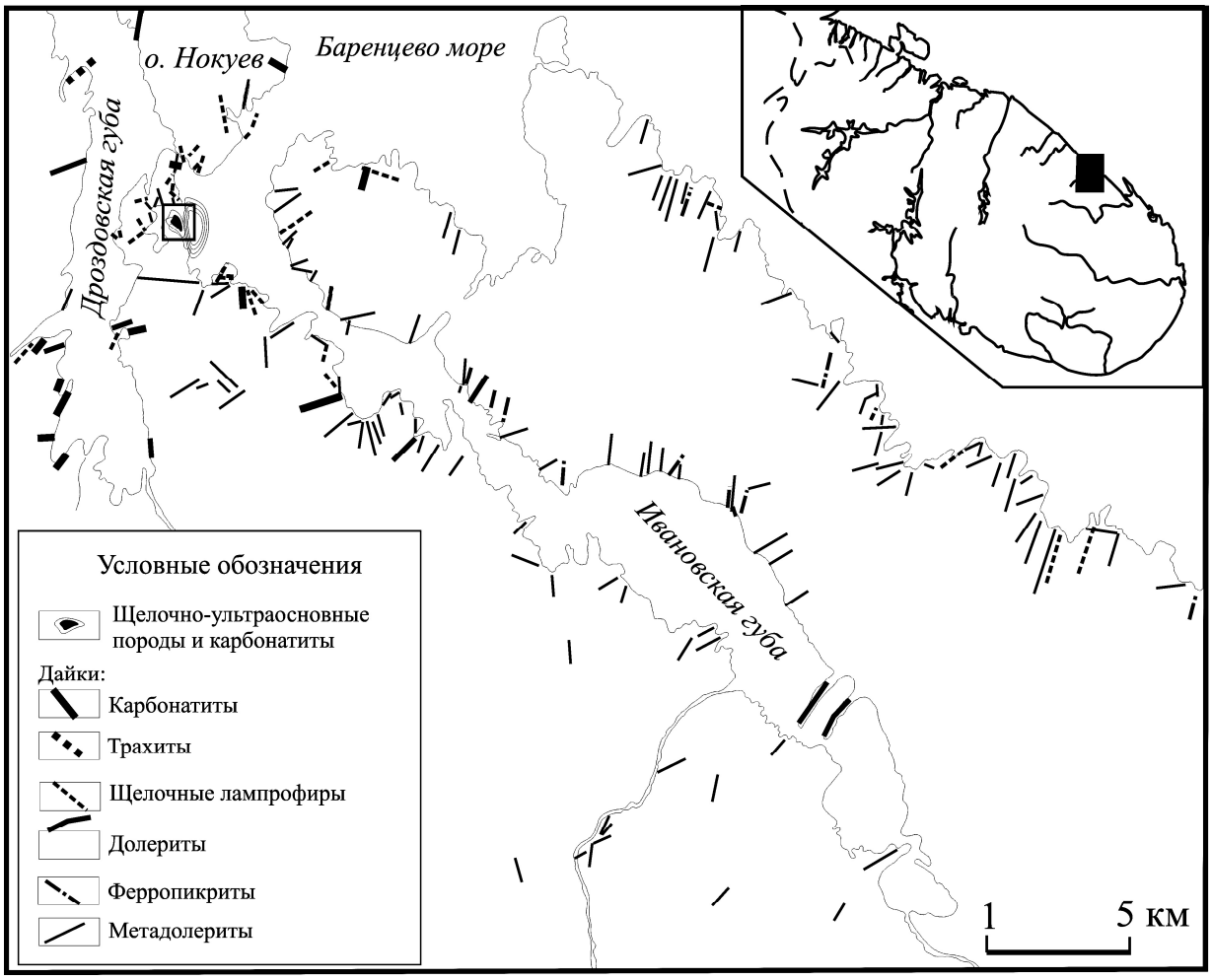


Рис.1. **Схема размещения щелочных пород в районе Дроздовка-Ивановка. Прямоугольником обозначен участок детальных работ. На врезке - местоположение Ивановского массива в пределах Кольского полуострова.**

Щелочные вулканиты представлены туфами, туффитами, туфолавами, лавобрекчиями в составе вулканогенно-осадочной толщи. Останцы этих пород сохранились на участках размером до нескольких сотен метров в узкой линейной зоне по берегам губы Ивановки и прослеживаются на расстояние до 18 км от устья залива. Максимальная видимая мощность вулканогенно-осадочной толщи достигает 30-40 м, залегание субгоризонтальное. Можно выделить две основные разновидности вулканитов: нефелиновые

трахибазальты и щелочные трахиты, связанные между собой серией переходных разновидностей. Для пород характерна порфировая структура, обусловленная наличием вкрапленников плагиоклаза, соответствующего по составу андезину, базис представлен микрокристаллическим агрегатом лейст полевого шпата, сыпью рудного минерала и редкими выделениями темноцветов - клинопироксена, слюды, амфибола.

Породы интрузивной серии слагают тело, основная часть которого скрыта водами Ивановской губы (рис.1). Согласно данным магниторазведки в подводной части выявлены две аномалии размером 0.2х0.4 км и 0.2х0.7 км, отстоящие друг от друга на расстоянии 600 м. Более крупное тело полностью скрыто водами залива, краевая часть другого вскрыта в отливной зоне. Геологические наблюдения свидетельствуют о формировании интрузии в две фазы: в первую произошло внедрение нефелинсодержащих оливиновых пироксенитов, во вторую были сформированы мельтейгиты. Интрузия сложена преимущественно породами второй фазы, включающими крупные и мелкие останцы оливиновых пироксенитов. Распространены также зоны брекчий, в которых эти породы сцементированы мельтейгитовым материалом. В целом указанные соотношения, свидетельствующие о смене щелочных ультрамафитов ультраосновными фоидолитами, соответствуют установленной в щелочно-ультраосновных комплексах последовательности формирования пород.

Породы даек и трубок взрыва закартированы в широкой полосе, обрамляющей выходы интрузивных пород по берегам губы Ивановки, а также губы Дроздовка (рис.1). Подавляющее число тел имеет северо-восточное простирание, совпадающее с основным направлением разломов, контролирующих развитие магматизма в районе. Закартировано более 100 даек мощностью от нескольких сантиметров до первых метров. Среди них наибольшее распространение имеют щелочные лампрофиры (77%), менее распространены щелочные пикриты (13%) и щелочные трахиты (10%). Среди многочисленных даек долеритов и метадолеритов выделена группа наиболее свежих субвертикальные тел долеритов мощностью 10-35 м тел преимущественно северо-восточного простирания, которые отнесены нами, согласно геохронологическим данным, к палеозойским образованиям.

Щелочные пикриты слагают дайки и трубку взрыва, прорывающую породы интрузивного комплекса (рис.2). форма тела в плане изометричная. Собственно диатрема сложена эксплозивной брекчией с обломками вмещающих пород, цемент представлен двумя типами: щелочным пикритом и существенно карбонатным материалом, в котором подавляющая часть порфировых вкрапленников замещена кальцитом, реже доломитом.

ВОЗРАСТ МАССИВА

Для геохронологического датирования был выбран образец оливинового мельтейгита из центральной части массива (рис. 2). Полученная минеральная Rb-Sr изохрона, рассчитанная по оливину (Ol), клинопироксену (Cpx), нефелину (Neph), биотиту (Bt) и породе (WR), показала возраст 371 ± 8 млн лет (рис. 3).

.

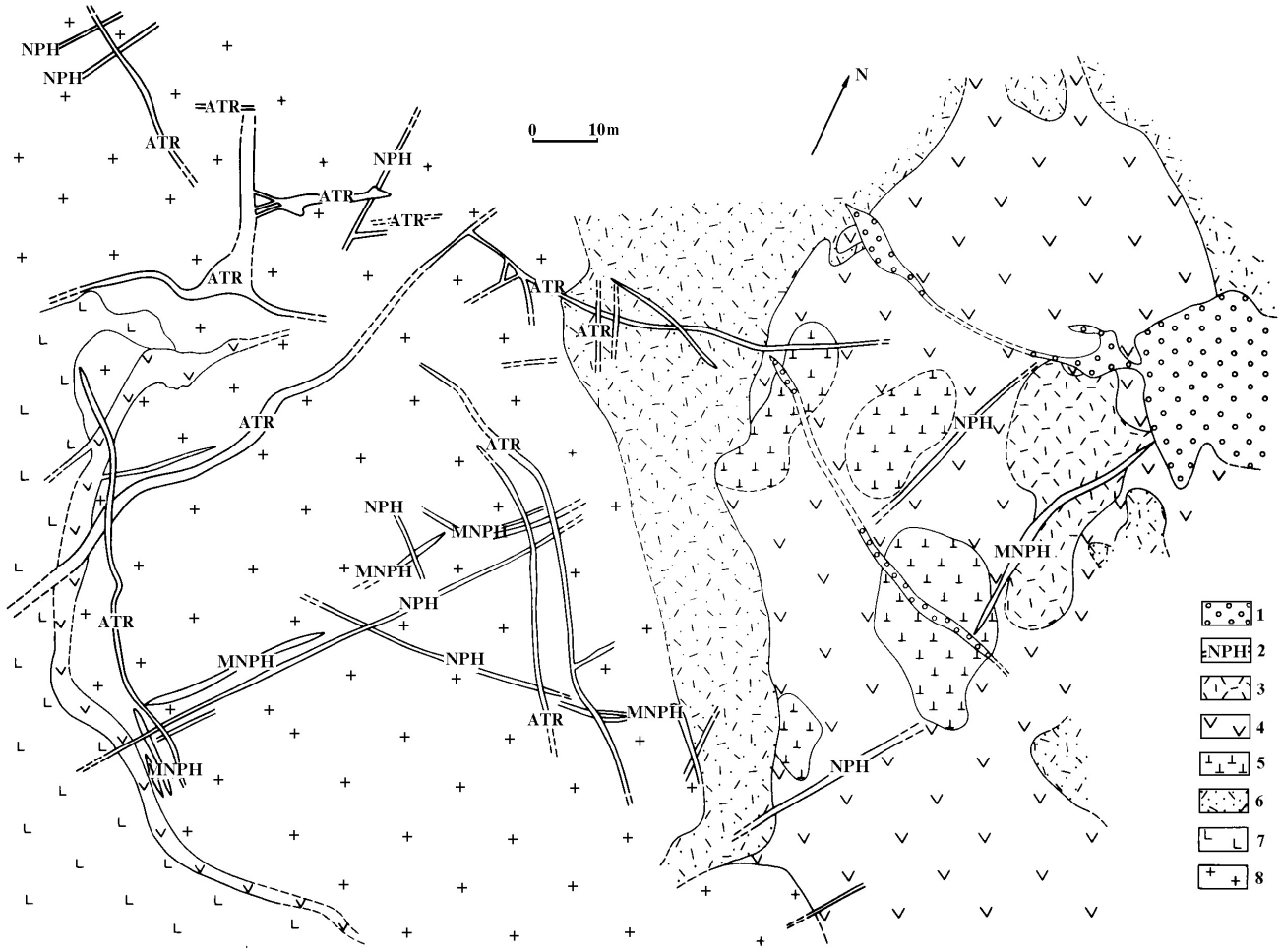


Рис.2. **Схема строения участка детальной съемки побережья Ивановской губы.**

1 - щелочные пикриты трубки взрыва карбонатизированные, 2 - дайки: ATR - щелочных трахитов, MNPH - меланефелинитов, NPH - нефелинитов, 3 - туфы, вулканические стекла трахитового состава 4 - оливиновые мельтейгит-порфиры, 5 - оливиновые пироксениты, 6 - щелочные трахиты жерловой фации, 7 – пойкилоофитовые долериты; 8 – докембрийские гранитоиды.

Проанализированная $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом монофракция плагиоклаза из дайки долерита показала возраст 393±5 млн лет (рис. 4). Эти данные совпадают с оценками возраста, полученными $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом для долеритовых даек п-ова Варангер [Guise, Roberts, 2002], а также с нашими датировками даек баренцевоморского роя [Арзамасцев и др, 2009]

ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД

Породы Ивановского комплекса представлены в основном гетероморфными субвулканическими образованиями, варьирующими по текстурно-структурным характеристикам от полнокристаллических оливиновых пироксенитов, оливиновых мельтейгит-порфиров до типичных щелочных лампрофиров меланефелинитовой серии, сформировавшихся, судя по геологическим наблюдениям, в течение относительно короткого возрастного интервала.

Оливиновые пироксениты, слагающие основной объем интрузии, представляют собой массивные среднезернистые породы с хорошо визуально различимыми вкрапленниками оливина, клинопироксена и слюды. Наиболее распространена порфировая структура, характерным мотивом которой является идиоморфизм количественно преобладающих темноцветов по отношению к редким выделениям

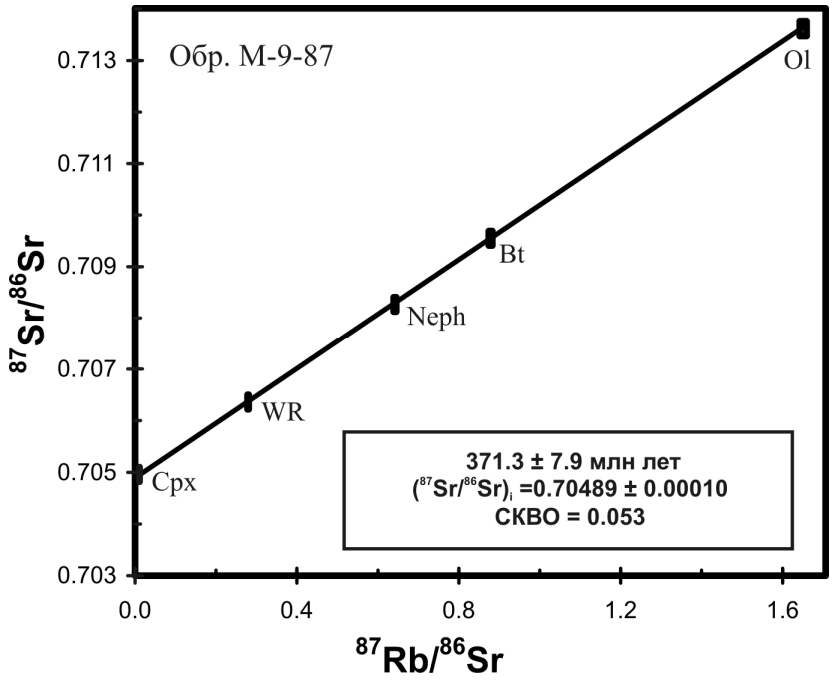


Рис. 3. **Rb-Sr изохронная диаграмма для образца M-9-87 оливинового мельтейгита Ивановского массива (размеры символов отвечают величине ошибки при 95%-м доверительном интервале).**

лейкократовых минералов. Фазовый состав: оливин - 10-30%, клинопироксен - 50-70%, слюда - 10-40%, нефелин - 3-10%, магнетит - 5-15%, амфибол - 5-15%, присутствуют также апатит, сфен, перовскит, содалит, альбит, карбонат. В отдельных разновидностях пироксенитах количество магнетита достигает 25-30%.

Оливиновые мельтейгиты являются более лейкократовой разновидностью пироксенитов и сохраняют черты описанной выше группы пород. Оливин, присутствующий только во вкрапленниках, имеет железистость (100Fe/Fe+ Mg)=16.2-18.4, которая близка таковой для

оливиновых мельтейгит-порфиров Турьего мыса, Ковдора и других районов (табл.1). Клинопироксен представлен разновидностями ряда диопсид-геденбергит-эгирин и в целом соответствует по составу клинопироксенам

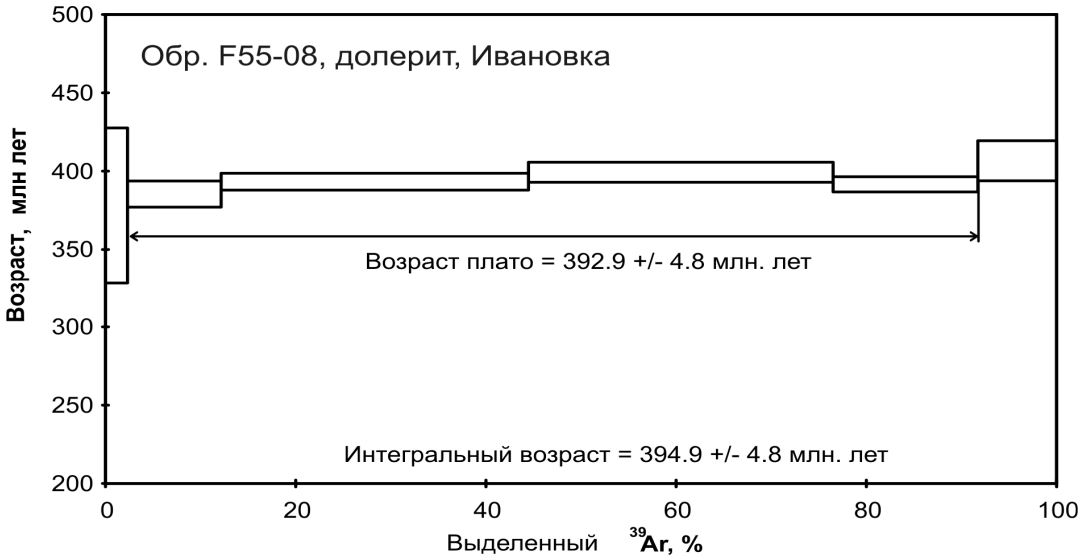


Рис. 4. **Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ исследований методом ступенчатого прогрева монофракции плагиоклаза из долерита дайки в районе Ивановской губы (обр. F55-08).**

Таблица 1.

Химический состав оливина (1-5) и клинопироксена (6-9) Ивановского комплекса.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	-	-	-	-	-	ц	кр	-	-
SiO_2	39.99	40.42	40.53	39.81	40.70	51.98	53.38	53.13	52.58
TiO_2	0.05	0.05	0.03	0.02	0.00	1.25	0.90	1.03	1.24
Al_2O_3	-	-	-	-	-	2.29	1.23	1.77	2.74
FeO	15.70	15.96	15.24	16.99	13.25	5.43	10.64	4.59	5.54
MnO	0.15	0.17	0.15	0.17	0.16	0.07	0.21	0.05	0.10
MgO	43.37	43.21	44.17	42.08	44.94	14.44	10.95	14.98	14.18
CaO	0.19	0.13	0.21	0.14	0.26	23.32	19.16	22.94	22.20
Cr_2O_3	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.17	0.02	0.28	0.02
NiO	0.12	0.14	0.15	0.12	0.28	-	-	-	-
CoO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	-	-	-	-
Сумма	99.62	100.14	100.53	99.39	99.61	99.47	99.34	99.36	99.18

Примечание: Анализы 1-4 и 6-9 из мельтейгитов, ан.5 - из щелочного пикрита трубки взрыва. ц - ядро, кр - край зерна.

фоидолитов щелочно-ультраосновных комплексов региона. Тип зональности отвечает известному для щелочныхультраосновных пород: существенно диопсидовые ядра окружены эгириновыми каймами. В отдельных наиболее крупных фенокристах клинопироксенов из оливиновых мельтейгитов

сохранились диопсидовые ядра с содержанием оксида хрома до 0.28) (табл.1). Пироксены подобного состава и строения характерны для оливиновых мельтейгит- порфиров Кольского полуострова. Слюда по составу отвечает флогопиту со значительной долей железистой составляющей и повышенным содержанием титана(табл.2). Нефелин, в отличие от нефелинов из пироксенитов и мельтейгитов щелочно-ультраосновных массивов, имеет более низкие содержания кальсилитового минала(табл.2).

Среди дайковых пород наибольшее распространение имеют щелочные лампрофиры. Они представлены в основном нефелиновыми мончикитами и по структурно-текстурным особенностям и минеральному составу сходны с известными, описанными для других районов Кольского полуострова [Арзамасцев и др., 2009]. Для них характерно присутствие крупных фенокристов оливина и клинопироксена, реже флогопита, амфибола, погруженных в тонкокристаллический базис, состоящий из тех же минералов с характерной лампрофировой структурой.

Таблица 2.

Химический состав магнетита (1), слюды (2-3), нефелина (4-5), граната (6-8) и ильменита (9) Ивановского комплекса.

	1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**
SiO_2	-	38.06	37.58	47.11	46.54	39.03	38.37	31.56	-
TiO_2	11.35	6.17	6.58	-	-	-	0.14	35.95	44.32
Al_2O_3	3.96	13.42	11.92	31.70	31.68	22.05	20.63	1.33	0.50
Fe_2O_3	72.38	8.89	15.02	0.71	0.67	-	-	-	-
FeO	-	-	-	-	-	25.66	24.49	1.43	46.13
MnO	0.32	-	0.11	-	-	0.61	2.00	0.18	0.27
MgO	5.84	18.23	14.93	-	-	9.51	2.30	0.03	7.27
CaO	-	0.02	0.01	0.09	0.06	2.74	11.83	28.92	-
Na_2O	-	1.03	1.10	16.76	17.11	-	-	-	-
K_2O	-	7.56	7.80	3.39	3.02	-	-	-	-
Cr_2O_3	3.49	0.01	0.02	0.05	-	-	-	-	0.24
Сумма	97.90	93.39	95.07	99.85	99.14	99.65	99.76	99.40	98.78

Примечание: В анализе магнетита в сумму входят V_2O_5=0.20%, NiO=0.26%, CoO=0.06%, ZnO=0.04%. Анализы 1-5 из мельтейгитов, ан.6-9 из щелочных пикритов трубки взрыва.

Щелочные пикриты, обнаруженные в ряде даек - массивные породы с порфировой структурой, образованной вкрапленниками оливина, клинопироксена, флогопита, которые погружены в криптокристаллический сильноизмененный базис. Оливин из цемента трубки взрыва содержит 14 % фаялитового компонента и отвечает среднему составу оливинов щелочных пикритов других районов Кольского полуострова. В тяжелой фракции цемента трубки взрыва встречены акцессорные гранат и ильменит. Первая разновидность ранатов, богатых кальцием и титаном, типична для щелочно-

ультраосновных пород, обломки которых в значительном количестве присутствуют в составе трубки. Железистость альмандинов варьирует в пределах 60.2-85.7, что существенно выше таковой, установленной для гранатов из кимберлитов, содержания Cr_2O_3 в них не превышают значений 0.05% (табл.2). Ильменит принадлежит ряду кричтонит-гейкилит, что отличает его от ильменитов щелочно-ультраосновных пород, в которых

Таблица 3.

Состав мельтейгитов (1-4), оливиновых пироксенитов (5-8) и магнетитовых пироксенитов (9-11) Ивановского комплекса.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	39.83	39.06	39.43	40.84	40.23	41.13	40.58	39.63	37.63	36.27	35.36
TiO_2	5.21	6.17	5.38	4.26	4.16	4.43	4.93	4.67	6.11	6.62	7.20
Al_2O_3	9.33	9.53	10.23	11.98	6.36	6.60	7.42	7.78	6.37	6.06	4.48
Fe_2O_3	7.06	6.52	8.67	7.76	7.66	7.90	6.98	6.67	8.01	7.47	11.26
FeO	7.97	8.11	6.52	6.69	7.48	6.76	7.51	8.33	8.56	10.31	9.86
MnO	0.24	0.26	0.26	0.21	0.19	0.19	0.2	0.22	0.24	0.26	0.24
MgO	8.55	7.49	7.18	6.22	13.82	12.47	12.22	12.06	10.10	11.31	10.84
CaO	11.87	11.88	11.67	8.53	10.80	11.78	11.66	11.52	14.23	15.26	16.01
Na_2O	3.73	4.53	2.79	5.30	1.81	2.11	2.83	2.76	1.74	2.20	1.07
K_2O	2.05	1.80	2.45	1.55	1.04	1.23	1.38	1.22	1.49	0.95	0.51
P_2O_5	1.22	1.47	1.36	0.86	0.65	0.70	0.93	0.96	1.14	1.50	1.03
CO_2	0.33	0.42	1.17	1.51	1.31	0.78	0.44	0.73	1.81	0.32	0.25
$S_{общ.}$	0.49	0.16	0.02	0.21	0.25	0.56	0.17	0.13	0.20	0.09	0.07
H_2O^+	2.21	2.14	2.97	3.41	3.73	2.90	1.64	2.56	1.89	1.01	1.03
H_2O^-	0.13	0.11	0.21	0.13	0.44	0.39	0.41	0.21	0.13	0.08	0.10
Сумма	100.25	99.67	100.33	99.47	100.05	100.06	99.34	99.52	99.71	100.31	99.37
Ni	230	180	150	73	610	570	405	380	280	310	260
Co	63	69	60	73	94	81	71	79	73	78	100
Cr	233	116	116	68	814	889	564	506	411	4105	431
V	437	443	493	353	353	409	409	381	555	538	510
Zr	877	82	920	520	434	480	609	658	745	661	517
Y	47	48	46	31	24	27	43	38	46	47	27
Nb	150	147	133	171	73	79	70	95	116	104	39
Sr	1923	2003	2177	1571	646	1678	1543	1663	1597	1431	851
Ba	960	940	1040	950	1630	960	574	710	700	390	320
Rb	65	55	66	41	36	43	36	39	45	37	23
Li	21	21	41	15	65	56	12	20	46	11	8

ильмениты обычно содержат более высокое содержание марганца. Ильмениты подобного состава весьма характерны для кимберлитов, в которых содержание гейкилитовой составляющей обычно еще более высокое.

Щелочные трахиты слагают как дайковые тела, так и трубку взрыва, прорывающую щелочные породы интрузии. Трубка размером в плане 20х40 м имеет изометричные очертания (рис. 2). Контакты с вмещающими мельтейгитами резкие, субвертикальные. Трубочный материал представляет

собой эксплозивную брекчию, в которой обломки микроклиновых гранитов, щелочных ультрамафитов, песчаников, эффузивов сцементированы весьма неоднородным по структуре и составу трахитом. Степень раскристаллизованности его различна: наиболее распространен аповитрофитовый субстрат с едва различимыми микролитами калишпата, более редки собственно щелочные трахиты с характерной структурой, образованной лейстами калишпата.

В дайках долеритов четко различимы зоны закалки, сложенные тонкозернистыми разностями темно-серого цвета, которые постепенно переходят в серые полнокристаллические долериты внутренних частей крупных даек. В зонах закалки структура пород микропорфировая, структура основной массы микроофитовая. Микровкрапленники в закалочных зонах представлены поровну тонкими лейстами плагиоклаза, ориентированными параллельно контакту, и изометричными кристаллами моноклинного пироксена. Их суммарное содержание не превышает 5%. Полнокристаллические долериты сложены поровну плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Взаимоотношения зерен этих минералов определяют офитовую структуру породы. Вариации состава долеритов связаны с изменением суммарного содержания второстепенных минералов, главным из которых является титаномагнетит (до 15% объема породы). В меньшем количестве присутствуют калиевый полевой шпат, оливин или кварц, биотит и апатит. В ряде даек установлено присутствие до 5-7% кальцита в микроминдалинах.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Особенности распределения главных петрогенных элементов в изученных породах интрузивной серии, приведенные в таблице 3, позволяют отнести их к семейству ультраосновных фоидолитов, образующих единый петрохимический ряд, в котором наиболее магнезиальные члены представлены оливиновыми пироксенитами, а более лейкократовые отвечают оливиновым мельтейгитам. Сравнение с составами аналогичных пород щелочно-ультраосновных массивов Кольского региона обнаруживает их существенную обогащенность TiO_2 и FeO и обедненность кальцием. Весьма близок исследованым оливиновым пироксенитам и оливиновый мельтейгит-порфир Турьего мыса, отличающейся несколько большей щелочностью.

Щелочные трахиты и трахибазальты (табл. 4), образующие вулканогенную толщу Ивановки, по содержанию главных петрогенных элементов могут быть параллелизованы с аналогичными вулканитами Ловозерского массива [Бородин и др., 1973; Арзамасцев и др., 1998].

Дайковые щелочные лампрофиры по составу отвечают меланефелинитам (табл. 5). Сравнение с дайковыми сериями, развитыми в обрамлении известных щелочных массивов Балтийского щита, показывает их сходство с меланефелини тами Хибин, Ковдора, и комплекса Фен [Арзамасцев и др., 2009]. Представляется важным отметить общую

особенность щелочных магматитов изученного участка: все породы, как интрузивные и дайковые, так и вулканиты характеризуются существенно более высокими содержаниями титана по сравнению с аналогичными образованиями других районов Кольского полуострова.

Сравнение имеющихся данных по содержаниям элементов-примесей с известными значениями для щелочных пород региона [Арзамасцев и др., 2001], показывает, что интрузивные оливиновые пироксениты и мельтейгиты Ивановки в целом значительно обогащены цирконием, барием, а также никелем, кобальтом, хромом и ванадием (табл. 5).

Примечательно, что более высокие содержания циркония обнаруживают трахибазальты и трахиты, а также лампрофиры Ивановки. Содержание остальных элементов отвечает значениям для известных аналогов щелочных пород региона.

Таблица 4.

Состав трахибазальтов (1-5) и тефрифонолитов (6-8).

	1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**
SiO_2	47.27	44.52	54.72	47.24	48.68	51.45	54.51	57.58
TiO_2	2.81	3.44	2.58	3.14	2.99	1.75	1.23	0.97
Al_2O_3	13.34	13.39	14.70	14.73	14.35	22.12	17.62	17.82
Fe_2O_3	5.50	6.64	5.03	5.10	4.56	1.20	2.93	1.94
FeO	5.14	5.70	4.32	5.36	4.78	2.14	2.38	2.36
MnO	0.15	0.18	0.19	0.20	0.18	0.08	0.16	0.10
MgO	4.79	4.72	3.69	3.68	3.66	1.22	1.59	1.52
CaO	7.40	7.50	5.43	5.94	5.91	2.11	3.76	2.05
Na_2O	5.37	4.49	3.32	6.29	6.08	11.02	7.49	7.45
K_2O	2.66	1.34	3.03	2.67	2.44	1.98	3.41	4.50
P_2O_5	0.87	1.19	0.56	1.01	0.76	0.20	0.39	0.23
CO_2	0.22	3.00	0.51	0.11	3.31	0.45	0.54	0.45
S	0.15	0.29	0.42	0.29	0.32	0.05	0.20	0.08
H_2O^+	3.50	3.19	0.84	3.87	1.76	3.48	3.11	2.63
H_2O^-	0.19	0.30	0.45	0.18	-	0.14	-	-
Total	99.36	99.89	99.79	99.81	99.78	99.39	99.32	99.68

Для всех палеозойских долеритов характерно присутствие в нормативном составе 6 - 21 % гиперстена. Долериты представлены в основном высокотитанистыми TiO_2 = 1.5-3.6 мас.% разновидностями. Значения магнезиальности (100MgO/(MgO+FeO_{tot}), варьируют в пределах значений 22-49 (среднее 36), содержания Ni и Cr, не превышают 150 и 350 г/т соответственно. Положительная корреляция MgO с Ni и Cr указывает на оливиновый и пироксеновый контроль в ходе кристаллизации расплавов. (табл. 5), а также их отношения, свидетельствуют о принадлежности

Таблица 5.

Содержание рассеянных элементов в породах щелочного вулкано-плутонического комплекса (1-5) и в долеритах (6-9) губы Ивановской.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	M-9	152-a	D129	D130	D164	D172	D131	D-152	D-182
Li	12.3	36.0	25.2	29.8	36.5	11.5	15.7	10.8	17.6
Rb	36.4	52.0	45.3	25.6	14.0	37.1	23.4	19.2	25.1
Cs	0.5	2.6	1.9	5.2	0.6	0.8	0.7	0.6	0.7
Be	4.3	-	4.3	3.4	2.1	1.7	1.5	1.3	1.0
Sr	1543	1200	1530	1441	535	923	402	259	282
Ba	574	408	765.2	1100	248	473	288	144	104
Sc	30.5	1.1	11.4	25.3	41.6	24.4	32.2	33.3	35.1
V	409	112	278	410	295	302	337	347	394
Cr	564	8.0	20.5	74.5	950	68.6	98.7	222	104
Co	70.8	8.5	25.5	48.1	82.1	39.5	47.2	48.2	46.3
Ni	405	53.0	8.0	109	676	39.6	54.9	121	88.3
Cu	161	-	31.3	210	120	113	41.4	186	141
Zn	149	-	149	159	134	169	129	128	128
Ga	23.5	-	28.2	24.4	13.3	26.7	23.2	22.5	22.9
Y	43.1	32.0	46.5	34.3	21.7	46.4	31.8	34.3	31.1
Nb	70.5	173	80.7	65.8	20.4	45.8	14.2	14.6	10.5
Ta	5.1	8.0	4.72	4.32	1.39	3.28	0.98	1.20	0.69
Zr	609	1290	684	488	271	299	170	178	126
Hf	14.9	22.0	14.4	11.2	7.33	6.60	4.20	4.41	3.19
Mo	3.9	-	4.63	4.14	0.40	3.07	1.22	1.55	1.84
Sn	5.4	-	3.87	3.40	2.22	2.27	1.77	2.31	1.97
Tl	0.0	-	0.13	0.09	0.05	0.09	0.12	0.07	0.13
Pb	6.2	-	7.81	5.73	2.65	4.37	4.74	2.44	1.96
U	2.4	6.8	2.52	1.66	0.96	1.26	0.67	0.57	0.39
Th	7.1	24.0	7.82	6.10	2.69	4.45	2.61	2.25	1.66
La	86.5	79.0	92.6	68.0	33.0	59.5	17.1	16.1	10.8
Ce	215	172	222	161	83.4	137	40.2	37.9	25.3
Pr	29.0	-	31.6	22.4	12.8	19.1	5.8	5.7	3.8
Nd	131	87.0	136	94.7	58.3	82.3	26.7	25.6	17.2
Sm	26.0	15.0	26.4	19.1	12.4	16.9	7.4	7.4	5.2
Eu	7.2	4.65	7.43	5.30	3.64	4.68	2.23	2.21	1.78
Gd	19.4	-	18.0	13.4	8.74	12.5	6.70	7.39	6.22
Tb	2.29	1.40	2.28	1.68	1.09	1.79	1.09	1.16	1.01
Dy	10.4	-	11.1	8.24	5.14	9.34	6.61	6.94	6.38
Ho	1.71	-	1.81	1.39	0.83	1.72	1.23	1.31	1.27
Er	3.62	-	4.00	3.10	1.72	4.19	3.24	3.49	3.23
Tm	0.45	-	0.47	0.39	0.22	0.56	0.44	0.49	0.47
Yb	2.60	2.50	2.72	2.15	1.20	3.30	2.51	2.74	2.89
Lu	0.34	0.31	0.36	0.27	0.16	0.46	0.36	0.40	0.40

палеозойских долеритов к группе континентальных платобазальтов. На спайдерграммах, нормированных к составу примитивной мантии, в долеритах наблюдается отрицательная ниобиевая аномалия, наиболее отчетливо проявленная в низкотитанистых разновидностях печенгского роя.

Все изученные разновидности имеют повышенные средние содержания Ba (180 г/т) и Sr (295 г/т), что, в совокупности с изотопными характеристиками, свидетельствует об участии компонентов коры в их образовании. Общей чертой геохимии REE всех долеритов является отсутствие Eu аномалии (Eu/Eu* = 0.89 - 1.04). Относительно низкие отношения $(La/Yb)_N = 3.5 \pm 1.1$, и

Таблица 6.

Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные для пород Ивановского вулкано-плутонического комплекса.

Образец	Материал	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr \pm 2\sigma$	$^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)}$	Возраст, млн.лет
М-9-87	оливиновый мельтейгит, вал	52.59	544.2	0.27949	0.706361±19	0.704849	371.3±7.9
-	Биотит	222.6	733.2	0.87849	0.709552±29	0.704799	-
-	Оливин	2.643	4.634	1.65092	0.713618±23	0.704686	-
-	Клинопироксен	2.608	688.3	0.01096	0.704959±18	0.704900	-
-	Нефелин	66.47	299.5	0.64188	0.708265±20	0.704792	-

Образец	Материал	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$	$^{143}Nd/^{144}Nd_{(t)}$	$\varepsilon_{Nd(t)}$
М-9-87	оливиновый мельтейгит, вал	25.1	127.2	0.1197	0.512726±12	0.512428	+5.5
К30*	Долерит, вал	8.65	33.6	0.1556	0.512810±5	0.512488	+4.9
	То же	8.58	33.3	0.1557	0.512814±6	0.512492	
	Плагиоклаз	1.97	8.60	0.1387	0.512765±8	0.512478	
	Авгит	3.56	10.1	0.2151	0.512929±7	0.512484	
К616*	Долерит, вал	3.71	12.6	0.1780	0.512770±9	0.512426	+3.2
	Авгит	1.43	3.48	0.2479	0.512905±6	0.512426	

Примечание. WR - порода, вал, Cpx - клинопироксен, Ol - оливин, Mel - мелилит, Calc - кальцит, Ap - апатит, Phlog - флогопит. Обр. К-30 - зап Кейвы, К-616 вост Кейвы. * - по данным Ж.А.Федотова.

$(Tb/Yb)_N = 0.34 \pm 0.08$, а также повышенные значения отношения Lu/Hf = 0.15 ± 0.05, указывают на отсутствие граната в качестве остаточной фазы в области плавления толеитовых расплавов. Учитывая отношения Ce/Y и Zr/Nb, рассчитанные для разных степеней плавления гранатовых и шпинелевых лерцолитов можно предположить, что толеитовые магмы были образованы в условиях шпинелевой фации при значительных степенях плавления мантийного субстрата. Изотопные характеристики долеритов показывают широкие вариации $\varepsilon Sr_{(t)}$ (табл. 6), что связано, по-видимому, с контаминацией большинства тел коровым материалом. В менее подвергшейся влиянию контаминации Sm-Nd системе значения $\varepsilon Nd_{(t)}$ находятся в пределах +0.9 - +5.4. Эти значения близки таковым для щелочных пород провинции и указывают на происхождение толеитовых расплавов из источников со значительной долей компонента деплетированной мантии (DM).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Кольская щелочная провинция, образовавшаяся в интервале 380-360 млн лет назад в северо-восточной части Фенноскандинавского щита, имеет признаки, позволяющие отнести ее к типичным проявлениям плюмового магматизма. Провинцию, как известно, составляют крупнейшие плутоны агпаитовых сиенитов, карбонатитовые интрузии, многочисленные дайки щелочных пород, а также останцы субщелочных и щелочных вулканитов. Проявления толеитового магматизма в регионе до настоящего времени не были достоверно установлены. Предполагавшиеся исследователями в качестве возможных палеозойских аналогов дайки и силлы долеритов оказывались в результате геохронологических исследований протерозойскими образованиями.

Обнаруженные проявления толеитового магматизма, представленные в районе Ивановской губы и губы Дроздовка дайками долеритов, относятся к восточно-кольскому рою палеозойских долеритов [Арзамасцев и др., 2009], объединяющему несколько десятков крупных субмеридиональных даек протяженностью до 100 км, пересекающих все докембрийские структуры между Терским и Мурманским побережьем.

Установленное широкое распространение в пределах северо-восточной части Фенноскандии девонских толеитов приводит к необходимости определения их места в общей модели эволюции палеозойского магматизма, в первую очередь, определения их связей со щелочными расплавами. Было показано [Kramm et al., 1993; Kramm, Kogarko, 1994], что главная фаза магматизма, в течение которой произошло формирование Хибинского и Ловозерского массивов, а также карбонатитовых интрузий, может быть ограничена возрастным интервалом 376 - 363 млн. лет. В завершающую фазу (369-360 млн. лет), произошло образование роев щелочных даек и трубок взрыва. Приведенные выше данные изотопного датирования долеритов позволяют отнести их появление к наиболее раннему этапу эндогенной активности в регионе.

Результаты исследования вещественного состава комплекса позволяют параллелизовать плутонические породы Ивановки со своеобразной группой пород мельтейгит-ийолитовой серии - оливиновыми мельтейгит-порфирами, которые были впервые обнаружены в районе Турьего мыса и известны в обрамлении Ковдорского массива а также массива Озерная варака. Они образуют небольшие штокообразные тела с округлым в плане сечением размером первые сотни метров. В отличие от мельтейгитов в составе щелочно-ультраосновных комплексов, оливиновые мельтейгит-порфиры значительно более магнезиальны и содержат в норме оливин. Все эти особенности в полной мере присущи породам Ивановского комплекса, что позволяет рассматривать их как наименее дифференцированные фоидолитовые расплавы, приближающиеся по соотношению главных

петрогенных элементов к средневзвешанному составу Кольской щелочноультраосновной провинции [Арзамасцев и др., 2001].

Наиболее вероятным процессом, обусловившим появление двух фаз формирования интрузии - оливиновых пироксенитов и затем мельтейгит-порфиров, являлось кристаллизационное фракционирование в условиях промежуточного магматического очага. Для количественной оценки этого процесса произведен расчет моделей фракционирования путем вычисления методом наименьших квадратов пропорций фракционирующих минеральных фаз при заданном известном составе исходного субстрата и предполагаемого дочерного продукта. Результаты показывают, что состав оливинового мельтейгит-порфира может быть получен из оливинового пироксенита Ивановки в результате фракционирования 3.2% оливина, 33.8% клинопироксена, 12.3% флогопита, 8.2% магнетита, 0.6% апатита, причем доля дочернего продукта в исходном расплаве составляет 41%. Следует отметить, что на определяющую роль этих минералов во фракционировании указывает наличие в пироксенитах и мельтейгитах вкрапленников оливина, клинопироксена, слюды, магнетита. Наметившийся тренд эволюции фоидолитовых расплавов позволяет предположить существование в подводной части интрузии продуктов дальнейших этапов дифференциации - ийолитов а также карбонатитов. Это же, в принципе, подтверждает эмпирически установленный последовательный набор пород в составе щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции. По аналогии с этими комплексами подводные кольцевые аномалии в губе Ивановка могут быть обусловлены присутствием пород ряда оливинит-пироксенит-мельтейгит-ийолит.

Излившиеся продукты щелочного магматизма в изученном районе не образуют единой серии с породами интрузивного комплекса. В отличие от последних, принадлежность которых к производным оливин-нефелинитовых родоначальных расплавов доказана для Кольской провинции, эффузивы Ивановки могут быть отнесены к щелочно-базальтовой серии. Их наиболее полными аналогами являются вулканиты ловозерской свиты [Буссен, Сахаров 1972, Арзамасцев и др., 1998]. Таким образом, в составе Ивановского вулкано-плутонического комплекса представлены как породы базанитовой, так и более недосыщенной в отношении SiO_2 нефелинитовой серии. К последней могут быть также отнесены дайковые щелочные пикриты и лампрофиры, расположенные в этом районе. Следует отметить, что совмещение в одних комплексах продуктов щелочно-базальтового и щелочно-ультраосновного магматизма наблюдается в пределах Кольского полуострова и является характерной чертой глубинных сквозьструктурных разломов типа рифтовых зон. Причина подобной сопряженности связана с возможностью генерации широкого спектра расплавов от щелочных базальтов до нефелинитов из исходного мантийного субстрата одинакового

состава при разных значениях общего давления в зависимости от химических потенциалов летучих компонентов.

В ходе геологического картирования установлено, что все обнаруженные проявления палеозойского щелочного магматизма сосредоточены в пределах полосы северо-восточного простирания шириной 6-8 км, захватывающей район губы Дроздовка, северо-западную оконечность Ивановского полуострова и острова Нокуев. Подобная позиция изученного объекта свидетельствует о его пространственной приуроченности к крупной тектонической зоне северо-восточного простирания (Ковдорского-Харловскому линеаменту по [Эволюция земной коры ... 1987]), с которой связаны такие крупнейшие щелочные массивы, как Хибины, Ловозеро, Ковдор, а также Маврагубский, Курга, Озерная и Лесная вараки и вулкано-плутонический комплекс Контозера. Работами последних лет в пределах указанной зоны обнаружены многочисленные скопления даек щелочных лампрофиров и нефелинитов, располагающиеся как в обрамлении массивов, так и образующие автономные рои к северо-востоку от Хибин, в пределах полосы Курга-Контозеро (район Пинкельявр) [Беляев и др., 1976], а также в районе оз.Лявозеро, северо-восточнее Контозерского комплекса [Липов, 1989]. Дайки в составе автономных роев имеют преобладающее северо-восточное простирание. Таким образом, обнаружение щелочных пород в районе Дроздовка-Ивановка позволяет проследить зону Ковдорско-Харловского линеамента в пределах Мурманского блока и указывает на вовлечение этой наиболее стабильной области Кольского региона в процессы палеозойской тектоно-магматической активизации Балтийского щита. Исходя из этого можно также предполагать отсутствие связи субмеридиональных тектонических нарушений района р.Харловки [Токарев, 1972] с проявлениями щелочного магматизма в регионе. Это подверждают данные геологического картирования участков в нижнем течении р.Харловки, зафиксировавшие полное отсутствие в этой части Мурманского блока выходов щелочных пород.

Результаты исследований нового проявления палеозойского магматизма на Кольском полуострове, в котором совмещены породы нормального толеитового, субщелочного и щелочно-ультраосновного магматизма свидетельствуют о перспективности зоны Контозеро - оз.Лявозеро - р.Ивановка на предмет обнаружения новых проявлений щелочного магматизма в регионе, с которым может быть связана промышленная редкометалльная минерализация. Представляется также целесообразным дальнейшее изучение Ивановского массива с целью выявления всего спектра разновидностей и оценки перспектив рудоносности.

БЛАГОДАРНОСТИ.

На начальных этапах в исследованиях принимали участие сотрудники ЦККГЭ свехглубокого бурения М.С.Русанов и В.И.Хмелинский. Исследование даек толеитов проведено совместно с сотрудником ГИ КНЦ

РАН Ж.А.Федотовым. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 11-05-00244).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Арзамасцев А.А., Арзамасцева и др.** Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектоно-магматической активизации северо-востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия. Петрология, 1998, т.6, №3, с.316-336.

2. **Арзамасцев А.А., Беа Ф., Глазнев и др.** Кольская щелочная провинция в палеозое: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации. Российский журнал наук о Земле, 2001, т.3, N1, с.1-35.

3. **Арзамасцев А. А., Федотов Ж. А., Арзамасцева Л. В.** Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита**.** СПб.: Наука, 2009. 383 с.

4. **Guise P.G., Roberts D.** Devonian ages from $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of plagioclase in dolerite dykes, eastern Varanger Peninsula, North Norway // NGU Bulletin. 2002. Vol.440. P.27-37.

5. **Kramm U., Kogarko L.N.** Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centres, Kola Alkaline Province, Russia. Lithos. 1994. Vol.32. P.225-242.

6. **Kramm U., Kogarko L.N., и др.** The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380-360 age range for all magmatism. Lithos, 1993, vol.30, p.33-44.

7. **Беляев К.Д., Увадьев Л.И., Шульга Т.Ф.** Закономерности размещения массивов центрального типа Кольского полуострова. Докл.АН СССР, 1976, т.226, № 1, с.163-165.

8. **Бородин Л.С., Гладких В.С., Егорова Н.Ф.** К петрологии и геохимии эффузивных пород Ловозерского щелочного массива в связи с проблемой его генезиса. В кн.: Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М., 1973, с.48-54.

9. **Буссен И.В., Сахаров А.С.** Ловозерская осадочно-вулканогенная палеозойская свита Луяврурта (Кольский полуостров). В кн.: Вопросы литологии фанерозоя Кольского полуострова. Л., 1972, с.5-37.

10. **Липов А.П.** Ультраосновной-щелочной магматизм зоны Контозерского разлома. "Рои мафических даек как индикаторы эндогенного режима (Кольский полуостров). Апатиты, Изд.КНЦ АН СССР,1989, с.97-101.

11. **Токарев В.А.** Главные и глубинные разломы Кольского полуострова. "Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне." М., 1972, с.35-40.

УДК 548.4

Генезис карбонатсодержащих ийолитов и карбонатитов щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима, (Восточный Саян, Россия): данные изучения расплавных включений.

Андреева И.А,. Никифоров А.В.

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН; e-mail: andreeva@igem.ru*

На основе метода исследования расплавных включений с использованием электронного и ионного микроанализа изучены состав, эволюция и условия образования магм, участвующих в формировании кальцитсодержащих ийолитов и карбонатитов щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима (Восточный Саян, Россия). Первичные расплавные и сосуществующие с ними кристаллические включения установлены в нефелине и кальците вышеназванных пород. В числе кристаллических включений диагностированы диопсид, амфибол (?), перовскит, калиевый полевой шпат, апатит, кальцит, пирротин и титаномагнетит. Изученные расплавные включения в нефелине ийолитов полностью раскристаллизованы. Среди кристаллических дочерних фаз этих включений установлены диопсид, флогопит, апатит, кальцит, магнетит и куспидин. Термометрические опыты с расплавными включениями в нефелине показали, что полная гомогенизация включений с растворением газовой фазы осуществляется при температуре 1120-1130^{o}C. Изучение химического состава стекол гомогенизированных расплавных включений в нефелине ийолитов выявило существенные вариации в содержаниях SiO_2 - от 36 до 48 мас. %, Al_2O_3 – от 9 до 21 мас. %, CaO – от 8 до 25 мас. % и MgO – от 0.6 до 7 мас. %. Все выявленные расплавы существенно обогащены щелочами, ведущая роль среди которых принадлежит натрию. По данным ионно-зондовых определений содержание воды в расплавах в среднем не превышает первых десятых долей процента. Главной особенностью изученных расплавных включений являются крайне высокие содержания в них Nb и Zr. Стекла расплавных включений обогащены также Ta и Th, легкими редкоземельными элементами и обеднены Ti и Hf. Первичные расплавные включения в кальците из карбонатитов содержат бесцветное стекло и дочерние минералы, представленные флогопитом, гранатом и диопсидом. Химический состав силикатного стекла из расплавных включений в кальците карбонатитов близок составу стекол гомогенизированных расплавных включений в нефелине изученных ийолитов. Важной особенностью расплавных включений в кальците из карбонатитов является присутствие в стекле карбонатных глобулей кальцитового состава. Результаты изучения расплавных включений в минералах ийолитов и карбонатитов, а также анализ состава щелочных и рудоносных пород Белозиминского массива позволяют предположить участие процессов кристаллизационной дифференциации и силикатно-карбонатной жидкостной несмесимости в их формировании. На основе полученных данных о редкоэлементном составе стекол

гомогенизированных расплавных включений, а также разнообразных щелочных пород и карбонатитов оценен в первом приближении состав мантийных источников, участвующих в образовании ассоциации пород щелочно-карбонатитового комплекса Белая Зима. Источником для щелочных пород и карбонатитов является деплетированная мантия, испытавшая интенсивный метасоматоз. Главными агентами мантийного метасоматоза предполагаются карбонатные расплавы, обогащенные натрием и кальцием.

Введение

Щелочные породы и карбонатиты по распространенности составляют лишь незначительную часть от всех изверженных пород Земли. Тем не менее они привлекают к себе самое пристальное внимание исследователей. Одной из причин повышенного интереса к этим уникальным образованиям является связь с ними крупнейших месторождений различных полезных ископаемых – фосфора, редких земель, ниобия, тантала, бериллия и других.

В последние годы в литературе появилось большое количество новых геологических, минералогических и геохимических данных по карбонатитовым комплексам, позволяющих ответить на ряд вопросов, связанных с их генезисом. Важный вклад в решение этой проблемы должны внести исследования расплавных и флюидных включений в минералах силикатных и несиликатных пород щелочно-карбонатитовых комплексов. Они позволят расшифровать физико-химические условия формирования этих пород и проследить сложную эволюцию природных силикатных и солевых расплавов, включающих многофазные равновесия с участием летучих и рудных компонентов.

В настоящей статье приводятся результаты такого исследования на примере щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима, расположенного в Восточной Сибири.

Краткая геологическая характеристика

Зиминский рудный район – один из уникальных редкометальных районов России. Он включает ряд месторождений Nb, Ta, TR, U, Pb, Zn и P, образующих Восточно-Саянскую провинцию ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, в которую входит Белозиминский (Нижне-Саянский), Большетагнинский, Среднезиминский (Верхне-Саянский), Большежидойский (Задойский) массивы и Ярминское дайковое поле.

В Белозиминском массиве локализовано одно из крупнейших ниобиевых месторождений Восточно-Саянской провинции. По данным K-Ar и Rb-Sr изотопных исследований его возраст составляет 640-670 млн. лет [6,16]. Геологическое строение массива детально изучалось в разное время Л.К. Пожарицкой, А.А. Фроловым, Ю.А. Багдасаровым и др. [10,13,2].

Белозиминский массив расположен в северных предгорьях Восточного Саяна, в верховьях реки Белая Зима. Массив локализован в зоне крупных

разломов северо-западного простирания, в области сочленения Сибирской платформы и складчатых сооружений Восточного Саяна. В плане он имеет грушеобразную форму (рис.1) и простирается в северо-западном направлении на расстояние 8.5 км, включая вытянутое в том же направлении ответвление [2]. В вертикальном разрезе массив представляет собой трубообразное тело, прослеженное скважинами на глубину до 800 м.

Центр массива выполнен различными типами карбонатитов. Ультраосновные щелочные породы представлены преимущественно ийолитами. Они образуют полукольцевую зону, обрамляющую шток по периферии [13]. В строении массива принимают участие следующие группы

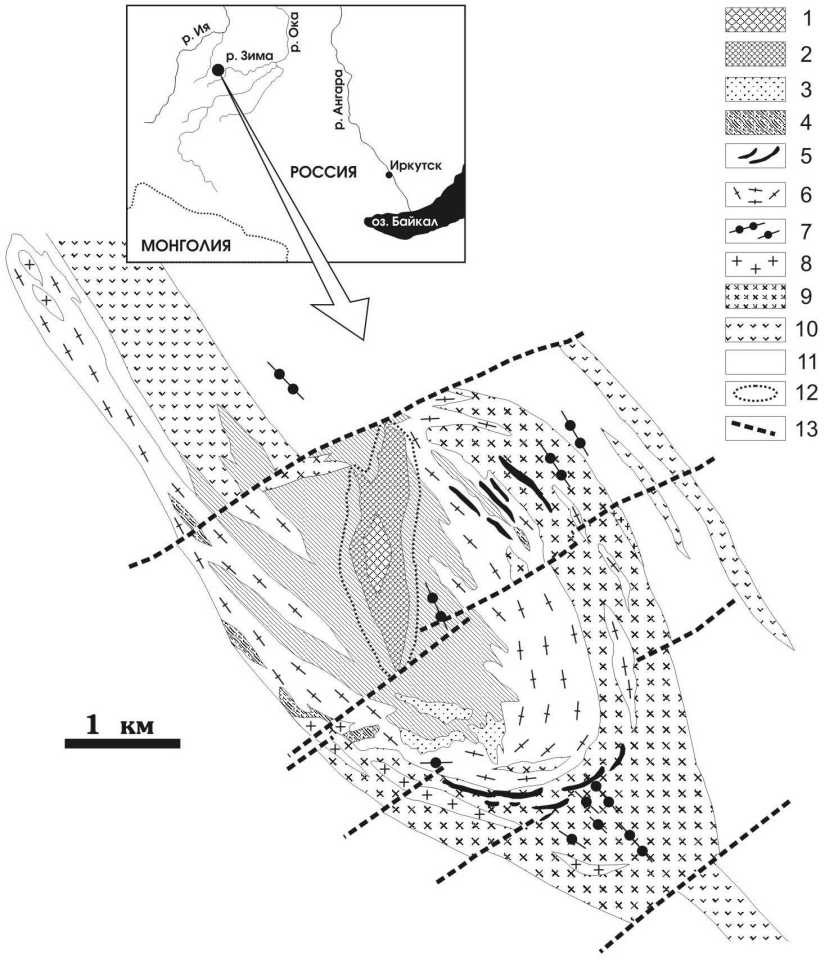


Рис. 1. Схема геологического строения Белозиминского массива (Багдасаров, 2002).

1 – крупно- и гигантозернистые анкеритовые карбонатиты; 2 – мелко- и среднезернистые анкеритовые карбонатиты, 3 – парааанкеритовые и ферродоломитовые карбонатиты; 4 – амфибол-кальцитовые карбонатиты, обычно с доломитом; 5 – диопсид-, форстерит- или флогопит-кальцитовые карбонатиты; 6 – авгит-диопсид, иногда эгирин-диопсид-, форстерит- или феррофлогопит-кальцитовые карбонатиты с бедной титано-циркониевой минерализацией; 7 – пикритовые порфириты; 8 – различные сиениты; 9 – породы якупирангит-мельтейгит-ийолит-уртитовой серии; 10 – габбро-диабазы; 11 – слюдистые сланцы песчаники; 12 - ареол анкеритизации кальцитовых карбонатитов; 13 – разрывные нарушения. На врезке показано положение Белозиминского массива на территории России.

пород (от ранних к поздним): 1) щелочные пироксениты-якупирангиты; 2) породы мельтейгит-ийолит-уртитового ряда; 3) породы существенно мелилитового состава; 4) нефелиновые и щелочные сиениты; 5) породы пикритовой группы, включающие пикритовые порфириты, их брекчии и некоторые разновидности безоливиновых пироксеновых пикритов; 6) карбонатиты, представленные ранними безрудными и рудоносными (Nb) разновидностями. Всего выделяется пять стадий образования карбонатитов [2]. Карбонатиты I стадии представляют собой крупнозернистые, преимущественно кальцитовые разности, содержащие также апатит, эгирин-авгит, форстерит, биотит, титаномагнетит, перовскит. Они слаборудоносны и являются вмещающими для более поздних редкометальных карбонатитов. Карбонатиты II стадии имеют пегматоидную структуру и сложены в основном форстеритом, диопсидом и кальцитом, с подчиненными апатитом, флогопитом, магнетитом, пирротином, пирохлором и гатчеттолитом. К карбонатитам III стадии относятся мелкозернистые, амфибол-флогопитовые и амфиболовые карбонатиты, содержащие магнетит, апатит, пирит и пирохлор. Их происхождение связывалось с перекристаллизацией карбонатитов I и II стадии. Карбонатиты IV стадии представляют собой парааанкеритовые разновидности, или анкеритизированные первично кальцитовые породы, распространенные в южной части массива. К карбонатитам V стадии относятся крупнозернистые, преимущественно анкеритовые карбонатиты, развитые в центральной части массива. С ними связана редкоземельная (паризит-бастнезит-монацитовая) минерализация с сопутствующими ей апатитом, пиритом, сфалеритом, галенитом, молибденитом, гематитом и флюоритом. Ранее эти породы вместе с парааанкеритовыми и анкеритовыми кальцитовыми карбонатитами рассматривались в качестве единой фациальной разновидности [13].

Петрографическая и геохимическая характеристик изученных образцов

Щелочные породы, представленные мелилитсодержащими нефелинитами, бескарбонатными и карбонатсодержащими ийолитами, нефелиновыми сиенитами, а также безрудными карбонатитами и рудными ниобиевыми карбонатитами, отобраны авторами в ходе полевых работ в юго-восточной части массива в районе штольни № 5. Химический состав пород представлен в табл. 1, 2.

Мелилитсодержащий нефелинит (обр. НС-102) характеризуется порфировой структурой и содержит до 40 % вкрапленников, представленных главным образом нефелином (~ 40-45 %), пироксеном (~ 20-25 %), перовскитом (~ 10-15 %) и флогопитом (не более 5%). В существенно подчиненных количествах в породе присутствуют вкрапленники апатита, карбоната, магнетита и халькопирита. Вкрапленники нефелина - крупные таблитчатые кристаллы, достигающие 0.8-3 мм, нередко в ассоциации с

клинопироксеном и перовскитом. Кроме того, перовскит часто наблюдается в нефелине в виде включений. Клинопироксен, отвечающий по составу диопсиду, образует удлиненно-призматические кристаллы (до 1.5 мм по удлинению) бледно-желтоватого цвета с хорошо видимой спайностью, часто содержащие включения карбоната размером до 0.2 мм. Перовскит наблюдается в виде изометричных зерен размером до 1–1.5 мм. Он характеризуется высокими содержаниями Ce_2O_3 и La_2O_3, в сумме составляющими 1.3 мас. %, а также Nb_2O_5 (до 1.2 мас. %). Флогопит в породе встречается в виде пластинок бурого цвета, кристаллически плохо оформленных и кородированных основной массой. Содержания FeO в нем достигают 10.7 мас. %, MgO – 18.5 мас. %.

Мелкозернистая основная масса содержит микролиты нефелина, мелилита, пироксена, граната и пектолита [1].

Среди изученных ийолитов выделяются бескарбонатные и карбонатсодержащие разновидности. Главным структурным отличием бескарбонатных ийолитов от карбонатсодержащих является ярко выраженный идиоморфизм клинопироксена по отношению к нефелину (в карбонатсодержащих ийолитах более идиоморфен нефелин). Предыдущие исследователи [14,15] относили бескарбонатные ийолиты к более ранним образованиям по сравнению с карбонатсодержащими разновидностями этой породы и использовали термины «ранний ийолит» и «поздний ийолит» соответственно.

Бескарбонатные ийолиты (обр. НС-118) представляют собой темно-серые полнокристаллические породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Главными породообразующими минералами являются клинопироксен и нефелин, встречающиеся в породе примерно в равных количествах (около 30 –35 %) и образующие сростки. Нефелин представлен крупными таблитчатыми кристаллами размером 2-4 мм. Клинопироксен образует короткопризматические зерна темно-зеленого цвета размером от 1х3 до 2х6 мм, часто содержащие небольшие (0.1 мм) кристаллики нефелина и перовскита. Кроме пироксена и нефелина в числе главных минералов породы отмечаются гранат (10-15 %), представленный крупными кристаллами, достигающими 0.8-1.5 мм, и перовскит (до 10 %), образующий выделения неправильной формы размером до 2-3 мм. Нередко перовскит наблюдается в качестве включений в кристаллах граната и клинопироксена. Второстепенные минералы ийолитов представлены слюдой (до 5 %) и апатитом (1-3 %). Слюда встречается в виде редких чешуек размером 0.2-0.3 мм, приуроченных к границам основных породообразующих минералов. Апатит образует как отдельные короткопризматические кристаллы, так и их скопления.

Карбонатсодержащие ийолиты (обр. НС-115 и НС-112) характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой. Карбонатный минерал в породах представлен первичным кальцитом. При этом в образце НС-115 количество

кальцита составляет ~ 10-15 % от всего объема породы, тогда как в образце НС-112 оно существенно выше (~ до 30 %), что позволяет считать эту породу переходной между ийолитом и карбонатитом. Это отражается также и в химическом составе изученных ийолитов (табл. 1). Так, в образце НС-115 содержания CaO и CO_2 составляют 15 и 5.5 мас. % соответственно, в образце НС-112 они возрастают до 30 мас. % CaO и 10,7 мас. % CO_2.

Таблица 1.

Химический состав (в мас. %) представительных щелочных пород и карбонатитов Белозиминского массива.

Компо-ненты	НС-102	НС-118	НС-115	НС-112	НС-100	НС-117	НС-114	НС-20
	мелилит-содержащий нефелинит	ийолит	кальцит-содержащий ийолит	кальцит содержащий ийолит	меланократо-вый нефели-новый сиенит	меланократовый нефели-новый сиенит	рудный карбонатит	безрудный карбонатит
SiO_2	32,60	36,00	37,70	24,70	48,70	45,50	2,90	5,37
TiO_2	2,70	3,40	0,36	2,02	0,82	0,78	0,27	0,08
Al_2O_3	13,00	15,00	19,20	8,30	22,40	17,30	0,31	0,96
Fe_2O_3	8,09	6,57	не опр.	7,69	1,89	3,93	3,17	0,85
FeO	4,78	4,71	3,43	4,15	2,53	2,95	3,81	1,61
MnO	0,27	0,23	0,24	0,29	0,13	0,26	0,45	0,22
MgO	3,00	4,25	3,83	2,68	0,91	1,74	4,36	3,85
BaO	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,09	0,04	0,3
SrO	0,19	0,05	0,12	0,25	0,12	0,08	0,57	0,38
CaO	23,09	16,79	15,07	30,25	3,04	7,91	47,23	47,6
Na_2O	5,21	6,98	9,95	3,47	10,19	10,35	0,25	0,11
K_2O	1,23	2,84	3,77	1,10	7,97	3,96	0,08	0,62
P_2O_5	1,78	1,43	0,04	2,49	0,08	0,55	3,49	3,52
H_2O^-	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,00
H_2O^+	1,79	0,54	0,48	1,10	0,56	1,43	0,53	0,00
CO_2	2,29	0,98	5,54	10,66	0,27	3,08	31,24	33,88
F	0,04	0,04	0,02	0,06	0,02	0,04	0,15	0,19
S	0,19	0,30	0,06	0,35	0,45	0,22	0,23	0,26
Сумма	100,39	100,23	99,94	99,69	100,21	100,27	99.95*	99,80

Примечание. * Сумма приведена с учетом Nb_2O_5 = 0.77 мас. %.

Главными породообразующими минералами карбонатсодержащего ийолита (обр. НС-115) являются нефелин, клинопироксен и кальцит, слагающие 40-45 %, 30-35 % и 10-15 % всего объема породы соответственно.

Таблица 2.

Содержание элементов-примесей (в ppm) в щелочных породах и карбонатитах Белозиминского массива.

Компоненты	НС-102	НС-118	НС-107	НС-108	НС-109	НС-110	НС-115
	мелилит-содержа-щий нефели-нит	ийолит	кальцит-содержа-щий ийолит	кальцит-содержа-щий ийолит	кальцит-содержа-щий ийолит	кальцит-содержа-щий ийолит	кальцит-содержа-щий ийолит
Li	1,8	2,5	4,5	2,5	1,5	1,9	0,6
Be	**9,8**	**2,9**	**2,9**	**3,2**	**3,5**	**2,8**	**5,1**
Sc	**0,7**	**2,5**	**1,3**	**1,4**	**0,7**	**0,9**	**0,4**
Ti	**12630**	**18200**	**3630**	**12460**	**11380**	**10245**	**1315**
V	**190**	**319**	**155**	**369**	**351**	**513**	**53,5**
Cr	**1,6**	**1,9**	**3,8**	**1,5**	**0,4**	**0,3**	**2,1**
Co	**36,4**	**28,9**	**14,4**	**13,1**	**14,1**	**19,1**	**9,4**
Ni	**3,6**	**2,7**	**5,17**	**16,4**	**2,3**	**6,4**	**1,9**
Cu	**246**	**47,4**	**42,5**	**18,5**	**5,9**	**12,0**	**2,0**
Zn	**227**	**76,4**	**27,7**	**64,9**	**74,4**	**57,6**	**42,8**
Ga	**19,0**	**21,3**	**25,6**	**18,6**	**19,6**	**15,8**	**30,2**
Rb	**17,3**	**40,5**	**41,2**	**39,2**	**27,1**	**20,4**	**32,3**
Sr	**2364**	**392**	**2417**	**1317**	**1370**	**2005**	**1045**
Y	**38,1**	**95,0**	**58,0**	**199**	**103**	**192**	**6,3**
Zr	**42,3**	**1570**	**138**	**605**	**141**	**677**	**91,0**
Nb	**386**	**93,8**	**92,5**	**361**	**327**	**205**	**37,1**
Cs	**0,1**	**0,3**	**0,6**	**0,4**	**0,2**	**0,2**	**0,2**
Ba	**183**	**43,8**	**193**	**132**	**79,3**	**190**	**60,2**
La	**191**	**32,0**	**111**	**59,6**	**65,1**	**185**	**22,4**
Ce	**341**	**64,7**	**250**	**142**	**142**	**374**	**48,4**
Pr	**34,3**	**7,3**	**26,9**	**19,9**	**19,4**	**44,4**	**4,4**
Nd	**132**	**30,6**	**107**	**97,8**	**91,6**	**198**	**16,5**
Sm	**22,3**	**8,6**	**18,8**	**28,4**	**23,3**	**45,4**	**2,8**
Eu	**6,1**	**3,3**	**5,4**	**9,9**	**7,6**	**13,9**	**0,8**
Gd	**18,3**	**12,2**	**17,1**	**30,6**	**22,8**	**41,4**	**2,3**
Tb	**2,3**	**2,42**	**2,5**	**5,7**	**3,9**	**6,46**	**0,3**
Dy	**10,0**	**15,1**	**12,0**	**32,3**	**20,1**	**32,0**	**1,4**
Ho	**1,7**	**3,4**	**2,3**	**6,9**	**4,0**	**6,3**	**0,2**
Er	**3,5**	**9,3**	**5,9**	**19,2**	**10,2**	**15,7**	**0,6**
Tm	**0,4**	**1,2**	**0,7**	**2,7**	**1,4**	**2,1**	**0,1**
Yb	**1,9**	**7,6**	**4,3**	**15,9**	**8,3**	**12,0**	**0,5**
Lu	**0,2**	**1,0**	**0,5**	**2,1**	**1,1**	**1,7**	**0,1**
Hf	**0,8**	**24,3**	**1,2**	**2,4**	**1,0**	**3,5**	**1,1**
Ta	**13,0**	**2,3**	**7,7**	**28,4**	**24,9**	**20,3**	**2,6**
Pb	**2,1**	**0,27**	**1,8**	**0,8**	**0,8**	**1,9**	**0,5**
Th	**7,7**	**1,9**	**8,8**	**6,9**	**7,0**	**26,5**	**0,4**
U	**4,6**	**1,7**	**4,1**	**8,3**	**6,8**	**10,3**	**0,5**
∑TR	**765**	**199**	**564**	**473**	**421**	**978**	**101**
La/Yb	**101**	**4**	**26**	**4**	**8**	**15**	**45**

Нефелин образует таблитчатые кристаллы, достигающие 1-4 мм. Для него характерно присутствие реакционной каймы, сложенной канкринитом. Канкринит встречается также в виде самостоятельных зерен в интерстициях между кристаллами и слагает ~ 1-5 % породы. Клинопироксен отвечает по составу диопсиду, в нем часто отмечаются включения карбоната и рудного минерала. Кальцит образует крупные кристаллы, размером до 5 мм, и характеризуется резким ксеноморфизмом по отношению к нефелину и клинопироксену. Особенностью его химического состава являются повышенные концентрации SrO, достигающие 0.9 мас. %. Второстепенные минералы породы представлены флогопитом, апатитом, анальцимом, магнетитом, пирротином и перовскитом. Химический состав породообразующих минералов карбонатсодержащего ийолита приведен в табл. 3.

Карбонатсодержащие ийолиты (обр. НС-112) сложены нефелином (~ 15-20 %), клинопироксеном (20-25 %), гранатом (15-20 %), кальцитом (~ 25 %), апатитом (10-15 %), слюдой и рудным минералом (менее 1 %). Они представляют собой крупнозернистые породы, в которых удлиненные идиоморфные кристаллы клинопироксена размером до 0.5х25 мм и крупные (до 5 мм) зерна граната, имеющие додекаэдрическую форму, заключены в крупнозернистый агрегат кристаллов кальцита, содержащих изометричные зерна (0.3-0.5 мм) нефелина и апатита. Включения нефелина также наблюдаются в клинопироксене и гранате. Рудный минерал образует зерна неправильной формы и ассоциирует с клинопироксеном и кальцитом. В некоторых случаях между нефелином и кальцитом наблюдаются реакционные каемки (~ 0.1 мм), сложенные канкринитом.

Минеральный состав карбонатсодержащих ийолитов образцов НС-107, НС-108, НС-109, НС-110 близок минеральному составу ийолитов образца НС-112.

Нефелиновые сиениты (обр. НС-116, НС-117, НС-119, НС-100) представляют собой меланократовые средне- и крупнозернистые породы, с панидиоморфнозернистой структурой. Главными породообразующими минералами в них являются нефелин (40-45 %), калиевый полевой шпат (25-30 %) и клинопироксен (20-25 %). Нефелин и клинопироксен характеризуются резким идиоморфизмом по отношению к калиевому полевому шпату. Нефелин образует крупные таблитчатые кристаллы (до 5 мм), клинопироксен отмечается в виде темно-зеленых зерен короткопризматического облика размером до 0.5х1 мм. При этом часто наблюдаются срастания этих двух минералов.

Второстепенные и акцессорные минералы в нефелиновых сиенитах представлены сфеном (не менее 2 %), апатитом (1-2 %), слюдой (< 1%) и цирконом (< 0.1%). Сфен образует идиоморфные кристаллы (до 0.5 мм) с характерным клиновидным сечением, которые ассоциируют, как правило, с

Таблица 3.

Химический состав (мас.%) породообразующих минералов и кристаллических включений в минералах карбонатсодержащего ийолита (обр. НС-115)

Компо-ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	49,49	51,85	41,26	40,16	0,08	0,03	51,24	36,04	50,66	51,38	50,78	0,28	62,28	0,83	0,66	-	0,41
TiO_2	0,65	0,14	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,47	0,19	0,42	54,22	0,00	0,00	0,00	-	4,42
Al_2O_3	2,65	1,01	33,84	34,37	0,05	0,01	26,22	31,35	1,91	0,58	3,73	0,59	18,62	0,32	0,07	-	0,40
FeO	11,75	9,16	0,96	0,56	0,11	0,03	0,18	0,45	11,33	11,72	16,13	1,77	0,68	0,04	0,43	57,83	90,81
MnO	0,86	0,64	0,00	0,00	0,14	0,11	0,00	0,00	0,45	0,87	0,36	0,09	0,02	0,08	0,13	-	0,20
MgO	10,13	12,48	0,04	0,07	0,07	0,07	0,05	0,04	10,56	9,91	8,36	0,04	0,35	0,05	0,15	-	0,11
CaO	23,67	24,33	0,10	0,11	57,37	57,82	1,07	6,09	23,42	23,70	12,98	36,84	0,07	54,23	58,59	-	0,00
BaO	0,05	0,06	0,02	0,00	0,06	0,05	0,03	0,07	0,15	0,19	0,03	0,94	1,67	0,00	0,05	-	0,49
SrO	0,21	0,00	0,00	1,74	0,72	0,89	0,25	0,06	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,43	0,94	-	0,00
Na_2O	1,02	0,46	16,96	15,43	0,02	0,01	13,62	22,58	0,97	1,61	6,61	0,73	0,51	0,33	0,01	-	0,19
K_2O	0,00	0,00	6,99	6,80	0,00	0,00	0,62	0,02	0,06	0,00	1,29	0,11	16,13	0,14	0,00	-	0,05
P_2O_5	0,50	0,34	0,39	0,43	0,03	0,45	0,35	0,43	0,27	0,46	0,44	0,24	0,31	42,13	0,27	-	0,00
Ce_2O_3	-	-	-	-	0,08	-	-	0,02	-	-	-	1,64	-	0,23	0,04	-	0,00
La_2O_3	-	-	-	-	0,04	-	-	0,02	-	-	-	0,22	-	0,10	0,06	-	0,00
F	-	-	-	-	0,00	-	-	0,04	-	-	-	0,01	-	2,96	0,00	-	0
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	-	0,00
S	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,05	0,02	0,01	0,00	0,00	40,44	0,01
Сумма	100,99	101,46	100,57	99,69	58,79	59,48	93,65	97,25	100,25	100,64	101,21	101,10	100,65	101,87	61,41	98,70	97,09

Примечание. Породообразующие минералы (1-8): 1, 2 - диопсид; 3, 4 - нефелин, 5, 6- кальцит, 7 - анальцим; 8 - канкринит. Кристаллические включения в нефелине (9, 11-17) и кальците (10): 9, 10 - диопсид; 11 - амфибол (?); 12 - перовскит (сумма дана с учетом 0.13 мас. % ZrO_2, 2.35 мас. % Nb_2O_5, 0.70 мас. % Ta_2O_5); 13 - калиевый полевой шпат; 14 - апатит; 15 - кальцит; 16 - пирротин (сумма приведена с учетом 0.16 мас. % Cu, 0.05 мас. % Ni, 0.22 мас. % Co); 17 - титаномагнетит.

клинопироксеном и нефелином. Апатит присутствует в породе в виде игольчатых кристаллов, имеющих от 0,7 до 1 мм в длину, и нередко вместе с клинопироксеном наблюдается в качестве включений в калиевом полевом шпате. Слюда образует редкие, кристаллографически плохо оформленные пластинки темно-бурого цвета, длиной до 0.8 мм, часто ассоциирующие с диопсидом и нефелином

Таблица 4.

Химический состав (мас.%) породообразующих минералов и кристаллических включений в кальците карбонатита (обр. 2330/111)

Компо-ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	51,55	50,37	40,83	42,15	35,84	0,05	1,33	-	52,85	1,51	2,11
TiO_2	0,26	0,33	0,00	0,00	3,59	0,00	0,00	-	0,05	0,00	0,00
Al_2O_3	2,33	1,94	33,58	33,4	4,43	0,07	0,05	-	0,75	0,04	0,02
FeO	10,54	13,72	0,53	0,56	23,06	0,07	0,04	59,53	10,94	0,08	0,14
MnO	0,60	0,55	0,02	0,09	0,33	0,05	0,09	-	0,60	0,02	0,00
MgO	11,44	8,98	0,06	0,04	0,53	0,02	0,00	-	11,17	0,04	0,01
CaO	21,84	21,54	0,13	0,09	30,86	54,45	53,08	-	21,79	53,88	54,60
BaO	0,04	0,08	0,04	0,02	0,01	0,03	0,00	-	0,00	0,08	0,00
SrO	0,11	0,00	0,06	0,00	0,00	0,82	0,45	-	0,00	0,60	0,54
Na_2O	0,55	0,79	16,32	15,88	0,08	0,00	0,20	-	1,23	0,11	0,15
K_2O	0,00	0,02	7,00	8,19	0,02	0,02	0,00	-	0,00	0,00	0,00
P_2O_5	0,22	0,24	0,21	0,32	0,27	0,21	42,13	-	0,38	41,25	39,74
Ce_2O_3	-	-	-	0,00	-	0,09	0,31	-	-	0,41	0,40
La_2O_3	-	-	-	0,00	-	0,17	0,12	-	-	0,14	0,30
F	-	-	-	0,00	-	0,03	1,86	-	-	2,02	1,94
Cl	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	-	0,02	0,02	0,01
S	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	39,80	0,00	0,00	0,01
Сумма	99,49	98,56	98,79	100,76	99,03	56,09	99,67	99,33	99,78	100,20	99,97

Примечание. FeO - железо общее. Породообразующие минералы: 1, 2 - диопсид; 3, 4 - нефелин, 5 - гранат; 6 - кальцит, 7 - апатит; 8 - пирротин. Кристаллические включения в кальците (9 - 11): 9 - диопсид; 10, 11 - апатит.

.Изучено два образца безрудных карбонатитов (НС-2330/111 и НС-20). Образец НС-2330/111 представляет собой крупнозернистую породу,

состоящую из кальцита (~50%), апатита (~ 15-20%), клинопироксена (~15-20%), нефелина (~10%), граната (~5%) и пирротина (<1%). Химический состав породообразующих минералов приведен в табл.4. Кальцит образует крупные кристаллы размером от 1 до 5 мм. Он характеризуется ксеноморфизмом по отношению к апатиту, клинопироксену, нефелину и

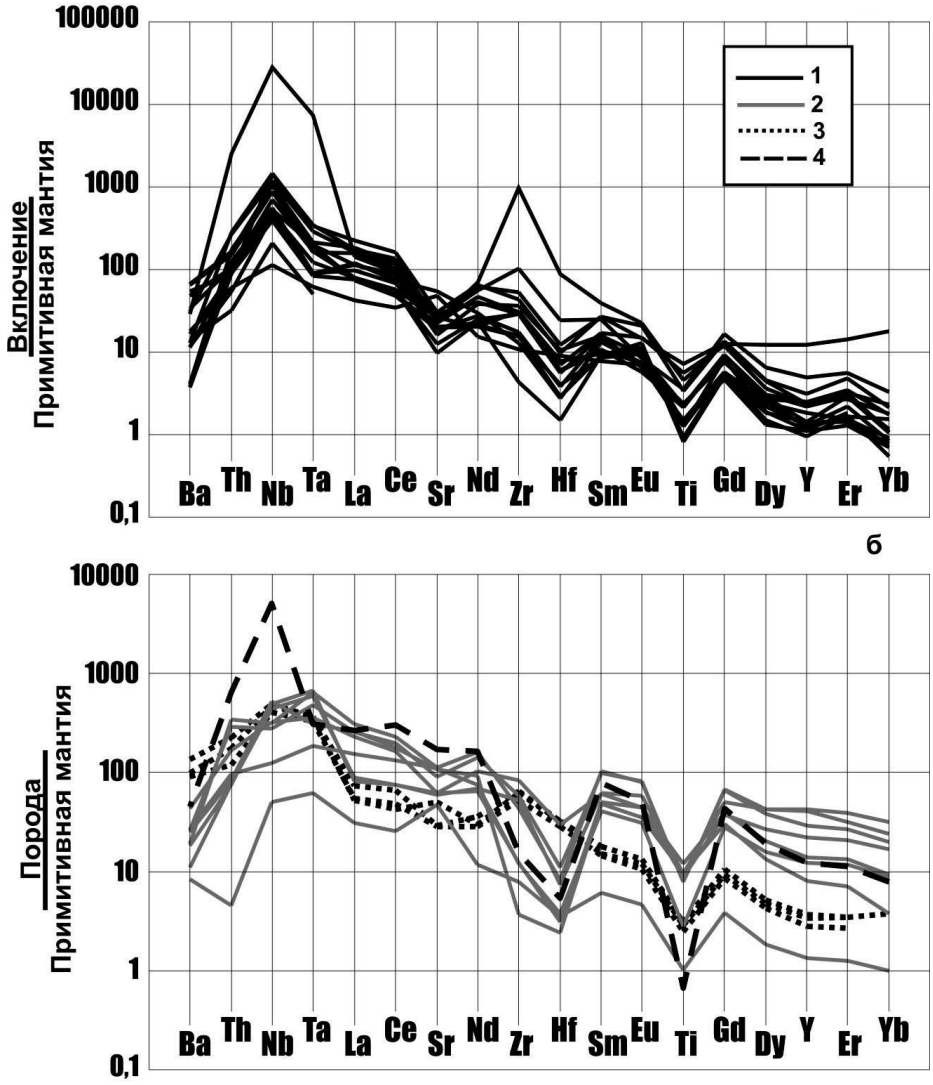


Рис. 2**. Спайдер-диаграммы содержаний редких элементов в гомогенных стеклах расплавных включений в нефелине кальцитсодержащих ийолитов (а) и в породах Белозиминского массива (б), нормированные относительно примитивной мантии (Sun, McDonoug, 1989).**

1- стекла гомогенизированных расплавных включений; 2 – базитовые и ультрабазитовые породы; 3 – нефелиновые сиениты; 4 – карбонатиты.

гранату. Особенностью химического состава клинопироксена являются повышенные концентрации SrO (до 0.8 мас.%). Клинопироксен образует удлиненно-таблитчатые кристаллы (до 0,5 мм) бледно-зеленоватого цвета с хорошо видимой спайностью. По составу он отвечает диопсиду. Апатит присутствует в виде призматических зерен сероватого цвета размером от 0,1 до 0,3 мм, а также наблюдается в виде скоплений совместно с пироксеном.

По химическому составу он соответствует фторапатиту (F=1,86 мас.%, Cl=0,00 мас.%). Концентрации редкоземельных элементов (Ce_2O_3 и La_2O_3) в нем в сумме не превышают 0.4–0.5 мас.%). Нефелин представлен кристаллами таблитчатой формы (до 1 мм), в которых фиксируются включения апатита. Гранат в карбонатитах присутствует в виде хорошо оформленных темно-бурых додекаэдров. По химическому составу он отвечает андрадиту с повышенным содержанием TiO_2 (до 3.6 мас. %).

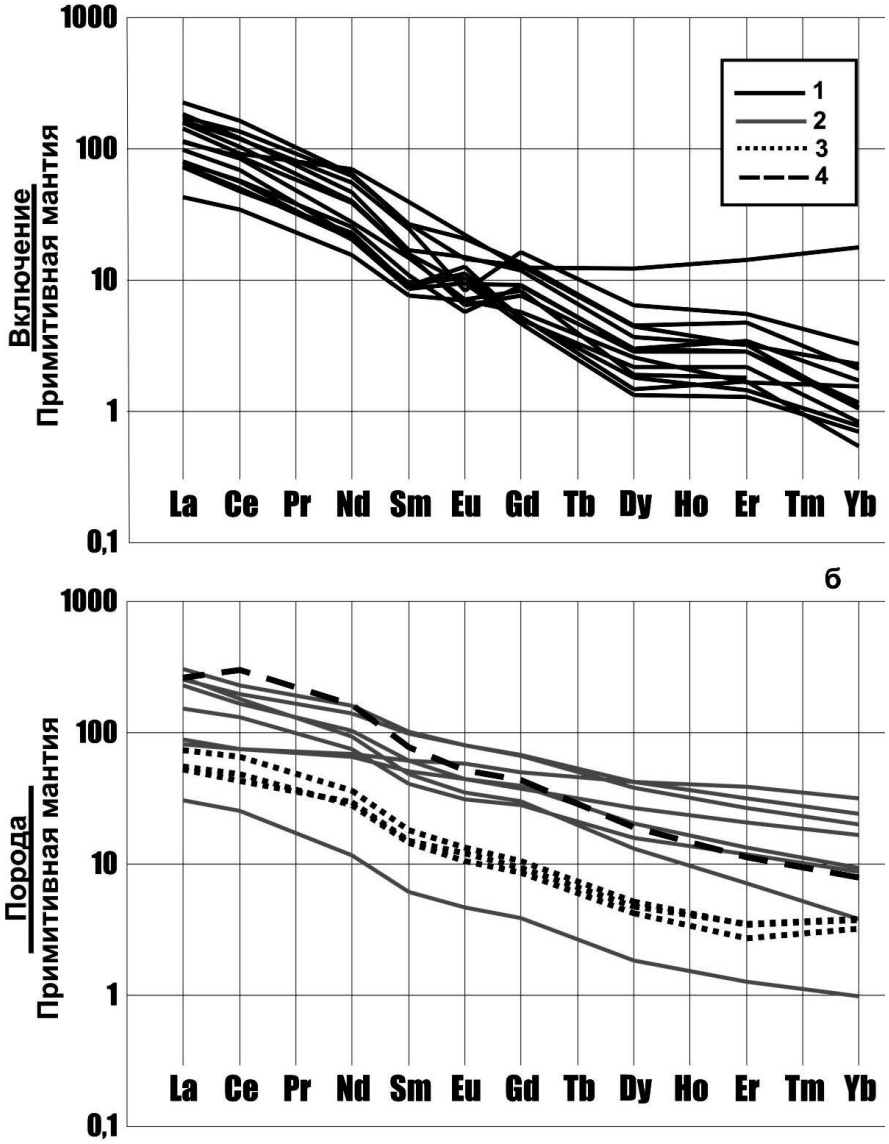


Рис. 3**. Спайдер-диаграммы содержаний редкоземельных элементов в гомогенных стеклах расплавных включений в нефелине кальцитсодержащих ийолитов (а) и в породах Белозиминского массива (б), нормированные относительно примитивной мантии (Sun, McDonoug, 1989).**

Условные обозначения см. на рис.2

Образец карбонатита НС-20 представляет собой среднезернистую породу, сложенную аллотриаморфнозернистым агрегатом зерен кальцита размером до 2-3 мм, содержащих кристаллы апатита призматической формы

(до 0.2 мм) и чешуйки слюды, имеющие неоднородный состав. В центральной части кристаллов слюды наблюдается зеленовато-коричневый биотит, который по краям замещается красно-коричневым флогопитом. Минеральный состав породы следующий: кальцит – 70-75 %, апатит – 15-20 %, слюда – 5-15 %.

Рудные карбонатиты (обр. НС-114) являются крупнозернистыми породами с пегматоидной текстурой. Они сложены на 55-65 % крупнозернистым кальцитом, а также апатитом (15-20%), оливином (10-20 %) и рудным минералом, возможно магнетитом (5-10%). Апатит встречается в виде призматических кристаллов размером 0.2–0.5 мм, оливин представляет собой изометричные кристаллы размером до 1-2 мм. Второстепенные минералы представлены пирохлором (1-2 %) и флогопитом (< 0.5 %).

Изученные силикатные породы по своему химическому составу относятся к щелочному ряду (табл.1). Группа ультраосновных пород включает в себя мелилитсодержащие нефелиниты и бескарбонатные и карбонатсодержащие ийолиты. При этом мелилитсодержащие нефелиниты и карбонатсодержащие ийолиты наиболее обеднены кремнеземом, что частично объясняется присутствием в их минеральном составе существенных количеств кальцита. Содержание щелочей в этих породах в сумме составляет от 4.5 до 11,7 мас.%, при отношении K_2O/Na_2O = 0.24-0.41. Изученные породы в целом характеризуются повышенными концентрациями железа (11-13 мас. %), фосфора (до 2.5 мас. %) и S (до 0.35 мас. %). Лишь в кальцитсодержащих ийолитах из обр. НС-115 содержания фосфора и серы заметно ниже и составляют 0.04 и 0.06 мас. % соответственно.

Изученные нефелинсодержащие сиениты - меланократовые, резко недосыщенные кремнеземом породы (45.5 – 49 мас. %), содержащие до 25 % клинопироксена. Суммарное содержание щелочей в них довольно велико и составляет 14-18 мас. %, при существенном преобладании натрия над калием (K_2O/Na_2O = 0,38-0,78). Химический состав нефелинсодержащих сиенитов характеризуется повышенными концентрациями CaO (до 8 мас. %) и S (до 0.45 мас. %) и низкими содержаниями магния (1 – 1.7 мас. %).

Карбонатиты, как рудные, так и безрудные, помимо высоких концентраций кальция (47 мас. %) и CO_2 (31-34 мас. %), содержат в своем составе много магния (до 4.4 мас. %) и фосфора (3.5 мас. %). Рудные карбонатиты обогащены FeO по сравнению с безрудными (7 и 2.5 мас. % соответственно). Содержания кремнезема в этих породах не превышает 5 мас. %.

Редкоэлементный состав изученных щелочных пород и карбонатитов приведен в табл. 2 и показан на спайдер-диаграммах (рис. 2б и 3б). Все породы комплекса, включая и карбонатиты, имеют близкие характеристики распределения элементов-примесей. В целом породы комплекса обогащены Nb, Ta, Ba, Sr, Zr, Hf и легкими РЗЭ. Так, суммарное содержание суммы

редкоземельных элементов в породах массива в десятки раз превышает их содержания в примитивной мантии, при значительном преобладании легких редких земель над тяжелыми. Для ийолитов (обр. НС-118) сумма содержаний РЗЭ составляет 200 ppm при La/Yb = 4, для кальцитсодержащих ийолитов образца НС-115 - 100 ppm при La/Yb = 45, для этих же пород образцов НС-107, НС-108, НС-109, НС-110 и НС-112 - 420-1100 ppm, при La/Yb = 4 - 26. Для мелилитсодержащих нефелинитов редкоземельные элементы в сумме составляют 765 ppm с отношением La/Yb = 100, а в нефелиновых сиенитах (обр. НС-116, НС-117, НС-119) - 200-250 ppm при La/Yb = 20-30. В карбонатитах, как рудных, так и безрудных, сумма содержаний редких земель возрастает до 1200 ppm, при еще большем преобладании легких РЗЭ над тяжелыми (La/Yb ~ 50-80).

Все изученные породы Белозиминского массива характеризуются высокими концентрациями Nb и Ta (37-3700 и 2-27 ppm, соответственно), с максимальными содержаниями этих элементов в рудных карбонатитах. Содержания Sr в щелочных породах и карбонатитах варьируют от 400 ppm до 3760 ppm, при этом минимальные концентрации этого элемента наблюдаются в бескарбонатных ийолитах и нефелиновых сиенитах (400 - 750 ppm), а максимальные - в кальцитсодержащих ийолитах (1045 –2460 ppm) и карбонатитах (3140-3760). Это частично обусловлено минералогическими различиями между названными группами пород. По сравнению с ийолитами и нефелиновыми сиенитами кальцитсодержащие ийолиты и карбонатиты содержат в качестве второстепенных и акцессорных минералов значительные количества кальцита и апатита, которые являются основными концентраторами стронция. Некоторые различия между главными группами пород наблюдаются в отношении Zr. Для пород ультраосновного и основного состава характерен минимум в содержаниях Zr, тогда как в более поздних породах - нефелиновых сиенитах концентрация Zr возрастает. Подобное поведение Zr вполне закономерно и связано с его способностью накапливаться в остаточном расплаве. Содержания бария изменяются от 44 - 140 ppm в нефелинитах, ийолитах и кальцитсодержащих ийолитах до 330-430 ppm в карбонатитах. Наибольшие содержания бария (до 980 ppm) наблюдаются в нефелиновых сиенитах, что характерно для этих пород.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Методом классического силикатного анализа определяли главные петрогенные элементы, а также P, S, F и CO_2 в щелочных силикатных породах и карбонатитах Белозиминского массива. Анализы были выполнены в химической лаборатории ИГЕМ РАН аналитиком Ю.В. Долининой. Методом ICP-MS был определен полный спектр редких и редкоземельных элементов во всех изученных породах. Анализы были выполнены В.П. Ковач в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) на масс-спектрометре с индуктивно

связанной плазмой PlasmaQuad 3 производства фирмы «VG Elemental» (Англия).

Процедура пробоподготовки заключалась в следующем. Растертые в пудру навески (~100 мг) образцов пород и минералов разлагали в смеси HF - HNO_3 – $HClO_4$ в тефлоновых бюксах в течение 3 дней при температуре 110°C. Контроль за полнотой разложения акцессорных минералов осуществляли под бинокуляром. После выпаривания пробы переводили в раствор 0,1N азотной кислоты, из которого брали аликвоту для анализа. В качестве внутреннего стандарта использовали ^{115}In.

Для контроля дрейфа относительной чувствительности прибора в серии проб (не более 5-10) проводились измерения стандартных растворов тяжелых металлов (Ti, Cr, Ni, Cu, Pb), а также стандартного образца BCR-1. Данные о содержании отдельных элементов в стандартном образце BCR-1 приведены в работе [20].

Известно, что методу масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой присущи различного вида интерференции. В данной работе наблюдалось образование оксидов и гидрооксидов редкоземельных элементов и некоторых металлов (например, титана), а также двухзарядных ионов Ba и Ce. Поправки на вклад оксидов и гидрооксидов титана, интерферирующих с изотопами меди и цинка, определяли путем измерения стандартного раствора титана (концентрация порядка 20 мг/л). Двухзарядные ионы Ba^{2+} и Ce^{2+} наиболее существенны при определении концентрации галлия. Однако их вклад (для изотопа ^{71}Ga) был невелик и обычно не превышал 5-10%.

Включения в минералах первоначально изучались оптически в полированных пластинках толщиной 0.3 мм. Для термометрических исследований расплавных включений использовали муфельные печи, позволяющие проводить эксперименты при высоких температурах. Погрешность измерения температуры составляет ± 10^oC. Для установления равновесия между расплавом и минералом-хозяином время выдержки образцов в муфельной печи при заданной температуре составляло 15 мин.

Для изучения состава стекол гомогенизированных расплавных включений, дочерних минеральных фаз во включениях, кристаллических включений, а также породообразующих минералов были использованы электронно-зондовый рентгеноспектральный микроанализ (полный силикатный анализ, с определением P, F, Cl, S, Ce, La, Zr, Nb, Y и Rb) и метод вторично-ионной масс-спектрометрии (для определения элементов-примесей и H_2O). Электронно-микрозондовый анализ проводили при следующих условиях: ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда 30 нА. Стекла расплавных включений анализировали с разверткой зонда 12x12, 5x5 и 2x2 мкм. Дочерние минеральные фазы во включениях и кристаллические включения анализировали как в точке фокусированным пучком, так и с

разверткой зонда в растр 5х5 и 2х2 мкм. Породообразующие минералы анализировали с разверткой зонда в 5х5 мкм.

Ионно-зондовые анализы были выполнены на микроанализаторе IMS - 3F, “Камека” в Институте микроэлектроники РАН (Ярославль) С.Г. Симакиным.

ИССЛЕДОВАНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ

Расплавные и сосуществующие с ними кристаллические включения были установлены в нефелине карбонатсодержащих ийолитов (обр. НС-115) и в кальците карбонатитов (обр. НС-2330/111) Белозиминского массива. Химический состав кристаллических включений и дочерних минералов расплавных включений приведен в таблицах 3-6.

Карбонатсодержащие ийолиты

Расплавные включения. Первичные расплавные включения в нефелине располагаются азонально, имеют близкую к овальной форму и размеры в большинстве случаев от 20 до 40 мкм. Содержимое включений полностью раскристаллизовано, газовая фаза в них сильно деформирована и плохо различима. Среди кристаллических дочерних фаз расплавных включений доминируют диопсид, кальцит и флогопит, занимающие ~ до 70-75 об. % включения. В числе других дочерних минералов включений определены апатит, волластонит, магнетит и куспидин (рис.4а). Куспидин является крайне редким минералом, который встречается в малоглубинных контактово-метасоматических породах [26,5]. В магматических породах он установлен в качестве кристаллической фазы расплавных включений в мелилите мелилитолитов вулкана Пиан-ди-Селле в Италии [17] и карбонатитовых комплексов Ковдор (Кольский полуостров) и Гардинер (Восточная Гренландия) [33], а также упоминается в связи с карбонатитовыми туфами Форт-Портала (Уганда) [17]. Изученный нами дочерний куспидин содержит до 9 мас. % F. Дочерняя фаза кальцита характеризуется повышенными концентрациями SrO, достигающими 1 мас. %. Апатит во включениях отвечает по составу фторапатиту, содержание F в нем составляет 3.5 мас. %, Cl – 0.01 мас. %, концентрации редкоземельных элементов (Ce_2O_3 и La_2O_3) незначительны и в сумме не превышают 0.1 – 0.2 мас. %. В составе магнетита содержания TiO_2 составляют от 0.6 до 1.1 мас. % (табл. 5).

Проведенные термометрические исследования расплавных включений в нефелине показали, что плавление содержимого включений начинается при температуре 920^{o}C. Полное расплавление кристаллических фаз во включениях фиксируется при температуре 1070 - 1080^{o}C, включения при этом содержат расплав и газовый пузырек. Полная гомогенизация включений наблюдается при температуре 1120-1130^{O}C.

Таблица 5.

Химический состав (мас.%) дочерних минералов и остаточных стекол расплавных включений в минералах карбонатсодержащего ийолита (обр. НС-115) и карбонатита (обр. 2330/111)

Компо-ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	52,26	36,87	43,89	32,37	0,96	0,35	0,48	50,52	49,74	35,01	36,86	38,00	44,01	43,16	42,94	44,10	0,75	1,03
TiO_2	0,11	0,79	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,08	0,12	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
Al_2O_3	0,92	13,58	0,35	0,43	0,00	0,27	0,40	1,50	0,91	14,76	15,70	12,87	11,67	12,08	9,19	11,03	0,20	0,25
FeO	15,78	22,76	0,68	0,47	0,13	0,01	0,02	15,12	12,11	22,49	23,72	13,22	3,63	3,56	4,66	4,14	0,16	0,26
MnO	1,24	1,26	0,45	0,29	0,00	0,05	0,09	0,82	0,79	0,63	0,67	0,27	0,14	0,22	0,18	0,25	0,09	0,04
MgO	7,13	10,35	0,06	0,06	0,05	0,05	0,03	8,51	9,95	10,55	11,50	0,78	1,89	1,64	2,58	2,00	0,06	0,10
CaO	18,37	0,40	52,37	56,93	53,63	59,68	61,65	22,55	23,62	0,59	0,70	31,41	26,13	25,29	26,69	26,13	56,77	55,28
BaO	0,06	0,57	0,00	0,09	0,10	0,00	0,03	0,00	0,06	0,70	0,36	0,10	0,02	0,09	0,00	0,00	0,09	0,02
SrO	0,00	0,03	0,09	0,25	0,49	0,64	1,10	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,55	0,52	1,05	0,58	0,88	0,94
Na_2O	3,84	0,43	0,49	0,51	1,65	0,16	0,30	0,96	0,65	0,34	0,48	0,09	7,58	8,19	6,31	8,18	0,08	0,15
K_2O	0,21	9,66	0,33	0,17	0,23	0,14	0,03	0,00	0,01	15,18	9,93	0,94	0,01	0,06	0,01	0,01	0,00	0,00
P_2O_5	0,44	0,28	0,26	0,31	39,96	0,13	0,08	0,37	0,27	0,22	0,22	0,26	0,24	0,25	0,25	0,24	0,11	0,00
Ce_2O_3	-	0,20	0,07	0,07	0,05	-	0,07	-	0,00	-	0,07	0,00	0,08	0,08	0,05	0,01	0,09	0,08
La_2O_3	-	0,01	0,00	0,00	0,07	-	0,03	-	0,00	-	0,21	0,00	0,16	0,00	0,02	0,20	0,06	0,08
F	-	0,40	0,05	9,22	3,53	-	0,09	-	0,04	-	0,17	0,00	0,00	0,02	0,25	0,08	0,12	0,05
Cl	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01
S	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01
Сумма	100,37	97,61	99,02	101,18	100,86	61,47	64,40	100,39	98,16	100,57	100,77	97,98	96,12	95,18	94,22	96,95	59,50	58,30

Примечание. FeO - железо общее. Дочерние минералы расплавных включений в нефелине карбонатсодержащих ийолитов (1-7): 1 - диопсид; 2 - флогопит; 3 - волластонит; 4 - куспидин, 5 -апатит; 6, 7 - кальцит. Дочерние минералы (8-9 - диопсид; 10, 11 - флогопит; 12 - гранат), остаточные стекла (13-16) и карбонатные глобулы (17, 18) из расплавных включений в кальците карбонатита.

Кристаллические включения. Кристаллические включения в нефелине карбонатсодержащего ийолита представлены клинопироксеном, амфиболом (?), перовскитом, калиевым полевым шпатом, апатитом, кальцитом и рудными минералами, в числе которых обнаружены пирротин и магнетит (табл.3). Клинопироксен, по составу отвечающий диопсиду, образует игольчатые кристаллы зеленоватой окраски длиной до 35 мкм. Иногда он встречается в срастании с кальцитом, что свидетельствует об одновременной кристаллизации этих минералов. Включения кальцита наблюдаются в виде зерен овальной формы, их размеры обычно составляют 20-30 мкм. Так же, как и кальцит, входящий в состав породы, кальцит во включениях отличается повышенными концентрациями SrO (1мас.%). Для кристаллических включений перовскита характерна овальная форма и размеры, не превышающие 30 мкм. Главная особенность химического состава перовскита - высокие содержания Nb_2O_5 (до 2.4 мас.%) и Ta_2O_5 (0.7 мас. %). По-видимому, он является главным концентратором этих элементов в породе. Кроме того, следует отметить заметную обогащенность перовскита редкоземельными элементами (Ce_2O_3 и La_2O_3), в сумме составляющими 1.6-1.9 мас. %.Кристаллические включения калиевого полевого шпата имеют призматическую форму и размеры от 30 до 50 мкм. В его составе фиксируется до 1.7 мас. % BaO. Включения апатита представляют собой бесцветные идиоморфные кристаллы призматической формы, размером до 30-40 мкм. По химическому составу они отвечают F-апатиту (до 3 мас. % F), при этом концентрации Ce_2O_3 и La_2O_3 в нем, так же как и в дочернем апатите расплавных включений, невысоки (0.05-0.40 и 0.05-0.10 мас. % соответственно).

В числе рудных кристаллических включений обнаружены магнетит и пиротин. Магнетит содержит до 4.4 мас. % TiO_2. В составе пирротина зафиксировано до 0.16 мас. % Cu и до 0.22 мас. % Co.

Карбонатиты

Расплавные включения. Первичные расплавные включения в кальците располагаются азонально, имеют округлую или эллипсовидную форму и довольно крупные размеры, часто достигающие 80-100 мкм (рис.4б). Характерная особенность включений - отсутствие в них обособленной газовой фазы. Включения содержат бесцветное стекло, занимающее до ~ 60 % от всего объема включения. Кроме того, в составе включений присутствуют слюда, гранат и диопсид, при этом последний не единичен, а образует 5-7 кристаллов сходного состава. Слюда по составу соответствует биотиту, содержание MgO в нем составляет 10.5-11.5 мас. %, FeO – 22 – 24 мас. %. Гранат по химическому составу отвечает андрадит-гроссуляровому ряду. Концентрации TiO_2 в нем составляют сотые доли процента, что значительно ниже концентраций этого компонента в гранате, входящем в состав породы (3.6 мас.%). Следует отметить, что нами было найдено и

изучено 14 расплавных включений в кальците карбонатитов, и все они характеризуются идентичным набором твердых фаз, имеющих одинаковые соотношения, что позволяет отнести эти фазы к дочерним минералам. Важной особенностью расплавных включений в кальците из карбонатитов является присутствие в стекле карбонатных глобулей кальцитового состава размером не более нескольких микрон (табл.5).

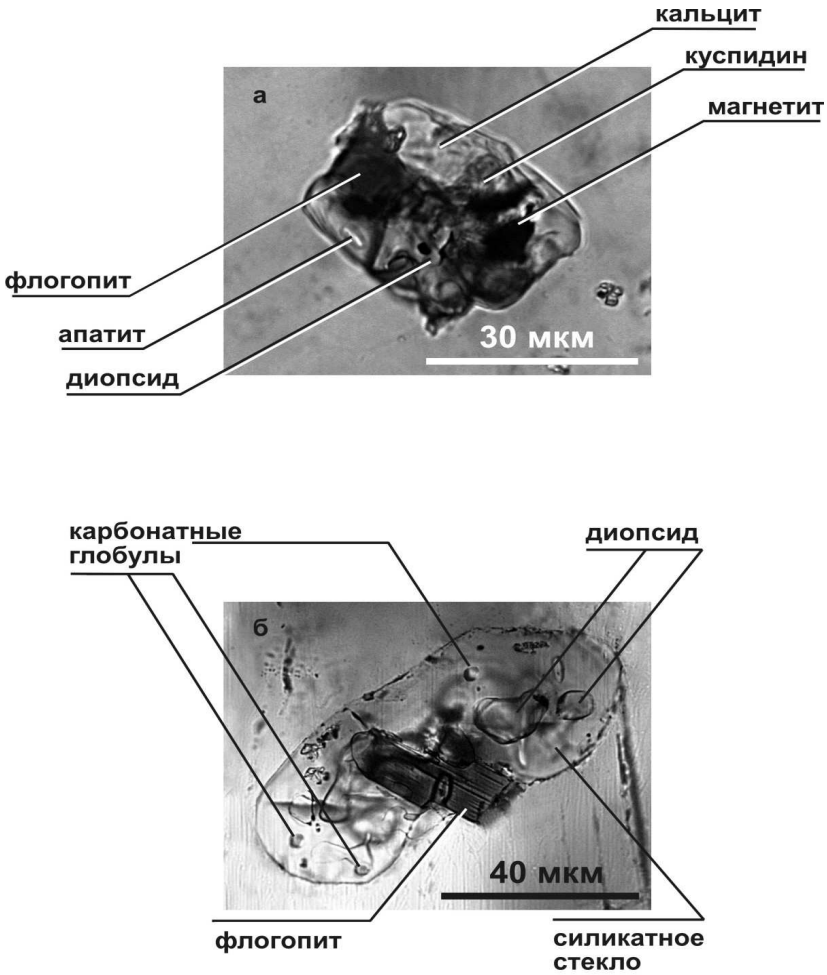


Рис. 4. **Расплавные включения в нефелине кальцитсодержащего ийолита (а) и в кальците карбонатита (б). Проходящий свет, без анализатора.**

Кристаллические включения. В числе кристаллических включений в кальците карбонатитов определены клинопироксен и апатит (табл.4). Клинопироксен наблюдается в виде зеленоватых игольчатых кристаллов, имеющих размеры по удлинению до 40 мкм. По химическому составу он сооответствует диопсиду. Включения апатита образуют бесцветные кристаллы призматической формы, размером 20-30 мкм. По химическому составу апатит отвечает F-апатиту (до 2 мас.%F) и отличается повышенными содержаниями SrO (0.5-0.6 мас.%). Концентрации редкоземельных элементов (Ce_2O_3 и La_2O_3) в нем в сумме не превышают 0.7 мас.%).

Химический состав расплавных включений.

Карбонатсодержащие ийолиты. Химический состав стекол гомогенизированных расплавных включений приведен в табл. 6 (петрогенные элементы, F, Cl, S и H_2O) и 7 (элементы-примеси). Для стекол гомогенизированных расплавных включений в карбонатсодержащих ийолитах выявлен значительный интервал содержаний SiO_2 - от 36 до 50 мас.

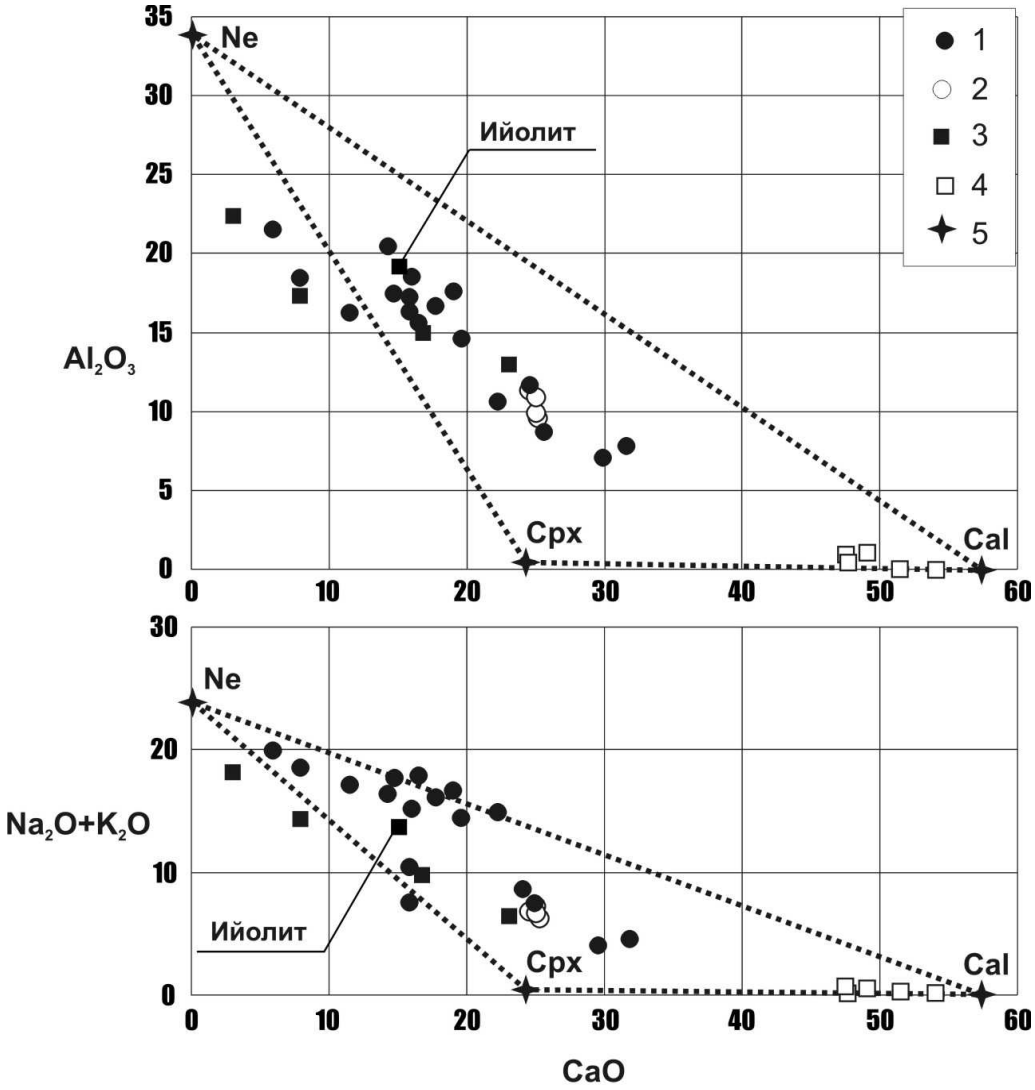


Рис. 5. **Содержание Al_2O_3 и $Na_2O + K_2O$ в стеклах расплавных включений и породах Белозиминского массива в зависимости от концентраций CaO, в мас.%.**

Стекла гомогенизированных расплавных включений: 1 – в нефелине ийолита, 2 – в кальците карбонатита; 3 – силикатные породы; 4 – карбонатиты; 5 – минералы: Cpx – диопсид, Ne – нефелин, Cal – кальцит.

%, Al_2O_3 – от 9 до 21 мас. %, CaO – от 8 до 30 мас. % и MgO – от 0.6 до 7 мас.. %, а также повышенные по сравнению с породой концентрации FeO, F и Cl. Характерной особенностью всех изученных расплавов является высокое

суммарное содержание в щелочей (от 7 до 16 мас. %), с существенным преобладанием Na_2O над K_2O

По данным ионно-зондовых определений содержание воды во всех изученных расплавах не превышает первых десятых долей процента, что хорошо согласуется с высокими температурами гомогенизации (1120-1130^oC) расплавных включений и свидетельствует о «сухости» родоначальных для карбонатсодержащих ийолитов магм. Вместе с тем, как следует из табл. 6, для половины представленных стекол расплавных включений дефицит в сумме компонентов составляет от 1.5 % до 6.5 мас. %, что позволяет предположить присутствие в расплаве заметных концентраций CO_2. Выявление кальцита среди дочерних минералов расплавных включений подтверждает это предположение.

Исследование редкоэлементного состава стекол гомогенизированных расплавных включений, а также пород, слагающих Белозиминский массив, включая ийолиты, нефелиновые сиениты, рудные и безрудные карбонатиты, показало, что породы массива и расплавные включения имеют близкие характеристики распределения элементов-примесей (рис.2). Нормирование проводилось относительно состава примитивной мантии. Главной особенностью изученных расплавных включений являются высокие содержания в них Nb и Zr, что на диаграмме (рис.2) фиксируется ярко проявленными положительными максимумами. Вместе с тем, как видно из рис. 4 и табл. 7, при довольно схожем характере распределения Nb и Zr в изученных расплавах, содержания этих элементов в них колеблются в довольно широких пределах. Так, концентрации Nb в расплавах варьируют от 83 ppm до 1075 ppm, а в некоторых включениях достигают 1-2 мас. %. Содержания Zr изменяются в интервале 50 - 1200 ppm и в отдельных включениях составляют до 1 мас. %. Стекла расплавных включений обогащены также Ta и Th и обеднены Ti и Hf. Следует отметить, что в целом все перечисленные особенности сохраняются и для пород, для них также отмечаются высокие содержания ниобия с ярко выраженным максимумом в случае рудных карбонатитов и характерными минимумами Ti и Hf (рис.2б).

Диаграммы с нормированными содержаниями редкоземельных элементов (рис.3) также демонстрируют сходную картину их распределения как в расплавах, так и в породах. В целом можно отметить устойчивое обогащение расплавов и пород легкими редкими землями по отношению к тяжелым. Вместе с тем отношение $(La/Yb)_N$ варьирует в значительных пределах: в расплавах от 7 до 83, в породах от 3 до 70. Исключением из общей закономерности является гомогенное расплавное включение с максимальными содержаниями Nb и Zr, в котором доля легких РЗЭ сопоставима с долей тяжелых РЗЭ. Поведение Eu в стеклах расплавных включений неоднозначно. На спайдер-диаграммах отчетливо фиксируются расплавы, характеризующиеся как высокими значениями отношения Eu/Eu* (>1), так и низкими величинами этого параметра (0.4-0.6). При этом

Таблица 6

Химический состав (мас. %) стекол гомогенизированных расплавных включений в нефелине карбонатсодержащего ийолита (обр. НС-115)

Компо-ненты	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO_2	43,93	34,80	44,34	41,00	48,64	46,24	41,28	40,95	36,20	46,24	40,20	36,31	39,10	41,87
TiO_2	0,03	0,72	0,50	0,08	0,62	1,04	0,25	0,34	5,61	1,04	1,02	0,69	0,98	0,49
Al_2O_3	7,01	9,13	18,22	17,07	20,94	18,16	24,54	18,54	11,57	18,16	12,57	9,16	12,88	17,17
FeO	4,95	11,34	5,26	5,28	7,73	6,65	5,21	5,33	14,01	6,65	4,16	5,25	8,09	4,38
MnO	0,24	0,53	0,36	0,25	0,49	0,66	0,18	0,33	0,38	0,66	0,22	0,35	0,55	0,41
MgO	7,05	7,14	1,07	1,52	0,64	4,25	2,14	0,57	0,48	4,25	0,40	4,35	0,74	0,82
CaO	29,49	21,54	17,09	22,77	8,10	12,93	5,95	16,04	18,08	12,93	25,24	26,84	21,78	15,57
Na_2O	4,24	7,59	4,97	8,13	5,90	2,55	13,15	10,76	4,89	2,55	6,66	7,55	7,43	12,11
K_2O	0,51	1,57	3,26	1,27	5,14	2,66	6,75	4,47	3,01	2,66	2,43	1,43	2,13	4,14
P_2O_5	0,28	1,00	0,50	0,32	0,82	1,00	0,58	0,53	0,55	1,00	0,40	0,91	0,89	0,84
F	0,02	0,10	0,12	0,04	0,01	0,09	0,03	0,03	0,11	0,09	-	-	-	-
Cl	0,03	0,01	0,24	0,00	0,21	0,25	0,06	0,24	0,04	0,25	0,01	0,17	0,34	0,09
S	0,02	0,23	0,11	0,01	0,07	0,00	0,07	0,26	0,03	0,00	0,07	0,19	0,17	0,11
H_2O	0,01	-	-	-	-	-	0,01	0,13	-	-	-	-	-	-
Сумма	97,81	95,69	96,04	100,25**	99,29	96,48	100,20	98,52	94,95	96,48	93,36	93,17	95,06	97,98

Примечание. FeO - железо общее. * Сумма приведена с учетом 2.99 мас. % Nb_2O_5 и 1.53 мас. % ZrO_2. ** Сумма приведена с учетом 1.16 мас. % Nb_2O_5 и 1.35 мас. % ZrO_2.

наблюдаются и переходные между ними расплавы, в которых значения параметра Eu/Eu* составляют 0.9-1. Что касается пород, участвующих в строении Белозиминского массива, то для них не наблюдается европиевой аномалии, величина отношения Eu/Eu* в них сравнительно постоянная и составляет 0.9-1.

Карбонатиты. Химический состав остаточных (негретых) стекол расплавных включений из кальцита карбонатитов приведен в табл. 5. Главной особенностью состава изученных стекол является высокая концентрация в них CaO (~ 26 мас. %) при содержании SiO_2 – 43-44 мас. % и Al_2O_3 – 9-13 мас.%. Учитывая присутствие в стеклах расплавных включений столь высоких содержаний CaO, в совокупности с низкими значениями суммы петрогенных компонентов – 94-96 мас. %, можно так же, как и в случае с гомогенизированными включениями в нефелине ийолитов, предположить присутствие в составе расплавов углекислоты.

Это подтверждается и положением составов стекол расплавных включений из кальцита карбонатитов на диаграммах CaO-SiO_2, CaO-Al_2O_3 и CaO-сумма щелочей (рис.5), где они лежат на продолжении тренда эволюции ийолитового расплава, направленного в сторону обогащения карбонатной составляющей. Кроме высококальциевого характера стекол расплавных включений, следует отметить также повышенные концентрации в их составе FeO (до 4.7 мас.%) и SrO (до 1 мас.%).

Сопоставление составов стекол гомогенизированных расплавных включений из нефелина карбонатсодержащего ийолита и стекол негретых расплавных включений из кальцита карбонатитов позволило установить их несомненное сходство (табл.5,6). Некоторые различия между ними наблюдаются в содержаниях K_2O. Так, для стекол гомогенизированных расплавных включений из нефелина ийолитов характерны содержания K_2O от 0.5 до 6 мас. %, тогда как стекла негретых расплавных включений из кальцита карбонатитов практически не содержат этого компонента. Такая обедненность калием стекол расплавных включений из кальцита карбонатитов может объясняться ранней кристаллизацией биотита, присутствующего в минеральном составе негретых включений.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования расплавных включений в нефелине карбонатсодержащих ийолитов позволили установить, что образование этих пород происходило из «сухих» высокотемпературных (1120-1130^oC) расплавов, близких по составу ийолитам. Все выявленные расплавы существенно обогащены щелочами, ведущая роль среди которых принадлежит натрию. Важной особенностью стекол расплавных включений является высокая концентрация в них CaO (от 8 до 30 мас.%). Это отражается в минеральном составе расплавных включений, где в числе дочерних кристаллических фаз определены кальцит, диопсид, волластонит, куспидин,

апатит, а также в присутствии кальцийсодержащих фаз (перовскит, диопсид, кальцит и апатит) среди кристаллических включений в минералах изученной

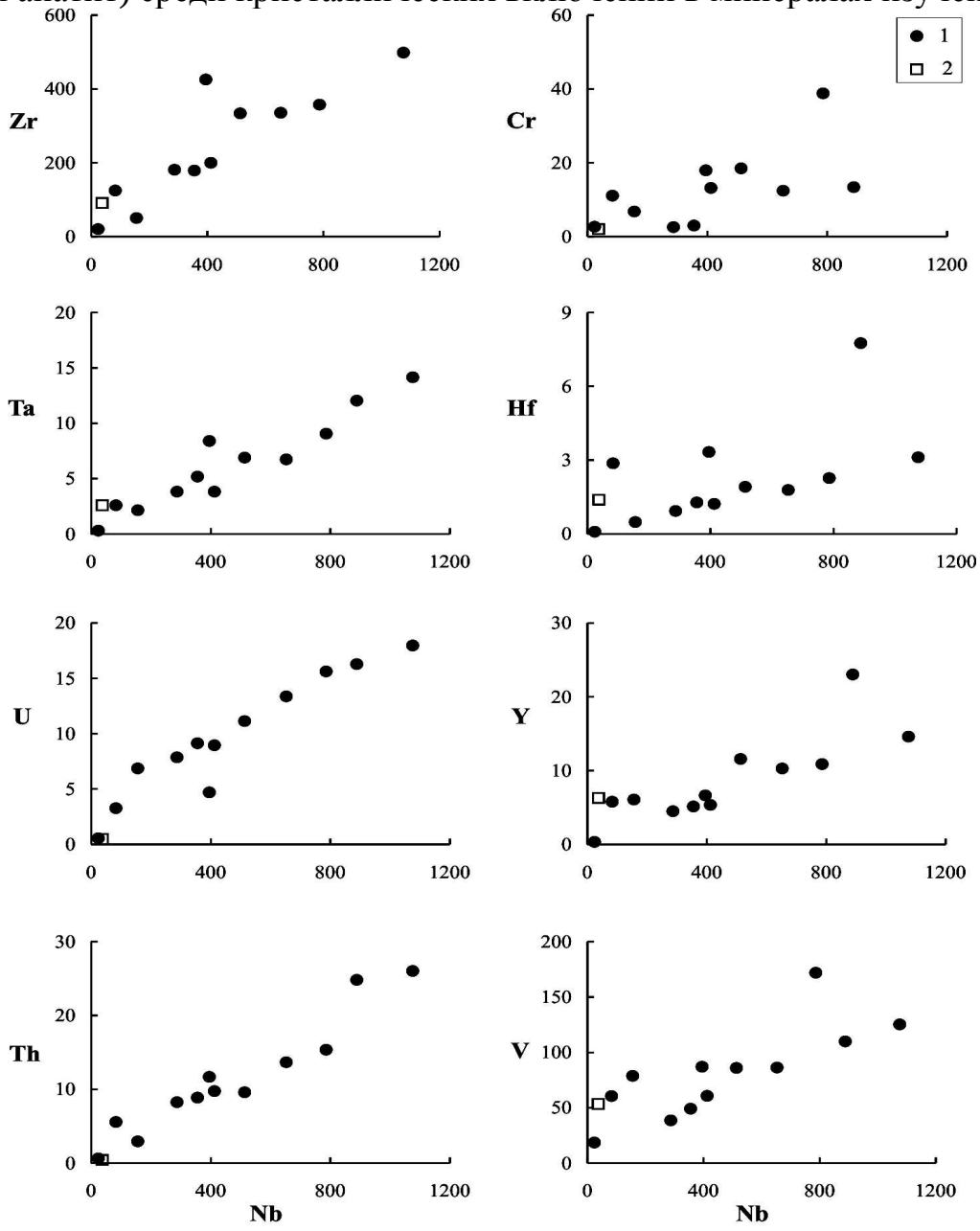


Рис. 6

Рис. 6. **Вариации содержаний редких элементов относительно концентрации Nb в стеклах расплавных включений в нефелине кальцитсодержащих ийолитов Белозиминского массива, в ppm.**

Условные обозначения: 1- стекла гомогенизированных расплавных включений в нефелине карбонатсодержащего ийолита; 2 - карбонатсодержащий ийолит.

породы. На диаграммах CaO-SiO_2, CaO-Al_2O_3 и CaO-сумма щелочей (рис. 5) также отчетливо видно, что с уменьшением содержаний кремнезема, глинозема и щелочей в изученных расплавах возрастает доля кальция, т.е. происходит обогащение расплавов карбонатной составляющей. Такое направление тренда эволюции для основной группы расплавов

контролируется главным образом фракционированием нефелина, а также клинопироксена. Следует отметить обедненность пород щелочами по сравнению с расплавами, что связано, по-видимому, с некоторой потерей этих компонентов, особенно натрия, в процессе кристаллизации.

Отметим, что высококальциевые недосыщенные кремнеземом магмы были установлены ранее разными авторами на основе изучения расплавных включений в минералах пород различных щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов мира: Гардинер (Восточная Гренландия), Гули (Сибирская платформа), Ковдор (Кольский полуостров), Маломурунский (Алдан), Восточного Памира [30,11,33,9,12].

Как уже отмечалось, отклонение суммы петрогенных компонентов в ряде включений от 100 %, а также, наблюдающаяся в целом зависимость между этим параметром и содержанием CaO в расплавах, дают основания считать, что последние были обогащены углекислотой, вплоть до 7 мас. %. Присутствие углерода в стеклах расплавных включений качественно подтверждено на микрозонде.

Спецификой химического состава стекол большинства изученных расплавных включений является чрезвычайно высокое содержание в них Nb (500 – 1075 ppm) и Zr (300 – 1200 ppm). Кроме того, как отмечалось выше, зафиксированы отдельные включения, в которых концентрация этих элементов достигает 1-2 мас. %. Подобные высокие содержания Nb и Zr часто характеризуют родоначальные магмы редкометальных щелочных гранитоидов и совершенно не типичны для магм основных и ультраосновных пород щелочных карбонатитовых комплексов. Однако, принимая во внимание данные геологических наблюдений предыдущих исследователей [14,15], относящих бескарбонатные ийолиты к более ранним образованиям по сравнению с карбонатсодержащими разновидностями этих пород, можно предположить, что насыщенные этими элементами расплавы уже претерпели значительную дифференциациию. Вместе с тем следует отметить существование и сравнительно обедненных Nb и Zr расплавов (Nb = 80 – 300 ppm, Zr = 50 – 200 ppm). Возможно, эти расплавы отражают более ранние этапы эволюции ийолитового расплава.

В этой связи, для оценки роли процесса кристаллизационной дифференциации магмы при формировании карбонатсодержащих ийолитов было рассмотрено поведение различных элементов-примесей в изученных расплавах в зависимости от изменения концентраций Nb, которые могут рассматриваться в качестве индекса дифференциации.

На рис. 6 отчетливо видно, что в стеклах гомогенизированных расплавных включений содержания большинства высокозарядных элементов (Zr, Ta, Ti, U, Th, Hf, Y), а также Cr и V находятся в прямой корреляционной зависимости от концентрации ниобия. Несовместимое поведение Zr, Ta, Ti, Th, U и Hf свидетельствует о том, что в момент кристаллизации нефелина не происходило существенного фракционирования редкометальных

минеральных фаз, в первую очередь перовскита, являющегося главным концентратором этих элементов. Увеличение в расплаве содержаний V, вероятно, связано с ростом концентраций Fe и Ti, о чем свидетельствует положительная корреляция V с этими элементами. Вместе с тем следует отметить обедненность ийолитов, содержащих расплавные включения, несовместимыми элементами.

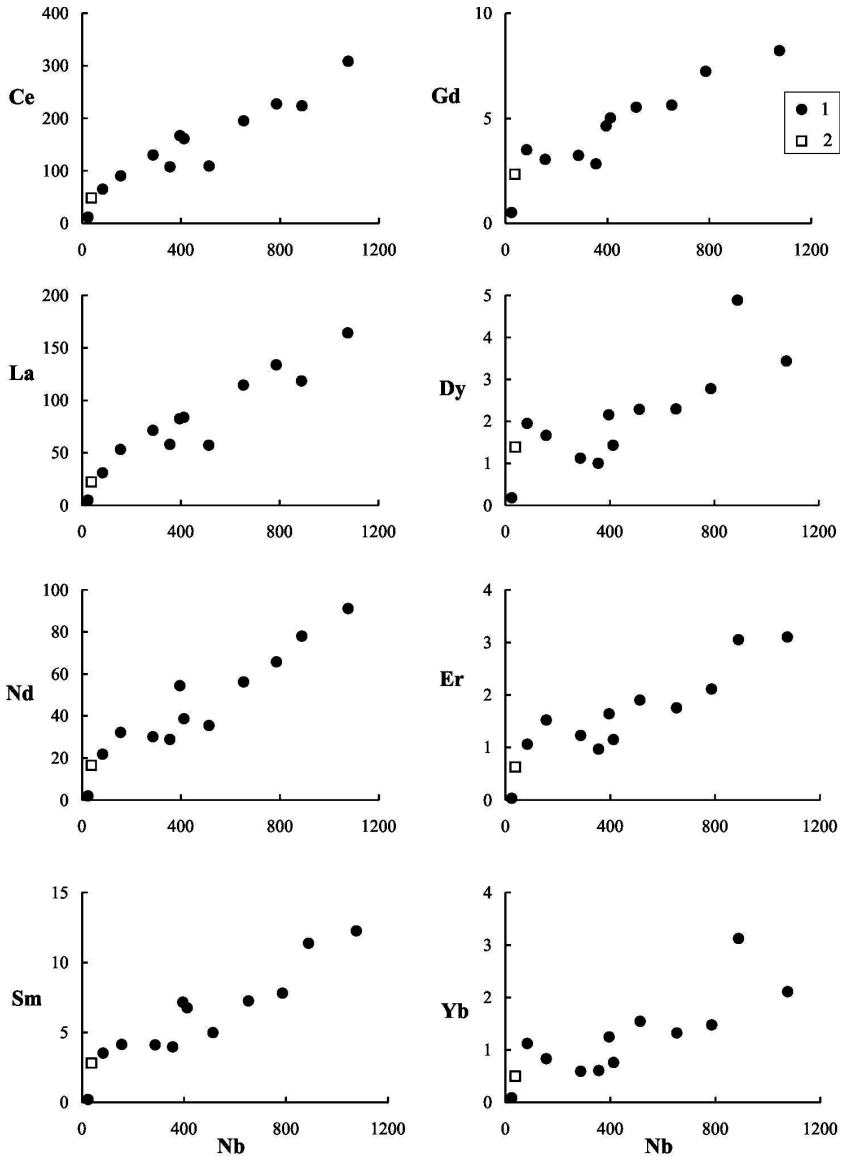


Рис. 7. **Вариации содержаний редкоземельных элементов относительно концентрации Nb в стеклах расплавных включений в нефелине кальцитсодержащих ийолитов Белозиминского массива, в ppm.**

1- стекла гомогенизированных расплавных включений в нефелине карбонатсодержащего ийолита; 2 - карбонатсодержащий ийолит.

Редкоземельные элементы в расплавных включениях также демонстрируют положительные тренды с ниобием, при этом выявленная тенденция прослеживается как для легких, так и для тяжелых РЗЭ (рис. 7). Накопление легких РЗЭ в изученных расплавах еще раз свидетельствует о

незначительном фракционировании перовскита и апатита, фаз-концентраторов этих элементов, на ранних этапах кристаллизации породы.

Таким образом, выявленные в стеклах расплавных включений отчетливые корреляции Nb с большинством редких (Zr, Ta, Ti, U, Th, Hf, Y, Cr, V) и редкоземельных элементов (Ce, La, Nd, Sm, Gd, Dy, Er, Yb) дают основания считать, что процессы кристаллизационной дифференциации играли определяющую роль в формировании карбонатсодержащих ийолитов.

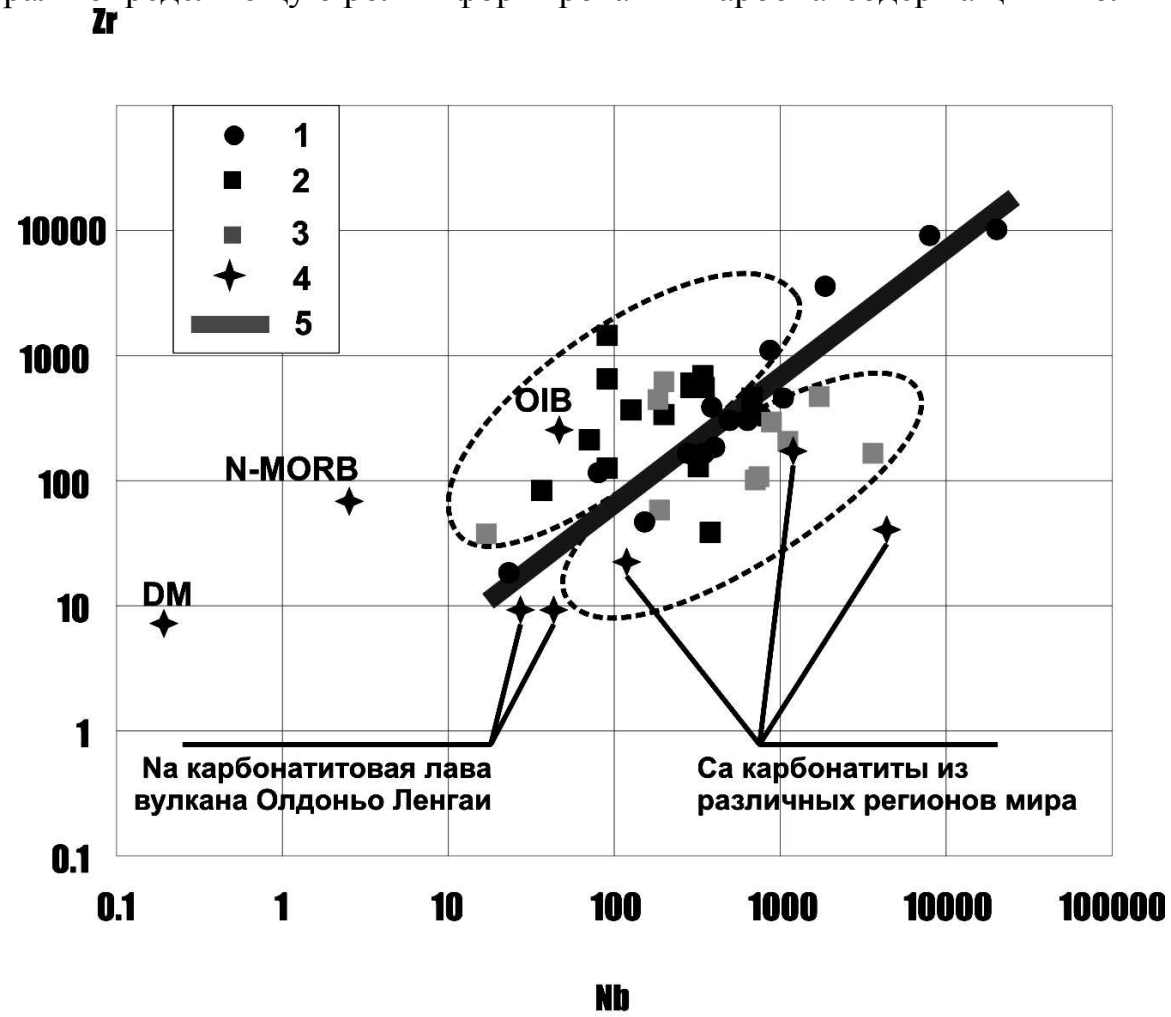


Рис. 8. **Вариации составов стекол (ppm) расплавных включений в нефелине кальцитсодержащих ийолитов и пород Белозиминского массива на диаграмме Nb-Zr.**

1 – гомогенизированные расплавные включения в нефелине ийолитов; 2 – щелочные силикатные породы различного состава; 3 – карбонатиты; 4 – мантийные источники: DM – деплетированная мантия (Salters, Stracke, 2004), N-MORB - мантия базальтов срединно-океанических хребтов (Sun, McDonoug, 1989), OIB - мантия базальтов океанических островов (Sun, McDonoug, 1989); 5 – тренд эволюции расплава.

На диаграмме (рис. 8), демонстрирующей зависимость Zr от Nb, помимо составов стекол гомогенизированных расплавных включений из нефелина карбонатсодержащих ийолитов, показаны также составы главных групп щелочных пород (мелилитсодержащих нефелинитов, бескарбонатных и карбонатсодержащих ийолитов, нефелиновых сиенитов) и карбонатитов

Белозиминского массива. Составы расплавных включений образуют единый тренд, направленный в сторону увеличения содержания Nb с ростом концентрации Zr, что, как отмечалось, связано с участием процессов кристаллизационной дифференциации в эволюции расплава. Вместе с тем, на рис. 8 отчетливо фиксируются две группы пород, в одну из которых обедненную Nb, попадают щелочные породы разного состава, в другую, обогащенную Nb, попадает большинство составов карбонатитов, что дает основания предполагать возможность расслоения силикатных карбонатсодержащих расплавов на силикатную и карбонатную составляющие.

В пользу этого предположения свидетельствуют и расплавные включения из кальцита карбонатитов, содержащие силикатное стекло, в котором кроме дочерних минералов присутствуют карбонатные глобули кальцитового состава (рис. 2б). При этом характерно, что химический состав силикатного стекла из расплавных включений в кальците карбонатитов близок составу стекол гомогенизированных расплавных включений в нефелине изученных ийолитов. Упомянутыми выше процессами силикатно-карбонатной несмесимости могут объясняться также и низкие концентрации элементов-примесей в изученной породе. Удаление карбонатитового расплава, экстрагирующего многие редкие и редкоземельные элементы, из силикатной магмы приводило к обеднению последней несовместимыми элементами. Это нашло отражение на рис. 6 и 7, где состав изученной породы располагается в самом начале трендов зависимости содержаний элементов-примесей от концентрации Nb.

Отметим, что концентрации SiO_2 в карбонатных глобулях составляют от 0.75 до 1 мас. % (табл. 5). Учитывая, что размер карбонатных глобулей не превышает пяти микрон, оценить на количественном уровне содержание элементов-примесей в них не представляется возможным. Однако качественный микрозондовый анализ показал наличие в их составе значимых концентраций Nb (до 0.15 мас. %), Ta (до 0.38 мас. %), Ce (до 0.12 мас. %), La (до 0.08 мас. %) и F (до 0.25 мас.%). Обращает на себя внимание заметное преобладание Ta над Nb в карбонатных глобулях, при этом необходимо подчеркнуть, что при их многократном анализе (всего 12 глобулей) подобные соотношения систематически сохранялись.

Возможность отделения карбонатитовых расплавов от высоко-кальциевых щелочных магм была также подтверждена экспериментально [29,22,27], при этом установлено, что повышение содержания щелочей значительно расширяет поле несмесимости [28].

Таким образом, обнаружение карбонатных глобулей в силикатном расплаве из расплавных включений в кальците карбонатитов подтверждает возможность образования этих пород в условиях силикатно-карбонатной жидкостной несмесимости.

На основе полученных данных о редкоэлементном составе стекол гомогенизированных расплавных включений, а также разнообразных

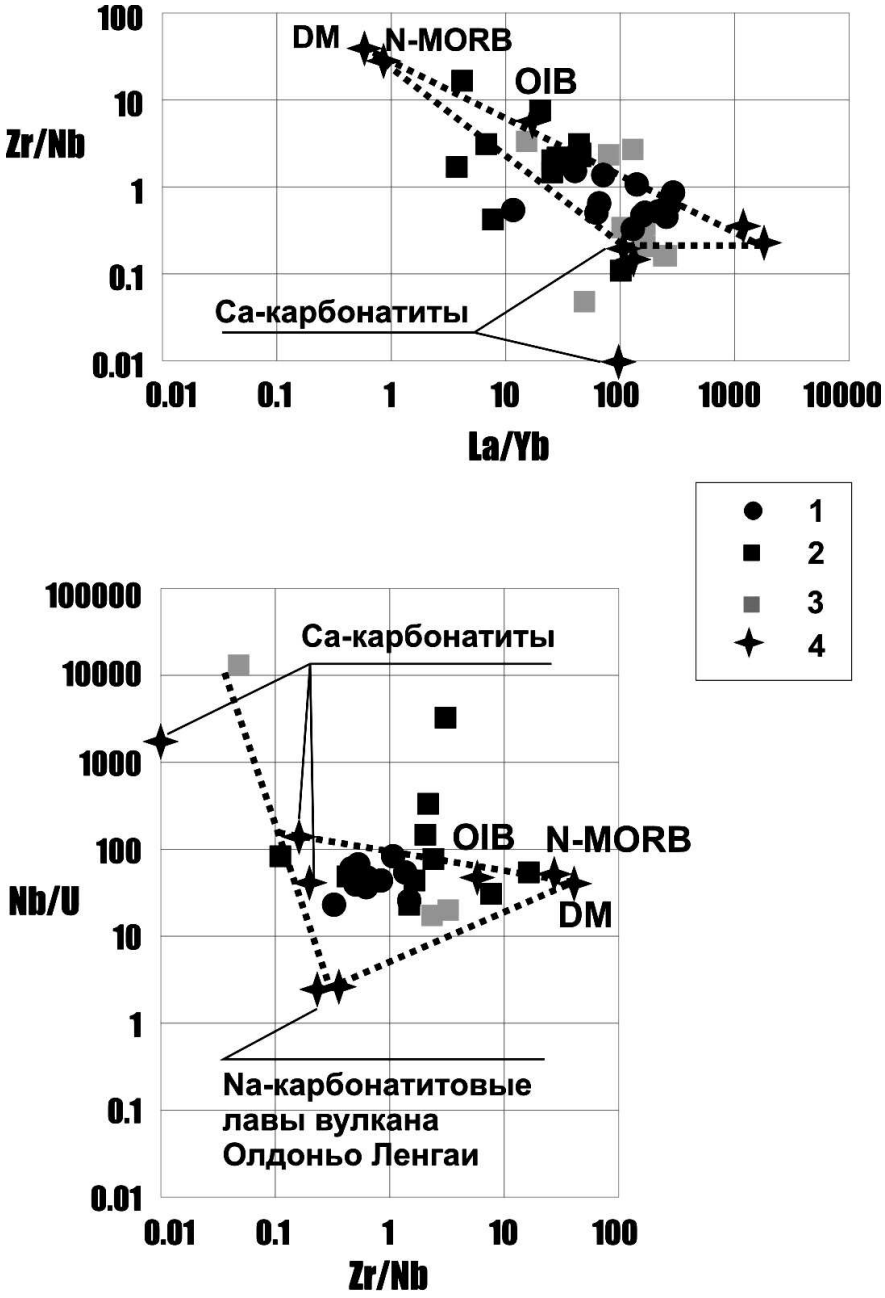


Рис. 9. **Вариации отношений La/Yb, Nb/U и Zr/Nb в стеклах расплавных включений в нефелине кальцитсодержащих ийолитов и в различных типах пород Белозиминского массива.**

1 – гомогенизированные расплавные включения в нефелине ийолитов; 2 – щелочные силикатные породы различного состава; 3 – карбонатиты; 4 – мантийные источники: DM – деплетированная мантия (Salters, Stracke, 2004), N-MORB - мантия базальтов срединно-океанических хребтов (Sun, McDonoug, 1989), OIB - мантия базальтов океанических островов (Sun, McDonoug, 1989); 5 – тренд эволюции расплава.

щелочных пород и карбонатитов, слагающих массив, мы попытались в первом приближении оценить состав мантийных источников, которые

участвовали в образовании ассоциации пород щелочно-карбонатитового комплекса Белая Зима. Для этого были использованы отношения несовместимых элементов (Zr/Nb, Nb/U), величина которых остается неизменной в ходе процессов частичного плавления и кристаллизационной дифференциации для ассоциаций магматических пород различных геодинамических обстановок. Кроме того, величина отношения Zr/Nb, так же как и La/Yb, наиболее отчетливо характеризует различия таких магматических источников, как деплетированная мантия и мантия внутриплитных базальтов.

На представленных диаграммах (рис. 9) показаны составы расплавных включений, щелочных пород и карбонатитов массива, составы источников DM (деплетированная мантия), мантия N-MORB (мантия базальтов срединно-океанических хребтов) и мантия OIB (мантия базальтов океанических островов).

Следует отметить, что в настоящее время рядом исследователей выдвигается гипотеза, предполагающая активизацию магматических фронтов мантийных плюмов с образованием в зонах контакта с вмещающей мантией щелочно-флюидных расплавов, обогащенных щелочами, летучими и редкими элементами [7,4]. Эти расплавы, взаимодействуя с вмещающими породами мантии, могут формировать первичные расплавы для щелочных пород внутриплитных ассоциаций. Экспериментальные исследования много-компонентных систем с участием CO_2 показали возможность возникновения таких карбонатных расплавов при 20-24.5 ГПа и температурах 1600-2000^{o}C [23]. На потенциальное присутствие карбонатных расплавов в самых верхних слоях мантии указывают также и результаты изучения включений в мантийных нодулях [35] и алмазах [24,25], при этом в некоторых случаях отмечается, обогащенность таких расплавов натрием и кальцием. В частности, важным свидетельством метасоматического взаимодействия карбонатного расплава, богатого натрием и кальцием, с мантийным материалом явилось обнаружение первичных карбонатов в ассоциации с алюмокремниевым стеклом при изучении гарцбургитового нодуля с острова Монтана-Клара (Канарский архипелаг) [3].

Учитывая все эти данные, мы нанесли на диаграммы, помимо составов источников DM, мантии N-MORB и мантии OIB, также составы Na-карбонатитовых лав вулкана Олдоньи-Ленгаи и кальциевых карбонатитов из ряда щелочно-карбонатитовых комплексов мира, принимая их в качестве упрощенных модельных составов плюмовых компонентов, хотя реальные агенты мантийных плюмов имеют, возможно, более сложный состав.

Как следует из рис. 9, составы расплавных включений и пород комплекса вытянуты вдоль линии, располагающейся между модельным источником DM и составами кальциевых карбонатитов и Na-карбонатитовых лав вулкана Олдоньи-Ленгаи, что дает основание связывать образование первичных расплавов для пород Белозиминского массива с влиянием мантийных плюмов

Таблица 7.

Содержания элементов-примесей (ppm) в стеклах расплавных включений в нефелине карбонатсодержащих ийолитов (обр. НС-115).

Элемен-ты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Li	2,6	2,8	1,0	8,3	3,7	0,5	7,3	2,2	1,7	1,2	3,5	7,7	1,6	1,0	0,4
Be	7,7	3,8	11,1	12,4	7,1	10,7	6,7	9,2	12,4	7,2	13,0	12,6	5,4	18,3	12,4
B	5,1	2,7	10,0	2,4	789,4	1,4	3,3	1,1	16,5	3,3	9,3	26,0	5,7	4,3	4,6
V	32,8	78,9	110	267	125	87,1	85,9	60,6	86,3	60,8	38,6	51,4	172	95,2	56,6
Cr	3,8	6,8	13,4	25,8	119	18,0	18,5	11,1	12,4	13,2	2,6	15,3	38,8	9,1	49,4
Sr	517	413	565	535	674	353	279	1062	644	418	450	434	489	214	1208
Y	57,7	6,1	23,0	11,1	14,6	6,6	11,6	5,8	10,3	5,4	4,5	6,8	10,9	11,8	8,5
Zr	11260	50,4	1204	609	499	426	334	125	336	200	181	367	357	333	151
Nb	20880	156	888	1041	1075	395	513	82,9	653	412	287	286	786	654	330
Ba	210	101	225	396	92,0	27,5	245	131	466	348	26,9	121	480	29,6	84,5
La	104	53,2	118	127	164	82,5	57,4	31,1	115	83,9	71,5	55,2	134	55,9	87,1
Ce	175	90,4	224	257	308	167	109	65,2	195	161	130	95,6	228	110	139
Nd	98,8	32,2	78,0	87,8	91,1	54,4	35,5	21,8	56,2	38,7	30,1	29,0	65,8	32,6	41,7
Sm	18,1	4,1	11,4	12,3	12,3	7,2	5,0	3,5	7,3	6,8	4,1	4,4	7,8	4,8	6,1
Eu	5,0	2,7	2,8	4,3	4,1	1,3	2,2	1,9	3,9	2,0	2,0	2,1	5,4	1,5	1,8
Gd	7,6	3,0	10,0	7,9	8,2	4,6	5,5	3,5	5,6	5,0	3,2	3,2	7,2	4,6	3,5
Dy	9,3	1,7	4,9	3,3	3,4	2,2	2,3	2,0	2,3	1,4	1,1	1,4	2,8	2,1	1,8
Er	7,9	1,5	3,1	2,1	0,0	1,6	1,9	1,1	1,8	1,2	1,2	1,1	2,1	1,6	1,0
Yb	10,0	0,8	3,1	2,2	2,1	1,2	1,5	1,1	1,3	0,8	0,6	0,8	1,5	1,5	1,0
Hf	28,4	0,5	7,8	3,9	3,1	3,3	1,9	2,9	1,8	1,2	0,9	2,5	2,3	1,9	0,9
Ta	307	2,1	12,0	14,7	14,1	8,4	6,9	2,6	6,7	3,8	3,8	3,5	9,1	8,1	3,7
Pb	49,7	1,4	3,2	66,7	39,4	1,9	0,7	4,7	2,2	2,5	1,4	1,2	1,9	1,3	2,0
Th	232	3,0	24,8	8,2	26,0	11,7	9,6	5,6	13,7	9,8	8,3	8,4	15,4	15,9	5,0
U	315	6,9	16,3	5,1	18,0	4,7	11,1	3,3	13,4	9,0	7,9	6,7	15,6	15,1	5,4

Примечание. Номера анализов соответствуют номерам анализов в табл. 6.

на деплетированную мантию. При этом плюмовый компонент может иметь карбонатный состав с высокими концентрациями щелочей, а возможно, и некоторых других редких и редкоземельных элементов. Участие названных источников в образовании серии щелочных пород и карбонатитов также отчетливо проявлено на диаграмме Nb-Zr (рис. 8). Кроме того, эти выводы согласуются и с данными Rb-Sr и Sm-Nd изотопных исследований (рис. 10), показавших, что источники главных разновидностей пород Белозиминского массива по своим параметрам $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.70285 – 0.70326 и ε_{Nd} = 3.6-4.8 отвечают умеренно деплетированному мантийному резервуару [8].

Отметим также, что роль мантийных плюмов в формировании позднерифейской редкометальной провинции, включающей в том числе и Белозиминскую группу карбонатитовых месторождений, детально рассмотрена в работах [18,19]. Образование позднерифейской провинции

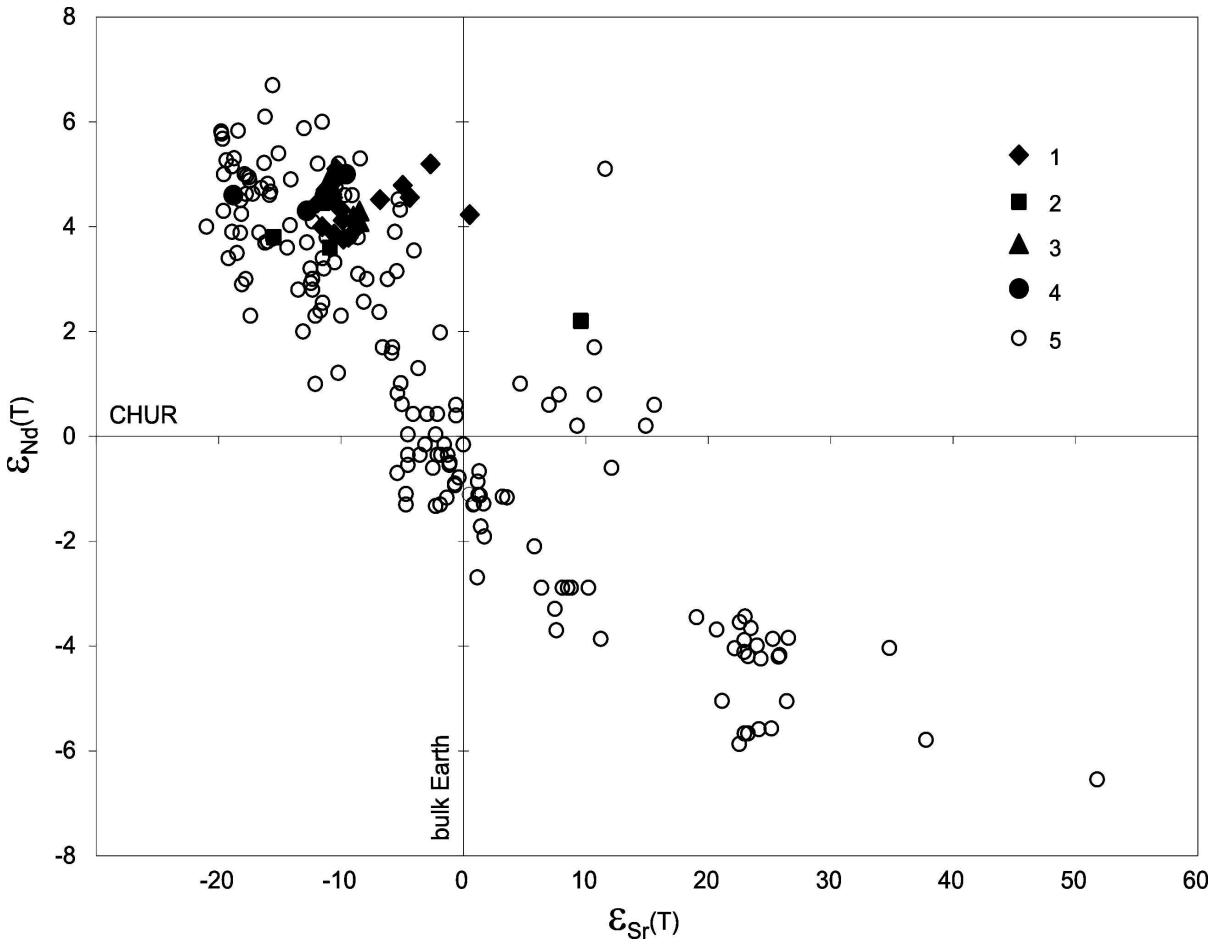


Рис. 10. **Изотопный состав Sr и Nd в породах щелочно-ультраосновных массивов с карбонатитами Восточно-Саянской провинции в сравнении с составами пород аналогичных массивов из других регионов мира.**

1-4 – щелочно-ультраосновные массивы с карбонатитами Восточно-Саянской провинции: 1 – Белозиминский, 2 – Большежидойский, 3 – Большетагнинский, 4 – Среднезиминский; 5 – щелочно-ультраосновные массивы с карбонатитами различных регионов мира (Bell, 1989).

внутриплитного магматизма с месторождениями редких элементов в карбонатитах связывается этими авторами с активностью Алтае-Саянского мантийного плюма, входящего вместе с некоторыми другими плюмами в Северо-Азиатский суперплюм или Северо-Азиатское горячее поле мантии.

Таким образом, на основе вышеизложенного, можно предположить, что источником разнообразных пород щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима являлась деплетированная мантия, испытавшая интенсивный метасоматоз в результате воздействия карбонатных расплавов, генерирующихся при малых степенях частичного плавления мантийного вещества под действием мантийного плюма. Эти расплавы обеспечивают привнос в мантийный источник редких, редкоземельных и летучих компонентов, таких как Nb, Zr, CO_2 и др., что в свою очередь приводит к возникновению родоначальных щелочных магм, существенно обогащенных этими элементами. Дальнейшая эволюция родоначальных магм проходила при помощи механизмов кристаллизационной дифференциации магмы и силикатно-карбонатной жидкостной несмесимости.

ВЫВОДЫ

1. В нефелине карбонатсодержащих ийолитов и кальците карбонатитов щелочно-карбонатитового комплекса Белая Зима (Восточный Саян, Россия) установлены первичные кристаллические и расплавные включения, подтверждающие магматический генезис этих пород.
2. Кристаллизация минералов ийолитов происходила при температуре 1120-1130^{o}C. Впервые открыты богатые Nb ийолитовые расплавы (редкометальные ийолитовые магмы) с повышенными концентрациями Zr, Th и легких редких земель, что отражает металлогеническую специфику месторождения Белая Зима.
3. Результаты изучения расплавных включений в минералах ийолитов и карбонатитов, а также анализ состава щелочных и рудоносных пород Белозиминского массива позволяют предположить участие процессов кристаллизационной дифференциации и силикатно-карбонатной жидкостной несмесимости в их формировании.
4. На основе полученных данных о редкоэлементном составе стекол гомогенизированных расплавных включений, а также разнообразных щелочных пород и карбонатитов оценен в первом приближении состав мантийных источников, участвовавших в образовании ассоциации пород щелочно-карбонатитового комплекса Белая Зима. Источником для щелочных пород и карбонатитов являлась деплетированная мантия, испытавшая метасоматоз. Главными агентами мантийного метасоматоза предполагаются карбонатные расплавы, обогащенные натрием и кальцием.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 11-05-00364).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Андреева И.А., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н.** Химический состав магмы (расплавных включений) мелилитсодержащего нефелинита карбонатитового комплекса Белая Зима (Восточный Саян) // Докл. АН. 2004. Т. 394. № 4. С. 518-522.

2. **Багдасаров Ю.А**. Фосфорно-редкометальные карбонатиты Белозиминского массива (Восточный саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 2. С. 148-159.

3. **Когарко Л.Н.** Двустадийная модель генезиса океанских карбонатитов на примере о-ва Монтана-Клара (Канарский архипелаг) // Геохимия. 2003. № 9. С. 917-922.

4. **Когарко Л.Н**. Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары. Механизмы возникновения, время появления и глубины формирования // Геохимия. 2006. № 1. С. 5-13.

5. **Конев А.А, Самойлов В.С.** Контактовый метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука. 1974. 246 с.

6. **Кононова В.А.** Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М: Наука, 1976. 215с.

7. **Литвин Ю.А.** Горячие точки мантии и эксперимент до 10 ГПа: щелочные реакции, карбонатизация литосферы, новые алмазообразующие системы // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1772-1779.

8. **Никифоров А.В., Лыхин Д.А.** Гехимия изотопов Sr и Nd в породах щелочно-ультраосновных массивов Восточно-Саянской провинции // Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма». Москва. 2006. Т. 2. С. 60-63.

9. **Панина Л.И., Усольцева Л.М**. Щелочные высококальциевые сульфатно-карбонатные расплавные включения в мелилит-монтичеллит-оливиновых породах Маломурунского щелочного массива (Алдан) // Петрология. 1999. Т. 7. № 6. С. 653-669.

10. **Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С.** Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. 257 с.

11. **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.

12. **Соловова И.П., Гирнис А.В., Рябчиков И.Д.** Включения карбонатных и силикатных расплавов в минералах щелочных базальтоидов Восточного Памира // Петрология. 1996. Т. 4. № 4. С. 339-363.

13. **Фролов А.А., Белов С.В.** Комплексные карбонатитовые месторождения Зиминского рудного района (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. № 2. С. 109-130.

14. **Чернышева Е.А., Конусова В.В., Смирнова Е.В., Чувашова Л.А.** Дифференциация редкоземельных элементов в щелочных породах Нижнесаянского карбонатитового комплекса // Докл. СССР. 1989. Т. 305. № 2. С. 438-442.

15. **Чернышева Е.А., Конусова В.В., Смирнова Е.В., Чувашова Л.А.** Редкоземельные элементы в плутонической и дайковой сериях щелочных пород Нижнесаянского карбонатитового комплекса // Геохимия. 1994. № 11. С. 1591-1610.

16. **Чернышева Е.А., Сандимирова Г.П., Банковская Э.В. и** др. Rb-Sr возраст и изотопный состав Sr в щелочных породах дайковой серии карбонатитового комплекса Присаянья // Докл. АН. 1995. Т. 345. № 3. С. 388-392.

17. **Шарыгин В.В., Стоппа Ф., Колесов Б.А.** Куспидин в мелилитолитах Сан-Венанцо (Италия) // Докл. АН. 1996. Т. 348. № 6. С. 800-804.

18. **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.

19. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3-29.

20. **Eggins S.M., Woodhead J., Kinsley L., Sylvester P., McCulloch M.T., Hergt J.M., Handler M.R.** A simple method for the precise determination of 40 or more trace elements in geological samples by ICP-MS using enriched isotope internal standardisation // Chemical Geology. 1997. V. 134. P. 311-326.

21. Carbonatites: genesis and evolution // Bell K. London: Unwin Hyman. 1989. 618 p.

22. **Freestone I.C., Hamilton D.L**. The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites – an experimental study // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 73. P. 105-117.

23. **Gasparik T., Litvin Y.A.** Experimental investigation of the effect of metasomatism by carbonatic melt on the composition and structure of the deep mantle // Lithos. 2002. V. 60. P. 129-143.

24. **Izraeli E.S., Harris J.W., Navon O.** Fluid and mineral inclusions in cloudy diamonds from Koffiefontein, South Africa // Geochim. Cosmochim. Acta. 2004. V. 68. № 11. P. 2561-2575.

25. **Izraeli E.S., Klein-BenDavid O., Navon O**. Carbonatitic melts in diamond inclusions // Geophysical Research Abstracts. 2003. V. 5. № 08424.

26. **Jamtveit B., Dahlgren S., Austrheim H.** High-grade contact metamorphism of calcareous rocks from the Oslo rift, Southern Norway // American Mineralogist. 1997. V. 82. P. 1241-1254.

27. **Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L**. The genesis of carbonatites by immiscibility // Carbonatites: genesis and evolution. Ed. K. Bell. London: Unwin Hyman, 1989. P. 388-404.

28. **Kjarsgaard B.A., Peterson T.** Nephelinite-carbonatite liquid immiscibility at Shombole Volcano, East Africa: petrographic and experimental evidence // Mineral. Petrol. 1991. V. 43. P. 293-314.

29. **Koster van Gross A.F., Wyllie P.J**. Liquid immiscibility in the join $NaAl_3O_8CaAl_2Si_2O_8$-Na_2CO_3-H_2O // Amer. J. Sci. 1973. V. 273. P. 465-487.

30. **Nielsen T.F.D., Solovova I.P., Veksler I.V.** Parental melts of melilitolite and origin of alkaline carbonatite: evidence from crystallized melt inclusions, Gardiner complex // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 126. P. 341-344.

31. **Salters V.J.M., Stracke A.** Composition of the depleted mantle // Geochem., Geophys., Geosist. 2004. V. 5. № 5. P. 1-27.

32. ***Sun S.S., McDonough W.F.*** *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. London. Spac. Publ. 1989. V. 42. P. 313-346.*

33. **Veksler I.V., Nielsen T.F.D., Sokolov S.V.** Mineralogy of crystallized melt inclusions from Gardiner and Kovdor ultramafic alkaline complexes: implications for carbonatite genesis // J. Petrology. 1998. V. 39. № 11 and 12. P. 2015-2031.

УДК 548.4+552.33

Генетическая связь карбонатитового расплава с ультракалиевыми базитовыми магмами

Соловова И.П.[1], Гирнис А.В.[1], Рябчиков И.Д. [1], Кононкова Н.Н. [2]

[1]Институт геологии рудных месторождений,петрографии, минералогии и геохимии РАН e-mail: girnis@igem.ru ; [2]Институт геохимии и аналитической химии им. Вернадского РАН Москва

Вкрапленники клинопироксена из фергусита трубки взрыва Дункельдыкского калиевого щелочного комплекса Юго-Восточного Памира (Таджикистан), а также из рассекающих его карбонатных прожилков, содержат сингенетичные карбонатные, силикатные и комбинированные разновидности расплавных включений. Гомогенизация силикатной и карбонатной частей включений, с полным растворением в каждой из них дочерних кристаллических фаз и флюида, происходит одновременно при температуре 1150-1180^{o}C. Оценка давления по флюидным включениям и минеральным геобарометрам составляет 0.5-0.7 ГПа. Выявленные особенности поведения включений при нагревании и их геохимические характеристики хорошо согласуются с ликвационным механизмом образования карбонатных расплавов. Отделение карбонатитовой магмы сочетается с сохранением в расплавах летучих компонентов (H_2O, CO_2, F, Cl, S), что приводит к кристаллизации высоководных минералов и карбонатов и свидетельствует об отсутствии интенсивной дегазации в процессе подъема магмы к поверхности. Силикатные расплавы обогащены щелочами (до 4 мас.% Na_2O и 12 wt % K_2O), H_2O, F, Cl, а также редкоземельными элементами (до 1000 ppm), LREE, Ba, Th, U, Li, B, Be. Характерной чертой геохимии исследованных расплавов являются резкие минимумы Nb, Ta и Ti на диаграмме содержаний несовместимых элементов, что роднит их с особым типом ультракалиевых магм –лампроитами средиземноморского типа. Предполагается связь подобных магм с субдукционными процессами, в первую очередь с транспортом компонентов флюидами из погружающейся океанической коры в вышележащие горизонты мантийного клина, являющиеся источником ультракалиевых магм.

К-щелочные базитовые расплавы обычно формируют дифференцированные серии пород сложных комплексов, с широкими вариациями по содержанию в них петрогенных и редких элементов. Они характеризуются высокими содержаниями K_2O и других несовместимых элементов и высоким отношением K_2O/Na_2O (>1). Формирование калиевых магм тесно связано с активными окраинами континентов (Индонезия), с пост-коллизионными обстановками (юго-восточная Испания) и с внутриплитными континентальными рифтами (Восточно-Африканский Рифт) (Nelson, 1992). Нередко геохимические и изотопные характеристики выявляют важную роль в образовании щелочных магм материала зон субдукции.

В ряде случаев щелочные комплексы включают карбонатитовые тела. Предполагаются три возможных механизма генерации магматических карбонатитов и их связи с щелочных пород. (1) Образование карбонатитовых и силикатных расплавов из единого глубинного источника. Возможность мантийного происхождения карбонатных магм поддерживается находками ксенолитов карбонат-содержащих перидотитов (Ionov, 1998; Kogarko et al., 1995, 2001; Moine et al., 2004; Delpech et al., 2004) и экспериментами по плавлению карбонатизированных лерцолитов (Wallace, Green, 1988; Falloon, Green, 1990; Thibault et al., 1992). (2) Образование кальцитовых карбонатитов в результате кристаллизационной дифференциации богатых CO_2 силикатных расплавов (Wyllie, Lee, 1999; Lee, Wyllie, 1998). Примером могут служить примитивные карбонат-содержащие слюдистые пикриты Намибии (Kurszlaukis et al., 1999). Позднемагматические вкрапленники кальцита с первичными включениями силикатного расплава были обнаружены нами при изучении лампроитов провинции Вера, Испания (Соловова и др., 1988). (3) Ликвация богатых CO_2 щелочных магм с образованием карбонатитовых расплавов в коровых условиях. Такая возможность подтверждается экспериментальными данными (Koster van Groos et. al., 1966, 1973; Freestone et al., 1980; Kjarsgaard, 1998; Kjarsgaard et. al., 1989; Lee, Wyllie, 1998; Сук, 2001) и находками магматических карбонатных обособлений в щелочных силикатных породах (Rankin, Le Bas, 1974; Kjarsgaard, Hamilton, 1989). Предполагается, что формирование магматических карбонатитов восточного Памира происходило в температурном интервале 600 – 1000^{o}C (Файзиев и др., 2000). Один из перспективных путей решения этого вопроса - изучение расплавных и флюидных включений в минералах. В случае ликвационного образования карбонатитов он дает возможность наблюдать под микроскопом присутствие во включениях двух равновесных жидкостей при высоких температурах. Этим методом было доказано существование в природе солевых высокотемпературных расплавов различного состава – карбонатных, сульфатных, фосфатных и их смесей (Rankin, Le Bas, 1974; Наумов и др.,1988; Соловова и др. 1992; Андреева и др., 1995, 2001; Solovova et al., 2005; Panina, 2005; Guzmics et al., 2011).

В связи с этой проблемой представляет интерес Дункельдыкский К-щелочной комплекс юго-восточного Памира (Таджикистан) (Дмитриев, 1976; Шарыгин и др., 1994; Файзиев и др., 2000). Оценка давления по глубинным ксенолитам свидетельствует о формировании первичных магм на глубине не менее 100 км (Лутков и др., 2003; Hacker et al, 2004). Изучение включений в минералах пород комплекса (Соловова и др., 1992, 1993, 1996) выявило важную роль CO_2 и H_2O в эволюции расплавов. Наряду с силикатными, были обнаружены карбонатные расплавы, сменяющиеся по мере формирования комплекса карбонатно-фосфатными, карбонатно–фосфатно–сульфатными и сульфатно-фторидно-хлоридными с высоким содержанием водного раствора. В настоящей работе на основании новых данных доказывается равновесное

сосуществование силикатного и карбонатного расплавов при магматических температурах, рассматриваются особенности их составов в отношении петрогенных и редких элементов.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДУНКЕЛЬДЫКСКОГО КОМПЛЕКСА

Комплекс щелочных базальтоидов юго-восточного Памира находится на территории Таджикистана, на границе с Китаем, и располагается между Рушано-Пшартским (с севера) и Гунт-Аличурским (с запада) глубинными разломами, возникшими в палеозое и омоложенными в неогене. Комплекс включает субвулканический массив, трубки взрыва и два дайковых пояса. Девять трубок взрыва расположены на расстоянии до 1 км друг от друга, протягиваются с северо-запада на юго-восток, на территорию Китая, и представляют собой небольшие, до 300 м, практически вертикальные изометричные тела. Детальное описание структурных особенностей и вещественного состава пород приведены в работе Э. Дмитриева (1976). Породы комплекса (фергуситы и лейцитовые фергуситы, тингауиты, пироксеновые и псевдолейцитовые сиениты, сиенит-порфиры, бороланиты, граносиенит-порфиры) характеризуются высоко-калиевым составом (K > Na). В пределах изученного региона присутствуют дайки карбонатитов мощностью до 20 и протяженностью до нескольких сот метров, а также гидротермальные жилы и зоны флюоритизации, карбонатизации, баритизации, редкоземельного и полиметаллического оруденения. Абсолютный возраст высококалиевых пород, определенный K-Ar методом, находится в интервале 26 - 10 млн. лет.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛОВ И ВКЛЮЧЕНИЙ

В основу работы положен термобарогеохимический метод исследования, объектом изучения которого являются разнообразные микровключения в минералах – кристаллические (так называемые твердые), расплавные и флюидные (газово-жидкие). Наибольший интерес представляют собой первичные включения, захватываемые кристаллом во время роста и по составу отвечающие минералообразующим средам. Остывание основного объема расплава приводит к кристаллизации вещества включений с выделением кристаллических фаз, называемых дочерними. Во время высокотемпературных опытов происходит их плавление, а при достижении условий захвата включений – полная (исчезновение фазовых границ в пределах вакуолей) или частичная (в расплаве остается газовая фаза) гомогенизация

Для изучения включений использовались полированные с двух сторон пластины толщиной до 0.3 мм. После их оптического изучения проводились нагревательные эксперименты на установках различной конструкции – в высокотемпературной микрокамере Linkam TS 1500 и в небольшой

муфельной печи. Образец накрывался графитовой крышкой для предотвращения окисления Fe-содержащих фаз. Термопары установок градуировались по температуре плавления золота (1063^{o}C) и NaCl (800^{o}C). Точность определения температуры составляла +/- 5^{o}C. В термокамере Linkam TS 1500 золотинки размером до 5 □m помещались на предметное сапфировое стекло и на поверхность изучаемого препарата. Градиент температуры, установленный на основании плавления Au на разных уровнях рабочей камеры, учитывался для введения поправки на показания прибора.

Изучение флюидных включений проводилось на криокамере Linkam-THMSG 600, охлаждающейся жидким азотом. Для калибровки термопары использовались синтетические флюидные включения CO_2 и раствора NaCl с известными концентрацией и плотностью. Скорость охлаждения и нагревания варьировала от 0.5 до 100^{o}C/мин. Точность определения температуры составляла +/- 0.1^{o}C.

Для изучения вещественного состава расплавных включений при выведении их на поверхность использовались алмазные пасты, после чего поверхность очищалась гексаном.

Концентрации главных компонентов в твердых фазах получены с помощью электронного микрозонда «Camebax-Microbeam» (Институт геохимии и аналитической химии им. Вернадского, аналитик Н.Н. Кононкова). Состав минералов и стекол определялся при ускоряющем напряжении 15 kV, токе 30 nA, и времени 10–40 сек. Информация снималась с поверхности 5 x 5 или 2 x 2 μm для минералов и 5 x 5 или 12 x 12 μm для стекол. Для предотвращения миграции щелочей их концентрации определялись в первую очередь. В качестве стандартов использованы аттестованные природные минералы и стекла (Jarosevich et al., 1980): Si, Al, Fe, Mg, Ca – USNM 111240/2 (базальтовое стекло GV2); Na - жадеит, K – ортоклаз, Mn – родонит, Ti – TiO_2, Zr – ZrO_2, F – MgF_2, Cl – ванадинит, $Pb_5(VO_4)_3Cl$. Точность определения элементов при их содержании > 10% составляла 2 отн.%, в интервале 1 - 10% - 5 отн.% и при < 1% - 10 отн.%.

Содержания микроэлементов и H_2O определялись методом вторично-ионной масс-спектрометрии на приборе Cameca IMS-4f (Ярославский Филиал Физико-технологического института РАН, ЯФ ФТИАН, аналитик С.Г. Симакин) по методике, описанной в работах (Соболев, 1994; Соболев, 1996). Поверхность образца предварительно покрывалась золотом. Первичный пучок O^{2-} с ускоряющим напряжением в 10 kV и током в 3–6 nA фокусировался на поверхности образца площадью 20 μm. Содержание элементов рассчитывалось как отношение измеряемых изотопов элементов к ^{30}Si, определенному по аттестованным стандартам. Измерения включали 5 накопительных циклов. Точность составляла: менее 10 отн.% для содержаний > 1 ppm, < 20 отн.% для содержаний 0.1 – 1 ppm, < 40 отн.% для содержаний менее 0.1 ppm. Параллельно нами был проведен контрольный замер содержания воды в искусственном стекле базальтового состава (46

мас.% SiO_2) с 2.42 мас.% H_2O. Полученная величина (2.50% H_2O) находится в пределах точности метода.

СОСТАВЫ КЛИНОПИРОКСЕНОВ

Изученный фергусит представляет собой плотную, низкопористую породу темно-зеленого цвета с вкрапленниками клинопироксена и лейцита в мелкокристаллической основной массе. В породе отчетливо выделяются более светлые жилообразные и шлировые участки размером до 3 мм, содержащие неравномерно распределенные вкрапленники клинопироксена, флогопита (размером до 500-700 микрон) и апатита (до 100-200 микрон), погруженные в карбонатную матрицу (рис. 1). Клинопироксены породы и карбонатных прожилков содержат разнообразные включения, явившиеся предметом данного исследования.

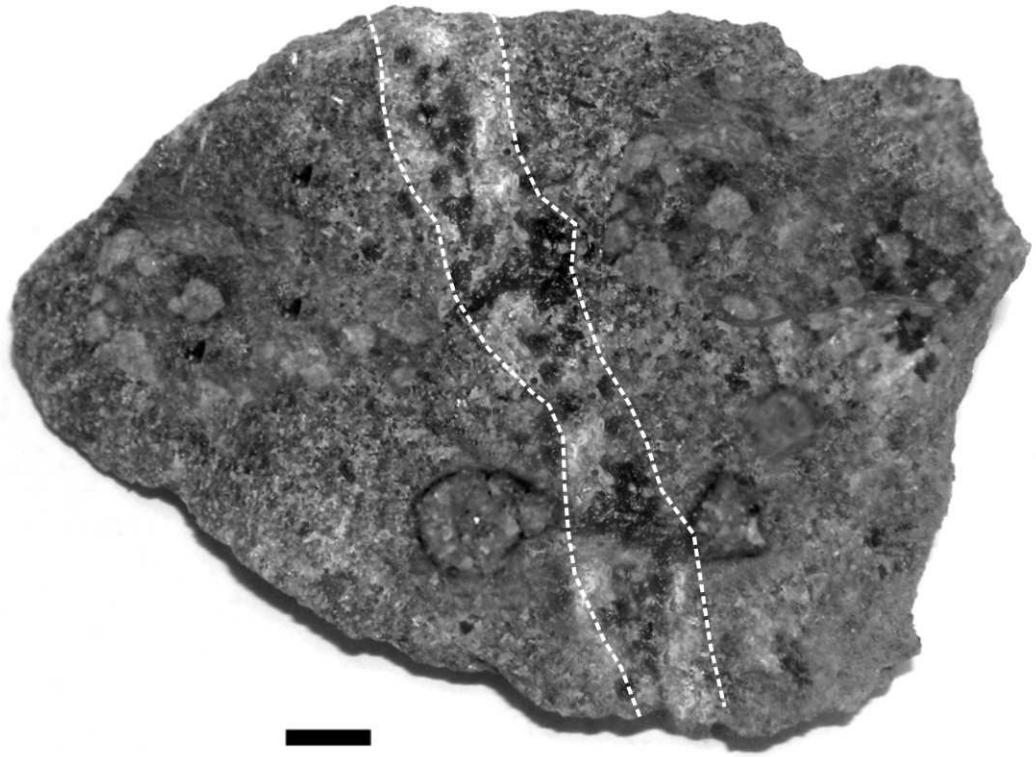


Рис. 1**. Общий вид фергусита с карбонатным прожилком, границы которого показаны пунктиром. Масштабная линейка 3 мм.**

Клинопироксен породы

Вкрапленники клинопироксена (размер до 2 мм) характеризуются идиоморфизмом и четко выраженной зональностью. Зональность подчеркивается изменением цвета, связанным главным образом с вариациями содержания TiO_2 - до 1.53 мас.% для темно-зеленых и 0.35 мас.% для практически бесцветных зон. По составу клинопироксены отвечают диопсиду, содержат до 1.65 мас% Na_2O при магнезиальности {mg=Mg/(Mg + Fe)} до 0.69 (табл. 1).

Часть кристаллов клинопироксена содержит ядра, окруженные зональным клинопироксеном. Их границы подчеркиваются многочисленными карбонатно-силикатными расплавными включениями (рис. 2а). Бесцветные участки кристаллов вокруг таких ядер обладают максимальными значениями *mg* (0.73-0.82).

В основной массе породы наблюдаются таблитчатые микрокристаллы эгирин-авгита (размер до 70 микрон), содержащие до 4.13 мас. % Na_2O и 1 мас. % SrO (табл. 1, ан. 14, 15). Концентрация CaO в них не превышает 19 мас.%, *mg* – 0.40 – 0.46.

Таблица 1.

Представительные анализы клинопироксена в фергусите, мас.%

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	Сумма	*mg*
1	52.21	0.61	2.45	6.94	13.42	25.07	0.52	101.22	0.78
2	53.64	0.27	1.02	6.24	15.77	21.21	0.46	98.61	0.82
3	52.75	0.45	3.34	6.74	13.27	24.62	0.47	101.64	0.78
4	52.01	0.35	2.98	7.68	12.96	23.78	0.76	100.52	0.75
5	50.46	0.45	2.83	8.02	13.28	23.93	0.39	99.36	0.75
6	52.02	0.39	1.65	8.74	12.94	23.85	0.98	100.57	0.73
7	51.28	0.95	2.12	10.74	11.78	23.60	0.85	101.32	0.66
8	51.70	0.52	2.68	10.43	11.26	23.27	0.69	100.55	0.66
9	50.84	0.48	2.42	12.56	10.46	22.72	0.09	99.57	0.60
10	50.85	0.95	2.52	12.81	10.45	22.45	0.88	100.91	0.60
11	52.87	1.53	1.51	12.07	9.27	21.94	1.63	100.82	0.58
12	52.19	0.43	1.30	14.05	9.68	21.52	1.25	100.42	0.55
13	52.16	0.58	1.56	15.03	8.42	21.05	1.65	100.45	0.50
14	51.30	1.04	0.75	17.18	7.95	17.67	2.78	98.67	0.46
15	52.21	0.52	0.70	19.12	7.16	14.19	4.13	98.03	0.40

Примечание. (1) - (6) - светлые участки вокруг ядер вкрапленников диопсида; (7) - (13) - густо-окрашенные пироксены; (10) и (13) - зеленые зоны одного вкрапленника клинопироксена; (7) дополнительно содержат 0.31% и 0.11% MnO, соответственно; (14), (15) - микрокристаллы основной массы, (14) - 0.95% SrO, (15) - 1.0% SrO.

Клинопироксен карбонатных прожилков

Вкрапленники не имеют чертой огранки, однотонно окрашены в оливково-зеленый цвет, содержат не более 0.77 мас.% Na_2O при *mg* до 0.79 (среднее из 33 анализов равно 0.74) (табл. 2). По основным геохимическим характеристикам клинопироксен прожилков идентичен ядрам в клинопироксенах породы, содержащим карбонатные включения.

Концентрация Na_2O в выделенных типах клинопироксена (вкрапленники фергусита и карбонатных прожилков, а также ядра в диопсидах породы) положительно коррелирует с *mg*, последовательно возрастая от

вкрапленников прожилков к вкрапленникам породы. Аналогичная закономерность наблюдается и по содержанию в них CaO, при этом клинопироксен в карбонатных прожилках наиболее известковый.

Внешние каймы некоторых вкрапленников прожилков отвечают эгирин-авгиту и отличаются повышенным содержанием FeO и Na_2O и низкими концентрациями CaO и MgO при *mg* = 0.42-0.38 (табл. 2, ан. 9, 10). При этом они содержат фазы основной карбонатной массы - кальсилит и эгирин, что

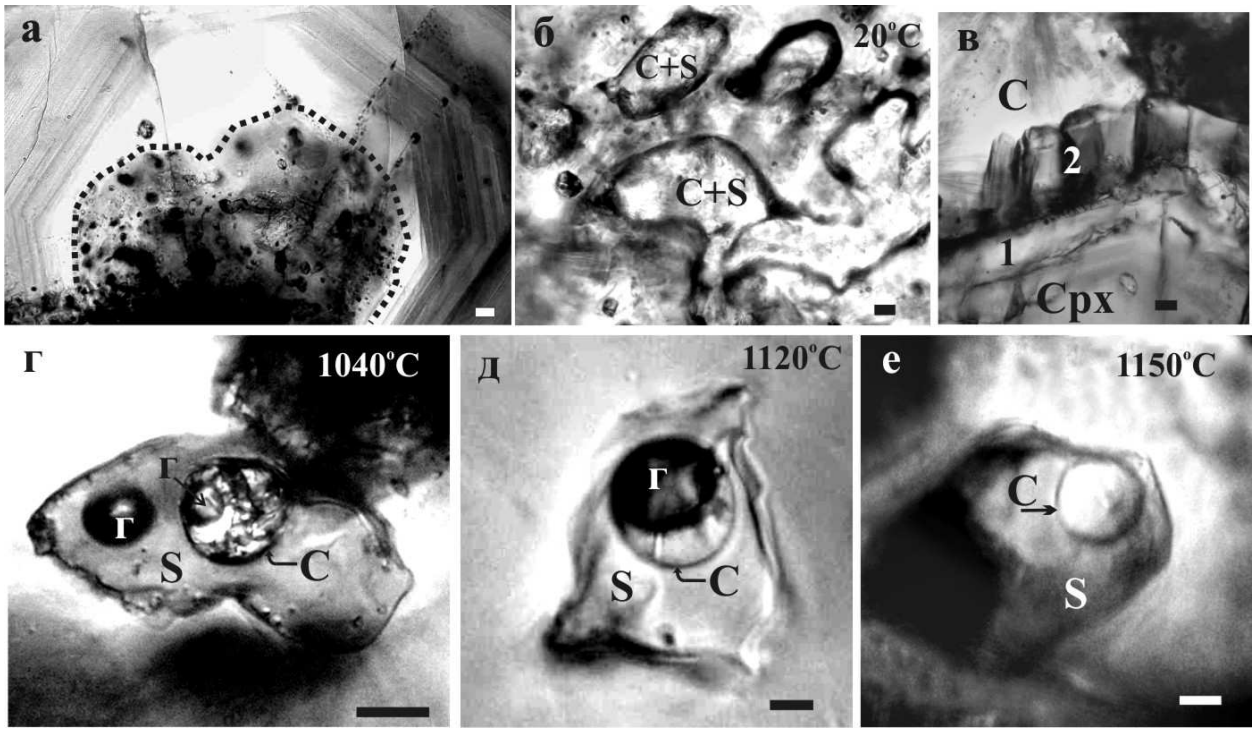


Рис. 2. **Микрофотографии вкрапленников и включений**.

(а) - Зональный вкрапленник клинопироксена в фергусите. Граница ядра, заполненного карбонатными и силикатными расплавными включениями, показана пунктиром. (б) - Карбонатные включения в клинопироксене прожилка. (в) - Кристаллы эгирина, наросшие на поверхность вкрапленника диопсида в карбонатном прожилке; (1) - кайма эгирин-авгита (табл. 2, ан. 9) вокруг вкрапленника диопсида из карбонатного прожилка; (2) – эгирин. (г)- (д) – Вид силикатно-карбонатных включений после нагревания и быстрого охлаждения (закалки). На фотографиях приведены температуры опыта. (е) – Глобула карбонатного расплава в матрице силикатного расплава включения при 1150°C (вид в процессе нагревания). Обозначения: C - карбонат или карбонатный расплав, (S) – силикатное стекло, (C+S) - карбонатно-силикатные минеральные агрегаты, (Г) – газ или флюидная фаза. Проходящий свет, масштабная линейка - 10 микрон.

свидетельствует об их синхронной кристаллизации. Дочерний эгирин-авгит во включениях (табл. 2, ан. 11) обогащен Al_2O_3, до 4.8 мас.%.По концентрации микроэлементов разные типы клинопироксенов похожи друг на друга (табл. 3 и рис. 3).

Все проанализированные кристаллы характеризуются высокими содержаниями Cr, Sr, Hf, Nd, Gd и Zr. Резкие минимумы отмечаются для Nb, Ba, Cu и пары Th-U, причем соотношения последних несколько варьируют.

Таблица 2.

Представительные анализы диопсида, эгирина в прожилках и дочерних пироксенов включений, мас.%

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	Сумма	*mg*
1	51.20	0.52	1.87	7.71	13.07	24.31	0.39	99.07	0.75
2	51.07	0.19	1.33	6.66	13.91	23.72	0.43	97.31	0.79
3	52.80	0.28	1.97	7.94	13.61	23.67	0.52	100.79	0.76
4	52.28	0.72	2.24	9.06	12.98	23.36	0.77	101.41	0.72
5	53.03	0.27	1.43	7.90	13.90	23.66	0.56	100.75	0.76
6	53.46	0.25	1.15	7.17	14.26	24.20	0.43	100.92	0.78
7	50.31	1.07	2.61	9.90	11.81	23.43	0.65	99.78	0.68
8	52.67	0.46	2.32	6.78	14.04	24.38	0.42	101.07	0.79
9	50.39	0.58	0.30	17.81	7.25	17.60	2.96	96.89	0.42
10	51.64	0.59	0.59	19.30	6.64	15.62	3.66	98.04	0.38
11	47.36	1.52	4.84	15.04	8.60	22.49	1.35	99.85	0.51
12	51.92	0.53	0.34	34.28	0.31	0.68	9.38	97.44	0.02
13	52.06	3.20	0.21	29.12	0.11	0.99	12.54	98.23	0.01
14	52.24	2.03	0.34	29.02	0.34	1.00	12.55	97.52	0.02
15	52.24	2.04	0.24	30.97	0.12	1.18	12.38	99.17	0.01
16	52.66	3.65	0.17	28.72	0.13	1.11	12.37	98.81	0.01
17	52.99	1.20	0.30	32.09	0.10	0.54	13.24	100.46	0.01
18	47.80	0.02	0.55	30.10	0.03	5.52	11.56	95.58	0.00
19	53.62	1.09	0.41	31.38	0.13	0.57	13.49	100.69	0.01
20	53.35	1.86	0.29	30.23	0.11	0.83	13.42	100.09	0.01
21	51.55	2.18	0.98	30.79	0.02	0.93	14.27	100.72	0.00

Примечание. (1)-(8) - вкрапленники диопсида; (9), (10) - каймы эгирин-авгита вокруг вкрапленников диопсида на границе кристалл - основная карбонатная масса, с врастками кальсилита и эгирина, дополнительно содержат 0.33% и 0.58% SrO, соответственно; (11) - дочерняя фаза силикатного включения в клинопироксене карбонатного прожилка дополнительно содержит 0.22% SrO, 0.19% BaO; (12) - (21) - эгирин карбонатных прожилков и включений.

В карбонатных прожилках на поверхности вкрапленников диопсида и в основной массе кристаллизуется эгирин (табл 2, рис. 2в). Его размеры достигают 200 микрон, цвет изумрудно-зеленый. Кроме того, эгирин выделяется в качестве одной из первых дочерних фаз на внутренней

поверхности вакуолей из расплава включений (рис. 4б, 4г). Наиболее ранние эгирины, кристаллизующиеся из карбонатно-силикатного расплава на

поверхности вкрапленников диопсида, отличаются от идиоморфных вкрапленников повышенными содержаниями Gd и низкими концентрациями прочих несовместимых элементов, особенно Sr и Zr.

В одном из карбонатных включений в ядре клинопироксена породы проанализирован сросток высокожелезистого оливина (*mg* = 0.24) с титанистой фазой На диаграмме диопсид – геденбергит – эгирин вкрапленники фергусита и прожилка образуют единый тренд (рис. 5, показано пунктирной линией), характеризующийся ростом геденбергитового

Таблица 3.

Концентрации микроэлементов в пироксенах карбонатных прожилков и фергусита, ppm

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Rb	10.37	13.07	9.37	9.68	9.33	8.42	9.59	н.о.	н.о.	11.06	13.96	12.89
Pb	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.82	н.о.	0.41	0.19	н.о.	н.о.	н.о.
Ba	2.70	4.29	1.38	1.13	3.86	1.13	1.29	н.о.	н.о.	7.94	2.11	12.6
Th	0.14	0.19	0.06	0.05	0.06	0.02	0.02	н.о.	н.о.	0.20	0.05	0.27
U	0.01	0.06	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01	н.о.	н.о.	0.05	0.01	0.09
Ta	0.27	0.41	0.19	0.17	0.16	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.39	0.18	0.29
Nb	0.41	0.37	0.07	0.06	0.09	0.05	0.06	н.о.	н.о.	0.28	0.21	0.41
La	231	20.4	6.5	6.8	9.1	5.6	6.4	36.1	31.0	25.3	21.3	21.2
Ce	76.7	65.7	26.1	24.9	33.5	22.4	25.6	70,0	73.5	78.0	60.9	68.5
Sr	1 610	1 583	671	694	903	715	815	1222	777	1 857	2 308	1 781
Nd	58.1	54.5	24.4	24.2	28.8	21.1	24.1	35.3	40.4	59.1	41.6	51.6
Hf	7.68	6.41	2.42	2.19	н.о.	1.26	1.43	1.75	2.03	6.82	3.86	8.31
Dy	5.13	4.80	2.88	2.89	3.26	2.24	2.55	4.21	5.59	5.78	3.45	4.78
Zr	248	212	58.2	56.2	92.9	35.3	40.3	65.6	41.6	222	156	290
Sm	13.4	13.0	6.79	6.86	8.29	5.82	6.63	7.12	8.73	14.11	9.68	12.2
Gd	8.89	7.50	5.28	5.36	5.12	4.19	4.78	11.4	14.8	9.06	3.60	8.08
Eu	3.14	3.32	1.72	1.68	1.92	1.47	1.67	1.74	2.24	3.50	2.24	2.82
Yb	2.24	2.10	0.85	0.89	1.20	0.64	0.73	0.80	0.53	2.81	2.31	2.43
Er	1.81	1.94	1.10	1.14	1.28	0.90	1.03	2.18	2.22	2.24	1.57	2.10
Y	18.2	17.1	10.1	10.3	11.8	8.2	9.4	27.0	31.3	19.8	15.1	17.5
Cu	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	59.9	н.о.
V	132	131	157	171	177	147	н.о.	308	225	165	190	168
Cr	241	295	291	247	309	321	н.о.	260	103	327	264	300
Li	8.61	7.89	10.15	12.14	7.42	7.56	н.о.	н.о.	н.о.	10.9	н.о.	10.6
Be	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	2.43	1.45	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
B	0.52	0.59	0.24	0.48	0.21	0.17	н.о.	н.о.	н.о.	0.68	н.о.	0.58

Примечание (1) - (9) - вкрапленники карбонатных прожилков, (1)-(7) - диопсид, (8) - идиоморфный кристалл эгирина в карбонатной матрице, (9) - эгирин на поверхности вкрапленника диопсида; (10) - (12) – крапленники диопсида в фергусите

и эгиринового минералов, что типично для многих щелочных комплексов, например района Скагеррак, северная Дания (Ronsbo et al., 1977), Гроннедал–Ика, южная Гренландия (Halama et al., 2005) и др. Однако далее тренд прерывается и пироксены с составами, промежуточными между Aeg_{25} и Aeg_{84} отсутствуют (разрыв до 47 мол.% эгиринового минала), что может свидетельствовать о резкой смене условий кристаллизации или минералообразующей среды.

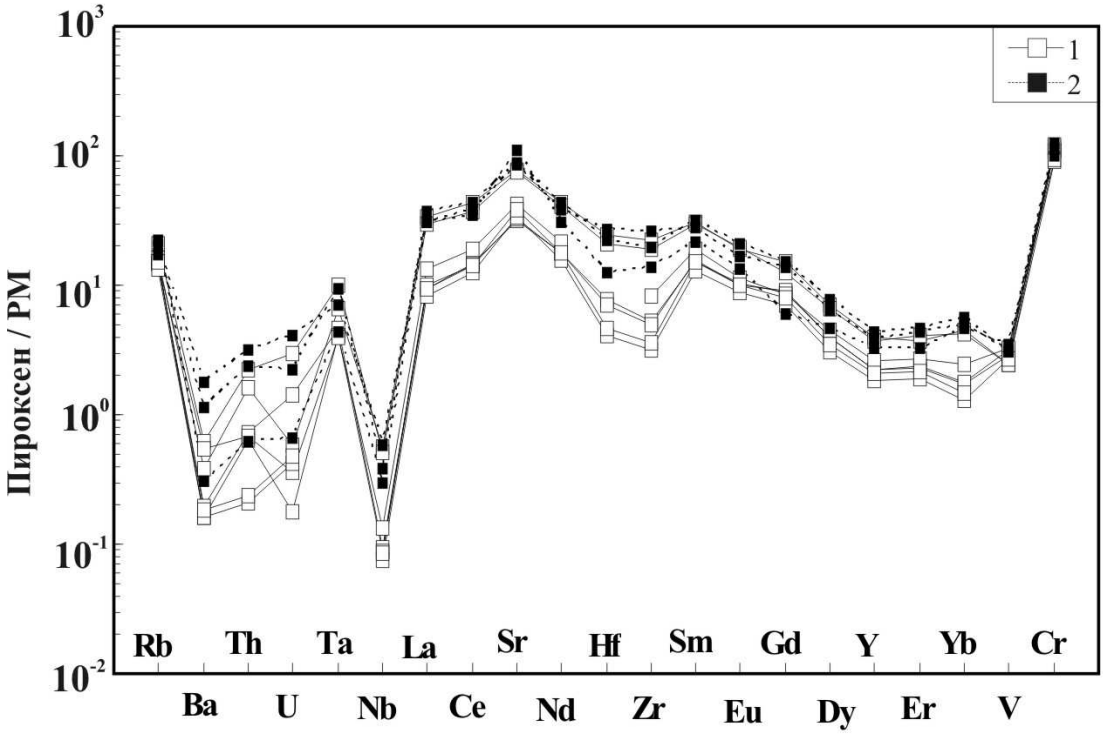


Рис. 3. **Распределение нормированных по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) концентраций микроэлементов во вкрапленниках клинопироксенов карбонатных прожилков (1) и фергусита (2).**

ТИПЫ ВКЛЮЧЕНИЙ И ИХ ПОВЕДЕНИЕ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ

Включения в клинопироксене фергусита имеют силикатный состав, размеры до 50 микрон, овальную или частично ограненную форму (рис. 4а), в разной степени закристаллизованы. Ядра диопсида породы и вкрапленники карбонатных прожилков содержат силикатные, карбонатные и комбинированные карбонатно-силикатные расплавные включения (рис. 4б, 4в, 4г). Их сосуществование в одних и тех же зонах кристалла свидетельствует о гетерогенности магмы в момент кристаллизации минерала.

Силикатные включения во всех случаях (в клинопироксенах прожилков, в ядрах и на периферии вкрапленников фергуситов) состоят из кристаллических фаз, стекла и газового пузырька. Среди дочерних фаз идентифицированы флогопит, лейцит, нефелин, калиевый полевой шпат,

клинопироксен и сфен. В процессе нагревания плавление дочерних фаз начинается при 400-500°С (для силикатных включений несколько выше), может обосабливаться до 5 газовых пузырьков, которые в дальнейшем сливаются и постепенно растворяются в расплаве. При закаливании после гомогенизации включений при температурах 1150-1180°С в вакуолях присутствовало стекло.

Минералогия карбонатных включений близка к составу основной массы карбонатных прожилков и характеризуется необычайным разнообразием и рядом геохимических особенностей. Карбонат представлен кальцитом, содержащим до 0.3% K_2O, 2% SrO, по 0.5% FeO и MgO мас.%. Концентрации

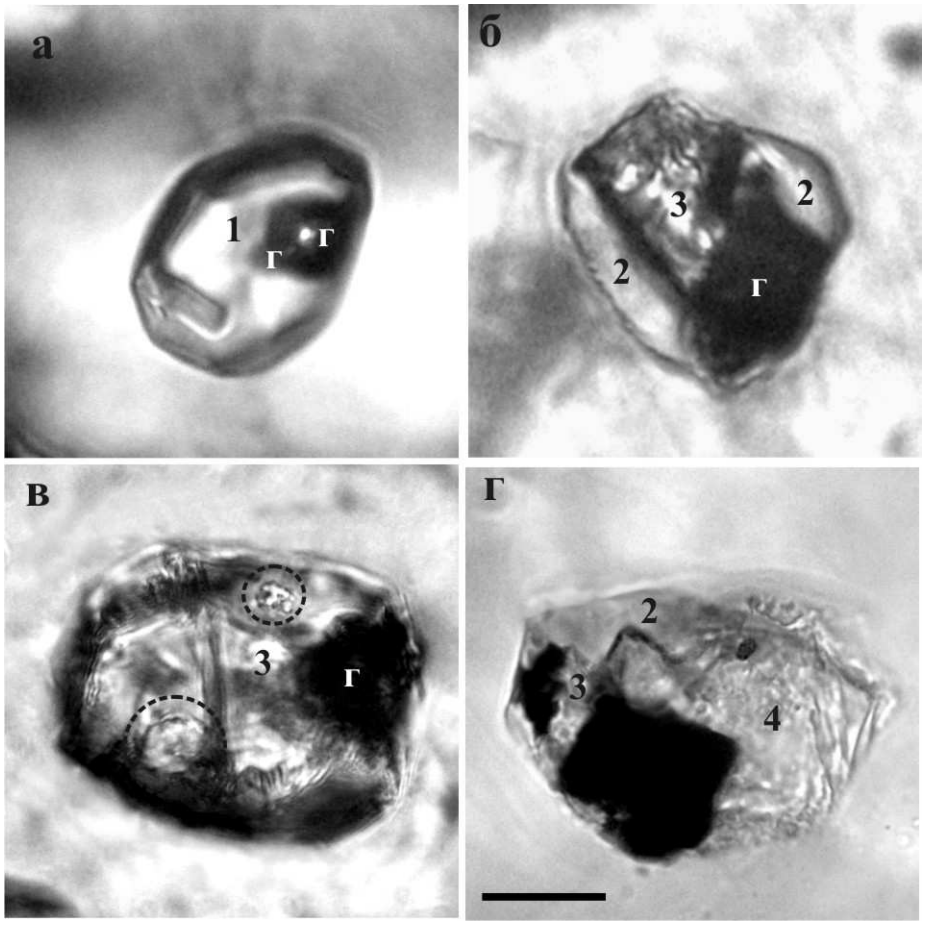


Рис. 4 . **Микрофотографии включений в клинопироксенах в проходящем свете при 20°С.**

Силикатные включения в диопсиде фергусита (а) и карбонатного прожилка (б); (в) и (г) силикатно-карбонатные включения в клинопироксене карбонатного прожилка. Обозначения: (1) силикатное стекло; (2) дочерний эгирин; (3) агрегаты дочерних силикатных и окисных фаз включений; (4) и область, ограниченная пунктиром, отвечает дочернему карбонату включений; (Г) газ. Масштабная линейка 10 микрон.

Na_2O находятся на пределе обнаружения. На электронном микрозонде были проанализированы эгирин, эгирин-авгит, Fe-обогащенный оливин Fo_{24} (во включениях), кальсилит, калийсодержащий мелилит, богатый Ti гранат, лейцит (во включениях), куспидин, перовскит, титанит, Ba-Sr–содержащие

полевые шпаты, кальцит, Ca-F-апатит, Sr-F-апатит, Ba-лампрофиллит, фресноит и делиндеит (Ba-Ti-силикаты), скаполит, микросоммит, Ca-ринкит, джерфишерит (Cl и K – содержащий сульфид Fe), а также разнообразные цеолиты K-Ba и Ca-Sr состава (Соловова и др., 1992, 1993, 1996).

Визуально силикатные и существенно карбонатные включения в прожилках различаются формой и размером: силикатные похожи на включения в диопсидах породы, их размеры не превышают 50 - 60 микрон и имеют овальную форму или вид отрицательных кристаллов (рис. 4а),

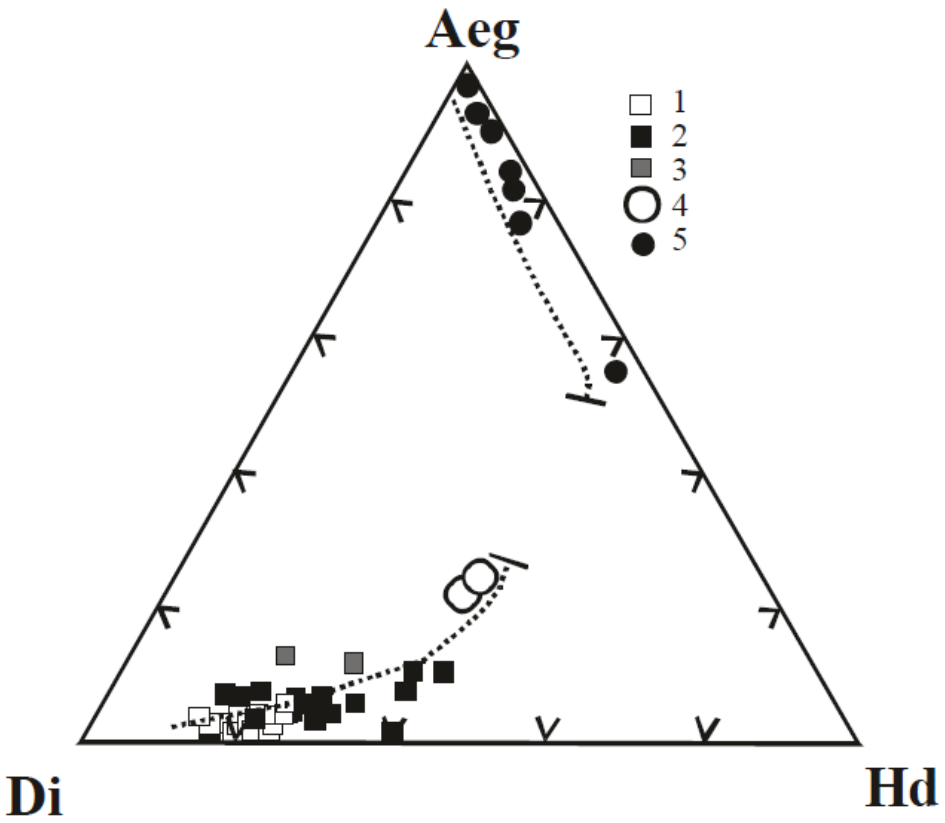


Рис. 5. **Составы клинопироксенов в треугольнике диопсид - геденбергит - эгирин (Di–Hd-Aeg).**

Конечные компоненты рассчитывались как: Di = Mg, Hd = Fe^{2+}и Aeg =Na (Halama et al., 2005). (1) вкрапленники карбонатных прожилков, (2) вкрапленники фергусита, (3) микрокристаллы основной массы фергусита, (4) каймы эгирин-авгита вокруг вкрапленников диопсида прожилков, (5) эгирин карбонатных прожилков.

очертания силикатно-карбонатных включений - овальные (рис. 4б, 4в, 4г) и произвольные, извилистые (рис. 2б). Последние часто выходят на обе полированные поверхности пластины толщиной в 0.3 миллиметра, что означает протяженность включений более чем 300 мкм. В таких крупных включениях соотношения силикатного и карбонатного вещества невыдержанно и трудно определимо.

Для проведения экспериментов выбирались герметичные включения с содержанием карбоната в пределах 10 – 50 об.% и размером до 100 микрон. В

некоторых из них карбонатное вещество образует шаровидные скопления среди силикатных и окисных дочерних фаз. Вещество вакуолей интенсивно плавилось в интервале температур 400-1000°С. При этом в силикатной матрице постепенно происходило четкое обособление карбонатного расплава в виде капель (рис. 2г, 2д и 2е), которые свободно перемещались в силикатном расплаве в пределах вакуолей. Нагревание до 1050 - 1150°С приводило к полному плавлению всех кристаллических фаз, в силикатном и солевом расплавах оставались лишь газовые пузырьки (флюидная фаза). В некоторых случаях солевой расплав локализировался вокруг флюидной фазы, и его границы с силикатным стеклом после охлаждения имели форму мениска. Встречены включения, в которых присутствовало до 10 карбонатных глобул, причем, чем крупнее такие глобулы, тем их меньше в пределах вакуолей. Резкий сброс температуры (закалка), многократно повторенный для одного и того же включения, приводил к мгновенной кристаллизации карбонатного расплава, причем вид затвердевших глобул каждый раз был иной (одна или несколько крупных фаз, мелкокристаллический агрегат). Изредка возникали многофазные ассоциации с относительно крупными прозрачными кристаллами.

В интервале температур 1150-1180°С флюидные (газовые) пузырьки одновременно исчезали как в силикатном расплаве, так и в карбонатных глобулах включений. Подъем температуры до 1210°С не приводил к уменьшению размеров карбонатных глобул и смешению расплавов.

Близкая картина наблюдалась А. Ранкиным и М. Ле Ба (1974) при изучении карбонатно-силикатных включений в апатитах ийолитовых пегматитов щелочного комплекса Усаки (западная Кения). Ими было показано, что образование гомогенного расплава во включениях определяется соотношением в них силикатного и карбонатного вещества (захват растущим апатитом гетерогенной минералообразующей среды). Гомогенизация с полным растворением силикатных глобул в карбонатном расплаве происходила при температурах до 1100°С только в случае, если количество силикатного материала не превышало 20 об.% вакуолей.

СОСТАВЫ РАСПЛАВОВ ВКЛЮЧЕНИЙ ПОСЛЕ ПРОВЕДЕНИЯ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Петрогенные элементы

Химические составы стекол силикатных включений в клинопироксенах прожилков и породы близки (таблица 4 и 5).

Основные различия касаются концентраций K_2O и Na_2O – расплавы прожилков заметно обогащены K_2O и отношение K_2O/Na_2O достигает 4.3 при максимальной сумме щелочей в 16.5 мас.%, в то время как для расплавов породы оно не превышает 2.2 при сумме щелочей до 14.8 мас.%.

Процесс кристаллизационной дифференциации отражается на изменении концентраций MgO, CaO (отделение клинопироксенов), щелочей и Al_2O_3 (кристаллизация фельдшпатоидов) (рис. 6). Отношения K_2O/Na_2O в расплавах карбонатных прожилков обратно коррелируют с концентрациями MgO и CaO и прямо - с Al_2O_3. Расплавы включений из ядер пироксена породы занимают промежуточное положение между расплавами включений для прожилков и породы. Последние образуют облако точек в области 3.6-7 мас.% CaO (в нескольких анализах до 10 мас.%), 0.8-1.9 мас.% MgO и 14.8-19.9 мас. % Al_2O_3. Тренды расплавов из карбонатных прожилков по рассмотренным окислам выходят за границы областей составов включений в породе, что свидетельствует о длительной эволюции карбонатных расплавов.

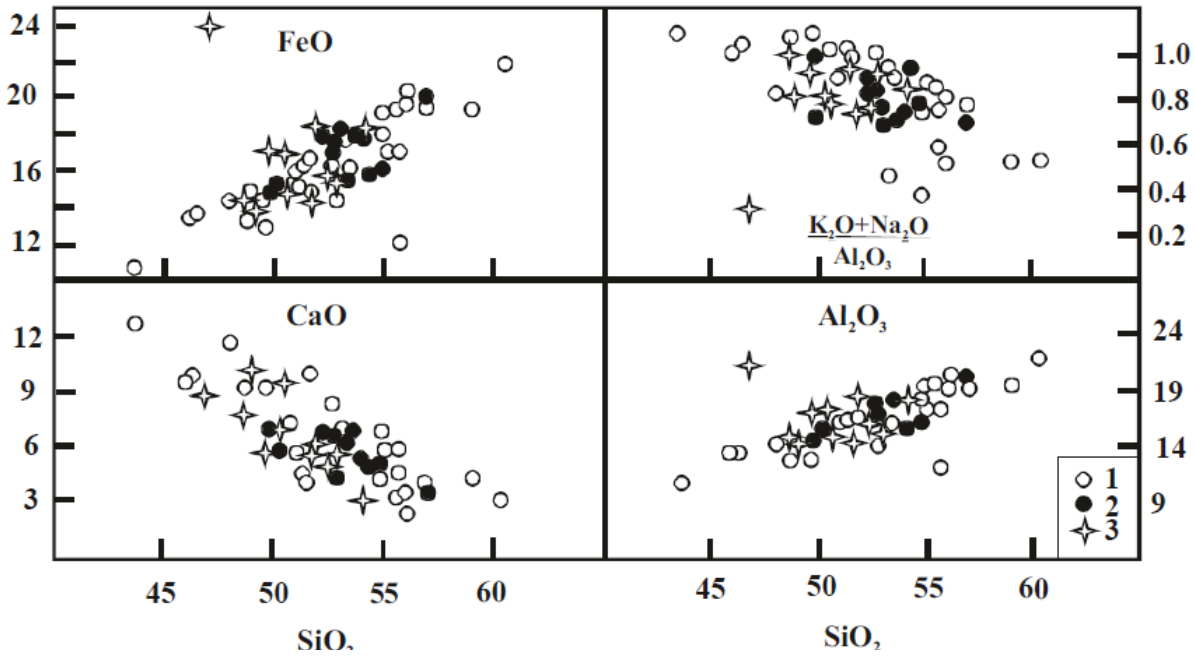


Рис. 6. **Зависисмость содержаний FeO, CaO и Al_2O_3, а также отношения $(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$ от концентрации SiO_2 в расплавах включений в клинопироксенах карбонатных прожилков (1), фергусита (2) и в ядрах вкрапленников клинопироксена фергусита (3).**

Определение состава карбонатной жидкости с помощью электронного микрозонда невозможно, поскольку в опытах при охлаждении карбонатный расплав образует агрегат сравнительно крупных закалочных кристаллов. Ранее нами (Соловова и др., 1996) был произведен расчет валового состава карбонатсодержащих включений, исходя из фазового и химического состава карбонатных включений.

Состав карбонатного расплава может быть оценен на основании экспериментально определенных коэффициентов распределения элементов

Таблица 4

Представительные химические составы гретых включенний во вкрапленниках клинопироксенов карбонатных прожилков и фергусита, мас%

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Cl	S	F	Сумма
1	46.19	1.62	13.32	7.76	н.о.	2.84	9.63	1.25	0.68	4.11	9.31	н.о.	0.31	0.20	н.о.	97.22
2	50.64	0.59	14.99	5.23	н.о.	2.23	7.08	0.83	0.27	3.74	11.53	н.о.	0.24	0.10	н.о.	97.47
3	51.56	0.55	16.40	4.57	н.о.	1.43	4.19	0.53	0.11	3.22	13.06	н.о.	0.22	0.10	н.о.	95.94
4	51.35	0.64	16.16	4.78	н.о.	1.49	4.68	1.03	0.15	3.92	12.56	н.о.	0.37	0.10	н.о.	97.23
5	48.68	1.32	14.30	7.94	0.76	1.94	7.05	1.35	0.71	3.89	9.87	0.37	0.28	0.12	н.о.	98.59
6	46.45	1.39	13.56	8.46	н.о.	2.66	9.87	1.49	0.45	7.79	6.35	н.о.	0.24	0.18	н.о.	98.89
7	55.70	1.08	16.98	4.99	0.13	0.82	5.87	0.69	0.69	3.96	8.66	0.22	0.51	0.15	н.о.	100.45
8	56.12	0.00	20.35	1.25	0.04	0.06	2.28	9.08	0.73	2.46	8.07	0.17	0.03	0.05	н.о.	100.69
9	55.72	1.38	11.98	15.27	0.34	1.40	4.64	0.81	0.71	3.74	3.19	0.19	н.о.	0.03	н.о.	99.40
10	49.74	0.50	17.20	5.20	н.о.	1.89	5.80	1.55	0.41	4.97	10.91	н.о.	0.55	0.10	0.6	99.42
11	48.70	1.27	14.63	5.91	н.о.	1.97	7.93	0.89	0.69	5.23	9.67	н.о.	0.37	0.09	н.о.	97.35
12	52.57	0.78	15.95	5.39	н.о.	0.75	5.19	0.67	0.62	3.56	8.89	н.о.	0.65	0.10	0.56	95.68
13	52.95	1.14	15.48	5.37	н.о.	0.98	5.82	0.80	0.45	4.83	9.44	н.о.	0.68	0.09	1.04	99.07
14	51.75	1.00	14.54	5.54	н.о.	0.89	5.91	0.88	0.68	4.87	8.87	н.о.	0.70	0.09	1.18	96.90
15	54.15	0.49	18.29	4.04	н.о.	0.83	3.16	1.26	0.16	4.95	10.89	н.о.	0.55	0.06	н.о.	98.83
16	51.92	0.53	18.61	5.07	н.о.	2.59	6.34	0.43	0.37	3.92	9.82	0.39	0.14	0.05	0.30	100.48
17	50.43	0.58	17.08	5.65	н.о.	2.92	7.17	0.42	0.30	4.11	9.55	0.41	0.26	0.06	0.22	99.16
18	48.82	1.06	13.21	5.90	н.о.	1.85	9.14	2.09	н.о.	5.82	8.31	н.о.	0.70	н.о.	н.о.	96.90
19	49.75	0.96	12.86	5.82	н.о.	2.12	9.22	2.03	н.о.	6.12	8.00	н.о.	0.70	0.12	н.о.	97.70
20	52.72	0.96	17.64	4.92	н.о.	1.12	5.23	1.09	0.59	5.09	9.23	0.26	0.47	0.06	н.о.	99.38
21	56.93	0.16	18.94	5.34	н.о.	0.78	3.62	0.4	0.29	5.61	8.31	н.о.	0.13	н.о.	0.58	101.09
22	49.90	0.64	14.79	5.43	н.о.	1.86	6.97	1.21	0.33	4.80	9.75	н.о.	0.41	0.14	н.о.	96.23
23	52.94	0.54	18.02	5.92	н.о.	1.22	4.27	0.74	0.35	5.30	8.59	н.о.	0.30	0.29	н.о.	98.48
24	53.94	0.98	18.02	5.34	0.08	1.18	5.22	1.10	0.60	4.44	8.89	0.25	0.48	0.09	н.о.	100.61
25	54.25	0.89	15.71	4.70	0.03	0.95	5.06	0.85	0.68	5.39	9.39	0.20	0.52	0.05	н.о.	98.67
26	54.82	1.10	15.99	4.84	0.06	0.92	5.10	0.95	0.62	4.10	8.17	0.20	0.52	0.06	н.о.	97.45

Примечание. (1) - (17) - силикатные стекла включений в клинопироксенах карбонатных прожилков; (1) - (5) - безкарбонатные силикатные включения размером до 50 микрон; (6) - (9) - карбонат-содержащие силикатные включения; (10) - (17) - карбонат-содержащие с иликатные включения в ядрах клинопироксенов породы; (18) - (26) - первичные включения в клинопироксенах фергуситов.

Таблица 5.

Представительные химические составы силикатных стекол гретых первичных включений в клинопироксенах карбонатных прожилков и фергусита, а также состав карбонатной глобулы включения. Петрогенные компоненты, H_2O, S, Cl, F даны в мас.%, микроэлементы - в ppm

	1	2	3	4	5	6	7*	8	9	10	11	12	13
SiO_2	52.58	58.55	55.91	48.34	48.12	54.92	55.75	53.76	52.72	52.23	52.76	59.08	н.о.
TiO_2	0.80	0.66	0.69	1.31	2.07	0.62	0.71	1.20	0.96	0.90	1.20	0.82	н.о.
Al_2O_3	18.17	20.91	22.26	14.90	10.60	19.24	19.55	15.15	17.64	17.96	15.15	20.22	н.о.
FeO	5.19	5.04	4.57	7.58	19.45	4.91	4.74	7.38	4.92	6.26	7.38	4.23	н.о.
MnO	0.09	н.о.	н.о.	н.о.	0.50	0.1	0.08	н.о.	0.14	0.15	н.о.	н.о.	н.о.
MgO	1.54	0.92	0.66	2.90	1.82	1.17	0.92	2.68	1.12	1.6	2.68	0.57	н.о.
CaO	5.20	3.36	2.85	9.11	6.36	4.33	3.43	9.66	5.23	6.55	9.66	3.44	н.о.
Na_2O	3.78	2.12	2.23	4.32	4.98	2.9	4.21	3.34	5.09	5.29	3.34	4.08	н.о.
K_2O	11.42	8.01	8.27	8.24	3.02	11.39	11.99	6.35	9.23	7.68	6.35	6.76	н.о.
P_2O_5	0.26	0.35	0.26	0.40	0.19	0.24	н.о.	н.о.	0.26	0.24	0.34	0.31	н.о.
S	0.09	0.23	0.18	0.29	0.04	0.21	0.06	0.09	0.06	0.06	0.20	0.04	н.о.
Cl	0.35	0.28	0.28	0.68	0.03	0.07	0.27	0.27	0.47	0.44	0.53	0.43	н.о.
F	0.58	0.77	0.56	0.91	0.51	0.64	1.75	0.37	0.74	0.85	1.04	0.66	н.о.
H_2O	1.60	0.63	0.85	1.01	0.07	0.29	0.74	0.27	1.75	0.10	0.27	2.10	н.о.
Сумма	**99.46**	**100.43**	**98.16**	**98.07**	**97.18**	**100.10**	**101.68**	**99.88**	**97.84**	**99.36**	**99.59**	**99.98**	**-**
Rb	164.34	188.08	309.2	146.7	356.3	217.8	224.3	208.2	144.6	139.9	200.2	124.1	56.8
Pb	н.о.	28.22	42.44	219.7	н.о.	69.4	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	150.6	72.9	0.84
Ba	6320	1892	2801	13124	24736	4487	4622	3886	6732	10868	3876	5036	7032
Th	81.67	23.06	37.18	108.36	152.2	48.5	40.5	224.1	61.2	117.4	226.1	62.2	22.4
U	14.77	3.42	6.77	21.14	32.3	8.71	8.59	41.77	13.49	22.98	45.77	13.23	0.74
Ta	4.23	1.58	1.64	6.09	12.9	2.74	3.41	1.96	4.69	6.82	2.96	3.27	н.о.
Nb	23.54	8.16	13.65	39.80	58.7	17.60	15.64	43.65	21.92	32.53	41.65	24.65	0.27
La	148.21	36.93	51.33	281.52	510.6	74.3	53.4	223.8	156.6	224.9	225.8	158.2	98.9

Продолжение таблица 5.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ce	311.37	95.17	124.4	526.4	864.3	155.9	121.4	415.2	290.2	446.6	418.2	333.1	182.3
Sr	2550	1192	1390	5469	7185	1813	1859	4306	3907	5600	4309	3678	1477
Nd	125.95	51.74	56.5	192.9	394.2	68.5	56.3	142.3	116.5	172.6	145.3	135.8	76.8
Hf	13.22	7.58	12.6	18.4	29.6	12.12	13.59	43.07	15.85	16.96	46.07	11.82	2.97
Dy	11.68	5.81	6.2	17.5	30.8	6.54	7.12	12.12	11.18	16.39	11.12	10.67	5.73
Zr	624.2	335.5	537	910	1206	553.7	578.8	2312.0	691.4	786.5	2313.0	572.8	11.2
Sm	24.91	12.48	13.6	34.5	64.6	14.30	12.76	24.77	22.39	32.43	26.77	26.16	13.80
Gd	20.30	8.48	10.5	24.5	39.9	7.51	8.20	12.76	16.32	28.39	14.76	20.47	26.51
Eu	6.20	2.22	3.9	10.5	17.4	3.01	4.90	5.28	5.16	10.22	5.18	7.09	2.47
Yb	3.00	1.72	2.0	5.2	9.1	2.14	2.39	5.43	3.86	5.53	5.49	3.84	2.49
Er	5.43	2.81	2.5	8.0	12.6	2.63	2.94	6.16	5.73	7.71	6.18	4.74	2.64
Y	43.79	22.54	27.28	73.06	112.76	27.88	25.50	54.34	44.44	63.74	55.34	45.84	12.00
Cu	н.о.	45.82	45.64	140.7	н.о.	50.9	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	116.9	93.6	н.о.
V	168.44	222.48	230.2	161.3	321.1	143.6	169.5	н.о.	171.2	188.7	200.5	171.6	9.08
Cr	104.77	204.57	117.7	70.7	53.0	80.7	146.5	н.о.	131.9	145.2	55.4	149.6	19.1
Li	175.35	117.91	85.6	103.9	402.5	355.4	261.4	81.90	212.84	622.4	82.9	18.24	5.07
Be	н.о.	2.85	5.3	10.0	н.о.	8.57	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	5.63	7.52	0.82
B	23.53	4.94	6.6	34.1	26.7	17.88	15.0	21.03	33.45	31.36	21.03	14.43	1.51

Примечание. (1) - (9) - включения в клинопироксенах карбонатных прожилков; (1) - (4) - силикатные включения; (5), (6) - силикатная часть герметичных включений с карбонатным веществом до 20 об.%; (7) - силикатная часть герметичных включений, содержащих до 50 об.% карбонатного вещества; (8) - включение в ядре клинопироксена фергусита; (10) - (12) - включения во вкрапленниках клинопироксена фергусита; (13)- карбонатная глобула карбонатно-силикатного включения, дополнительно определено Ti - 186.83 ppm; * - для петрогенных элементов среднее значение из 2 анализов

между сосуществующими силикатным и карбонатным расплавами. Из опубликованных работ были выбраны данные, наиболее близкие по T и P. параметрам к условиям кристаллизации фергуситов Памира (Freestone et al., 1980; Jones et al., 1995; Kjarsgaard, 1998). Полученные значения приведены в таблице 6. За равновесный силикатный расплав мы принимали стекла включений в пироксенах карбонатных прожилков и в ядрах пироксенов породы, содержащие минимальные и максимальные концентрации CaO

Согласно расчетам, ранние этапы отделения карбонатного расплава характеризуются умеренным содержанием CaO (~10 мас.%), до 2% F, 0.6% Cl, 1% P_2O_5, 5 мас.% K_2O при максимальном отношении K_2O/Na_2O (4.75). На позднем этапе кристаллизации вкрапленников клинопироксена в карбонатных прожилках концентрации CaO, F и P_2O_5 заметно возрастают (до 25, 2.5 и 1.7 мас.%, соответственно).

Микроэлементы

Концентрации микроэлементов в силикатных расплавах включений из клинопироксенов прожилка и из фергусита, а также спектры их нормализованных значений по примитивной мантии очень близки (таблица 5; рис. 7). Силикатные расплавы во включениях из клинопироксенов прожилков, независимо от присутствия или отсутствия в них карбонатного материала, характеризуются близкими составами. Во всех силикатных расплавах отмечается высокая суммарная концентрация редкоземельных элементов (до 1000 ppm), обогащение LREE, Ba, Th, U, Li, B, Be. Отношение $(La/Yb)_N$ в них достигает 68, что несколько меньше, чем для кимберлитов, но близко к лампроитам.

Определение содержаний микроэлементов в карбонатной части включений представляет сложную задачу. В большинстве случаев анализы карбонатных глобул оказывались неудовлетворительными из-за малого размера (захват соседних фаз при анализе) и невозможности обеспечить высокое качество полировки закалочного агрегата. Тем не менее, полученные удовлетворительные единичные анализы, а также оцененные по экспериментально определенным коэффициентам распределения элементов позволяют сделать вывод, что карбонатитовые расплавы демонстрирует те же геохимические особенности, которые отмечены для силикатных расплавов, с усилением минимумов по Nb и Ti. Это согласуется с низкими коэффициентами распределения этих элементов между карбонатными и силикатными расплавами (Veksler et al., 1998) и свидетельствует в пользу химического равновесия между двумя расплавами во включениях. Карбонатитовые расплавы включений обогащены Ba, Sr, Th, U, Li, B, Be и REE при La_N/Yb_N до 81) и характеризуется пониженными концентрациями U, Zr и Y, которые также перераспределяются в силикатный расплав. В карбонатитовом расплаве определено до 2.1 мас.% H_2O

Характер распределения редкоземельных элементов для карбонатного расплава совпадает с таковым для силикатных расплавов из включений в клинопироксене породы. На всех кривых распределения REE отмечается положительный пик Gd, особенно значительный в карбонатном расплаве. Такая же положительная аномалия Gd была обнаружена в составе эгирина из основной массы карбонатного прожилка. Причина обогащения расплавов Gd не ясна, но аналогичное явление наблюдалась для пород и минералов карбонатитсодержащих щелочных комплексов Орикола (Stoppa et al., 2005) и Вультуре, Италия (Rosatelli et al., 2000).

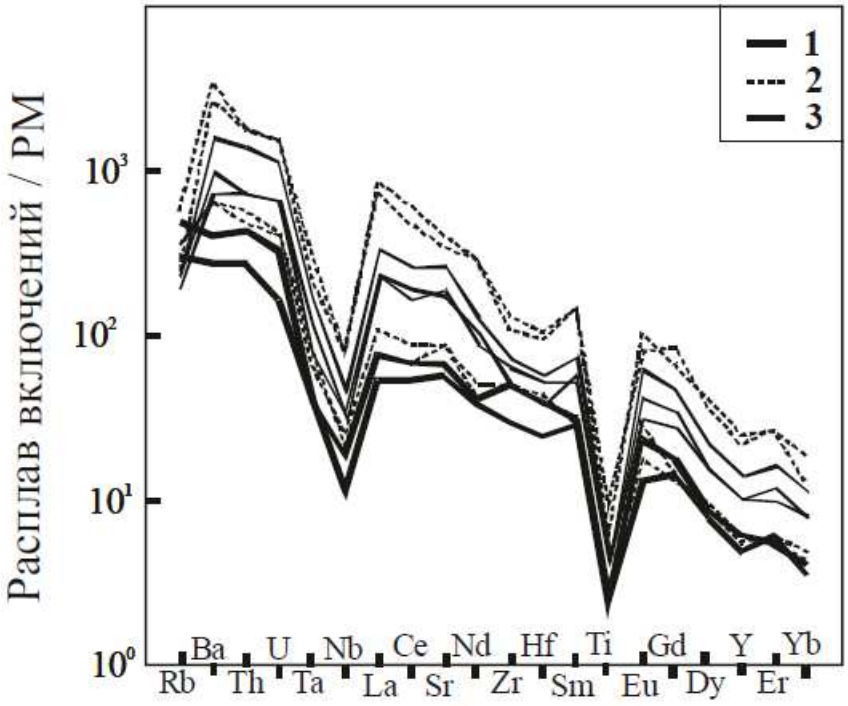


Рис. 7. **Распределение редких и рассеянных элементов в силикатных расплавах, нормированных по примитивной мантии. Обозначения. Стекла включений в пироксенах карбонатных прожилков: (1) не содержащие карбонат и (2) с карбонатными глобулами. Стекла силикатных включений во вкрапленниках фергусита (3).**

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Температура и давление кристаллизации

В ходе термометрических опытов полное плавление дочерних фаз включений достигалось при 1050 – 1100°С (для разных включений), а полная гомогенизация наблюдалась при 1150 – 1180°С, что может служить оценкой температуры кристаллизации минерала. Во флюидном обособлении силикатного включения в клинопироксене карбонатного прожилка, содержащего лишь небольшие участки стекла, нами был обнаружен

малосоленый водный раствор с температурой замерзания -35°С, плавлением льда вблизи 0°С и гомогенизацией в жидкость при 306°С (Соловова, 1996). Используя данные по P-V-T свойствам для воды (Holland et al., 1991), было рассчитано флюидное давление в момент захвата включения, равное 0.57 ГПа. Примерно такое же давление (0.69 ГПа при 1150°С) было получено для карбонатных прожилков на основании распределения BaO между флогопитом и расплавом согласно зависимости, предложенной К. Райтером и И. Кармайклом (Righter, Carmichael, 1996) на основании экспериментальных данных ($\ln D^{phl/melt} = - 2.167 + 4553/T - 130.7(P/T)$, P кбар и T, °К).

Интересным вопросом является появление в пределах одних вкрапленников флогопита зон с очень высокой концентрацией BaO, доходящей до 10 мас. % и более. В одном анализе слюды было определено 20.34 мас.% BaO, что близко к его концентрации в киношиталите (Ba-флогопит). Условия, при которых происходили эти изменения, оцениваются по (Righter, Carmichael, 1996) в 50 МПа - 70 МПа при температуре не выше 800°С. Столь низкие температуры, и даже ниже, были нами установлены по первым признакам плавления дочерних фаз включений в карбонат-содержащих расплавных включениях (450-500°С). В экспериментах К. Райтера и И. Кармайкла (Righter, Carmichael, 1996) коэффициент распределения Ba между флогопитом и расплавом составляет 4 ± 1.5 при P-T параметрах, приближающихся к условиям появления высокобариевого флогопита (60 - 160 МПа и 900 - 1000°С). Исходя из этих значений, расплав, равновесный с флогопитом с 10-20 мас % BaO, должен содержать 3-4 мас % BaO. Действительно, такие расплавы были обнаружены во вкрапленниках клинопироксена из карбонатных жил. Таким образом, вполне вероятно, что такие необычные флогопиты могли кристаллизоваться из богатого Ba расплава.

Отметим, что кристаллизация клинопироксена породы, не содержащего карбонатных включений, могла происходить при ином давлении. Для проверки этого предположения был использован термобарометр Путирки и др. (Putirka et al., 2003) для равновесия клинопироксен - расплав. Этот термобарометр основан на аппроксимации экспериментальных данных в широком интервале условий и составов. Но надо иметь в виду, что составы расплавов, из которых кристаллизовались фергуситы Дункельдыкского массива, очень необычные (очень высокие содержания K, Na, Ba при сравнительно высоком Si), и эта область составов экспериментально почти не изучена. Поэтому оценки, полученные по эмпирическим зависимостям, могут значительно отличаться от действительных условий кристаллизации. Тем не менее, различия в температурах и давлениях и основные тренды определяются с большей степенью надежности, поэтому мы можем использовать термобарометр для проверки предположения о разных условиях кристаллизации клинопироксенов породы и карбонатной жилы.

Результаты расчетов для пар расплавное включение - клинопироксен-хозяин приведены на рис. 8а. Большая часть включений в клинопироксене карбонатного прожилка показывают давления около 0.4 ГПа в интервале температур 900-1100°С. Как температурный интервал, так и давления неплохо согласуются с другими оценками. Все включения в клинопироксенах породы дают значительно меньшие давления. Учитывая, что стандартное отклонение для определения давления было оценено, как 0.17 ГПа (Putirka et al., 2003), полученные значения (около -2) можно рассматривать как свидетельство кристаллизации минерала при давлении около 1 атм. Температуры кристаллизации клинопироксена породы попадают в низкотемпературную область кристаллизации карбонатных прожилков. Все расплавные включения имеют единую зависимость содержаний большинства компонентов от расчетной температуры (рис. 8б, 8в и 8г).

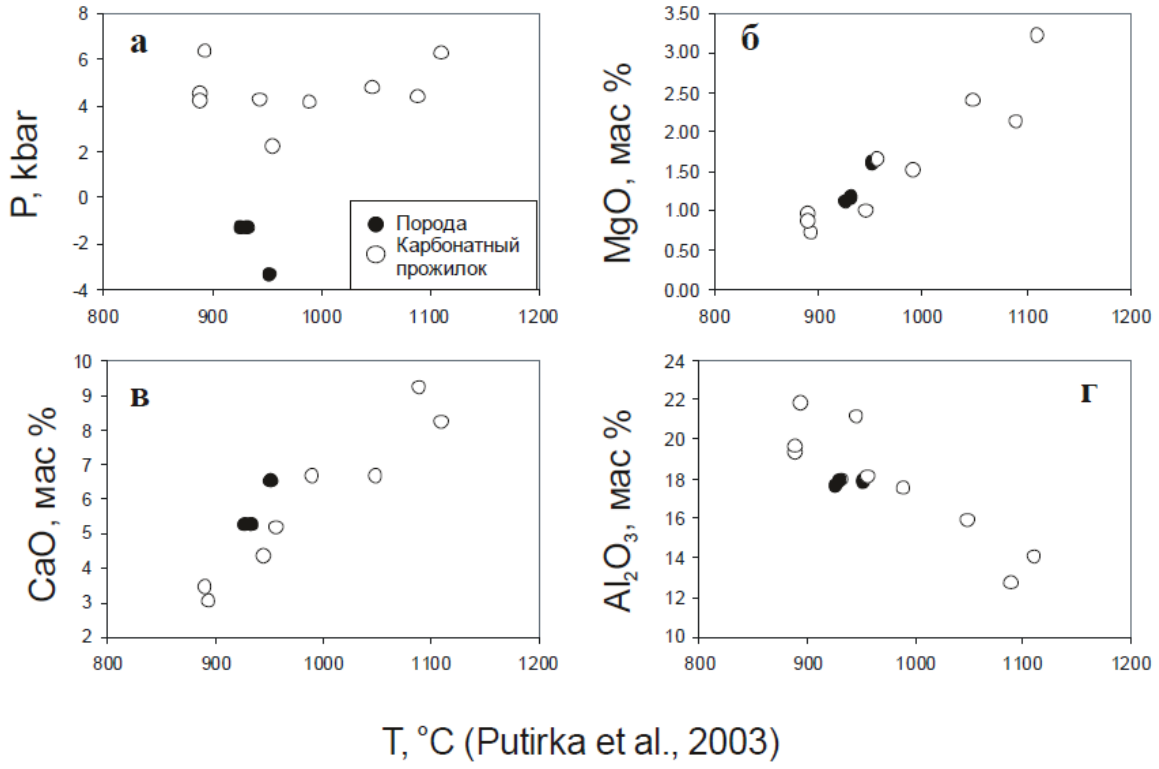


Рис. 8. **Оценка давления и температуры кристаллизации вкрапленников диопсида в карбонатных прожилках и в фергусите по геотермобарометру Путирка и др. (2003)**

(а); (б), (в) и (с) - концентрации CaO, MgO и Al_2O_3 в клинопироксенах при расчетных температурах.

Поведение летучих и флюидомобильных элементов в расплавах

Летучие компоненты расплавов представлены главным образом H_2O и CO_2. Экспериментальные данные свидетельствуют, что между 0.7 и 1.0 ГПа в основных высокощелочных расплавах способно раствориться до 4 - 5 мас.% CO_2 (Brey et al., 1975; Papale, 1997). Высокое содержание воды

подтверждается кристаллизацией высоководных минералов, среди которых определены цеолиты. По экспериментальным и расчетным данным (Хитаров и др., 1968; Brey et al., 1975; Papale, 1997) при 0.5 – 0.6 ГПа концентрация H_2O в щелочных базитовых расплавах может достигать 10 мас.%.

В карбонатных расплавах растворимость воды еще выше и при 225 МПа доходит до 14 мас. % (Keppler, 2003). Это согласуется с находками межзернового водосодержащего *флюида* в закристаллизованных карбонатных включениях, гомогенизация которого в жидкость достигалась при 156 – 160°С (Соловова и др., 1996).

При изучении составов кальцитов из включений и основной массы прожилков было установлено, что часть из них содержит до 66 мас.% CaO, что значительно превышает теоретическое значение 56 мас.% (Бетехтин, 1950). Эти значения близки к концентрации CaO в эвтектике системы CaO-CO_2-H_2O с составом 65 мас.% CaO, 19 мас.% CO_2 и 16 мас.% H_2O (Wyllie, Tattle, 1960), где кальцит находится в равновесии с портландитом. Возможность существования портландита в карбонатитах была подтверждена нами при изучении карбонатных включений в апатитах из

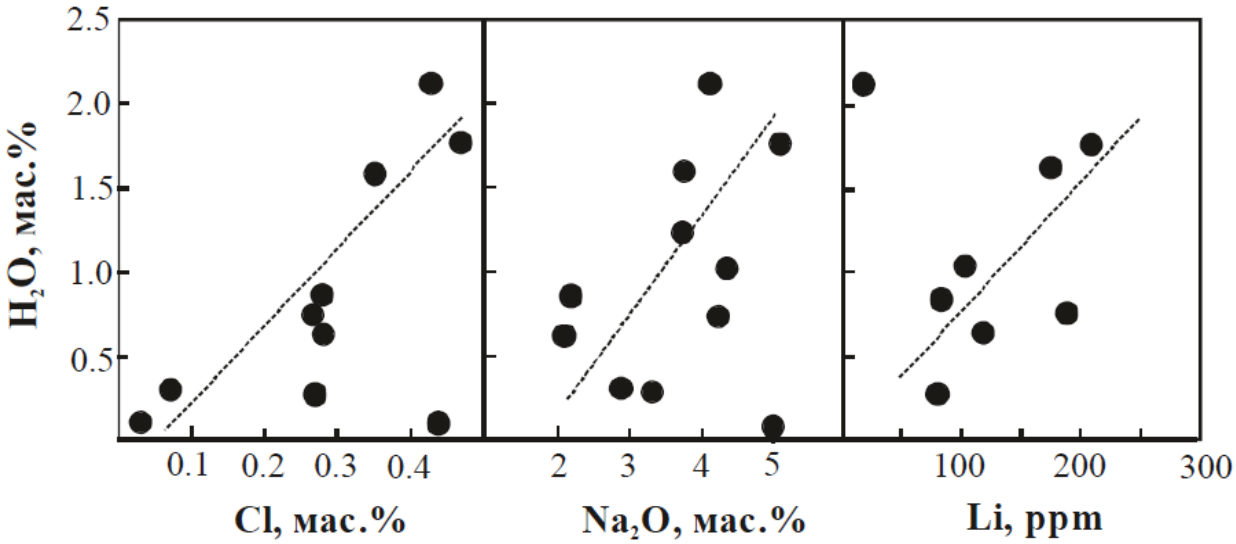


Рис. 9. **Зависимость концентраций Cl, Na_2O и Li от содержания H_2O в расплавах включений.**

фоскоритов карбонатитсодержащего щелочного комплекса Палабора, южная Африка (Соловова и др., 1998). Таким образом, на поздних этапах эволюции магматической системы концентрация H_2O в карбонатном расплаве может быть достаточно высока, вплоть до 16 мас.%.

Концентрация H_2O, определенная в исходных расплавах с помощью ионного микрозонда, положительно коррелирует как с летучими (Cl, S, B), так и с нелетучими элементами (Hf, Th и др.) (табл. 6, рис. 9). Это означает, что в момент кристаллизации вкрапленников клинопироксена летучие

компоненты были полностью растворены в расплаве, а флюид в виде самостоятельной фазы отсутствовал. Такой вывод согласуется с отсутствием первичных флюидных включений во вкрапленниках.

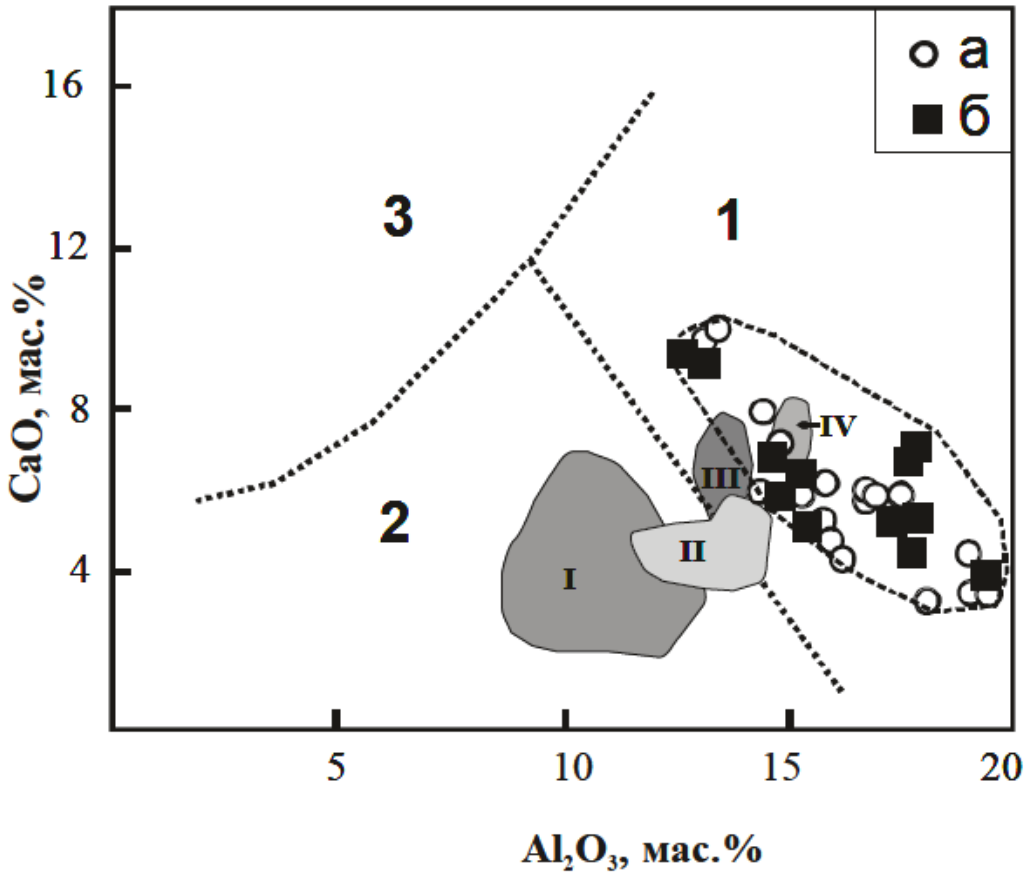


Рис. 10. **Классификационная диаграмма Al_2O_3 - CaO (Foley et al., 1987), демонстрирующая положение высококалиевых пород в различных тектонических обстановках:**

1- нтинентальные постколлизионные зоны, 2 - внутриплитная магматическая активность (анорогенные лампроиты), 3 - породы континентальных рифтов (камафугиты). Обозначения полей: I - лампроиты западной Испании (Turner et al., 1999); II - базаниты юго-западного Тибета (Miller et al., 1999); III - щелочные базальты северо-восточного Китая, Вудлианчи (Basu et al., 1991); IV - щелочные вулканиты западного Забайкалья (Никифоров и др., 1998). (а) включения в Cpx карбонатных прожилков, (б) включения в Cpx породы.

Положение изученных расплавов в семействе высококалиевых базитовых пород

Источники базитовых высококалиевых магм располагаются, по-видимому, в пределах континентальной мантийной литосферы (например, Gibson et al., 1995 и др.). С. Фоли и др. (Foley et al., 1987) выделили три группы

высококалиевых пород, соответствующих различным тектоническим обстановкам (рис. 10). Составы расплавов изученных включений попадают в поле континентальных постколлизионных ультракалиевых пород. Они близки к щелочным породам Забайкалья, Китая, Тибета и характеризуются сравнительно низким CaO/Al_2O_3 отношением. От семейства лампроитов их отличает повышенная концентрация Al_2O_3 и низкая TiO_2.

В семействе ультракалиевых пород фергуситы Памира выделяются необычайно высокими концентрациями K_2O и K_2O/Na_2O отношениями при близких значениях SiO_2 (рис. 11). При переходе от карбонатных прожилков к расплавам, формирующим фергуситы, роль K_2O снижается и их составы

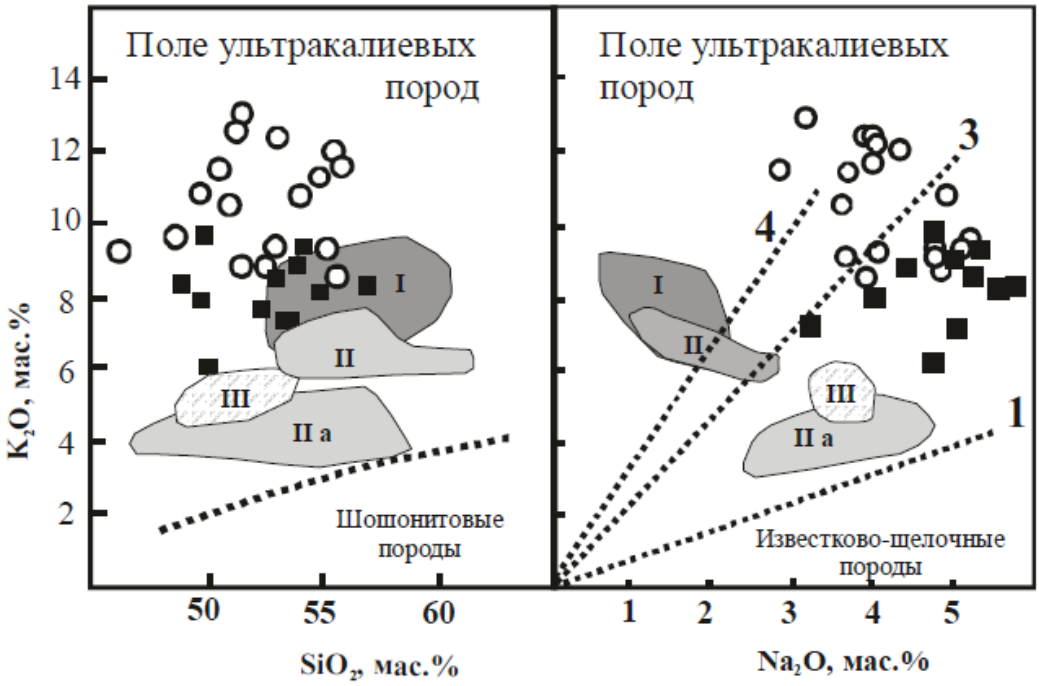


Рис. 11**. Положение составов расплавов включений в клинопироксенах карбонатных прожилков (белые кружки) и породы (черные квадраты) на диаграммах SiO_2 - K_2O (а) и Na_2O - K_2O (б).**

(I) юго-восточная Испания, (II) базаниты юго-западного Тибета (Miller et al., 1999), (II a) щелочные базальты северного Тибета (Williams et al., 2004), (III) - щелочные базальты северо-восточного Китая, Вудлианчи (Basu et al., 1991). Цифры 1, 3 и 4 отвечают отношению K_2O/Na_2O.

практически перекрываются с полями высококремнистых лампроитов Испании (поле I) и других высококалиевых щелочных пород. Эволюционный тренд расплавов фергусита направлен в сторону поля шошонитов.

Расплавы резко обогащены Ba по сравнению со многими основными и ультраосновными щелочными породами (лампрофирами, минеттами, щелочными базальтами и базанитами (Zou et al., 2003). Используемые для характеристики магм, генетически связанных с карбонатизированным

мантийным источником, Ba/La отношения (Гирнис, 2005) очень высоки и достигают 86.5 при среднем 47.9. Для сравнения: для лампроитов Испании Ba/La отношение находится в пределах 30, для щелочных вулканитов северного и юго-западного Тибета – 20-22, северо-восточного Китая-18 - 20.

Происхождение карбонатитовых расплавов комплекса

Данные изучения включений не оставляют сомнений в существовании несмешивающихся силикатных и карбонатных расплавов при высоких P-T параметрах. Можно предположить, что карбонатный расплав имеет либо мантийную природу, либо образовался в результате ликвации первоначально гомогенной силикатной магмы, обогащенной CO_2, CaO, F, H_2O и щелочами.

Для решения этой проблемы важны следующие наблюдения.

1. Вкрапленники диопсида карбонатных прожилков содержат *сингенетичные* карбонатные и силикатные расплавные включения и их комбинации в невыдержанных пропорциях.

2. При температуре 1150-1180^oC в карбонатно-силикатных включениях карбонатный расплав образует глобулы в силикатной жидкости.

3. Гомогенизация силикатной и карбонатной частей включений, с полным растворением флюидного пузырька в каждой из них, происходит ***при одной и той же температуре.***

4. Сходные геохимические характеристики всех изученных расплавов - в сложных карбонатно-силикатных и силикатных включениях из карбонатных прожилков, во вкрапленниках и реликтовых ядрах клинопироксена фергусита.

5. Характер распределения микроэлементов в силикатных и карбонат-содержащих расплавах идентичен.

Эти особенности лучше всего согласуются с ликвационным механизмом образования карбонатных расплавов.

Отделение карбонатитовой магмы сочетается с сохранением в расплавах летучих компонентов (H_2O, CO_2, F, Cl, S), а кристаллизация карбонатов и высоководных минералов предотвращает интенсивную дегазацию при декомпрессии. Основным фактором, влияющим на изменение составов расплавов после обособления карбонатной жидкости, является кристаллизационная дифференциация. При этом в карбонатитовом расплаве при снижении отношения K_2O/Na_2O шло накопление CaO, что приводило, в конце концов, к кристаллизации кальцита основной массы прожилков. В силикатных расплавах породы проявляется иная тенденция – повышение Na_2O сопровождается накоплением Al_2O_3 (кристаллизация нефелина) и некоторым снижением концентрации CaO при относительно выдержанном MgO. Роль кристаллизационной дифференциации выявляется и при анализе поведения несовместимых и умеренно совместимых элементов. На диаграмме LILE $(Ba + Sr + Ce)_N$ – HFSE $(Ti + Zr + Nb + Y + Yb)_N$ составы расплавов ложатся на линейный тренд с высокой достоверностью

аппроксимации - 0.93. Как видно, он пересекает изоплеты (10, 20 и 40), а не следует им параллельно. При этом отношение LILE – HFSE меняется в 4 раза, что свидетельствует о дополнительном фракционировании элементов внутри избранных групп.

Источники первичного расплава щелочных базальтоидов

Характерной чертой геохимии исследованных расплавов являются резкие минимумы для Nb, Ta и Ti на диаграмме содержаний несовместимых элементов, нормализованных по примитивной мантии. Это указывает на их связь с процессами известково-щелочного магматизма, являющегося главным механизмом генерации новой континентальной коры. Особенности составов расплавов свидетельствуют об участии в формировании первичных высококалиевых магм продуктов дегидратации материала субдуцированной коры. Важными геохимическими индикаторами проработки мантийного источника магм обогащенными флюидами являются повышенные содержания B, Be, Li в сочетании со значительными концентрациями H_2O (Ryan et al., 1987; Brenan et al., 1998; Paquin et al., 2004). Об этом же свидетельствуют высокие отношения элементов группы LILE к HFSE, что связано с высокой мобильностью LILE (Tatsumi et al., 1986; Brenan et al., 1995).

В качестве источника высококалиевых магм С. Фоли (Foley, 1992) рассматривал гарцбургитовый мантийный материал с флогопит-содержащими жилами. Однако высокое CaO/Al_2O_3 отношение (3.2) и содержание CaO до 16 мас.% предполагают менее обедненный (лерцолитовый) исходный материал. Наиболее вероятно, что выплавление исходных магм происходило при низких степенях плавления гранатовых перидотитов в условиях поступления обогащенных редкими и рассеянными элементами метасоматизирующих флюидов с более глубоких уровней (Kuszlaukis et al., 1999). Подобное предположение поддерживается присутствием в породах трубок взрыва ксенолитов, для которых оцененные давления достигают 30-40 ГПа.

Возможность выплавления высококалиевых мантийных магм, обогащенных H_2O и CO_2, с кристаллизацией на ликвидусе флогопита и, затем, клинопироксена, была экспериментально продемонстрирована И. Рябчиковым (1978) на примере биотитового мафурита юго-западной Уганды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обнаруженные в минералах карбонатно-силикатные расплавные включения в сочетании с присутствием в породе небольших карбонатных жильных тел свидетельствуют о ликвационнной природе образования карбонатных расплавов.

Полученные соотношения P-T условий кристаллизации пироксенов в силикатной части породы и карбонатных прожилках несколько парадоксальны и требуют обсуждения. Действительно, морфологические соотношения однозначно свидетельствуют о внедрении и кристаллизации прожилков уже после затвердевания большей части породы. Но при этом составы расплавов, захваченные минералами карбонатных жил, отвечают наиболее ранним этапам кристаллизации породы, а по давлению сопоставимы только с реликтовыми ядрами вкрапленников клинопироксена. Такие соотношения не могут быть получены при кристаллизации одного исходного расплава в близповерхностной камере. По нашему мнению, эти наблюдения можно объяснить, предполагая существование промежуточной магматической камеры в нижней коре (температура до 1180^{o}C, давление около 0.7 ГПа), из которой периодически поступали свежие порции расплава. В период образования изученной трубки взрыва магма в этой камере была гетерогенна и состояла из карбонатного и силикатного расплава. Наиболее ранние порции такой магмы мы наблюдаем в реликтовых ядрах вкрапленников клинопироксена породы. Кристаллизация первой порции расплава (в трубке) проходила без участия карбонатного расплава, что могло быть следствием дегазации или изменения области силикатно-карбонатной несмесимости при снижении давления. Этот расплав быстро кристаллизовался в трубке и давал внешние зоны вкрапленников пироксена, лейцит и минералы основной массы. При этом магма в промежуточной камере эволюционировала медленнее, поэтому следующая порция силикатного расплава, поступившая в уже полностью затвердевшую породу трубки, по составу почти не отличалась от наиболее ранних расплавов. Но следующая порция магмы, вероятно, включала значительную долю карбонатного расплава, о чем свидетельствует валовый состав карбонатных жил.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ, программы поддержки ведущих научных школ и проектов ОНЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Андреева И.А., Коваленко В.И., Наумов В.Б.,** 2001. Условия образования, состав магм и генезис силикатных пород щелочного карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук, южная Монголия (данные изучения расплавных включений). Петрология, 9, № 6, 563-592

2. **Андреева И.А., Наумов В.Б., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н**., 1995. Природные фосфатно-силикатные расплавы. Докл. РАН, т. 343, № 2, с. 237-241

3. **Бетехтин А.Г.,** 1950. В кн. «Минералогия», Госгеолиздат, Москва

4. **Гирнис А.В., Булатов В.К., Лаэ Я., Брай Г.П.,** 2006. Распределение редких элементов между карбонатно-силикатными расплавами и мантийными минералами: эксперимент и петрологические следствия. Петрология, 14, № 5, 524-547

5. **Дмитриев Э.А.,** 1976. Кн.: Кайнозойские калиевые щелочные породы восточного Памира. Из-во «Дониш», Душанбе, 170 с.

6. **Лутков В.С.,** 2003. Петрохимическая эволюция и генезис калиевой пироксенит – эклогит – гранулитовой ассоциации: мантийные и коровые ксенолиты в неогеновых фергуситах южного Памира, Таджикистан. Геохимия, № 3, 254-265

7. **Наумов В.Б., Соловова И.П., Коваленко В.И., Малов В.С., Турков В.А., Самойлов В.С.,** 1988. Первые данные о природных фосфатно-сульфатных расплавах. Докл. АН СССР, т. 300, № 3, 672-675

8. **Панина Л.И., Шарыгин В.В., Моторина И.В.,** 1990. Слюдяные пироксениты как продукты ранних этапов эволюции калиевой щелочной магмы (на примере Маломурунского щелочного массива, Алданский щит). Геология и геофизика, 3, 71-78

9. **Рябчиков И.Д., Грин Д.Х.,** 1978. Роль двуокиси углерода в петрогенезе высококалиевых магм. В кн.: Проблемы петрологии Земной коры и верхней мантии., изд. «Наука», Сиб. Отд-ние, Новосибирск, 49-64

10. **Соболев А.В.** 1994. Проницаемость океанической мантии и нелинейность в процессах ее плавления. Нелинейная геодинамика. М. Наука. С. 54 – 67.

11. **Соболев А.В.** 1996. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации. Петрология. Т. 4, № 3. 228 – 239.

12. **Соловова И.П., Гирнис А.В., Гужова А.В., Наумов В.Б.,** 1992. Магматические солевые включения в минералах щелочных базальтов Восточного Памира. Геохимия, № 1, 68-77

13. **Соловова И.П., Гирнис А.В., Гужова А.В.,** 1993. Карбонатные расплавы в щелочных базальтоидах Восточного Памира. Геохимия, № 3, 383-394

14. **Соловова И. П., Гирнис А. В., Рябчиков И. Д., Симакин С. Г**., 2006. Высокотемпературный карбонатитовый расплав и его взаимоотношения с щелочными магмами Дункельдыкского комплекса, юго-восточный Памир. Докл. РАН, 409, 4, 1-4

15. **Соловова И.П., Гирнис А.В., Рябчиков И.Д.,** 1996. Включения карбонатных и силикатных расплавов в минералах щелочных базальтоидов восточного Памира. Петрология, 4, № 4, 339-363.

16. **Соловова И.П., Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Кононкова Н.Н., Вентурелли Г.,** 1988. Высококалиевые магмы Испании и признаки глубинности их формирования. Доклады АН, 303, № 1, 182-

17. **Соловова И.П., Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Кононкова Н.Н.,** 1998. Включения в минералах карбонатитового комплекса Палабора, южная Африка. Геохимия, 5, 435-447

18. **Сук Н.И.,** 2001. Экспериментальное исследование несмесимости силикатно-карбонатных систем. Петрология, 9, № 5, 547-558

19. **Файзиев А.Р., Искандаров Ф.Ш., Гафуров Ф.Г.,** 2000. Кн.: Минералогия, термобарогеохимические условия становления и генезис редкоземельно-флюоритового месторождения Дункельдык (восточный Памир). Из-во «Хумо», Душанбе, 133 с.

20. **Хитаров Н. И., Кадик А. А., Лебедев Е.В.,** 1968. Растворимость воды в базальтовых расплавах. Геохимия, № 5, 667 – 674

21. **Шарыгин В.В., Поспелова Л.Н.,** 1994. Эволюция расплава при кристаллизации фергусит-порфиров Восточного Памира. Геология и геофизика, N 1, 110-117.

22. **Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И.,** 1998. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое (на основе геохимическогих и изотопных данных). Петрология, 2, № 2, 115-138

23. **Basu A.R., Junwen W., Wankang H., Guanghong X., Tatsumoto M.,** 1991. Major element. REE. And Pb. Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of

eastern China: implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs. Earth Plan. Sci. Letters. 105. 149-169

24. **Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F.J., Phinney D.L.,** 1995. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900^{o}C and 2.0 GPa: constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crystal fluids. Geochim. Cosmochim. Acta, 59, 3331-3350

25. **Brenan, J.M., Neroda, E., Lundstrom, C.C., Shaw, H.F., Ryerson, F.J., Phinney, D.L.,** 1998. Behaviour of boron, beryllium, and lithium during melting and crystallisation: constraints from mineral- melt partitioning experiments. Geochim. Cosmochim. Acta, 62, 2129– 2141.

26. **Brey G.P., Green D.H.,** 1975. Solubility of CO_2 in olivine melilitite at high pressures and role of CO2 in the Earth's upper mantle. Contr. Miner. Petrol., 55. 217-230

27. **Delpech G., Gregoire M., O'Reilly S.Y., Cottin J.Y., Moine B., Michon G., Giret A.,** 2004. Feldspar from carbonate-rich silicate metasomatism in the shallow oceanic mantle under Kerguelen Islands (South Indian Ocean). Lithos, 75, 2004, 209– 237

28. **Falloon T.J., Green D.H.,** 1990 Solidus of carbonated fertile peridotite under .uid-saturated conditions. Geology 18:198–199

29. **Foley S., Peccerillo A.,** 1992. Potassic and ultrapotassic magmas and their origin. Lithos, 28, 181-185

30. **Foley, S.F., Venturelli G., Green D.H., Toscani, L.,** 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. Earth-Sci. Rev., 24: 81-134.

31. **Freestone I. C., Hamilton, D. L.,** 1980. The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites - an experimental study. Contrib. Miner. Petrol., 73, 105–117

32. **Gibson S.A., Thompson R.N., Leonardos O.H., Dickin A.P., Mitchell J.G**., 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from largevolume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. J. Petrol. 36, 189-229.

33. **Guzmics, T., Mitchell, R. H., Szabó C., Berkesi, M., Milke, R. & Abart, R.** 2011. Carbonatite melt inclusions in coexisting magnetite, apatite and monticellite in Kerimasi calciocarbonatite, Tanzania: melt evolution and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161, 177-196.

34. **Hacker B., Luffi P., Lutkov V., Minaev V., Ratschbacher L., Plank T., Ducea M., Patino-Douce A., Williams M., Metcalf J.,** 2004. Near-ultrahigh pressure prosessing of continental crust: Miocene Crustal xenoliths from the Pamirs. J. Petrol., 12,-38

35. **Halama R., Vennemann T., Siebel W., Markl G.,** 2005. The Grønnedal-Ika carbonatite–syenite complex, south Greenland: carbonatite formation by liquid immiscibility. J. Petrol., 46, 191-217

36. **Holland T., Powell R.A.,** 1991. A compensated-redlich-kwong (CORK) equation for volumes and fugacities of CO_2 and H_2O in the range 1 bar to 50 kbar and 100-1600^{o}C. Contrib. Miner. Petrol., 109, 265-273

involvement of subducted sediments in magma genesis. Lithos, 28, 403-420

37. **Ionov D. A.,** 1998. Trace Element Composition of Mantle derived Carbonates and Coexisting Phases in Peridotite Xenoliths from Alkali Basalts J. Petrol., 39,1931–1941

38. **Jones J.H., Walker D., Picket D.A., Murrel M.T., Beate P.,** 1995. Experimental investigations of the partitioning of Nb, Mo, Ba, Ce, Pb, Ra, Th, Pa and U between immiscible carbonate and silicate liquids. Geochim. Cosmochim. Acta, 59, 1307– 1320.

39. **Keppler H.,** 2003. Water solubility in carbonatite melts. Amer. Miner.,88.,1822-1824

40. **Kjarsgaard B.A.,** 1998. Phase relations of a Carbonated High-CaO Nephelinite at 0·2 and 0·5 GPa J. Petrol.,39,2061–2075

41. **Kjarsgaard, B. A., Hamilton, D. L.,** 1989. The genesis of carbonatites by immiscibility. In: Bell, K. (ed.) Carbonatites: Genesis and Evolution. London: Unwin Hyman, pp. 388–404

42. **Kogarko L., Kurat G., Ntaflos T.,** 2001. Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha Island. Brazil. Contrib. Miner. Petrol., 140, 577-587

43. **Kogarko L.N., Henderson I., Pacheco A.H.,** 1995. Primary Ca-rich carbonatite magma and carbonate-silicate-sulfide liquid immiscibility in the upper mantle. Contrib. Miner. Petrol., 121. 267-275

44. **Koster van Groos A. F., & Wyllie P. J.,** 1966. Liquid immiscibility in the system Na_2O-AI_2O_3-SIO_2-CO_2 at pressures to 1 kilobar. Amer. J. Sci. 264, 234-255.

45. **Kurszlaukis S., Franz L., Brey G.P.,** 1999. The Blue Hills Intrusive Complex in Southern Namibia—relationships between carbonatites and monticellite Picrites, Chemical Geology, 160, 1–18

46. **Lee W.-J.,Wyllie P. J.,** 1998. Petrogenesis of carbonatite magmas from mantle to crust, constrained by the system CaO–(MgO +FeO)–(Na_2O+K_2O)–(SiO_2+Al_2O_3+TiO_2)–CO_2. J. Petrol., 39, 495–517

47. **Miller C., Schuster R., Klotzli U., Framk W., Purtscheller F.,** 1999. Post-Collisional Potassic and Ultrapotassic Magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr–Nd–Pb–O Isotopic Constraints for Mantle Source Characteristics and Petrogenesis. J.Petrol., 40, 1399–1424

48. **Mitchell R.H., Bergman S.C.,** 1991. Petrology of lamproites. Plenum,New York

49. **Moine B.N., Gregoire M., O'Reilly S. Y., Delpech G., Sheppard S.M.F., Lorand J.P., Renac C., Giret A., Cottin J.Y.,** 2004. Carbonatite melt in oceanic upper mantle beneath the Kerguelen Archipelago. Lithos, 75, 239– 252

50. **Nelson D.R.,** 1992. Isotopic characteristics of potassic rocks: evid :;nce for the

51. **Panina L.N.,** 2005. Multiphase carbonate-salt immiscibility in carbonatite melt: data on melt inclusions from the Krestonskiy massif minerals (Polar Siberia). Contr. Miner. Petrol., 150, 19-36

52. **Papale P.,** 1997. Modeling of the solubility of a one-component H_2O or CO_2 fluid in silicate liquids. Contrib. Miner. Petrol., 126. 237-251

53. **Paquin J., Altherr R., Ludwig T.,** 2004. Li-Be-B systematics in the ultrahigh-pressure garnet peridotite from Alpe Arami (Central Swiss Alps): implications for slab-to-mantle wedge transfer. Earth Plan. Sci. Lett., 218, 507-519

54. **Prelevi D., Foley S. F., Cvetkovi V., Romer R. L.,** 2004. Origin of Minette by Mixing of Lamproite and DaciteMagmas in Veliki Majdan, Serbia. J. Petrol., 45, 759-792

55. **Putirka K. D., Ryerson H. M. F., Show H.,** 2003. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. Amer. Miner., 88, 1542–1554

56. **Rankin A.H., Le Bas M.J.,** 1974. Liquid immiscibility between silicate and carbonate melts in naturally occurring ijolite magmas. Nature, 250, 206-209

57. **Righter K., Carmichael I.S.,** 1996. Phase equilibria of phlogopite lamprophyres from western Mexico: biotite-liquid equilibria and P-T estimates for biotite-bearing igneous rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 123, 1–21

58. **Rensbo, J. G., Pedersen, A. K., Engell, J.,** 1977. Titan-aegirine from early Tertiary ash layers in northern Denmark. Lithos, 10, 193-204

59. **Rosatelli** G., Stoppa F., Jones A.P., 2000. Intrusive calcite-carbonatite occurrence from Mt. Vulture volcano, southern Italy. Miner. Mag., 64 (4), 615–624

60. **Ryan, J.G., Langmuir, C.H.,** 1987. The systematics of lithium abundances in young volcanic rocks. Geochim. Cosmochim. Acta, 51, 1727–1741

61. **Solovova I.P., Girnis A.V., Kogarko L.N., Kononkova N.N., Stoppa F., Rosatelli G.,** 2005. Compositions of magmas and carbonate-silicate liquid immiscibility in the Vulture alkaline igneous complex. Italy, Lithos, 85, 113-128

62. **Stoppa F., Rosatelli G., Wall F., Jeffries T.,** 2005. Geochemistry of carbonatite-silicate pairs in nature: a case history from Central Italy. Lithos, 85 , 26-47

63. **Tatsumi Y.,** 1986. Formation of the volcanic front in subduction zones. Geophys. Res. Lett., 13, 717–720

64. **Thibault Y, Edgar, A. D., Lloyd, F. E.,** 1992. Experimental investigation of melts from a carbonated phlogopite lherzolite: implications for metasomatism in the continental lithosphere. *American Mineralogist* 77, 784–794.

65. **Turner S. P.,. Platt J. P., R. George M. M., Kelley S. P., Pearson D. G., Nowell G. M.,** 1999. Magmatism Associated with Orogenic Collapse of the Betic–Alboran Domain, SE Spain. J. Petrol., 40, 1011–1036

66. **Veksler I.V., Petibon C., Jenner G. A., Dorfman A.M., Dingwell D. B.,** 1998. Trace element partitioning in immiscible silicate–carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave. J. Petrol., 39 (11/12), 2095–2104

67. **Wallace M., Green D.H.,** 1988 An experimental deter mination of primary carbonatite magma composition. Nature 335, 343-346

68. **Wyllie, P. J., Lee, W.-J.,** 1999. Kimberlites, carbonatites, peridotites and silicate-- --carbonate liquid immiscibility explained in parts of the system CaO - (Na_2O + K_2O) - (MgO + FeO) - (SiO_2 + Al_2O_3) - CO_2. In: Gurney, J. J., Gurney, J. L., Pascoe, M. D. & Richardson, S. H. (eds) Proceedings of the VIIth International Kimberlite Conference. Cape Town: Red Roof Design, pp. 923-932.

69. **Wyllie**, **P. J., Tattle O.F.,** 1960. The system CaO-CO_2-H_2O and origin of carbonatites. J. Petrol., 1, 1-46

70. **Zou H., Reid M. R., Liu Y., Yao Y., Xu X., Fan Q.,** 2003. Constraints on the origin of historic potassic basalts from northeast China by U–Th disequilibrium data. Chem. Geology, 200, 189 – 201

УДК 552.122.086

Особенности вещественного состава кимберлитов глубоких горизонтов трубки Интернациональная

Специус З. В, Корнилова В. П., Тарских О. В.

Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие (НИГП) АК АЛРОСА; e-mail: spetsiuszv@.alrosa.ru
Ботуобинскакя геологоразведочная экспедиция, АК АЛРОСА, г. Мирный

В статье сделана попытка обобщить имеющиеся данные по химическому составу, петрографическим и минералогическим особенностям кимберлитовых пород глубоких горизонтов трубки Интернациональная. Использованы оригинальные данные по распределению различных типов основных и ультраосновных ксенолитов в кимберлитах керна эксплоразведчных скважин (горизонт -680м), распространенности оливина и псевдоморфоз по нему, а также автолитовых образований в различных разновидностях кимберлитов.

Петрологические данные свидетельствуют о том, что для кимберлитов трубки Интернациональная характерна преимущественно гранатовая ассоциация индикаторных минералов, относительно невысокие содержания индикаторных минералов, преобладание малиновых пиропов лерцолитового парагенезиса, невысокая частота встречаемости титанистых гранатов, два типа составов ильменитов и хромшпинелидов. Можно полагать, что эти параметры характерны для ураганноалмазоносных кимберлитовых тел.

Результаты исследования химизма гранатов и данные по соотношению гранатов эклогитового и ультраосновного парагенезиса в концентрате данной трубки, с учетом количества парагенетических ассоциаций алмазного парагенезиса свидетельствуют о распространенности эклогитовых гранатов в составе индикаторных минералов. Это позволяет утверждать о существенном вкладе алмазов эклогитового парагенезиса в формирование совокупности алмазов данной трубки, что, по нашему мнению, обуславливает высокие содержание и качество алмазов трубки Интернациональная.

ВВЕДЕНИЕ

Трубка Интернациональная является одной из наиболее продуктивных трубок Якутской алмазоносной провинции. Трубка открыта в 1969 г. коллективом геологов Ботуобинской экспедиции. К разработке месторождения приступили в 1971 году.

Трубка расположена в 16 км к юго-западу от трубки Мир на правобережье р. Ирелях. Подобно большинству кимберлитовых тел Мирнинского поля, она тяготеет к зоне Западного разлома, находясь на расстоянии 3 км от его осевой линии. На поверхности характеризуемая трубка имеет форму неправильного овала, вытянутого на северо-запад (340^0).

Трубка сопровождается системой даек, ориентированных в северо-восточном, северо-западном и почти меридиональном направлениях [4].

В вертикальном разрезе выделяются раструб и цилиндрический канал. В среднепалеозойское и мезозойское время часть диатремы была эродирована. От раструба сохранилась его нижняя 120-метровая часть. Далее на глубину остатки раструба переходят в цилиндрический канал с почти вертикальными контактами. До глубины 1000 м горизонтальное сечение трубки в целом почти не уменьшается, хотя оно варьирует в зависимости от компетентности вмещающих пород. Наиболее заметные изменения в сечении трубки установлены на глубинах с абсолютными отметками -200 ÷ -400 м., где в местах выхода слоев эвапоритовой толщи кембрия (сложенных галитом) происходит заметное его расширение [3, 4].

В верхних горизонтах трубки были выделены два типа кимберлитовых пород: кимберлитовые брекчии и массивные кимберлиты; с резким преобладанием первого типа (около 99 % объема). Из ксенолитов распространены обломки карбонатных пород нижнего палеозоя (5-15 %, редко 30 %), в небольшом количестве присутствуют траппы и единичные обломки кристаллических сланцев фундамента платформы. Повышенное количество обломков карбонатных пород (40-60 %) фиксируется в приконтактовой зоне. Характерной особенностью кимберлитовых пород верхних горизонтов трубки (до глубины 370 м) является высокое содержание примеси терригенного материала вмещающих пород. Последний представлен песчанистой, алевритистой и глинистой фракциями и состоит из кварца, полевого шпата, плагиоклаза, турмалина, альмандина, сфена, ставролита. Глубже 370 м их количество резко снижается, а начиная с глубины 500 м, они фактически исчезают [3, 4].

Включения типа «кимберлит в кимберлите» встречаются довольно часто, их количество с глубиной увеличивается, достигая 16,2 % в интервале 300-525 м.

С глубиной строение кимберлитового тела усложняется; здесь выделены кимберлиты трех фаз внедрения. Значительный объем на глубине выполняют автолитовые кимберлитовые брекчии, сложенные округлыми, овальными выделениями кимберлита ранней генерации. Автолиты обычно имеют более мелкопорфировую структуру, чем вмещающие их кимберлиты; доля оливина в них обычно ниже, чем в цементе [4].

Следует отметить, что в связи с особенностями эксплуатации данной трубки, количество публикаций по геологии и составу кимберлитов трубки Интернациональная крайне мало [2-6] и сведения содержатся в основном в фондовых материалах. В данной статье рассматриваются петрографо-минералогические особенности кимберлитовых пород, полученные на основании изучения керна разведочных и эксплоразведочных скважин, пройденных на глубоких горизонтах трубки - (-) 680м, в процессе проведения подземных работ.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИМБЕРЛИТОВ

Трубка выполнена двумя разновидностями кимберлитовых пород – автолитовой кимберлитовой брекчией (АКБ), которая преобладает в теле трубки и порфировым кимберлитом (ПК). Порфировые кимберлиты выполняют отдельные интервалы различной мощности. Структура ПК варьирует от мелкопорфировой до крупнопорфировой. С глубиной доля порфировых кимберлитов в целом уменьшается, однако возрастает доля кимберлитов с четко выраженной крупнопорфировой структурой. Кроме того, по разрезам скважин отмечаются участки, выполненные разно-обломочной карбонатной брекчией с тонкими жилками и неправильной формы линзами мелкопорфирового

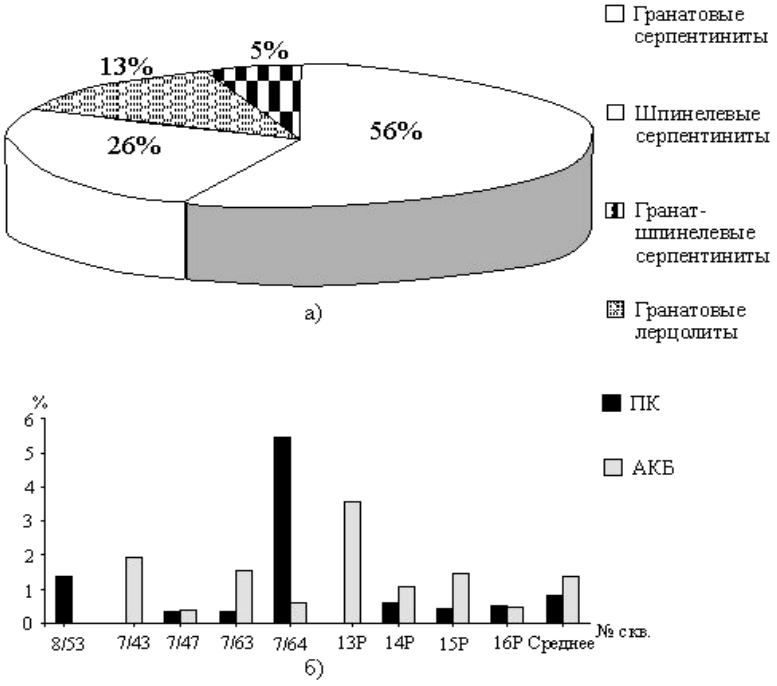


Рис. 1**. Ксенолиты глубинных пород в кимберлитах трубки Интернациональная. а – видовое разнообразие; б – процентное содержание ксенолитов глубинных пород по скважинам.**

кимберлитового материала, который реже исполняет роль цемента. Содержание кимберлитового материала в этой брекчии составляет не более 5%.

Следует отметить, что, в керне кимберлитов всех скважин интенсивно развит галит оранжевых тонов, реже прозрачно-белого цвета, заполняющий в образцах трещины различной направленности мощностью до 5 мм, редко более, и многочисленные пространства между обломками. Также происходит засоление породы с отложением галита в виде налетов, повсеместного его

распределения в основной массе, особенно в зонах контакта основной массы с солевыми породами.

Ксеногенный материал представлен обломками вмещающих осадочных пород (1-4% в ПК, 5-15% в АКБ), коровых пород фундамента (0-6% в ПК и 1,66 в АКБ), и глубинных пород (табл.1). Количество глубинных ксенолитов в ПК в среднем составляет 0.8%, в АКБ – 1,4%, при вариациях от единичных образцов до 5%. Среднее содержание ксенолитов ультраосновных пород в АКБ почти в два раза выше, чем в ПК и составляет соответственно 1,36% и 0,78%, распределение по скважинам не равномерное (рис. 1б).

Среди ксенолитов глубинных пород преобладают гранатовые и гранат-шпинелевые дуниты (рис. 1.). Из 90 образцов диагностированных под бинокулярной лупой включений мантийных пород, оливиниты и гранат-шпинелевые дуниты составляют около 95 %; гранатовые лерцолиты встречаются редко. Форма включений чаще всего овальная. Размеры в большинстве не превышают 1 см, в единичных случаях до 4 см. Включения интенсивно серпентинизированы. Из первичных минералов сохраняются только пироп, хромит, редко пироксен. Гранат в основном лиловой окраски округлой формы, размерами 0,5-3 мм, содержание его варьирует от 5-15 %, иногда до 50-65%, клинопироксена 5-7 %. Хромшпинель в ксенолитах представлена ксеноморфными выделениями размерами от 0,05 мм до 0,5-0,7 мм.

Порфировые кимберлиты представляют собой породы темно-серого цвета с грязно-зеленым оттенком, также отмечаются интервалы, окрашенные в бурые тона. Порфировые выделения представлены в основном псевдоморфозами по оливину I и II генераций, которые частично или полностью замещены серпентином, в меньшей степени кальцитом. Иногда в центре псевдоморфоз по оливину на глубоких горизонтах трубки отмечается сидероплезит, образующий пластинчатые радиально-лучистые агрегаты. Содержание псевдоморфоз по оливину 1 генерации в среднем составляет около 34 % (табл. 1). Размеры их варьируют от 1-2 мм до 1,5– 3 см по длинной оси. Содержание их в мелкопорфировых разностях составляет 20%, в крупнопорфировых достигает 60%. Псевдоморфозы по оливину II генерации имеют размеры менее 1 мм. Состав их аналогичен псевдоморфозам по оливину I генерации. Порфировые вкрапленники располагаются в основной массе из варьирующих количеств серпентина и карбоната (в основном доломита), флогопита (10-15%), апатита (2-3%) и окисно-рудных минералов, которые образуют как обособленные зерна, так и зерна сложного зонального состава. Отмечаются редкие мелкие кристаллы бадделеита, сопоставимые по величине с зернами основной массы, и выделения сульфидов.

Флогопит представлен табличками величиной от 0.05 до 0.1, редко до 0.2 мм, нередко имеет зональное строение и хлоритизирован по периферии. Центральные части выделений флогопита обеднены глиноземом (12-13мас.%

Al_2O_3), титаном (0.31-1.37мас.%) и содержат повышенные количества суммарного железа (3.88-5.97 мас.%) по сравнению с оболочками. Иногда в центре зональных выделений располагается биотит. Оболочки представлены

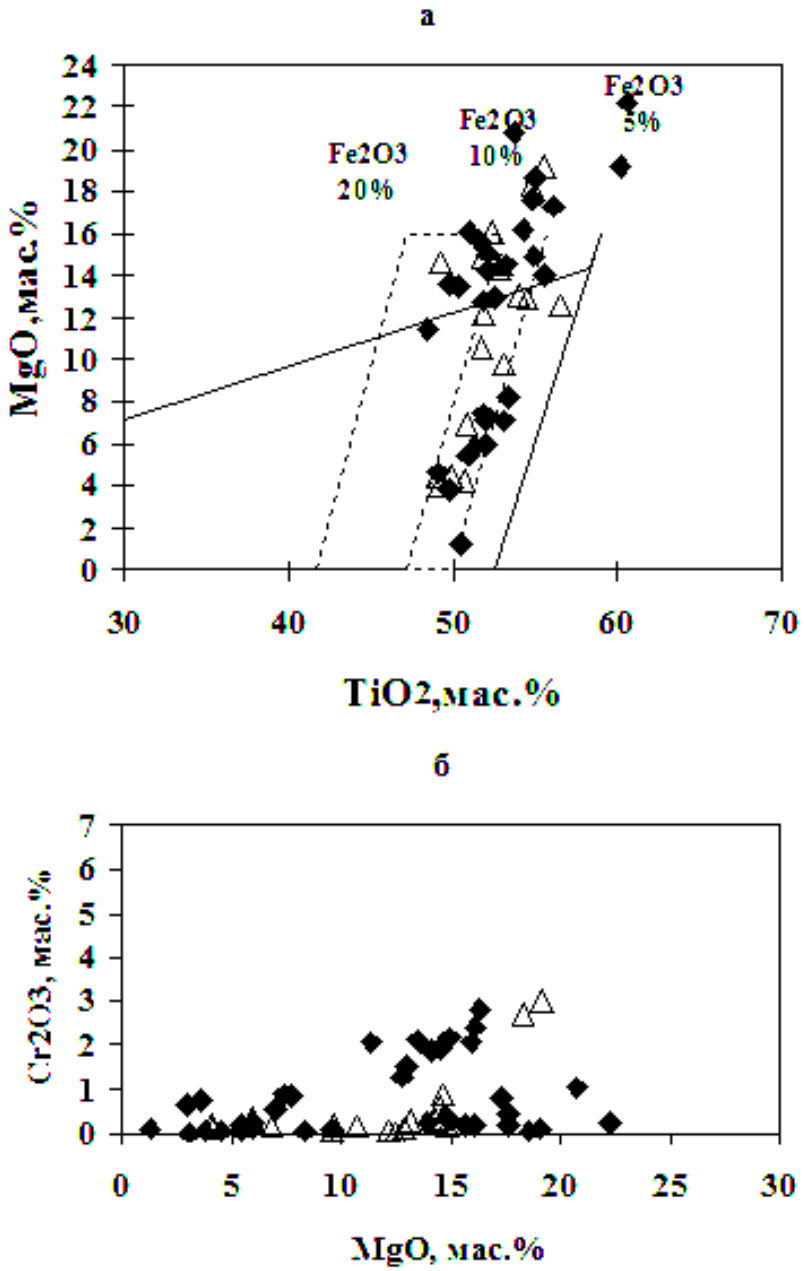


Рис. 2. **Фигуративные точки составов микрокристаллов ильменита основной массы трубки Интернациональная.**

Примечание. В координатах TiO_2-MgO (а) и MgO-Cr_2O_3 (б); треугольники - обособленные зерна, ромбики -ильменит оболочек.

барий-содержащими флогопитами. Количество BaO составляет 4.06-6.29 вес% при содержаниях 16.3-17.9 мас.% Al_2O_3, и при примерно одинаковых содержаниях TiO_2 и FeO не превышающих 2.3-2.9 мас.%. Барий-содержащий

флогопит и магнезиальный флогопит нередко присутствуют и в виде самостоятельных табличек.

Среди окисно-рудных минералов отмечены хромиты, магнезиальные ильмениты с варьирующими содержаниями MgO и ильмениты. Хромистые титаномагнезиоферриты отмечены только в сложных зональных выделениях, образующих оболочки вокруг хромшпинелидов наряду с микрокристаллами пикроильменита, гейкилоильменита и марганцовистого ильменита. Марганцовистые ильмениты обычно формируют внешнюю футляровидную оболочку кубического габитуса. Магнезиальные ильмениты содержат до 22 мас.% MgO, 0.15-3.95 мас.% Nb_2O_5, до 3,5 мас.% MnO и от 0,03 до 3,03 мас.% Cr_2O_3 (рис. 2).

Обособленные кристаллы гейкилоильменита образуют пластинчатые и бесформенные вытянутые микрокристаллы. Микрокристаллы хромшпинелидов и находящиеся с ними в тесном срастании хромистыетитаномагнезиоферриты, содержат не более 8 мас.% Al_2O_3 при вариациях в содержаниях Cr_2O_3 от 12 до 56.8 мас.%, причем в отличие от хромшпинелей вкрапленников в них наблюдается закономерное повышение титана, которое коррелируется с понижением количества хрома (рис. 3). При этом содержания алюминия и хрома не зависимы друг от друга. Эти две особенности позволяют четко отличать хромшпинелиды из основной массы от “вкрапленников” (т.е. минералов из ксенолитов).

Среди сульфидов отмечены никельсодержащие сульфиды (пентландит, миллерит), пирит и джерфишерит.

Автолитовые кимберлитовые брекчии – выполняют основной объем трубки. Порфировые выделения в них представлены полными псевдоморфозами серпентина и карбоната по оливину овальной, осколочной и угловатой формы. Их содержание варьирует от 11 до 40 %, в среднем составляя 28,1 % (см. табл.1).

Обращает на себя внимание практически равное соотношение псевдоморфоз по оливину по классам крупности в порфировом кимберлите и автолитовой кимберлитовой брекчии (рис. 4), что объясняется наличием большого количества образцов, так называемого, промежуточного типа. Такой промежуточный тип пород не соответствует самому понятию брекчии и по ряду признакам (низкое содержание ксенолитов осадочных пород, крупнопорфировая структура основной массы) его можно отнести к порфировому кимберлиту. Но в них, зачастую, наблюдаются образования типа «кимберлит в кимберлите» (автолиты), что не позволяет это сделать однозначно, т.к. ранее многими авторами отмечалось, что наличие автолитовых (шаровых образований) – это один из самых устойчивых признаков кимберлитовых брекчий.

Количество автолитов, в исследуемых образцах, варьирует от единичных обломков до 25% от объема образца. Они представляют собой округлые, овальные образования – сферотакситы мелкопорфировой

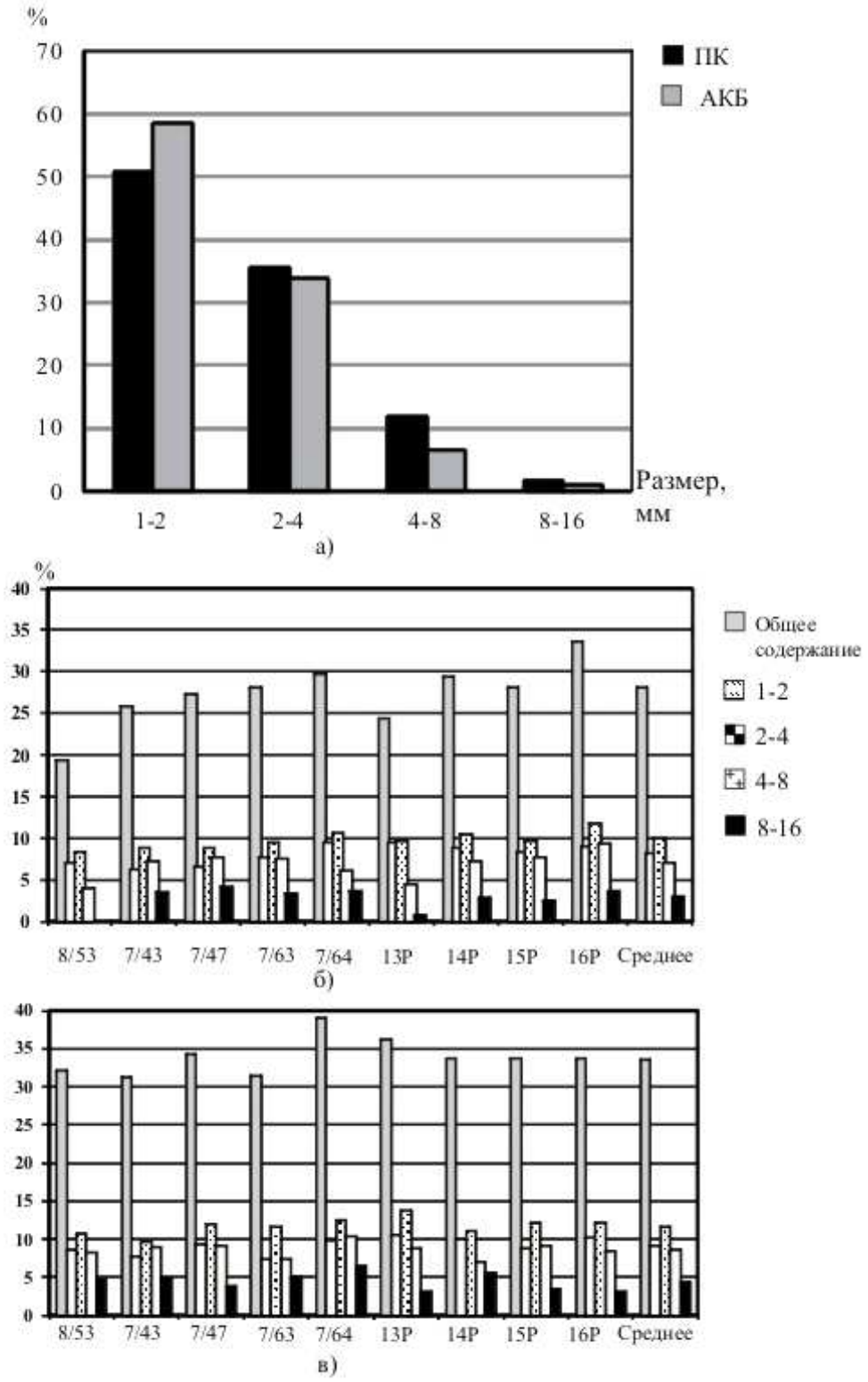


Рис. 4. **Диаграммы распределения оливина и псевдоморфоз по нему в кимберлитах трубки Интернациональная.**

Примечание: а) – общее соотношение, б) – в порфировых кимберлитах, в) – в кимберлитовых брекчиях. (а, б) – распределение по скважинам.

структуры ядерного и безъядерного типа. Размеры их колеблются от долей . миллиметра (микроскопические каемки по периферии ядер) до 5-8 см.

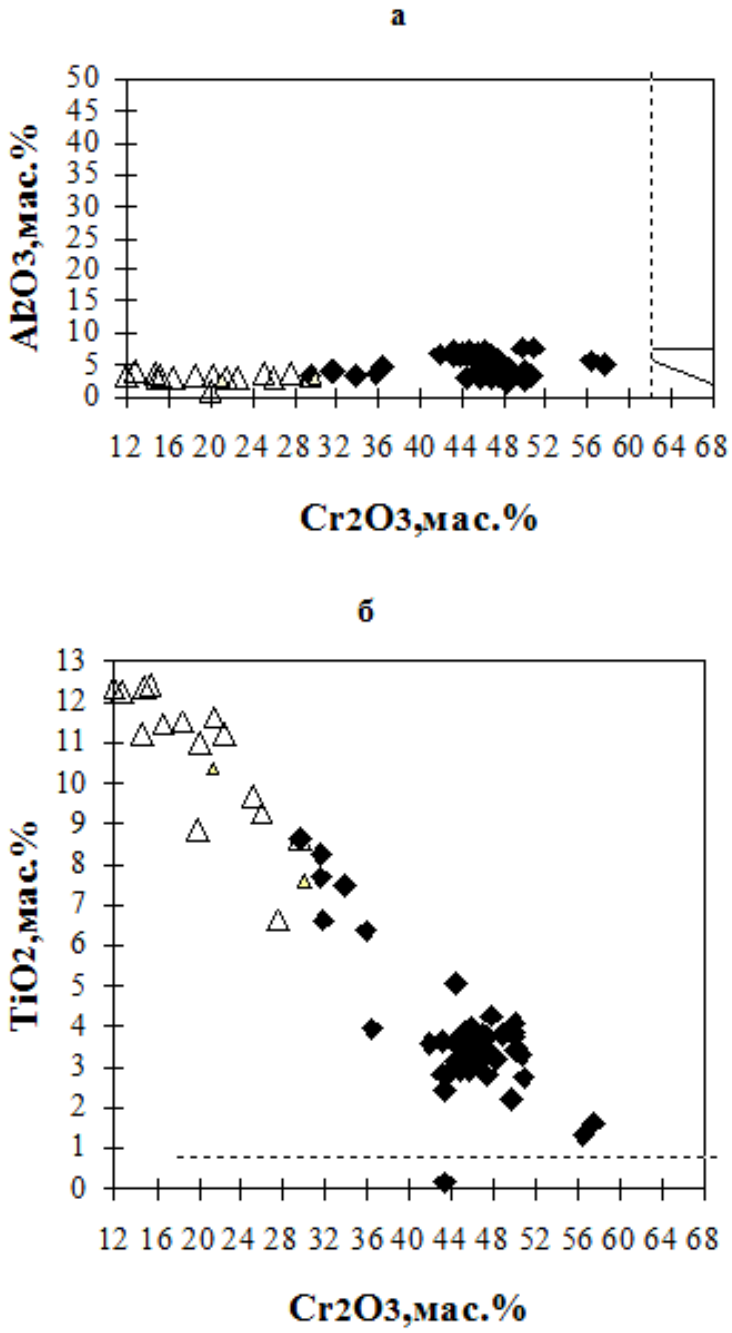


Рис. 3**. Фигуративные точки составов микрокристаллов ферри – (треугольники) и хромшпинелей (ромбики) основной массы трубки Интернациональная: в координатах Cr_2O_3-Al_2O_3 (а) и Cr_2O_3-TiO_2 (б).**

Границы автолитов с цементирующим материалом резкие и подчеркиваются более светлой или более темной своей окраской. В качестве ядер выступают

псевдоморфозы по оливину, ксенолиты осадочных горных пород, нодули гранатовых серпентинитов и зерна пиропа.

Результаты химических исследований кимберлита-цемента трубки Интернациональная показали, что порфировые кимберлиты характеризуются более магнезиальным и железистым составом, повышенными содержаниями оксидов TiO_2, P_2O_5, меньшей карбонатизацией по сравнению с кимберлитовыми брекчиями (Табл. 2). При этом не следует забывать, что химический состав отражает и более поздние, низкотемпературные процессы преобразования кимберлитового вещества, проходящие по уже консолидированным породам, поэтому результаты химических анализов при решении задач по типизации должны использоваться лишь в совокупности с петрографо-минералогическим изучением пород. Практически во всех случаях, один и тот же текстурно-структурный тип кимберлита, характеризующийся определенными петрохимическими показателями, на контакте с вмещающими породами подвержен некоторым изменениям, обусловленным непосредственной близостью карбонатных пород, что выражается в более активной кальцитизации, доломитизации, нередко окварцевании и т.д. На уровне химического состава это проявляется в значительных колебаниях основных породообразующих оксидов: CaO, MgO, SiO_2, TiO_2 и др

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИМБЕРЛИТОВ

Индикаторные минералы (ИМК) в кимберлитах трубки Интернациональная представлены гранатами (среднее содержание 4,3 кг/т), пикроильменитом (0,098кг/т), хромшпинелидами (0,029кг/т). Оливин и клинопироксены встречаются редко. Суммарное содержание ИМК составляет 0,44% и, следовательно, трубка Интернациональная относится к третьей группе по классификации А.Д. Харькива [3].

Гранаты преобладают над остальными минералами-спутниками и представлены несколькими цветовыми разновидностями. Размеры зерен не превышают 5 мм в поперечнике. Разница между соотношениями зерен по цветам в порфировом кимберлите и автолитовой кимберлитовой брекчии незначительна (рис. 5). Отмечены также желвачки граната, содержащие включения мелких псевдоморфоз по оливину. Зафиксирована разная степень сохранности (дроблености) зерен граната в ПК и АКБ. Полученные данные показывают, что порфировые кимберлиты характеризуются лучшей сохранностью минералов-спутников, нежели кимберлитовые брекчии.

Морфологическое описание выполнено для 3310 зерен гранатов из протолочных проб штуфных образцов керна кимберлитов трубки. В изученных выборках гранаты представлены выделениями размером -5+0,5мм. Гранаты крупных гранулометрических классов (-5+2 и -2+1мм)

представлены преимущественно обломками (60-62%), в мелком (-1+0,5мм) преобладают осколки (70%). Количество целых зерен не превышает 0,6%, поврежденных – 6,2%, обломанные зерна чаще всего фиксируются в классе -5+2мм (21,8%), в остальных гранулометрических классах их количество не превышает 7%.

Таблица 2

Химический состав кимберлитов трубки Интернациональная (мас.%)

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Ппп	Сумма
12-9.0	7.25	0.02	0.63	0.42	0.11	20.86	27.89	0.99	0.12	0.07	35.29	93.66
12-15.0	2.76	0.05	0.60	1.03	0.10	23.78	24.62	1.41	0.26	0.06	44.92	99.60
13-21.0	30.06	0.37	2.89	5.69	0.13	29.73	7.87	0.99	0.84	0.25	21.48	100.31
13-26.0	37.75	0.27	4.08	4.94	0.13	25.42	6.12	1.78	0.71	0.16	18.58	99.94
13-37.0	28.74	0.49	2.74	6.14	0.13	28.05	9.25	1.23	0.96	0.34	22.31	100.39
13-39.0	39.85	0.28	3.97	5.28	0.13	25.07	6.56	0.91	1.04	0.18	16.94	100.21
13-49.7	29.90	0.39	2.47	6.46	0.13	29.83	8.10	0.94	0.79	0.31	20.53	99.86
13-75.0	34.31	0.36	3.70	6.44	0.14	30.37	6.22	0.65	0.91	0.25	16.40	99.75
13-84.0	27.21	0.43	2.39	4.93	0.12	30.80	8.31	1.61	0.68	0.41	22.47	99.37
14-11.5	25.20	0.48	2.17	5.43	0.12	30.18	10.22	1.00	0.40	0.40	24.03	99.64
14-26.5	36.57	0.24	2.70	6.28	0.13	28.07	5.98	0.71	0.60	0.18	18.90	100.36
14-31.5	30.56	0.44	2.61	6.37	0.12	30.67	7.68	0.82	0.91	0.36	19.83	100.37
14-46.0	37.79	0.39	5.75	5.38	0.13	23.81	7.30	0.76	1.75	0.20	17.18	100.45
14-66.0	28.63	0.33	2.47	5.57	0.12	28.80	10.23	1.15	0.79	0.20	22.31	100.61
14-71.0	30.63	0.37	3.12	5.87	0.13	28.87	10.25	0.48	1.08	0.20	18.65	99.65
14-86.0	30.92	0.37	2.77	6.09	0.12	31.99	4.79	1.53	0.97	0.39	20.20	100.15
14-95.9	26.67	0.42	1.31	4.92	0.11	30.61	6.40	2.51	0.30	0.46	26.00	99.71
15-21.5	30.74	0.46	2.77	6.35	0.13	28.97	7.76	1.16	1.33	0.39	19.82	99.88
15-26.0	41.57	0.37	5.60	5.84	0.13	23.12	5.32	1.24	1.73	0.26	14.76	99.95
15-56.5	29.95	0.48	2.10	5.01	0.12	30.64	8.90	1.37	0.71	0.39	20.65	100.33
15-61.5	30.45	0.45	2.52	6.38	0.14	29.09	9.83	0.48	1.06	0.36	19.50	100.26
15-70.0	41.33	0.34	4.72	6.48	0.13	26.18	6.27	0.49	1.16	0.19	12.64	99.94
15-91.0	27.96	0.35	2.04	5.11	0.12	30.93	7.82	1.17	0.67	0.32	23.81	100.30
15-101.0	26.86	0.20	0.63	6.42	0.11	32.95	4.36	2.84	0.19	0.27	24.61	99.45
16-57.0	29.30	0.43	2.86	6.03	0.13	29.81	9.64	0.98	1.21	0.33	19.55	100.27
16-77.0	25.28	0.46	2.14	5.46	0.13	33.40	7.80	0.98	0.70	0.46	23.27	100.09
16-89.5	24.51	0.76	1.83	5.71	0.12	30.87	9.27	0.92	0.45	0.77	24.97	100.17
17-59.0	26.58	0.60	1.74	8.58	0.13	35.32	4.61	1.09	0.42	0.54	20.10	99.71
17-69.5	24.41	0.32	2.66	3.68	0.12	30.49	10.63	0.75	1.63	0.34	25.76	100.80
17-76.3	5.87	0.04	0.54	1.03	0.10	24.02	22.93	0.65	0.56	0.03	44.41	100.18

Примечание: № образца включает номер скважины и глубину; силикатные анализы выполнены в лаборатории «Проблемы образования алмазных месторождений» ИГМиП СО РАН, г.Новосибирск, 2011г.

Из цветовых разновидностей в изученной выборке преобладают малиновые гранаты, фиолетовые, оранжевые и красные встречаются существенно реже (см.рис. 5). Наиболее редкие разновидности гранатов – зеленые и розовые, которые встречаются в виде единичных зерен.

Преобладающая форма зерен граната – угловатая (58,8%) и угловато-округлая (38,9%). Округлые зерна встречаются редко (2,27%),

преимущественно в гранулометрических классах -5+2 и -2+1 мм. В изученной выборке зафиксировано одно зерно малинового граната, размером -2+1 мм с реликтами кристаллографической огранки, что составляет 0,03% от количества изученных.

Для выделений гранатов характерны два типа микрорельефа поверхности: эндогенная матировка и пирамидально-черепитчатый рельеф гидротермального растворения с преобладанием последнего. При этом для гранатов из крупных гранулометрических классов характерна более высокая частота встречаемости гранатов с эндогенной матировкой. Довольно широко распространены трещиноватые гранаты, наиболее часто они встречаются в гранулометрическом классе -5+2мм, в мелких гранулометрических классах доля трещиноватых гранатов снижается. Наиболее часто трещиноватыми являются гранаты фиолетового цвета (31%).



Рис.5. **Соотношение цветовых разновидностей граната в кимберлитах трубки Интернациональная (в различныз классах крупности).**

На зернах гранатов часто наблюдаются реакционные каймы различного состава и мощности, они отмечаются как в виде реликтов, так и в виде оболочек, полностью покрывающих зерна гранатов. Количество гранатов с реакционными оболочками или их реликтами составляет 57%. Гранаты из кимберлитов трубки Интернациональная часто содержат включения. Количество таких гранатов составляет 51,7%. Гранаты с включениями чаще встречаются в мелком гранулометрическом классе. Проведенные исследования показали, что гранаты с множественными включениями встречаются более чем в 10 раз чаще, чем с одиночными. Так количество гранатов с одиночными включениями составляет 3,87%, а с множественными

– 47,81%. Количество включений в гранатах варьирует в широких пределах от 2 до 100, преобладают гранаты с числом включений от двух до 5. Включения обычно представлены одним минералом, зерна с полифазными включениями встречаются редко. Наиболее распространены включения шпинелидов округлой, игольчатой, или октаэдрической формы, отмечены также включения оливина, флогопита, ильменита и магнетита, включения типа «гранат в гранате».

Химический состав гранатов из кимберлитов трубки Интернациональная разнообразен (рис. 6). Среди них преобладают гранаты лерцолитового парагенезиса (58,1%). Гранаты дунит-гарцбургитового парагенезиса составляют 21,6%, эклогитового – 11,8%, верлитового 8,52%. Доля гранатов алмазной дунит-гарцбургитовой ассоциации составляет -7,8%.

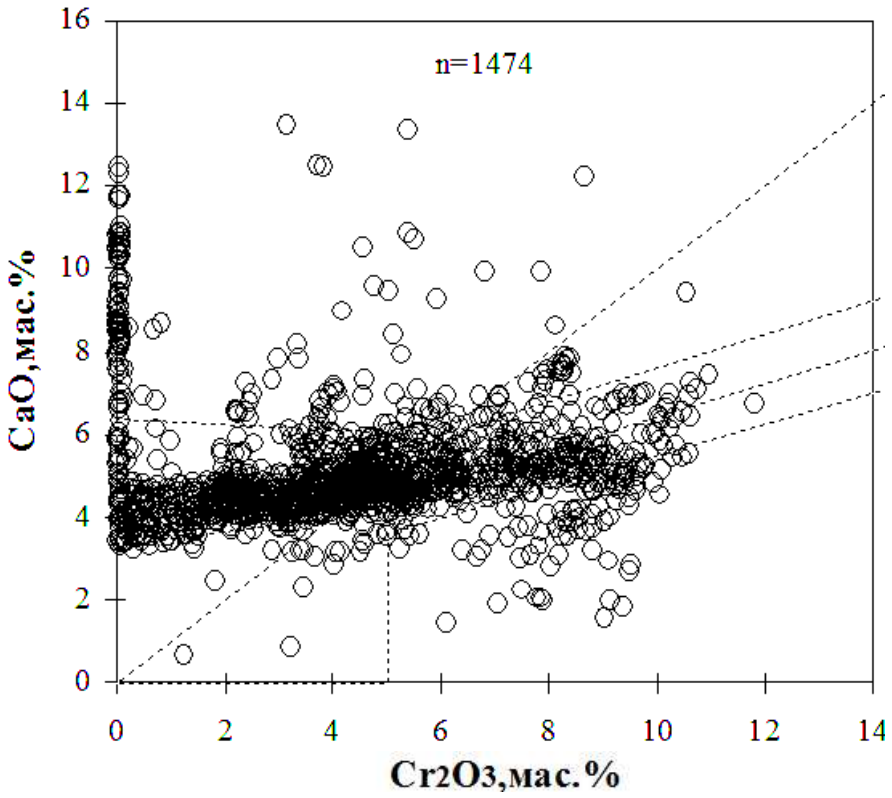


Рис. 6. **Фигуративные точки состава зерен гранатов из кимберлитов трубки Интернациональная в координатах Cr_2O_3-CaO. (по [1]).**

Среди гранатов лерцолитового парагенезиса преобладают зерна с содержанием Cr_2O_3 от 2 до 8 мас.% (табл.3). Они составляют 47,8% от всего количества изученных. По классификации Дж. Доусона и В. Стефенса [7] среди них преобладают хромовые пиропы (тип G9) – 75,9%, на втором месте по распространенности малокальциевые хромовые пиропы (тип G10), Их количество составляет 11,9% и титанистые пиропы (9,8%). Наиболее редкими являются уваровит-пиропы– 3% и высокотитановые пиропы (0,23%).

Таблица 3

Вариации состава гранатов лерцолитового парагенезиса с содержанием от 2 до 8 мас.% Cr_2O_3 из кимберлитов трубки Интернациональная

Кол-во ан.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
Хромовые пиропы (тип G9)									
332	40,33-42,58* 41,56	0,00-0,4 0,14	17,84-23,04 20,06	2,02-6,67 4,19	6,66-11,85 8,34	0,2-0,57 0,38	16,53-21,42 19,79	3,89-6,04 4,88	0,00-0,12 0,040
Малокальциевые хромовые пиропы (тип G10)									
52	40,06-42,30 41,24	0,00-0,33 0,11	16,88-20,51 18,75	4,96-7,98 6,18	6,41-8,42 7,73	0,21-0,57 0,41	18,00-21,22 19,45	4,52-6,26 5,29	0,00-0,10 0,040
Титанистые пиропы (тип G1)									
43	40,85-42,67 41,67	0,30-0,84 0,45	18,53-21,76 19,98	2,05-5,51 3,52	7,06-10,44 8,14	0,20-0,45 0,36	18,4-22,08 20,47	3,69-5,93 4,56	0,02-0,13 0,080
Уваровит-пиропы (тип G11)									
9	40,15-41,76 41,02	0,33-0,54 0,43	16,26-17,40 16,89	7,07-7,86 7,47	7,10-8,49 7,82	0,21-0,41 0,29	18,58-19,73 19,24	5,65-6,28 5,87	0,03-0,13 0,080
Высокотитановые пиропы (тип G2)									
1	40,05-41,70 40,89	0,01-0,30 0,12	14,27-16,92 16,27	8,15-11,22 8,84	6,32-8,01 7,53	0,37-0,49 0,43	17,6-19,86 18,88	5,84-7,16 6,57	0,00-0,10 0,03

Низкохромистые гранаты (Cr_2O_3 до 2%) лерцолитового парагенезиса составляют 7,7% от всего количества изученных. Представлены они титанистыми пиропами (55%), хромовыми пиропами (45%). Вариации состава этих гранатов приведены в табл.4.

Наиболее редкими среди гранатов лерцолитового парагенезиса являются высокохромистые (Cr_2O_3 свыше 8 мас.%) пиропы. Их количество составляет 2,73% от количества изученных. Представлены они уваровит-пиропами (тип G11) – 52% и низко кальциевыми хромовыми пиропами (тип G10) – 48% (см. табл. 4).

Гранаты неалмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезиса составляют 13,8% от количества изученных. Представлены малокальциевыми хромовыми (82%), хромовыми (10,3%) и уваровит-пиропами (5,7%); наиболее редкими являются титанистые пиропы (тип G1). Гранаты алмазной ассоциации составляют 7,8% от количества изученных. Представлены они малокальциевыми хромовыми пиропами (тип G10) (95%) и уваровит-пиропами (тип G11) – 5%. Вариации состава гранатов дунит-гарцбургитового парагенезиса и его алмазной ассоциации приведены в табл.5.

Гранаты алмазной ассоциации характеризуются пониженными содержаниями титана, хрома, железа, марганца, при относительно повышенных содержаниях кальция.

Гранаты верлитового парагенезиса в кимберлитах трубки Интернациональная представлены преимущественно хромовыми пиропами (48,7%), широко проявлены уваровит-пиропы (32,1%) и низкокальциевые хромовые пиропы (14,1%). Редкие типы гранатов верлитового парагенезиса: пироп-гроссуляровый альмандин (тип G6) и кнорринговый уваровит-пироп (тип G12) составляют по 1,2%. Химический состав гранатов верлитового парагенезиса представлен в табл. 6.

Гранаты эклогитового парагенезиса в изученной выборке встречаются достаточно часто и составляют (11,8%) от количества изученных. Представлены они преимущественно: кальциевыми пироп-альмандинами (87,0%) (тип G3), отмечены также титанистые пиропы (тип G1) – 10,2%, титанистые кальциевые магнезиальные альмандины (тип G4) – 1,9% и магнезиальные альмандины (тип G5) – 0,9%.

Гранаты алмазной ассоциации эклогитового парагенезиса (с содержанием FeO менее 29,5 мас.%), и высоким содержанием

Na_2O) составляют 7,65% от общего количества изученных и 64,8% от количества гранатов этого парагенезиса. Составы ряда гранатов эклогитового В парагенезиса из кимберлитов трубки Интернациональная соответствуют полю эклогитовых включений в алмазах (рис. 7), что указывает на высокий совокупность алмазных ассоциаций индикаторных минералов данной трубки. вклад эклогитового парагенезиса (сопоставимый с ультраосновным),

Таблица 4

Вариации состава гранатов лерцолитового парагенезиса из кимберлитов трубки Интернациональная

Кол-во ан.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
Содержание Cr_2O_3 от 0,2 до 2 мас.%									
Титанистые пиропы (тип G1)									
35	40,88-42,59 42,01	0,25-0,46 0,34	21,26-23,12 22,05	0,26-1,95 1,03	7,35-12,03 8,99	0,2-0,54 0,36	18,76-22,61 20,70	3,54-4,80 4,09	0,00-0,11 0,110
Хромовые пиропы (тип G9)									
28	40,75-42,30 41,82	0,00-0,28 0,12	21,33-23,36 22,22	0,22-1,99 1,54	6,28-10,26 8,80	0,21-0,55 0,40	18,38-23,02 20,23	3,61-6,11 4,52	0,00-0,10 0,100
Содержание Cr_2O_3 свыше 8 мас.%									
Уваровит-пиропы (тип G11)									
13	39,99-41,34 40,65	0,22-0,58 0,38	13,27-16,97 15,24	8,39-10,98 9,94	7,27-8,19 7,74	0,25-0,51 0,43	17,42-19,21 18,16	5,94-7,45 6,82	0,00-0,12 0,120
Малокальциевые хромовые пиропы (тип G10)									
12	40,25-40,93 40,64	0,04-0,22 0,13	15,63-17,29 16,34	8,04-10,04 8,91	7,01-8,50 7,60	0,31-0,52 0,45	17,89-20,01 18,65	5,67-6,96 6,35	0,01-0,07 0,070

Таблица 5

Вариации состава гранатов дунит-гарцбургитового парагенезиса из кимберлитов трубки Интернациональная

Кол-во ан.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
Малокальциевые хромовые пиропы (тип G10)									
161	40,06-42,64 41,18	0,00-0,34 0,11	15,23-21,32 17,42	4,04-10,58 7,94	6,58-8,64 7,44	0,00-0,53 0,35	18,13-22,73 20,21	1,88-6,38 4,62	0,00-0,13 0,040
Хромовые пиропы (тип G9)									
20	42,82-42,82 41,94	0,00-0,32 0,14	18,3-23,24 20,64	0,87-5,87 3,70	5,77-8,55 7,63	0,00-0,5 0,34	19,49-22,94 21,34	2,23-4,58 3,60	0,00-0,11 0,050
Уваровит-пиропы (тип G11)									
11	41,12-41,12 40,67	0,30-0,54 0,41	14,44-17,46 15,95	7,60-10,63 9,43	6,99-8,13 7,46	0,4-0,49 0,44	18,48-19,73 19,08	4,96-6,43 5,59	0,03-0,17 0,100
Титанистые пиропы (тип G1)									
3	42,49-42,49 41,91	0,37-0,47 0,43	18,37-22,45 20,60	0,97-5,86 3,13	8,21-9,26 8,84	0,36-0,5 0,41	19,3-21,68 20,47	3,44-4,63 3,93	0,07-0,10 0,090
Алмазная ассоциация									
Малокальциевые хромовые пиропы (тип G10)									
68	40,06-42,64 41,18	0-0,34 0,09	15,95-20,4 17,05	5,25-10,58 8,56	6,62-8,18 7,38	0-0,52 0,35	19,27-22,73 20,55	1,88-5,53 4,17	0-0,09 0,030
Уваровит-пиропы (тип G11)									
3	40,52-40,73 40,59	0,41-0,54 0,46	15,14-15,74 15,36	9,61-10,28 9,99	7,31-8,13 7,79	0,42-0,49 0,46	18,48-19,73 19,09	4,96-5,42 5,17	0,13-0,17 0,150

Таблица 6

Вариации состава гранатов верлитового парагенезиса из кимберлитов трубки Интернациональная

Кол-во ан.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
Хромовые пиропы (тип G9)									
38	40,16-43,65 41,41	0,00-0,34 0,13	17,28-23,01 20,09	0,22-6,82 3,98	6,29-10,23 8,02	0,00-0,62 0,37	16,41-19,8 18,24	6,03-9,9 7,15	0,00-0,16 0,040
Уваровит-пиропы (тип G11)									
25	39,9-41,27 40,61	0,13-0,78 0,43	14,3-18,34 16,80	4,57-8,91 7,47	6,79-11,5 7,84	0,24-0,56 0,45	11,1-18,99 16,64	6,95-14,7 9,23	0,00-0,13 0,080
Малокальциевые хромовые пиропы (тип G10)									
11	40,33-41,42 40,89	0,00-0,09 0,01	16,87-19,75 18,29	6,05-8,13 7,02	6,53-8,31 7,85	0,00-0,52 0,34	17,65-18,98 18,23	6,2-7,21 6,73	0,00-0,06 0,020
Титанистые пиропы (тип G1)									
2	41,09-41,49 41,29	0,37-0,37 0,37	20,21-20,93 20,57	2,48-2,99 2,74	7,48-9,31 8,40	0,41-0,41 0,41	17,18-19,62 18,40	6,38-7,82 7,10	0,05-0,06 0,060
Пироп-гроссуляровые альмандины (тип G6)									
1	40,31	0	16,04	10,55	8,39	0	15,31	9,42	0
Кнорринговые уваровит-пиропы (тип G1)									
1	40,49	0,13	19,7	3,71	8,66	0,82	13,22	12,52	0,09

Представлены эклогитовые гранаты следующими типами по классификации Дж. Доусона и В. Стефенса [7]: кальциевыми пироп-альмандинами (тип G3)– 87,1%, титанистыми пиропами (тип G1) – 8,6%, титанистыми кальциевыми магнезиальными альмандинами (тип G4) – 2,9%, магнезиальными альмандинами (тип G5) – 1,4%. Соответствующие вариации состава гранатов эклогитового парагенезиса приведены в табл. 7.

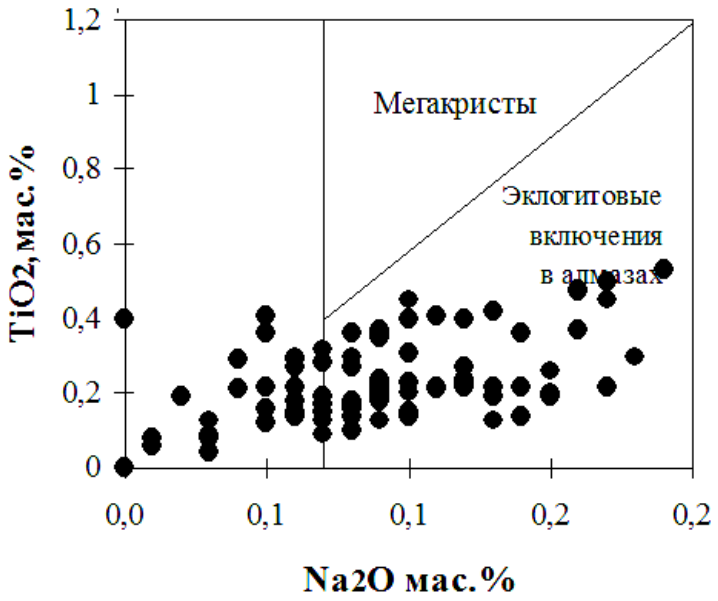


Рис. 7. **Фигуративные точки составов зерен гранатов эклогитового парагенезиса в координатах Na_2O-TiO_2** (по [8]).

Пикроильменит. Ильменит в кимберлитах трубки Интернациональная встречается относительно редко. Размер зерен ильменита -5+0,5мм, преобладающий класс -1+0,5мм. Выделения ильменита представлены преимущественно обломанными зернами. Преобладающей морфологической разновидностью являются угловато-округлые зерна, лишенные кристаллографической огранки, отмечены также угловатые и округлые выделения. Для ильменита из кимберлитов трубки Интернациональная характерна невысокая частота встречаемости зерен с оболочками (7,8%). Рельеф поверхности зеренильменита представлен двумя типами: эндогенной матировкой (74%) и шиповидным рельефом гидротермального растворения слабой и средней степени выраженности (26%). Ильменит агрегатного строения в кимберлитах трубки встречается редко (около 2% от количества изученных).

Химический состав ильменита из кимберлитов трубки разнообразен (рис. 8). Отмечены две группы составов ильменита (табл.8). Ильменит первой группы характеризуется высокими содержаниями MgO и Cr_2O_3, второй – низкими хрома, магния и повышенными марганца. Наиболее распространены

Таблица 7

Вариации состава гранатов эклогитового парагенезиса из кимберлитов трубки Интернациональная

Кол-во ан.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
Кальциевые пироп-альмандины (тип G3)									
94	38,48-42,38 40,27	0,00-0,53 0,19	20,62-24,24 22,20	0,00-0,18 0,06	9,67-22,07 17,20	0,00-0,48 0,27	6,89-20,36 12,33	3,31-12,46 7,37	0,00-0,19 0,080
Титанистые пиропы (тип G1)									
20	41,09-42,82 42,00	0,00-0,80 0,27	20,91-24,12 22,91	0,01-0,18 0,12	8,05-12,5 9,78	0,00-0,46 0,33	15,61-21,99 20,12	3,42-8,00 4,14	0,00-0,13 0,070
Титанистые кальциевые магнезиальные альмандины (тип G4)									
2	39,52-39,76 39,64	0,68-0,68 0,68	20,91-21,09 21,00	0,03-0,06 0,05	18,23-19,02 18,63	0,39-0,41 0,40	9,06-9,84 9,45	8,92-10,86 9,89	0,13-0,14 0,140
Алмазная ассоциация									
Кальциевые пироп-альмандины (тип G3)									
61	38,48-42,08 39,91	0,09-0,53 0,25	20,68-22,77 21,95	0,00-0,14 0,05	11,68-22,07 18,29	0,23-0,48 0,33	6,89-19,55 11,06	3,39-12,46 8,00	0,07-0,19 0,110
Титанистые пиропы (тип G1)									
6	41,09-42,26 41,75	0,08-0,8 0,37	20,91-23,81 22,55	0,01-0,18 0,11	9,07-12,5 10,38	0,26-0,46 0,37	15,61-21,06 19,43	3,42-8,00 4,37	0,07-0,13 0,100
Титанистые кальциевые магнезиальные альмандины (тип G4)									
2	39,52-39,76 39,64	0,68-0,68 0,68	20,91-21,09 21,00	0,03-0,06 0,05	18,23-19,02 18,63	0,39-0,41 0,40	9,06-9,84 9,45	8,92-10,86 9,89	0,13-0,14 0,140

Таблица 8

Вариации состава ильменита из кимберлитов трубки Интернациональная

Группа	Кол-во ан.	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO
1	306	29,70-55,26 45,90	0,14-1,21 0,61	0,01-5,98 1,32	24,97-61,65 42,15	0,02-0,43 0,13	3,49-14,72 9,33
2	9	36,89-53,13 47,77	0,05-0,65 0,27	0,01-0,14 0,07	40,78-57,83 46,38	0,12-2,16 0,71	1,98-4,71 3,28

Таблица 9

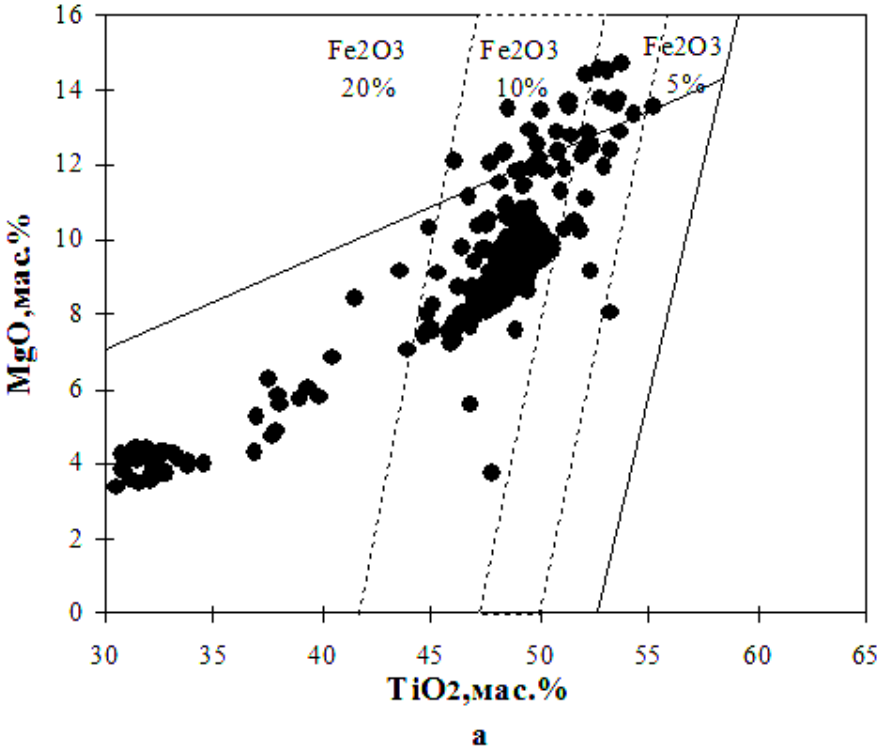
Вариации состава хромшпинелидов из кимберлитов трубки Интернациональная

Тип	Кол-во ан.	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	NiO	V_2O_5
1*	**101**	0,02-3,07 0,76	0,95-34,44 13,49	34-62,88 51,16	14,58-41,41 21,90	0,12-0,6 0,27	8,11-17,18 11,83	0-0,27 0,10	0,18-0,45 0,30
2*	**11**	0,03-0,79 0,27	34,23-43,25 38,79	20,61-31,9 28,25	10,47-21,54 16,01	0,11-0,4 0,18	15,07-19,49 17,47	0,00-0,33 0,18	0,17-0,37 0,26

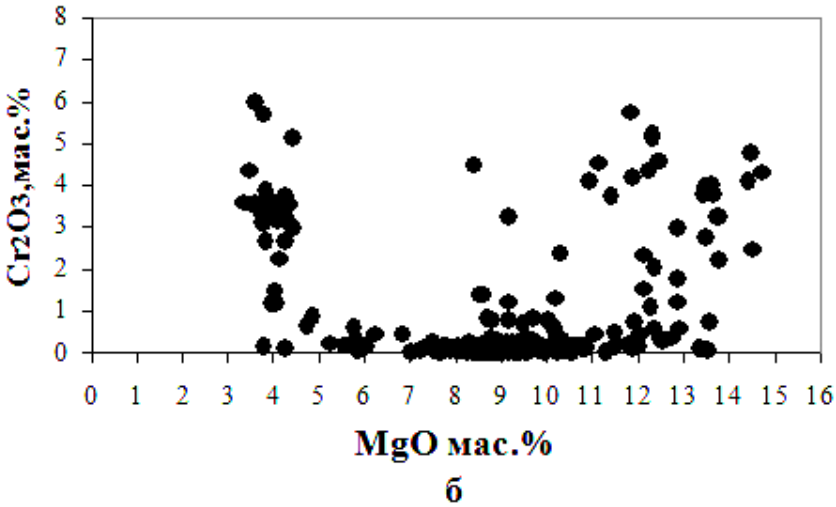
Примечание. *1 – хромпикотиты; 2 – алюмохромиты. Все значения в мас.%.

низкохромистые пикроильмениты, содержащие 9-10 мас.% MgO и менее 0,5 мас.% Cr_2O_3 (рис.9).

Для большинства исследованных зерен ильменита содержание MnO находится в пределах 0,2 мас.%, однако отмечены зерна и с более высоким содержанием марганца (до 2,2мас.%) (табл. 8).



а



б

Рис. 8. **Диаграммы химического состава ильменита из кимберлитов трубки Интернациональная.**

Хромшпинелиды широко распространены в кимберлитах трубки Интернациональная. Размеры выделений -2+0,5 мм. Преобладают зерна размером -1+0,5мм. Хромшпинелиды характеризуются высокой

целостностью. Преобладают целые зерна (38,4%), на втором месте по частоте встречаемости – обломанные зерна (27,4%), встречаются округлой формы и с элементами идиоморфных очертаний. Хромшпинелиды из кимберлитов трубки Интернациональная характеризуются разнообразной морфологией: отмечены остроребеpные октаэдры, вицинальные октаэдры, мириоэдры, двойники по шпинелевому закону, угловатые, угловато-округлые и округлые зерна. Преобладающей формой кристаллов являются вицинальные хромшпинелиды, состав которых соответствует хромпикотиту (90%). Состав 10% зерен соответствует алюмохромиту. Хромшпинелиды алмазной ассоциации составляют 3,6% от количества изученных, что достаточно хорошо просматривается на диаграмме Al_2O_3 - Cr_2O_3. октаэдры (41,1%), на втором месте по распространенности кристаллы мириоэдрического облика (26%).

Химический состав хромшпинелидов из кимберлитов трубки варьирует в широких пределах (рис.10). В изученной выборке преобладают.

Шпинелиды хромпикотитового состава отличаются от алюмохромитов существенно более высокими содержаниями Cr_2O_3, пониженными

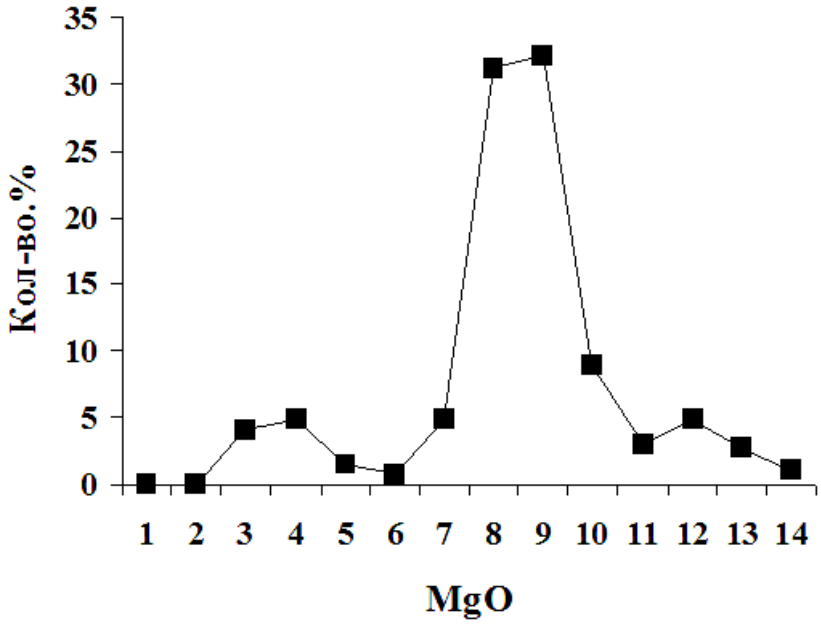


Рис. 9. **Содержание магния в ильменитах вкрапленников из кимберлитов трубки Интернациональная.**

содержаниями алюминия и магния, повышенными содержаниями железа, марганца и ванадия, более узким диапазоном и относительно повышенными содержаниями титана, при пониженных содержаниях никеля (табл. 9).

ВЫВОДЫ

Таким образом, для кимберлитов трубки Интернациональная характерны следующие характеристики их вещественного состава: относительно невысокие содержания минералов-спутников алмаза, преимущественно гранатовая ассоциация индикаторных минералов, преобладание малиновых пиропов лерцолитового парагенезиса, невысокая частота встречаемости титанистых гранатов, два типа составов ильменитов и хромшпинелидов, сопоставимое количество гранатов передотитового и эклогитового парагенезисов, в том числе алмазных ассоциаций. Можно полагать, что эти параметры характерны для ураганноалмазоносных кимберлитовых тел.

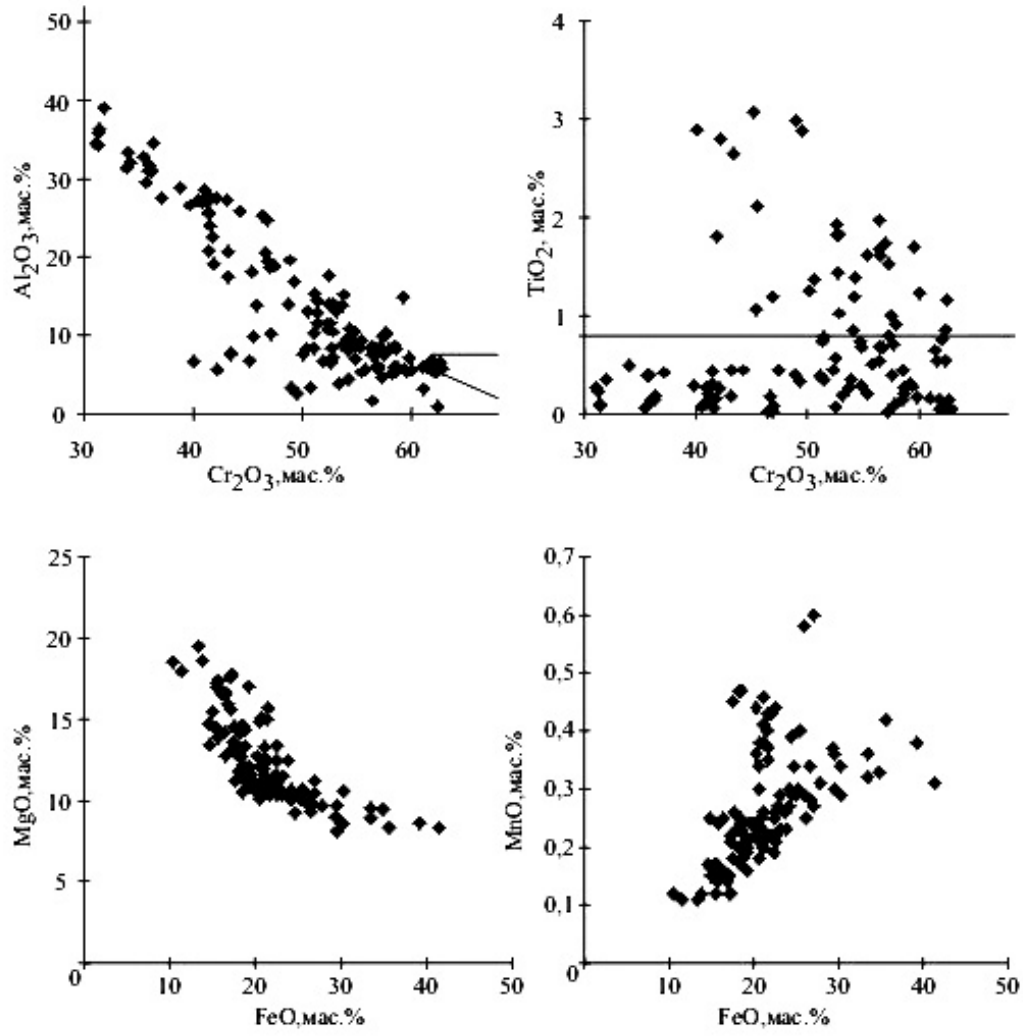


Рис. 10. **Диаграммы состава хромшпинелидов из кимберлитов трубки Интернациональная.**

Результаты исследования химизма гранатов и данные по соотношению гранатов эклогитового и ультраосновного состава в концентрате трубки Интернациональная с учетом количества соответствующих парагенетических ассоциаций алмазного парагенезиса свидетельствуют о высоком содержании гранатов эклогитового типа в составе индикаторных минералов и, соответственно, можно полагать о существенном вкладе алмазов эклогитового парагенезиса в формирование совокупности алмазов данной трубки. По нашему мнению, это объясняет высокие содержание и качество алмазов трубки Интернациональная.

В заключение, считаем своим приятным долгом поблагодарить М.В.Зезекало за выполнение макропетрографических подсчетов штуфных образцов и А.С.Иванова за помощь в выполнении зондовых анализов.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Соболев Н.В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, 1974. 264 с.
2. **Специус З.В, Корнилова В.П., Тарских О.В., Иванов А.С.** Минералого-петрографическая характеристика кимберлитов глубоких горизонтов трубки Интернациональная. Тез.Всерос.конф.:Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона. Якутск, ИБГМ СО РАН, 2011, т.1, с. 300-305
3. **Харькив А.Д.** Минералогические основы поисков алмазных месторождений. М.: «Недра», 1978.
4. **Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.** Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра,1998, 555с.
5. **Харькив А.Д., Афанасьев В.П.** Гранаты кимберлитовой трубки Мало-Ботуобинского района и их генетические особенности // Изв.АНСССР.Сер.геол, 1976, №1, с. 98-108.
6. **Харькив А.Д., Никишов К.Н., Сафронов А.Ф., Махотко В.Ф.** Минералы ксенолитов глубинных пород из кимберлитов трубки Интернациональная // Минералогич.журнал, 1987, № 4, с. 62-71.
7. **Dawson J.B. and Stephens W.E**. Statistical analysis of garnets from kimberlites and associated xenoliths // J. Geol. 1975, v. 83, p. 589 - 607.
8. **D. de Bruin.** Report on the mineral chemistry of garnet and oxide. 2004.

УДК 550.4:553.493:553.53(476)

Радиоактивные элементы (U, Tr) в девонских щелочных магматических породах Белорусии

Михайлов Н.Д., Лапцевич А.Г.

Республиканское унитарное предприятие
«Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт»,
г. Минск; e-mail: mihailov@igig.org.by; laptsevich@igig.org.by

Представлены результаты исследования естественных радиоактивных элементов (^{238}U, ^{232}Th) в щелочных магматических породах установленных районов проявления девонского магматизма на территории Беларуси. Концентрации радиоактивных элементов (РЭ) в большинстве изученных магматических породах близки между собой. Основные и средние породы отличают от ультраосновных повышенными концентрациями тория и для них также присуще увеличение содержаний Th в интрузивных породах. Установлена взаимосвязь между концентрациями исследуемых элементов и щелочностью пород, а магматический источник этих пород мог принадлежать к обогащенному (континентальному) резервуару. По содержаниям РЭ изученные магматические породы наиболее близки к палеозойским щелочным кимберлитовым породах Тимана и Архангельска.

ВВЕДЕНИЕ

Развитие девонского платформенного магматизма на территории Беларуси началось с проявлений эксплозивного (трубки взрыва) и экструзивного (эффузивные и гипабиссальные породы) вулканизма в западной и северо-западной частях Северо–Припятской области магматизма – в пределах Жлобинской седловины (Жс) и было обусловлено начальной фазой рифтогенеза. Во временном диапазоне оно соответствовало позднефранскому этапу магматической активизации, которая синхронно проявлялась и в ряде рифтовых структур Восточно–Европейской платформы [4]. По мере развития процесса рифтогенеза магматическая деятельность на территории Беларуси, принимая более интенсивный и разнообразный характер, последовательно смещалась на юго-восток к Припятскому грабену и проявилась в районе Северо–Припятского плеча (С-Пп), Гомельской структурной перемычки (Гсп), соответствуя во временном интервале поздневоронежскому и евлановско-черницкому этапам. В пределах самого Припятского грабена (Пг) магматические образования в разрезе верхнего девона сформировали две мощные вулканогенные толщи: нижнюю – позднефранскую (D_3vr–D_3ev-čh), верхнюю – раннефаменскую (D_3dm–D_3pt). Названные районы установленного распространения в составе платформенного чехла верхнедевонских магматических образований территории Беларуси обозначают область наиболее интенсивного проявления

в этом регионе позднедевонского магматизма как составной части палеозойского магматизма Восточно–Европейской платформы.

Хотя изучение геохимии щелочных магматических образований Беларуси проводится достаточно активно [11,9,13,12] информация по распределению урана и тория в породах двух областей щелочного магматизма является достаточно неполной [10,13]. Данное сообщение представляет собой результат детального изучения геохимического поведения естественных радиоактивных элементов (РЭ) – ^{238}U и ^{232}Th, в основных типах девонских щелочных магматических пород Беларуси.

Методика

Определение концентраций радиоактивных элементов проводилось гамма–спектрометрическим методом (^{40}К – по линии 1460,75 кэв; ^{238}U – по линии 609,19 кэв дочернего гамма излучающего радионуклида ^{226}Ra; ^{232}Th – по линии 583,17Кэв дочернего ^{228}Th) с последующим пересчетом полученных значений удельной активности на массовые количества. Измерения выполнены в НИИ радиологи (г. Гомель, аналитик) на комплексе Canberra-Packard, оснащенном полупроводниковым (hpGe) детектором с разрешением 1,8 кэв и калиброванным по сертифицированному эталону на основе ^{152}Eu. Для оценки достоверности полученных данных было проведено сравнение содержаний U и Th в некоторых образцах магматических пород Беларуси после определений этих элементов методом ICP-MS в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). Сравнительный анализ содержаний РЭ показал в целом достаточную сходимость результатов, исходя из учета погрешностей этих двух методов.

Результаты исследований

Концентрации ^{238}U и ^{232}Th в магматических породах определяют несколько важнейших факторов [15]. Первым является формационная принадлежность пород к тому или иному глобальному резервуару, или исходному магматическому источнику. Этот фактор определяет дальнейшее поведение элемента в процессе магматической кристаллизации, которое зависит от его концентрации в магме.

Следует отметить, что эффузивные породы по содержанию урана и тория точнее отвечают содержанию этих элементов в первичной магме, чем интрузивные, при этом первые охарактеризованы в отношении радиоактивности в меньшей степени. I. Adams, впервые установивший существенное радиологическое различие между плутонитами и вулканитами, указал, что абсолютное содержание U в эффузивах точнее отвечает содержанию этого элемента в магме, нежели количество урана, заключенное в интрузивных породах [16]. Это связывается с подвижностью урана и его предпочтительным выносом из кристаллизующихся расплавов [7]. Различия

в абсолютных концентрациях и содержании подвижного U в эффузивных и интрузивных породах, различия в количествах общего и выщелачиваемого урана в кислых и основных разностях являются свидетельством того, что они определяются составом и условием формирования изверженных пород. Автометаморфизм, диагенез и метаморфизм нагрузки не влекут за собой существенных изменений исходных содержаний урана и появления его легкоподвижных форм. Отмечается явление плохой выщелачиваемости U, Th из эффузивов и их туфов, что обусловлено метастабильным состоянием вещества основной массы [6].

При всей открытости вопроса о магматической дифференциации (кристаллизации, ликвации и др.), приведшей к разнообразию щелочных магматических пород девона Беларуси, следует, видимо, учитывать, что ультраосновные породы являются ее первым этапом. Из наименее измененных щелочных ультраосновных пород двух установленных областей магматизма исследованию были подвергнуты щелочные пикриты, нефелиниты и их интрузивные и гипабиссальные аналоги – лампрофиры, мончикиты Припятского грабена; лейцитовые, лейцит–содалитовые нефелиниты Гомельской структурной перемычки; щелочные пикриты, пикробазальты, мелилититы, меланефелениты, мелаанальцимиты Северо-Припятского плеча; щелочные пикриты, мелилититы, меланефелениты и их субвулканические аналоги – мельтейгиты и лампрофиры Жлобинской седловины. Среди щелочных пикритов повышенные концентрации РЭ отмечаются в породах Пг, средние содержания урана в них составляет 1,0 ppm, тория – 10,8 ppm (таблица 1.). Щелочные пикриты Жлобинской седловины и Северо–Припятского плеча отличаются от пикритов грабена (при сходном среднем содержании урана – 0,8-1,5 ppm) заметно пониженным содержанием тория (2,1-2,9 ppm). Распределение изученных радиоактивных элементов в нефелиновых породах показывает сходство пород Пг и СПп по содержанию этих элементов (около 2,1 U и более 10 ppm Th). В нефелинитах Жс и Гсп отмечаются близкие концентрации тория, в то время как содержание урана в нефелиновых породах Гомельской структурной перемычки близко к породам Припятского грабена. Анализируемые мелилититы Жлобинской седловины и Северо–Припятского плеча различаются между собой по содержаниям РЭ, в сторону повышения содержаний этих элементов в мелилититах Жс (Лучинский куст диатрем) – ^{232}Th 10,5, ^{238}U 2,8 ppm. Лампрофиры Пг и Жс (Лучинский куст) также характеризуются сходной тенденцией содержаний этих элементов (^{232}Th 4,2, ^{238}U 0,7 ppm – Припятский грабен и ^{232}Th 7,8, ^{238}U 1,5 ppm – Жлобинская седловина). Характер соотношения ^{232}Th, ^{238}U в ультраосновных породах иллюстрирует рисунок 1а, на котором обращает на себя внимание довольно компактное расположение в его нижней части большинства точек состава

Таблица 1.

Среднее содержание урана и тория в щелочных магматических породах девона Беларуси

Наименование пород	^{232}Th г/т	^{238}U г/т	Th/U
Ультраосновные породы Припятского грабена			
Щелочной пикрит *(5)*	5,7	1,0	5,8
Нефелинит (13)	10,8	2,02	9,2
Якупирангит (2)	11,1	4,0	3,0
Лампрофир, мончикит (3)	4,2	0,7	5,7
Ультраосновные породы Гомельской структурной перемычки			
Нефелинит (6)	3,5	1,9	2,6
Ультраосновные породы Северо-Припятской зоны ступеней			
Мелаанальцимит (2)	27,3	3,4	9,6
Меланефелинит	10,27	2	5,1
Мелилитит	3,29	0,2	16,5
Щелочной пикрит, пикробазальт (5)	2,9	0,8	4,0
Якупирангит (2)	10,6	1,7	6,5
Ультраосновные породы Жлобинской седловины			
Меланефелинит (16)	3,8	0,7	5,5
Мелилитит (5)	10,5	2,8	4,8
Щелочной пикрит	2,03	1,55	2,03
Лампрофир (8)	7,8	1,5	5,9
Мельтейгит (16)	4,1	0,7	6,1
Основные породы Припятского грабена			
Щелочной базальт (12)	11,4	2,1	6,3
Шонкинит (3)	9,2	2,8	3,8
Основные породы Гомельской структурной перемычки			
Щелочной базальт (3)	8,9	2,8	5,3
Шонкинит (2)	16,3	1,6	9,0
Основные породы Северо- Припятской зоны ступеней			
Базальт (4)	6,0	0,6	10,3
Трахибазальт (11)	7,3	1,3	6,2
Шонкинит	21,03	1,98	10,6
Средние породы Припятского грабена			
Сиенит-порфир (16)	8,2	2,6	5,3
Трахит (14)	9,3	2,0	6,1
Средние породы Гомельской структурной перемычки			
Сиенит-порфир (13)	7,1	1,7	4,8
Трахит, трахиандезит, трахибазальт (5)	6,1	1,8	5,0
Средние породы Северо-Припятской зоны ступеней			
Трахит	7,42	1,14	6,5
Сиенит-порфир (2)	5,8	1,1	5,3
Пирокластические породы- туфы, туфобрекчии			
Гомельская структурная перемычка			
Туфы, туфобрекчии (5)	3,4	2,0	3,3
Северо-Припятская зона ступеней			
Туфы, туфобрекчии базальтов (2)	9,37	2,08	3,7
Жлобинская седловина			
Туф мелилититовый (4)	6,2	1,3	5,3
Туфобрекчия лейцитовых меланефелинитов (3)	2,2	0,5	4,5
Туфобрекчия лейцит - мелилититовых пикритов (5)	4,4	0,8	5,6
Туфобрекчия нефелинитов (лейцитовых, оливиновых)	2,9	0,6	5,3

Примечание: в скобках указано количество анализов

пород Жлобинской седловины, образующих тренд от щелочных пикритов к лампрофирам и мелилититам. Из таблицы видно, что содержания тория и урана к концу формирования пород щелочного ультраосновного комплекса увеличивается и сглаживается преобладание содержаний тория над ураном за счет увеличения последнего. Из всех проанализированных ультраосновных пород наиболее высокими содержаниями РЭ характеризуются мелаанальцимиты скв. 149 СПп. Не установлено заметных различий по

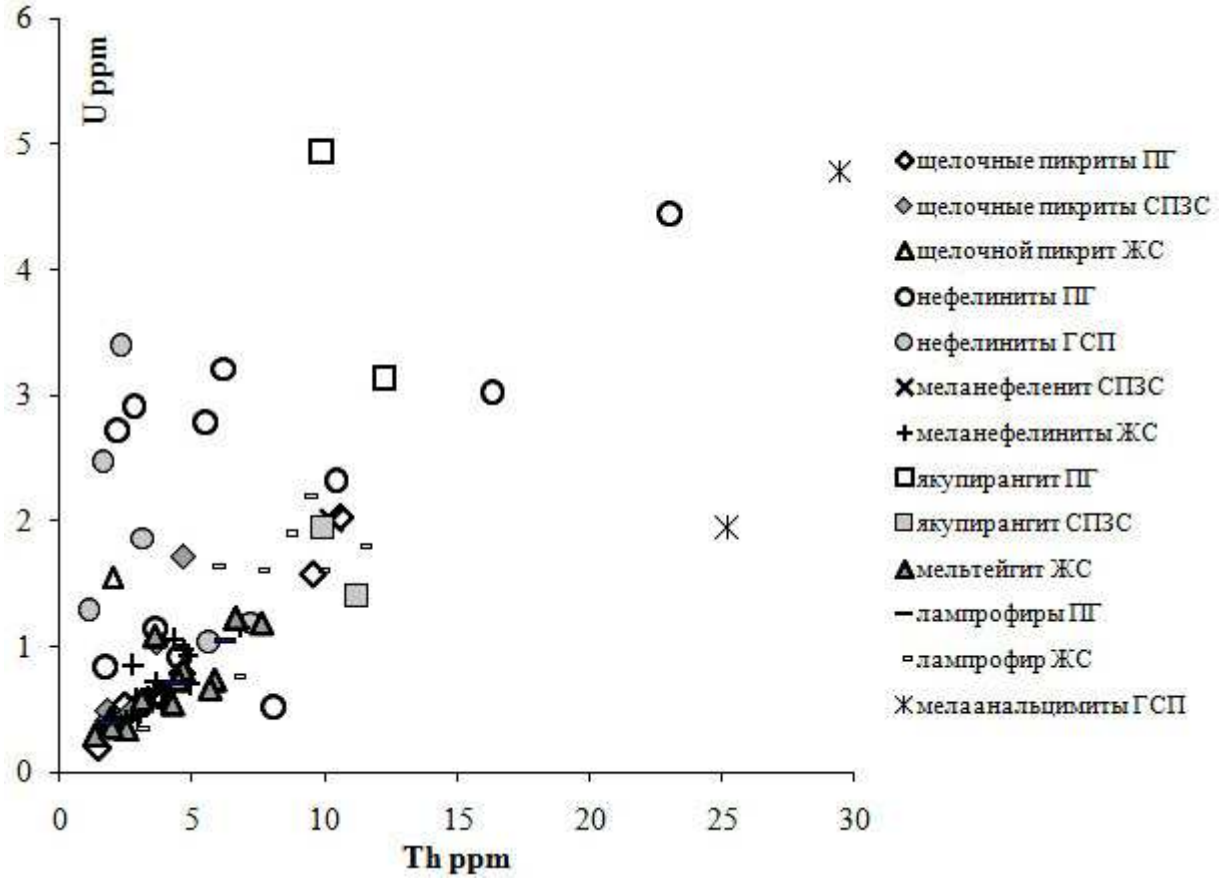


Рис.1а **Распределение урана и тория в девонских щелочных магматических породах Беларуси:**

Примечание: ультраосновных;

концентрациям РЭ в эффузивном и гипабиссальном (дайковом) комплексах. Это, по всей видимости, обусловлено тем, что в магматическом комплексе практически не наблюдается достаточно глубинных интрузивных ультраосновных пород, они имеют, как правило, субвулканическую гипабиссальную природу, близкую по условиям кристаллизации к приповерхностным породам.

Щелочные базальты и шонкиниты установлены в Пг и примыкающим к нему районах Гсп и СПп. Для щелочных базальтов грабена и перемычки характерны близкие содержания тория и урана (2,1—2,8 ppm U ,и 8,9-11,4 ppm Th), а породы зоны ступеней отличаются заметным уменьшением как концентрацией U, так и Th (0,6—1,3 ppm U и 6,0—7,3 ppm Th) (см. таблицу 1.). По сравнению с эффузивными породами Северо – Припятской области

магматизма для интрузивных пород этой области характерны повышенные концентраций тория. В ряду эффузив – интрузив (щелочной базальт – шонкинит) Гомельской структурной перемычки и Северо – Припятской зоны ступеней концентрации этого элемента увеличиваются почти в 2 раза (см. таблицу 1.). Вариации содержаний U и Th в основных щелочных породах отражены на рисунке 1б. В целом основные щелочные породы отличают от ультраосновных пород более высокие концентрации тория, при сходных содержаниях урана.

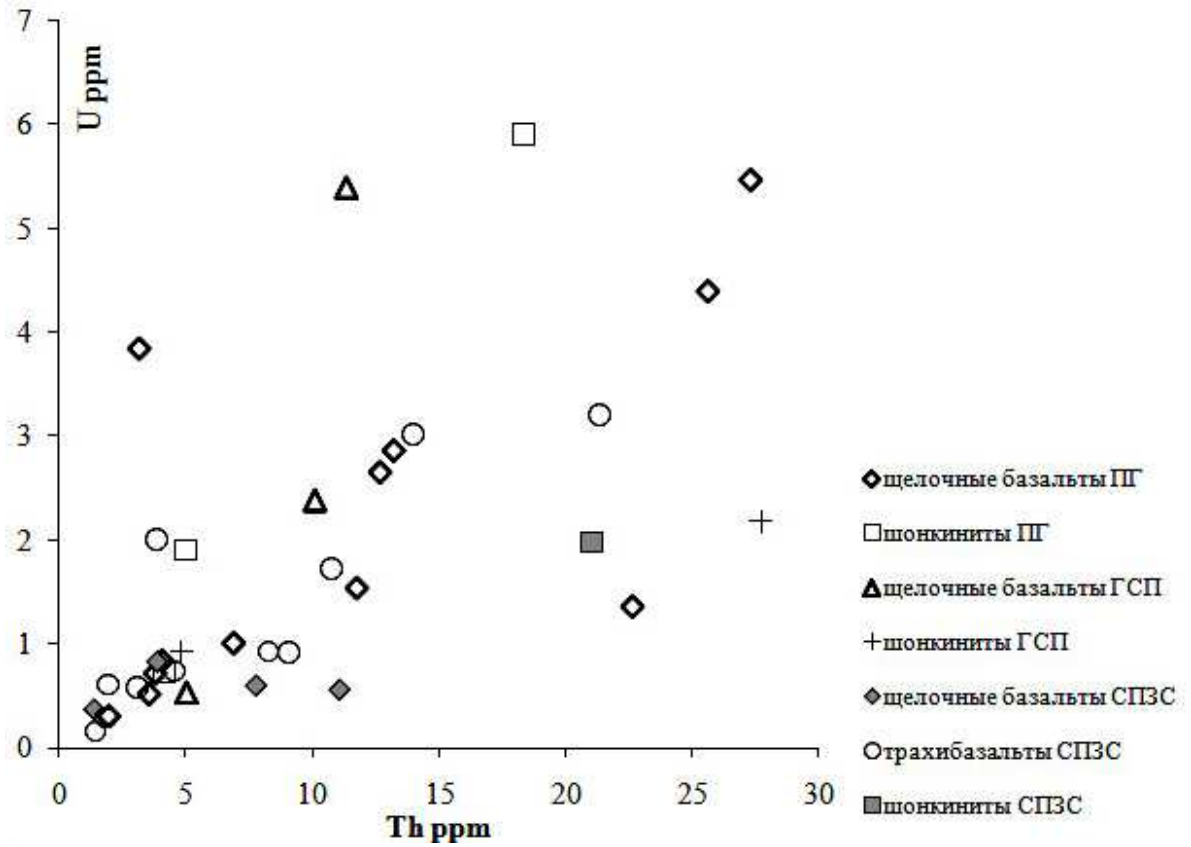


Рис.1б **Распределение урана и тория в девонских щелочных магматических породах Беларуси:**

Примечание: основных

Для средних щелочных пород (трахитов и сиенит–порфиров) характерно довольно однородное, за исключением отдельных повышенных содержаний урана и тория в сиенит- порфирах Пг, и сходное соотношение концентраций РЭ Припятского грабена и прилегающих к нему районов. Как и для основных пород отмечается тенденция повышения концентраций тория в интрузивных породах рис 1в.

В процессе определений содержаний родоначальных рядов – ^{232}Th и ^{238}U в вулканических породах были отмечены следующие закономерности: 1) зависимость концентраций исследуемых элементов от содержаний в них SiO_2; 2) от щелочности – К; 3) от принадлежности магматического источника вулканитов к определенному резервуару [15].

Мы проследили наличие вышеназванных закономерностей для исследуемых пород. Рассматривая характер распределения изучаемых РЭ в щелочных магматических породах от ультраосновных к средним не выявляется заметного увеличения концентраций радиоактивных элементов с увеличением кремнекислотности пород. Отсутствие такой закономерности в породах девонского магматического комплекса Беларуси свидетельствует о преобладании эффузивных и гипабиссальных этапов магматизма при «угнетении» процессов миграции урана и тория при образовании разнообразных типов пород.

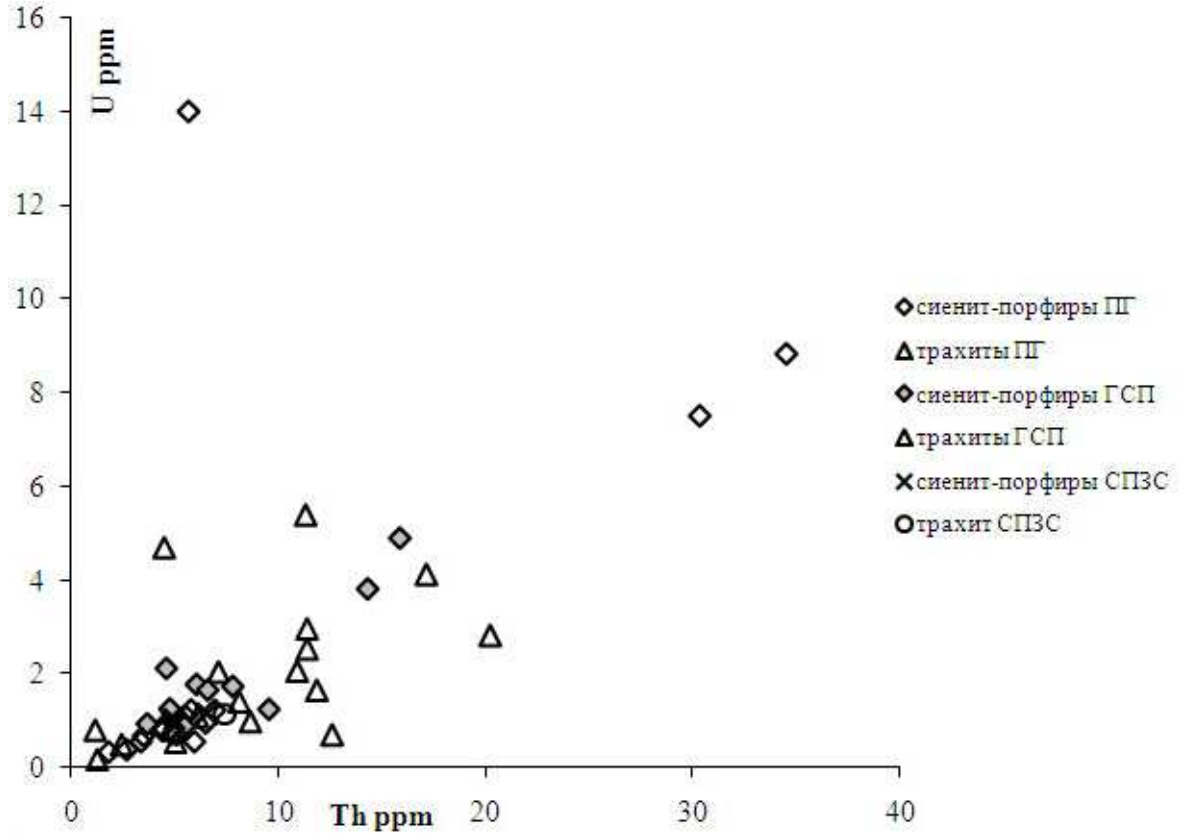


Рис.1в **Распределение урана и тория в девонских щелочных магматических породах Беларуси:**

Примечание: средних

Порядок содержаний радиоактивных элементов в породах девонской щелочной формации Беларуси свидетельствует о том, что породы сформировались из источника, который принадлежит к обогащенному (континентальному) резервуару и содержит относительно более высокие концентрации литофильных элементов, в том числе U, Th и редкоземельных элементов, по сравнению с породами, образовавшимися за счет частичного плавления обедненного (океанического) резервуара. Данное обстоятельство не противоречит исследованиям урана и тория в щелочных магматических породах. Изучением распределений тория и урана в эффузивных породах щелочно-оливин-базальтовых серий на примере Маймеча-Котуйской,

Кузнецко-Алатауской провинций и зоны грабенов юга Восточно-Европейской платформы установлено, что петрохимически однотипные лавы различных провинций характеризуются близким содержанием Th и U [3]. При этом содержание радиоактивных элементов в щелочных породах различных формационных типов следующее: в породах щелочно-ультраосновной формации – 11г/т Th и 3,4 г/т U; щелочно-габброидной – 12г/т и 7 г/т соответственно; калиево-щелочно-базальтоидной 26 г/т и 6 г/т.

Не менее важен и второй фактор, характеризующий распределения РЭ в зависимости от принадлежности пород к той или иной серии, последовательно возрастая от толеитовой через известково-щелочную к щелочной серии. Это связано с наличием положительной корреляции между

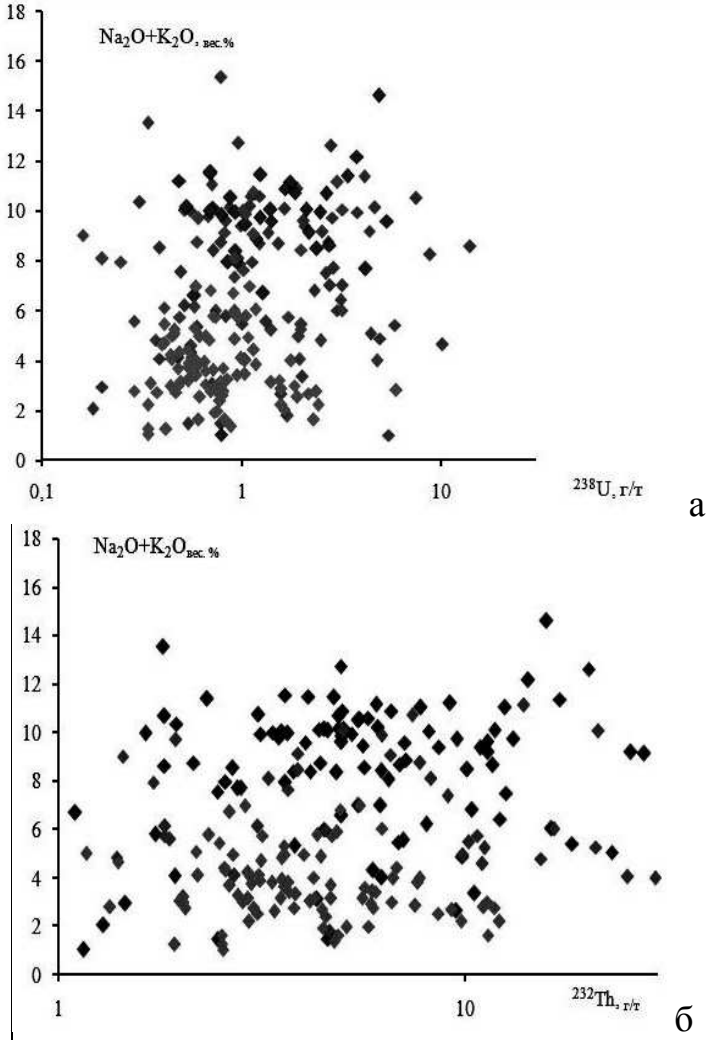


Рис. 2 **Соотношение концентраций урана (а) и тория (б) относительно суммы щелочей в девонских магматических породах Беларуси.**

U, Th и K во многих эндогенных процессах. Возрастание щелочности, возможно, обусловленное влиянием щелочных флюидов, ведет и к увеличению концентраций радиоактивных элементов. При этом связь между Th и K более значимая, чем между U и K, поэтому возрастание концентраций сопровождается и возрастанием отношения Th/U.

В породах девонского щелочного магматического комплекса Беларуси отмечается увеличение концентрации радиоактивных элементов по мере увеличения щелочности пород, хотя эта тенденция не достаточно четко выражена (рис.2а, б). Это связано, по-видимому, с тем, что для всей формации Беларуси характерна повышенная щелочность, а также влияние на распределение радиоактивных элементов постмагматических процессов, затронувших в разной степени почти все магматические породы. Отмечаются и отклонения от общей тенденции увеличения концентраций РЭ с увеличением щелочности, которые связаны с принадлежностью пород к определенным районам магматизма. Для ультраосновных пород (щелочных пикритов и лампрофиров) Жс характерны достаточно низкие содержания исследуемых радиоактивных элементов (0,2-0,7 г/т U и 2-4 г/т Th), а в щелочных пикритах и пикробазальтах Васильевского и Борщевского палеовулканов Пг отмечены значения до 2 г/т U и 10 г/т Th. Такая же флуктуация отмечается и для щелочных базальтов, щелочных трахитов и других пород.

Развитие и достаточно широкое отражение во временном и латеральном плане щелочной магматической формации в регионе и связанных с ней трубок взрыва (Северо–Припятская область магматизма) позволяет говорить о возможном проявлении здесь кимберлитового либо лампроитового магматизма. Одним из методов для решения данного вопроса может являться сравнительный геохимический анализ исследуемого объекта с кимберлитами и лампроитами. Геохимические исследования кимберлитов показали, что содержание тория и урана в них является повышенным и сопоставимо с содержанием в кислых породах.

На логарифмическом графике (рис.3) представлены данные по распределению урана и тория в основных типах щелочных магматических пород Беларуси и здесь же приведены сведения по распределению этих элементов в кимберлитах и лампроитах ряда районов проявлений щелочного магматизма в пределах Восточно-Европейской платформы и Австралии [2,5,8,1,14]. Фигуративные точки содержаний радиоактивных элементов образуют на графике линейное поле, в котором намечаются два тренда. Первый тренд образуют породы Припятского грабена, часть пород Северо – Припятского плеча и породы Жлобинской седловины. В нижней части поля располагаются щелочные пикриты, часть щелочных базальтоидов Пг, к ним примыкает большая часть щелочных ультраосновных пород Жс. Следует отметить, что исключением из щелочных пород Жлобинской седловины являются мелилититы и лампрофиры Лучинского куста, характеризующиеся повышенными концентрациями РЭ и локализованные на графике в средней части первого тренда. Этот тренд замыкают нефелиниты и группа щелочных базальтоидов грабена. По своему линейному положению охарактеризованная группа пород первого тренда близка к тренду распределения урана и тория в

палеозойских щелочных кимберлитовых породах Тимана и Архангельска, приближаясь к области содержаний радиоактивных элементов в лампроитах Австралии. Второй тренд формируют большая часть пород Гсп, ряд пород СПзс и ультраосновные фоидиты Пг, характеризующийся повышенными концентрациями урана, что локализовало фигуративные точки этих пород в направлении поля кимберлитов Восточного Приазовья. Сравнительный

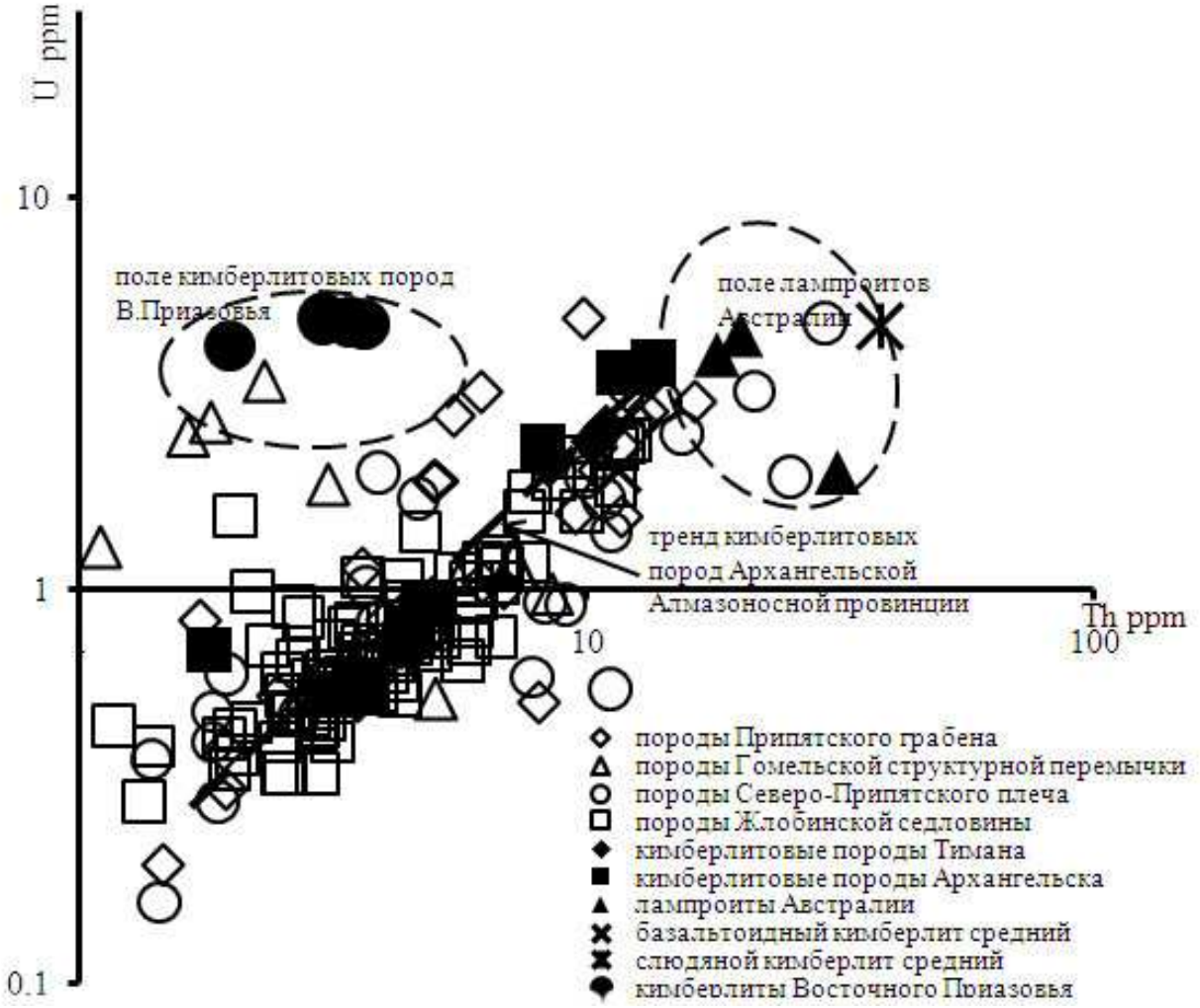


Рис. 3 **График соотношения урана и тория в щелочных магматических породах Беларуси и породах других районов проявлений магматизма в пределах Восточно-Европейской платформы и Австралии [2,8,1,14,5].**

анализ распределения урана и тория в девонских магматических щелочных породах Беларуси и алмазоносных породах как Восточно-Европейской платформы (Тиман, Архангельска, Восточное Приазовье), так и других регионов показывает достаточное их сходство по соотношениям РЭ и по абсолютным концентрациям, что свидетельствует о возможном обнаружении среди пород девонского щелочного магматического комплекса Беларуси потенциально алмазоносных пород.

Выводы

Таким образом, проведенные геохимические исследования естественных радиоактивных элементов (^{238}U, ^{232}Th) в щелочных магматических породах всех районов проявления девонского магматизма на территории Беларуси позволили охарактеризовать распределение этих элементов в магматических породах двух областей, установленных в пределах Беларуси. В основном породы магматического комплекса в ряду ультраосновные – средние по концентрациям РЭ близки между собой. При этом внутри каждой из групп пород отмечаются некоторые геохимические особенности, связанные с районом проявления магматизма. Так среди ультраосновных пород повышенными содержаниями этих элементов выделяются мелилититы и лампрофиры Жлобинской седловины (Лучинский куст диатрем). В группе основных пород наименьшими значениями РЭ характеризуются породы Северо–Припятской зоны ступеней (базальты, трахибазальты). Породы средней группы имеют довольно близкие по своим значениям концентрации РЭ. Основные и средние породы отличают от ультраосновных более высокие концентрации тория и для них характерна тенденция повышения концентраций тория в интрузивных породах. Не установлена зависимость между концентрацией РЭ и содержанием SiO_2 в породе, но отмечается увеличение содержаний радиоактивных элементов по мере увеличения щелочности пород (связь между Th и K более значимая, чем между U и K). Содержания радиоактивных элементов в породах свидетельствует о том, что породы могли формироваться из источника, который принадлежит к обогащенному (континентальному) резервуару.

Работа выполнена при поддержке гранта БРФФИ–РФФИ Х12Р – 058

ЛИТЕРАТУРА

1. **Богатиков О.А., Кононова В.А., Первое В.А., Журавлев Д.З.** Источники, геодинамическая обстановка образования и перспективы алмазоносности кимберлитов северной окраины Русской плиты (Sr-Nd изотопия и ICP-MS геохимия) // Петрология. 2001. № 3. – С. 227-241.

2. **Владимиров В.М., Соловьева А.В., Киселев А.И.** Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: кимберлиты – ультраосновная формация древних платформ. Новосибирск, 1990. – 264 с.

3. **Герасимовский В.Н.** Геохимия тория и урана в щелочных породах// Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, 1975. – С. 90–94.

4. **Грачев А.Ф., Николаев В.Г, Сеславинский К.Б.** Эволюция структуры, осадконакопления и магматизма Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии и палеозое // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы (Опалиха, 12-15 мая 1993 г.) М. 1994. С. 5-36.

5. Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Австралии. М., 1989. – 430с.

6. Ковалев В.П., Малясова З.В. К вопросу о количестве подвижного урана в эффузивных и интрузивных породах восточной окраины Южно-Минусинской впадины // Геохимия. 1971. №7. – С. 855–865.

7. Ковалев В.П., Ножкин А.Д. и др. Перераспределения и подвижность урана при метаморфизме вулканогенных образований // Распределение радиоактивных элементов и их изотопов в земной коре. М, 1978. – С. 45–58.

8. **Кононова В.А., Первое В.А.. Илупин И.П.** Геохимико-минералогическая корреляция кимберлитов Тимана и Зимнего Берега // Докл. АН. 2000. Т. 372.№ 3. – С. 364–368.

9. **Лапцевич А.Г.** Редкие элементы в щелочно-ультраосновных породах трубок взрыва Жлобинского поля (Беларусь) // Літасфера. 2004. № 2(21). – С. 126–133.

10. **Михайлов Н.Д., Автушко М.И., Веретенников Н.В., Лапцевич А.Г.** Радиоактивные элементы в вулканогенных образованиях диатрем Жлобинского поля //Докл. НАН Беларуси. 1998. Т.42. №2. – С.111–115.

11. **Михайлов Н.Д., Корзун В.П.** Редкие земли в породах девонской вулканогенной формации Беларуси // Докл. АН Беларуси.1995. Т. 39. № 4. – С. 103–108

12. **Михайлов Н.Д., Владыкин Н.В., Лапцевич А.Г.** Геохимические и изотопные вариации состава щелочных пород двух областей развития палеозойского магматизма Беларуси // Літасфера. 2008. №1(28). – С.147–157.

13. **Михайлов Н.Д., Лапцевич А.Г.** К вопросу о генезисе девонского щелочного магматизма Беларуси (геохимический аспект) //Геохимия магматических пород: Труды научной школы “Щелочной магматизм Земли”. М., 2005. – С. 105–108.

14. **Юткина Е.В., Кононова В.А., Богатиков О.А.** и др. Кимберлитьг Восточного Приазовья (Украина) и геохимические характеристики их источников // Петрология. 2004. Т. 12. №2. – С. 159-175.

15. **Ядерная геохимия.** М: Изд-во МГУ, 2000. – 336 с.

16. **Adams I. A.** Uranium and thorium contents of volcanic rocks. // Nuclear geology. 1954. – P. 89-98.

УДК 551.22-552.11

Особенности мантийной литосферы Харамайского поля в сравнении с другими районами Прианабарья.

[1]Ащепков И.В., Кулигин С.С., Вавилов М.И., [2]Владыкин Н.В.
[3]Нигматулина Е.Н., Хмельникова О.М., Ротман А.Я.

[1]ИГМ СО РАН, Новосибирск, [2]Институт геохимии СО РАН, Иркутск;
[3]ЯНИГП ЦНИГРИ, АЛРОСА, Мирный,

Микрозондовые определения состава минералов и редких компонентов методом ICP MS с лазерной абляцией из концентрата Харамайского поля и некоторых кимберлитовых полей Анабарского щита позволили провести сравнения для определения Реконструкция строения литосферы с помощью системы [3-5] в усовершенствованном варианте позволила реконструировать структуру мантийной литосферы. Деление разреза мантии под раннетриасовыми трубками [10, 41] Эвенкийская, Малыш и Тузик на 4 больших единицы не характерно в целом для Маганского террейна [43, 44] , к которому относится данный район. В пределах Анабарского щита разрезы под кимберлитовыми трубками в основном делятся на большие единицы: в верхней встречаются в основном неистощенные перидотиты , пироксениты и эклогиты, в средней характерны в основном пирокениты и эклогиты довольно высокотемпературные и в нижней – дуниты, которые содержат гнезда пироповых гранатов иногда с пироксенами.

ВВЕДЕНИЕ.

Структура мантии Сибирского кратона была сформирована в Архее в отдельных микроконтинентах, которые затем были сочленинены вместе в виде отдельных террейнов. Позднейшие этапы этой аккреции относятся к рубежу 1.8 млрд. лет [12, 30,43]. Модели образования литосферного киля разнообразны [20]. Одной из основных считается пологая субдукция [6,30]

Харамайское кимберлитовое поле в основном относится к раннетриасовому этапу кимберлитового магматизма Сибирской платформы [41], однако отдельные трубки были сформированы в более позднее этапы [10]. Многие кимберлиты северных полей [7], включая территорию Анабарского щита и Прианабарья, за исключением некоторых девонских кимберлитов Старореченского поля и более поздних юрских кимберлитов, были также сформированы в раннетриассовове время [11, 15, 41]. Сведения о строении верхней мантии этого района приведены в основном в статье У. Гриффина с соавторами [10]. В настоящей работе предполагается, что в северной части Сибирского кратона нижняя часть литосферной мантии была деламинирована и вследствие этого нет предпосылок для поисков алмазоносных кимберлитов [11]. Однако довольно широкое распространение высокохромистых пиропов в кимберлитах в различных частях северной

части платформы наряду с обилием россыпей с алмазами [5, 36, 40] и геофизические свидетельства [17, 19] говорят о том, что данное предположение неточно. В данной работе проанализирован концентрат из трех кимберлитовых трубок Харамайского поля, для того, бы определить строение литосферной мантии особенности минерального состава и сравнить эти данные со сведениями, полученными по другим районам северной части Сибирской платформы. Основные характеристики самих кимберлитов Харамайского поля не слишком отличаются от девонских кимберлитов Сибирской платформы [17].

МИНЕРАЛОГИЯ

Гранаты

Пиропы Харамайского поля, проанализированные в данной работе лежат в пределах лерцолитового поля [35], достигая 11,5% Cr_2O_3, реже в пироксенитовом (Рис.1), что согласуется с ранее опубликованными данными [10], однако в последней работе приводятся также данные и о субкальциевых гранатах, количество которых невелико. Гранаты не обнаруживают существенного обогащения TiO_2 (0.4 %) и Na_2O (0.1 %). Гранаты из тр. Хардах в отличие от Харамайских очень редко содержат значительные количества Cr_2O_3. Пиропы кимберлитов Куранахского поля содержат до 11% Cr_2O_3 [4; 6] и часто значительно обогащены TiO_2 (1.2 %), тогда как пиропы тр. Хардах сравнительно малохромисты (до 8 %).

Клинопироксены

Клинопироксены из данных трубок в целом близки по составу, хотя и отличаются по преобладающим разновидностям (Рис.2). Они образуют два облака различающихся по железистости. Преобладающий тип содержит 1 - 2,5 % FeO и отличается более высокой хромистостью, обычно до 2,5% отдельные разности до 4%. Группа клинопироксенов повышенной железистости 3-5 % отличается сравнительно низкой хромистостью и более высокими содержаниями Na_2O и TiO_2 отдельных зерен. Такие значения обычны для пироксенов из железистых метасоматитов основания литосферы [14]. В целом пироксены из трубки Малыш более магнезиальны, в концентрате тр. Тузик много омфацитов из эклогитов, а пироксены тр. Эвенкийская наиболее разнообразны по составу.

Ортопироксены

Ортопироксены Харамайского поля также делятся на две группы: магнезиальную 4.5 -6-2% FeO и железистую порядка 7.3%. Первые обнаруживают вариации Al_2O_3 от 1 до 3,5 % и Cr_2O_3 0,20 - 0,8 при

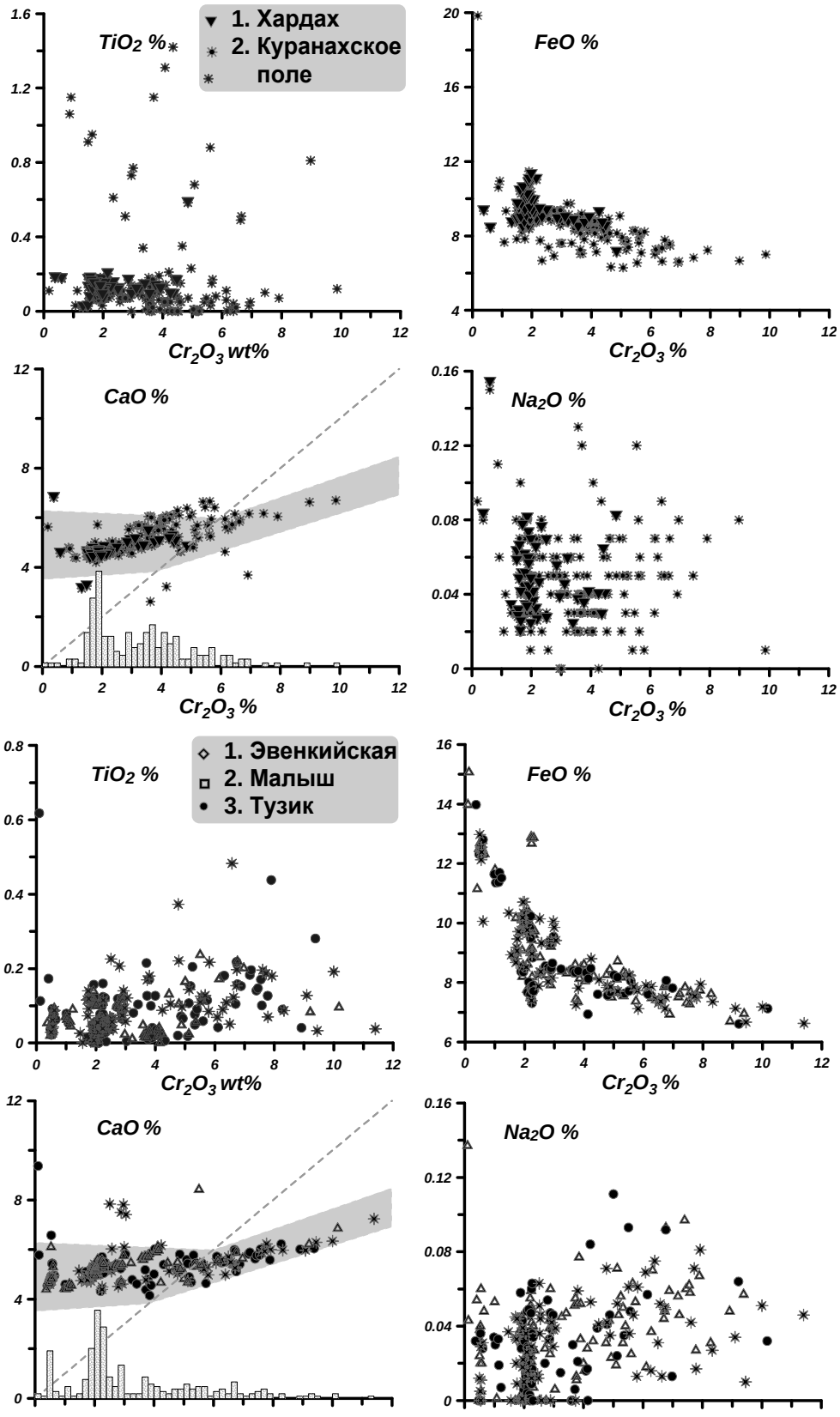


Рис.1. **Вариации состава гранатов из концентрата кимберлитовых трубок Харамайского поля (А) 1. Эвенкийская, 2. Малыш, 3. Тузик. Тоже (Б) для : 1 тр. Хардах Ары – Мастахского поля и 2. трубок Куранахского поля**

незначительном изменении TiO_2 (Рис.3). Ортопиросены Анабарских полей, включая наиболее изученную трубку Хардах, при близких интервалах железистости обладают более высокими вариациями CaO, Al_2O_3 и Cr_2O_3.

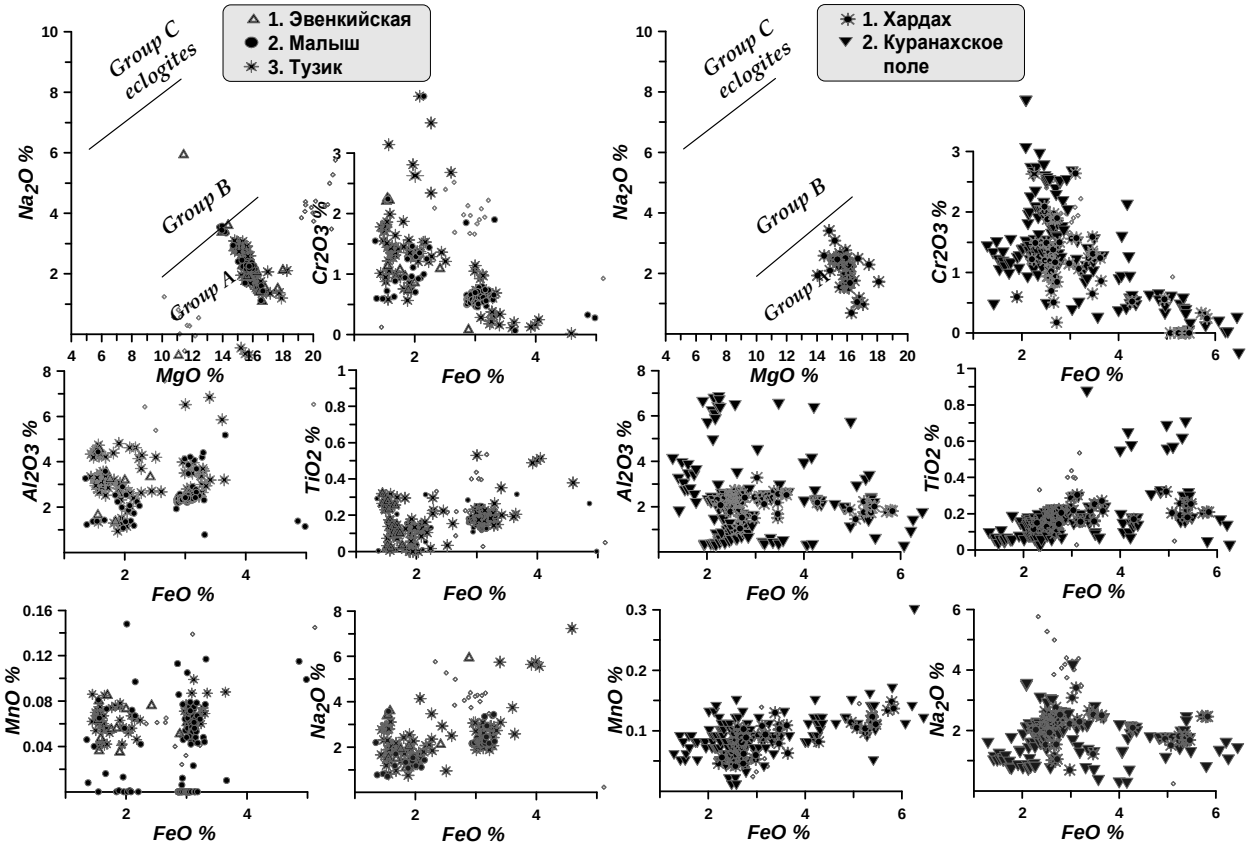


Рис.2. **Вариации состава клинопироксенов из концентрата кимберлитовых трубок Харамайского поля (А) 1. Эвенкийская, 2. Малыш, 3. Тузик. Тоже (Б) для : 1 тр. Хардах Ары – Мастахского поля и 2. трубок Куранахского поля.**

Амфиболы.

Амфиболы Харамайского поля относятся в основном к Cr- роговым обманкам. Рост железистости 2 до 4 % сопровождаются снижением Cr, ростом щелочей, TiO_2, MnO и снижением Cr_2O_3. K_2O и Na_2O замещают друг друга среди магнезиальных разновидностей (Рис.4). Для более высокожелезистых разновидностей наблюдается совместный рост Na , K , Ti и Al_2O_3. Амфиболы Анабарских полей обладают менее выраженной дисперсией составов при тех закономерностях.

Хромшпинелиды

Хромшпинелиды делятся на две большие группы (Рис.5). Наиболее хромистые разности в различной степени обогащены ульвошпинелевым миналом (до 6% TiO_2 и 40-60% FeO). Наблюдается обогащение V_2O_5 и

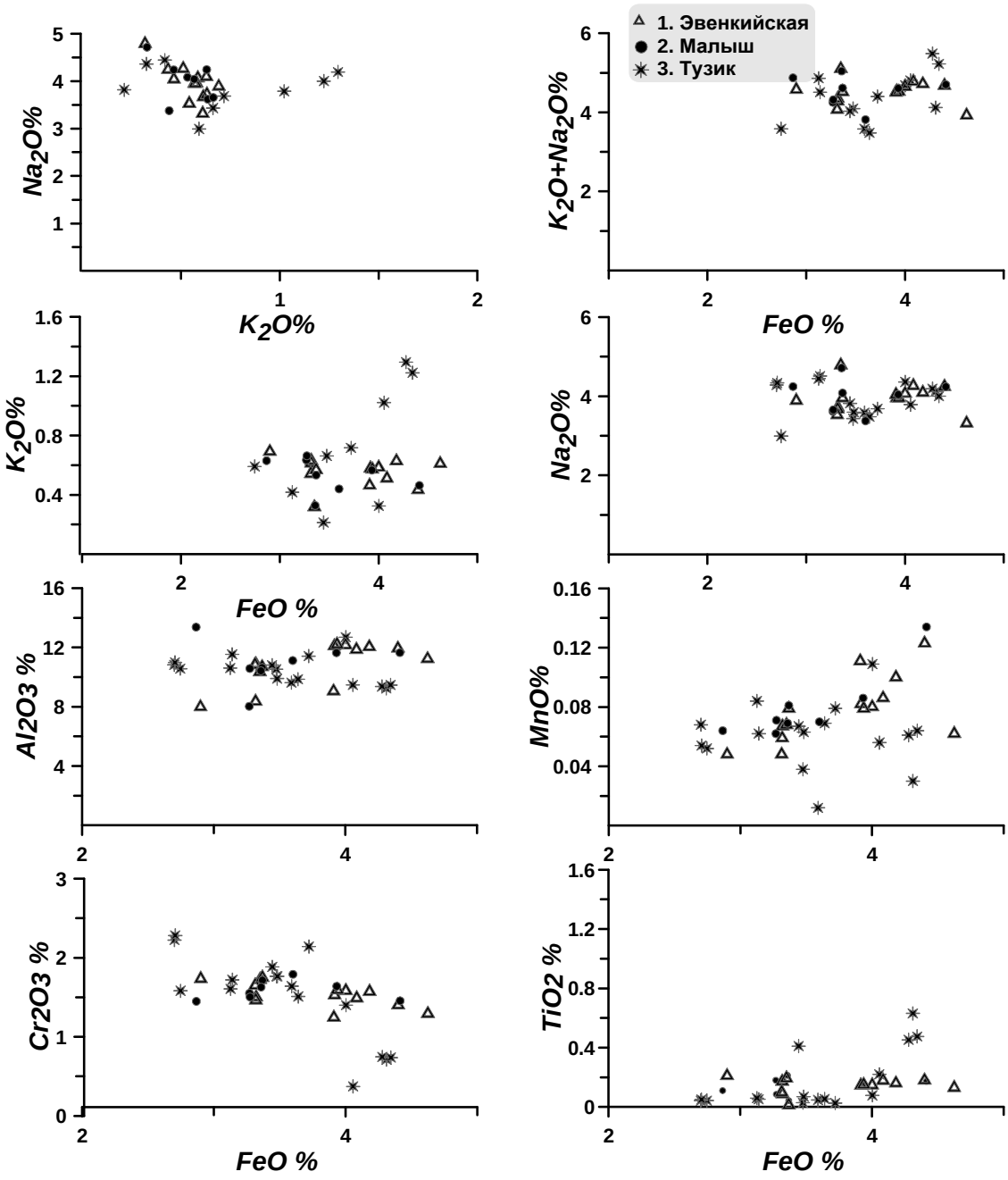


Рис.3. **Вариации состава амфиболов из концентрата кимберлитовых трубок Харамайского поля (А) 1. Эвенкийская, 2. Малыш, 3. Тузик. Тоже (Б) для : 1 тр. Хардах Ары – Мастахского поля и 2. трубок Куранахского поля**

снижение Nb_2O_3 с ростом хромистости. Для NiO характерно в незначительное снижение в средней части. У схожих хромитов из Стародеченского и Куранахского полей отмечается также обогащение TiO_2 в

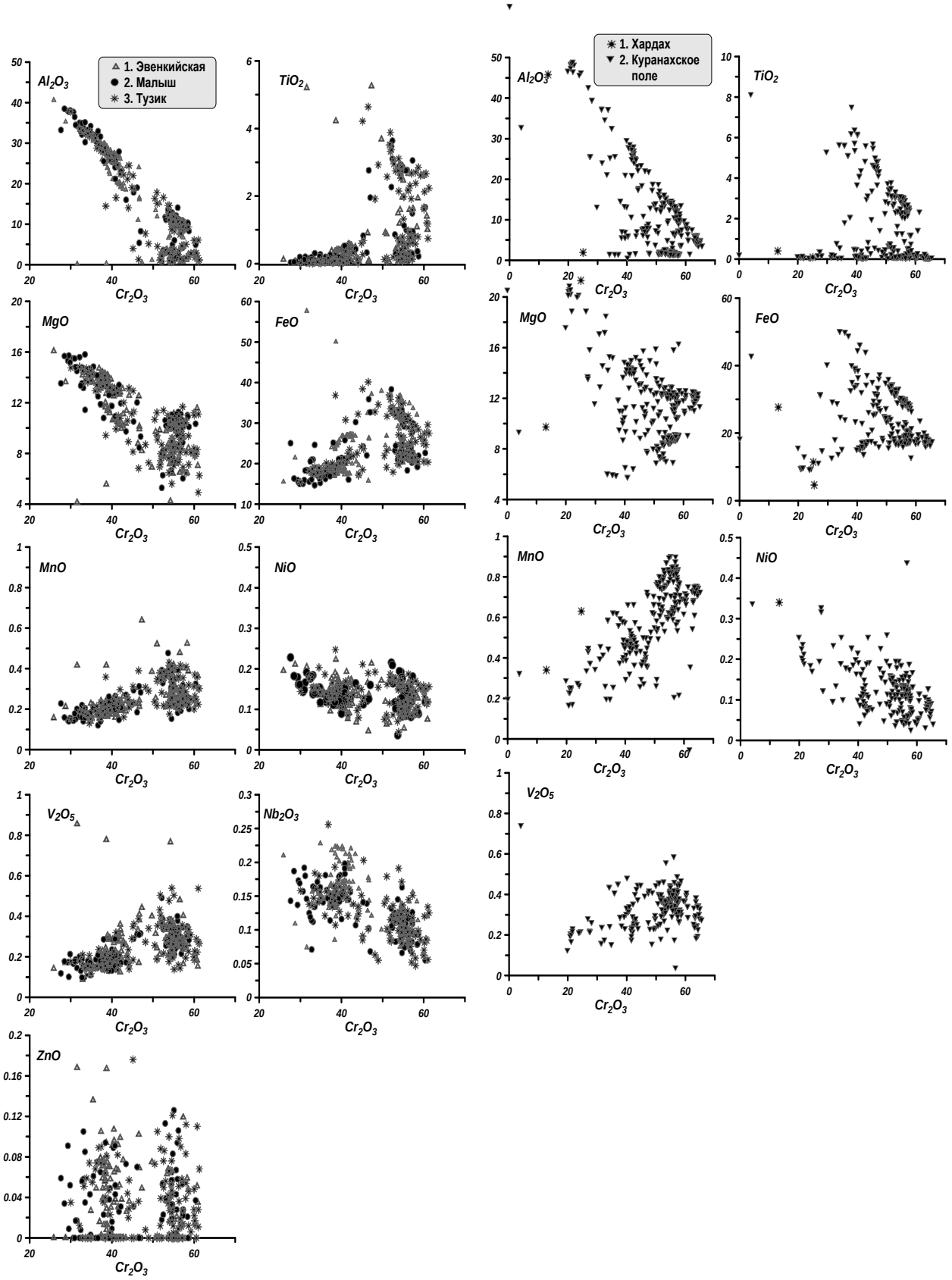


Рис.4. **Вариации состава хромитов из концентрата кимберлитовых трубок Харамайского поля (А) 1. Эвенкийская, 2. Малыш, 3. Тузик. Тоже (Б) для : 1 тр. Хардах Ары – Мастахского поля и 2. трубок Куранахского поля**

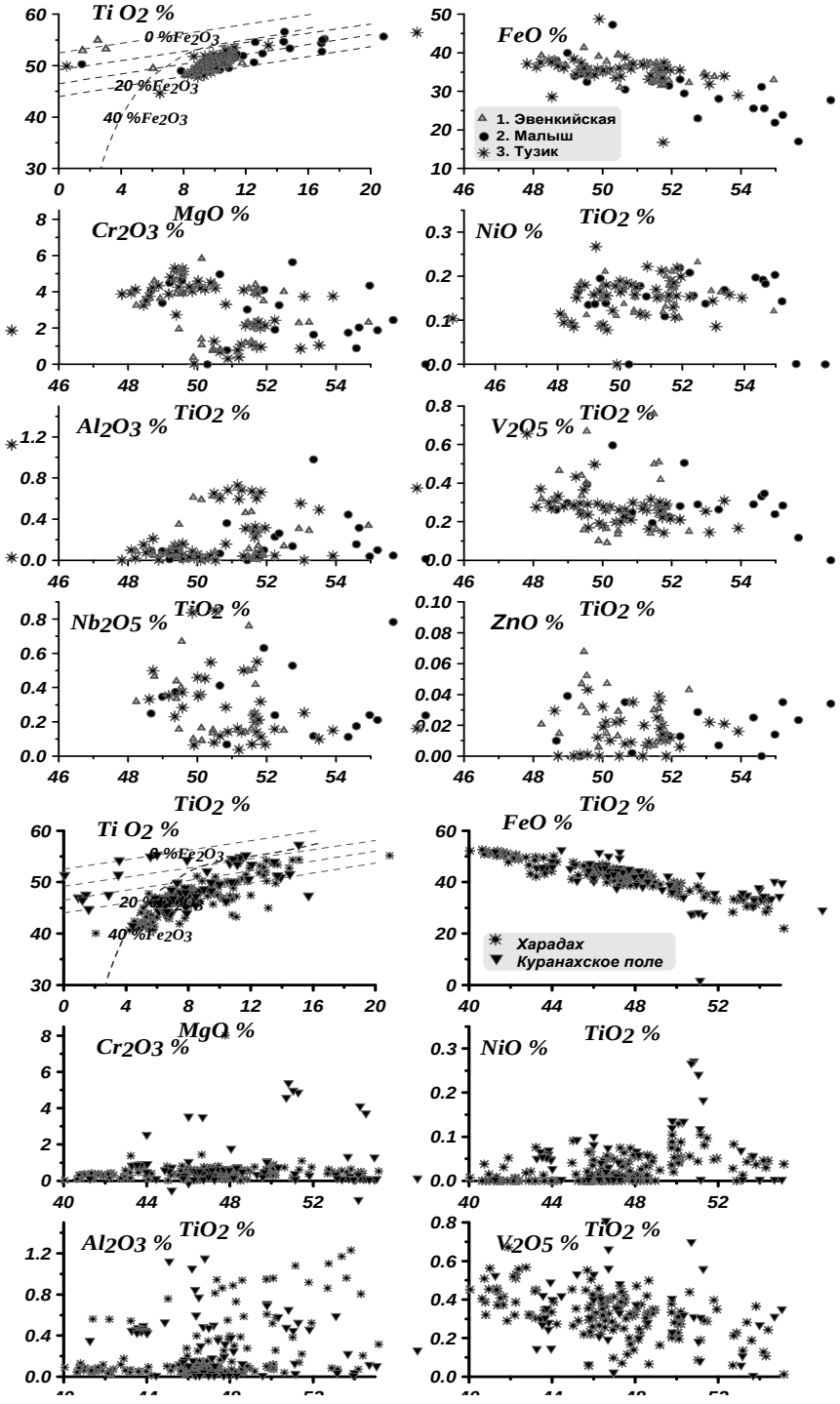


Рис.5**. Вариации состава ильменитов из концентрата кимберлитовых трубок Харамайского поля (А) 1. Эвенкийская, 2. Малыш, 3. Тузик. Тоже (Б) для : 1 тр. Хардах Ары – Мастахского поля и 2. трубок Куранахского поля**

хромистой части диаграммы. Снижениехромистости сопровождается расщеплением трендов FeO и образованием повышением NiO и снижением MnO, причем абсолютные значения значительно выше.

Ильмениты

Для ильменитов Харамайского поля характерны сравнительно узкие интервал колебаний TiO_2 и сложные тренды изменчивости (Рис.6). Снижение TiO_2 сопровождается ростом Cr_2O_3 для одних ильменитов (из метасоматических ассоциаций) и снижением почти до 0 для других из неконтаминированных разновидностей кристаллизовавшихся из протокимберлитовой системы.

Отмечается заметные примеси Al_2O_3 и V_2O_5 которые увеличивается про росте железистости, также как и N_2O_3 и ZnO. Преобладания отдельных разновидностей в концентратах разных трубок не отмечается.

Ильмениты из кимберлитов Куранахского поля обладают непрерывным спектром изменения составов от 55 до 40 % TiO_2. Хромитстость ильменитов тр. Хардах гораздо ниже по сравнению Харамайскими и только в отдельных разностях Куранахского поля содержания Cr_2O_3 достигает 5%. Содержание NiO сравнительно низко, тогда как V_2O_3 и Al_2O_3 гораздо ниже.

Содержание редких элементов

Гранаты из трубок Харамайского поля по конфигурации спектров делятся на 3 группы (Рис.7А). Первая отличается преобладанием HREE и плавным снижением LREE, что типично для лерцолитов. Для других наблюдается значительный горбик в MREE с центром вблизи Sm, что может быть признаком происхождения из пироксенитов. Для третьих установлен уплощенный спектр HREE - MREE и небольшой минимум Dy –Er типичный для пироксенов и гранатов из гарцбургитов. У большинства гранатов наблюдается высоких максимумы Pb, U и дольно значительное повышение Ta относительно Nb в основном для обогащенных разновидностей, тогда как по мере истощения становится Ta< Nb и повышается Zr/Hf отношения. Для всех типов характерны низкие Sr, Ba и Nb.

Клинопироксены трех типов обнаруживают различия спектров TRE. Разновидности с прямолинейными спектрами REE имеют минимумы Nb, Ta и менее выраженные Zr - Hf и пиками Th, U, скорее всего, относятся к гацбургитовому типу. Более округлые спектры LREE с плавно снижающимися несовместимыми элементами, особенно LILE и минимумами Zr могут быть перидотитовыми, которые сформированы расплавами высоких степеней плавления. Один из спектров с Eu минимумом относится к эклогитам, у него пик по Pb и сравнительно высокое содержание LILE. Для единственного проанализированного ортопироксена установлено плавное повышение всех несовместимыми компонентов, пики Pb, Th и минимум Y.

У хромитов наблюдаются спектры REE двух типов: истощенные имеют обратные ложкообразные спектры с минимумами в HREE и небольшими Y, а также пиками Pb, Nb, Ta, Th. Для более обогащенных разновидностей

спектры более округлые с ростом и потом плавным снижением несовместимых компонентов, как у многих пироксенов трубки Удачная [14].

Для ильменитов, наиболее обогащенных REE, характерны высокие пики Nb, Ta, Zr. Для ульвошпинелей пики Nb, Ta и особенно Zr, Hf намного ниже. REE у обогащенных разновидностей

Для клинопирокснов тр. Хардах (Рис.7Б) характерны спектры, обогащенные LREE с небольшими депрессиями от Tm –Ho. Характерно повышение Th, U, Pb и минимумы Nb, Ta, Ba. У некоторых из мантийных пироксенов отмечаются перегибы на Eu, тогда как у железистых пироксенов хорошо выраженны Eu минимумы.

Гранаты из тр. Хардах имеют весьма необычные TRE спектры. Они скорее характерны для метаморфических и коровых пород. REE спектры имеют небольшой наклон с понижением в средней части и небольшим подъемом в легкой. Характерны минимумы Ta, Zr, Sr, Ba и пики Pb, U реже Th.

Для ильменитов установлены, как и в других трубках наклонные (для обогащенных) или вогнутые (для истощенных) спектры REE . Все спектры имеют выраженные Ta, Nb – Zr, Hf пики, для ильменитов этой трубки также характерно совместное обогащение U и высокозарядных элементов. У хромита вместо Ta – Nb минимума наблюдается трог.

В тр. Университетская Куранахского поля малохромитые гранаты имеют те же характеристики, что и тр Хардах (Рис.7В). Однако хромистый пироп обнаруживает спектр, характерный для типичных пиропов с минимумом по Sr и пиком U , Pb , Ba, отмечаются минимумы Nb , Ta , Zr, Hf характерные для гарцбргитов или лерцолитов с субдукционными характеристиками.

Клинопироксены данной трубки обнаруживают в основном близкие по конфигурации REE и TRE спектры. Они ложкообразные с обогащением LREE как у пироксенов гранат - шпинелевой или шпинелевой фации мантии реже наклонные. На спайдердиаграмме наблюдаются пики по U, Ba и напротив отчетливые минимумы Pb и небольшие Th, Ta, Zr.

В трубке Трудовая проанализированные клинопироксены обнаруживают наклонные спектры с разным уровнем REE, причем наиболее обогащенные имеют горбики на Eu и небольшие Ce минимумы, наряду с глубоким Pb минимумом, как будто имеют примесь эклогитового материала. В TRE. Спайдердиаграммы имеют пики Rb и небольшие минимумы высокозарядных элементов и более выраженные Th ,Ba.

Ильмениты имеют спектры двух типов. Разновидности с низкими концентрациями обладают наклонными REE спектрами и хорошо

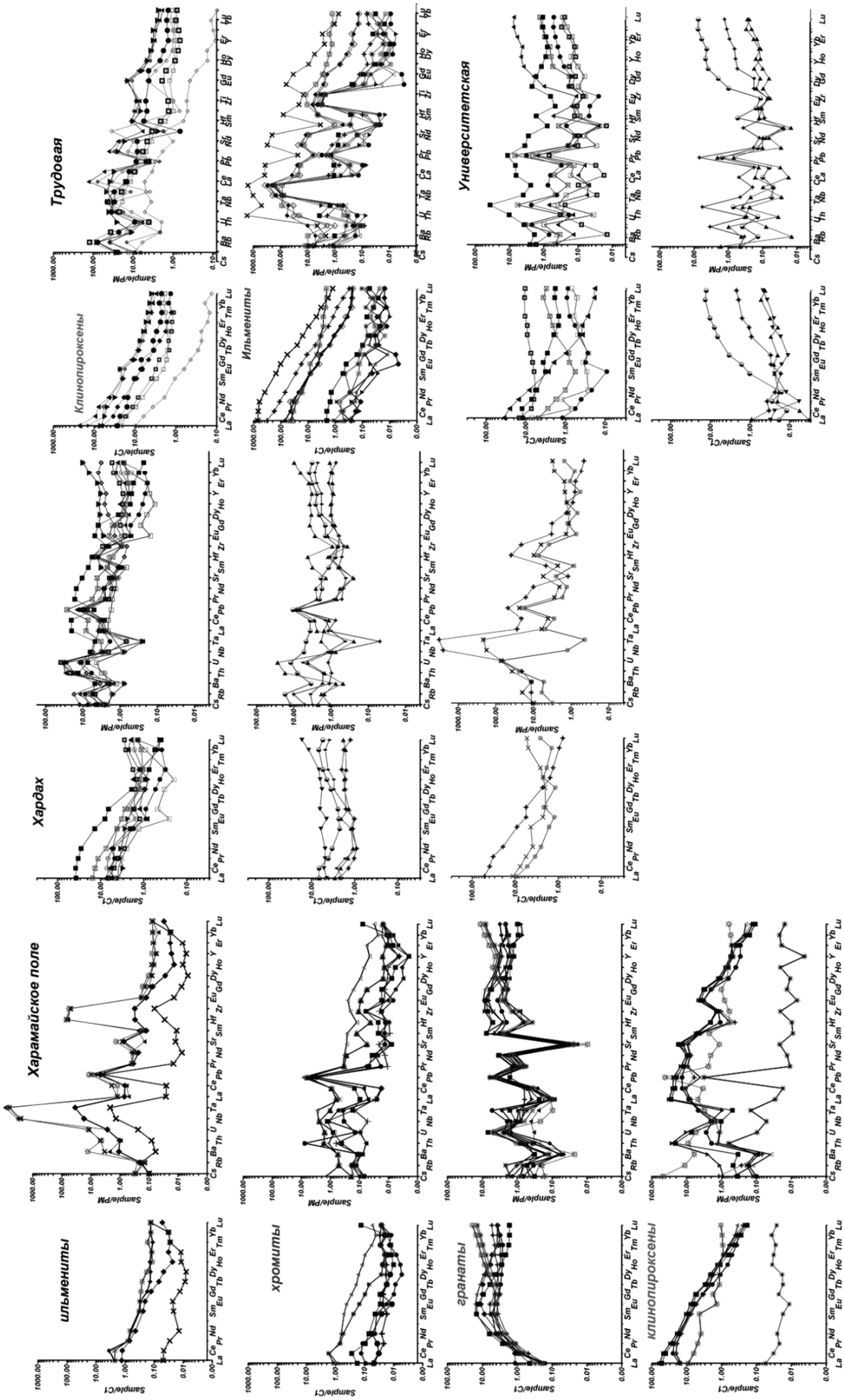


Рис. 6.TRE спектры для минералов из глубинных ксенокристов А) трубок Харамайского поля. Б) тр. Хардах Ары – Мастахского поля В) трубок Университетская и Трудовая Куранахского поля

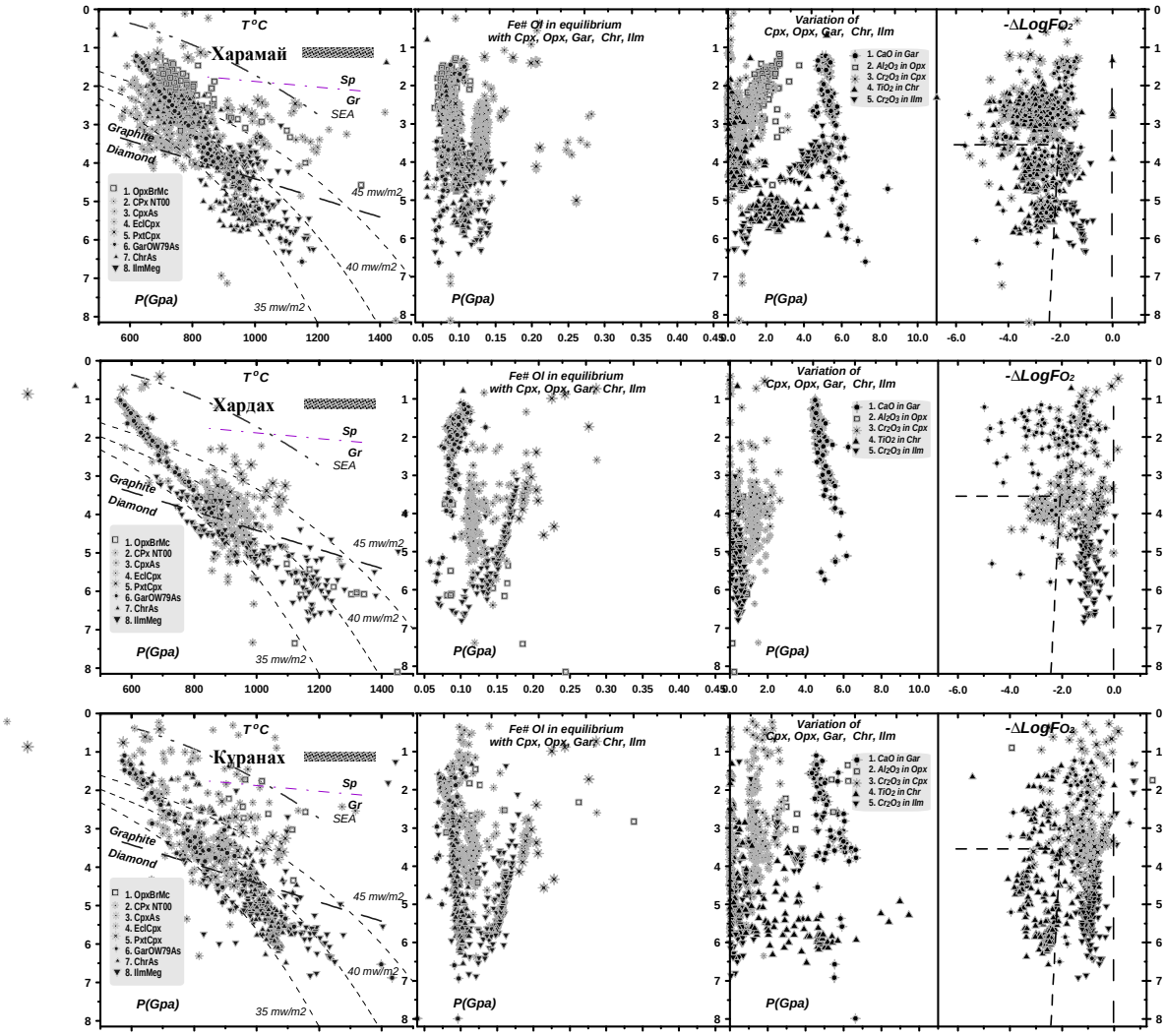


Рис.7. **PTXF диаграмма для минералов из концентратов трубок Харамайского поля (А). (Б) Для тр. Хардах Ары – Мастахского поля; (В) Куранахского поля. тр.**

Условные обозначения: 1. Opx T^oC[8]- P(ГПа) [24], 2. Cpx: T^oC [4]– P(ГПа) [4]; 3.TP [37], 4. T^oC [37]– P(ГПа) [4] для эклогитов; 5. то же для пироксенитов. - 6. гранат (мономинеральный) T^oC [28]-P(ГПа) [4] , 7. Хромит T^oC [29]- P(ГПа) [4]; 8. Ильменит [39]- P(ГПа);

выраженными пиками Ta , Nb Zr – Hf и Pb, характерны минимумы Sr и литофильных компонентов. Для других ильменитов с уровнем LREE 100 - 1000 и наклонными спектрами REE наблюдается очень высокое обогащение TRE компонентами и минимумы Pb, Sr. Пики Nb, Ta Zr Hf не столь выражены, чем у предыдущей разновидности ильменитов.

Термобарометрия

Методы мономинеральной термобарометрии [2-6, 8, 22, 28] в приложении для концентрата трех трубок Харамайского поля и Прианабарских были применены для построения разрезов мантийной

литосферы под данными районами. Поскольку поля и кимберлитовые трубки относятся к одному этапу верхне - триассового магматизма и приблизительно к одному времени, реконструированные разрезы могут дать ответ о сходстве и различии строения литосферы кратона сразу после пермо – триасового суперплюма.

В Харамайском поле обобщенная диаграмма для трех трубок дает деление на 4 больших единицы по давлению (Рис.8). Границу Мохо фиксирует РТ определения для эклогитовых омфацитов. Два стратиграфических уровня от 3.5 до 1 ГПа в верхнем этаже мантии соответствуют скорее всего гранатовым пироксентам и лецолитам. Глубже залегает линза гранат- шпинелевых перидтитов 1-2 ГПа. На уровне 2.5 ГПа ГПа находится разогретая линза эклогитов – пироксенитов. Уровень раздела между верхней и нижней части трассируется богатыми пироксенами перидотитами. Глубже в интервале от 5. 3,5 ГПа наблюдается перидотиты, в которых, судя по совпадению Fe# с ильменитовыми, проявлен ильменитовый метасоматоз. Бесхромистые ильмениты фиксируют протокимберлитовый очаг на этом уровне. Нижняя линза 7 -5 ГПа сложена, по-видимому перидотитами верлитового типа с жилами и линзами содержащими Ti – хромиты и ильмениты. В мегакристовой ассоциации помимо ильменитов встречаются также редкие молохромистые пироксенами.

Окислительные условия определенные по хромитам [39], гранатам и клинопироксенам [5] обнаруживают почти идентичные условия. Наиболее широкие вариации проявлены в верхней части разреза, а в нижней структурной единице степень окисления наиболее высока. Ильмениты обнаруживают нетипичные тренды P-FO_2 . С уменьшением степени окисления в нижней части разреза, что соответствует жильному внедрению протокимберлитовых расплавов в перидотитовый субстрат. Ильменитовая линза в средней части разреза уже соответствует дифференциации контаминированных протокимберлитовых расплавов в крупном очаге и обнаруживает рост FO_2 при снижении давления.

Реконструируемая мантийная колонна под тр. Хардах, Ары Мастахского поля содержит 3 больших четко выраженные единицы. (Рис.9) В верхней части от 3 до 1 ГПа сосредоточены гранатовые перидотиты и пироксениты практически без шпинелидов. На уровне 2.5 ГПа присутствует пироксенитовая линза. В разрезе ниже 4 ГПа гранатовые породы становятся реже. Средняя линза существенно пироксенитовая термально неоднородна. Клинопироксены трассируют в основном разогретые породы и только на уровне 5 ГПа низкотемпературны. Излом геотермического градиента и начало конвективная ветви находится на уровне 5 – 5.5 ГПа. Ниже расположены ортопироксен - клинопироксен ильменитовые породы и разогретые гранатовые перидотиты низкой железистости. Ильменитовый тренд P-Fe# практически линейный с небольшими изломами. В нижней он

части совпадает по железистости с определениями для ортопироксенов, а выше для малохромситых клинопироксенов.

Степень окисления перидотитов верхней части разреза также наиболее широко варьирует в мантии под Ары Мастахским кимберлитовым полем. В средней части разреза в пироксенитовой линзе наблюдаются два тренда увеличения степени окисления. Тренд высокой степени окисления совпадает с ильменитовым. В нижней части гранаты в основном высокоокислены, а ильмениты демонстрируют пульсирующие окислитеолыне условия, соответствующие дифференциации в небольших жильных телах.

В Куранахском поле в мантии наблюдается также трехчленное деление разреза, осложнено флуктуациями на диаграмме для степени окисления и обнаруживает более сложное строение мантийной колонны (Рис.10). В интервале 1-2.5 ГПа присутствуют перидотиты и пироксениты, в которых железистость минералов повышается вблизи Мохо. Эта часть разреза очень неравномерно разогрета вплоть до SEA геотермы. В интервале 3 - 4 ГПа можно обнаружить 4 пироксеновых линейных трендов P- Fe#. Ниже 4 ГПа в разрезе преобладают хромит-содержащие дуниты с гранатовыми линзами. Однако они не похожи на алмазоносные мегакристаллические дуниты с субкальциевыми гранатами из центральной части кратона [32], здесь гранаты относятся к дерцолитовому тренду. Ксенолиты таких пород обнаружены в керне некоторых скважин [2]. Эти хромиты по железистости образуют единых тренд с гранатами верхнего уровня. Ульвошпинелевый компонент резко растет в нижней части разреза. Излом геотермического градиента отмечается на уровне 5.5 -6 ГПа. Ильменитовый тренд по железистости также практически непрерывен начиная от 7 до 4 ГПа. Метасоматиты со сравнительно низкой железистость и повышенным содержанием Cr в ильменитах отмечаются в нижней и верхней части разреза.

По степени окисления мантийный разрез распадается на два больших поля протяженных от нижней до верхней части мантии. Тренд высокой степени окисления на уровне -1±1 ΔQMF для ильменитов пироксенов и гранатов и по-видимому соответствует системе жил и метасоматитов, возникших под влиянием протокимберлитовых расплавов. Тренд для хромитов < -2ΔQMF разделяется на 5 интервалов по давлению более. Нижний лежит в поле устойчивости алмаза [23]. Поля для хромитов в нижней и средней части разрезов более окислены В каждой из групп отмечается рост степени окисления при снижении давления.

ДИСКУССИЯ

Тектоническое районирование и строение разрезов.

На основании предыдущих работ [2-6] установлено, что многие террейны обладают характерными чертами строения мантийных разрезов. Различия выраженные во флуктуациях железистости трендов для гранатов

[6], локализации магматических камер, трассируемых мегапироксенитами, положении эклогитов в разрезах и пироксенитовых линзах и тп. Согласно принятому тектоническому районированию, Хармайское поле относиться к Маганскому террейну [38, 42]. Построенные мантийные разрезы для тр. Мир, Интернациональная [4, 6] и других больших трубок ступенчаты по железистости гранатов, это разрезы контрастно слоистые разрезы, контрастность которых тарссируется также большим количеством субкальциевых гранатов и. Под трубкой Мир мантия мало истощенна в средней и верхней части разреза и более истощена в нижней части. Под трубкой Интернациональная разрез по гранатам более монотонный. Вместе с тем, данные о строении разрез под Харамайским блоком литосферы свидетельствуют о контрастном разрезе, состоящем из 4-х больших единиц, которые не обнаруживают ритмичной контрастной слоистости по гранатам. Такого типа разрезы не характерны для Далдынского ни для Мархинского террейнов. В Далдынском террейне резкое деление на отдельные структурные единицы [4] и локализация на разделе магматических очагов достаточно характерны. Но под тр.Удачная выделяется 6 резко контрастных единиц [6]. То есть по этому признаку. мантийная литосфера под Харамайским полем ближе к Далдынскому террейну чем к Маганскому.

Для Анабарских полей в целом характерно резкое обогащение пироксенитовым материалом верхней части разрезов мантийной литосферы, тогда как в нижней части в основном присутствуют резко истощенные породы, главным образом дуниты, в разной степени метасоматизированые [2]. Это не является основной чертой периферийных областей кратона. К примеру, для восточной части кратона мантия содержит много гранатов лерцолитового типа и нижней части разреза [34].

Наличие амфиболов Cr – паргасит – роговообманкового типа говорит о существенном метасоматозе верхней части мантийных разрезов Прианабарья водными расплавами, что не характерно для Сибирского кратона в целом и в мире отмечается только в Африке [9]. В центральной части Сибирского кратона амфиболы в основном рихтеритового типа [3].

Для Харамайского поля в мантии проявлен разогрев в средней части, типичный для других районов Анбарского щита и Прианабарья, однако проксенитовая линза находится выше на уровне 3- 3.5 ГПа. Довольно мощная пироксенитовая линза [4, 6, 32] свойственно Далдынскому и Маганскому террейнам на уровне 4 ГПа, но это не типично для Мархинского и некоторых других террейнов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ

Геохимия гранатов из мантийных перидотитов Харамайского поля с большим количеством “горбатых” спектров (Рис.7А), которые обычно характерны для пироксенитовых гранатов, не очень типичны для перидотитов Маганского блока. Однако большая часть относится к верхней

части разреза. Гарцбургитовые гранаты с минимумами MHREE имеют вполне типичные спектры гранатов для перидотитов, которые можно отнести к первичному “субдукционному типу”.

Для пироксенов из мантии Харамайского поля степени плавления материнских расплавов должны быть существенно менее 0.1, а количество граната в породе по отношению к клинопироксену довольно высоко и соответствовать гарцбургиту. Такие характеристики из изученных районов имеют скорее мантийные гранаты Алакитского поля [2].

Геохимия пироксенов из перидотитов Куранхского поля также не очень характерна для центральной части Сибирского кратона [6, 14, 27]. В тр. Университетская пироксены с обогащением LREE и вогнутыми спектрами скорее предполагает воздействие флюидонасыщенных расплавов.

В тр. Университетская и Трудовая, Куранахского поля и тр. Харадах пироксены из также предполагают участие флюидонасыщенных расплавов, но доля гранатов в породе значительно меньше. Гранаты верхней части разреза, как и пироксены предполагают участие корового материала и его гибридизацию с мантийными перидотитами.

ВОЗДЕЙСТВИЕ СУПЕРПЛЮМА НА МАНТИЙНУЮ ЛИТОСФЕРУ

Несмотря на устоявшееся мнение о существенном влиянии пермо-триассового суперплюма на мантийную литосферу [10,11] проявления такого взаимодействия довольно незначительны. Истощение в нижней части до дунитов можно было бы связать с влиянием суперплюма и выплавленим базальтов, однако в районе не проявлен базальтовый магматизм. Как показано, для трендов железистости существуют вариации связанные с воздействием плюмвых расплавов. После плюма наблюдается существенно в повышение Fe# в верхней части мантийных разрезов [6]. По сравнению с другими районами такое влияние на мантийные перидотиты Харамайского поля не очень значительно. Для трубок Куранахского поля наблюдается постепенное линейное увеличение железистости гранатов к основанию литосферы. И только в разрезепод тр Харадах наблюдается рост железистости мантийных пород в верхней части мантийной колонны.

Нет также признаков взаимодействия и на геохимическом облике пироксенов и гранатов. Обычно связанные с плюмовыми расплавами, которые являются выплавками из примитивной мантии [24], пироксены как правило, имеют округлые спектры TRE на спайдердиаграммах, что для Харамайского поля не очень характерно.

Существенного уменьшения мощности литосферного киля, которое предполагалось [10,11] на основании предыдущей версии гранатовой термобарометрии [32] не обнаружено, она несколько понижена [25]. В центральных районах Сибирского кратона мощность обычно несколько выше и соответствует 7 -8 ГПа.

Таблица 1.

Составы минералов из концентрата кимберлитовых трубок Харамайского поля Якутия.

Компонент	a001	HM003	HM006	HM007	HM009	HM012	HM013	HM021	HM022	HM023	HM004	HM5	HM2	HM008	HM027	HM028	HM029	HM017
				гранаты									Клинопироксены					
SiO2	42,3	41,5	42,5	41,03	41,5	40,5	40,8	40,9	40,8	41,0	53,5	55,0	54,94	54,1	54,5	55,8	53,3	54,6
TiO2	0,06	0,15	0,05	0,08	0,05	0,10	0,10	0,17	0,14	0,10	0,23	0,08	0,08	0,17	0,07	0,19	0,34	0,15
Al2O3	22,3	22	22	16,5	19,9	19,2	18,4	17,3	18,0	19,8	3,96	11,4	11,38	2,51	2,53	5,86	6,86	2,35
Cr2O3	2,16	1,91	2,19	9,21	4,88	6,15	6,65	8,61	6,89	4,88	0,70	0,21	0,21	0,76	0,99	0,11	0,13	0,69
FeO	7,22	7,95	7,60	6,61	7,68	7,77	7,69	7,47	7,58	7,64	3,13	1,22	1,22	3,12	1,68	3,61	3,68	3,07
MnO	0,44	0,38	0,40	0,38	0,54	0,46	0,44	0,40	0,49	0,49	0,05	0,00	0,00	0,04	0,08	0,04	0,05	0,04
MgO	19,3	19,8	19,6	19,08	19,6	20,0	18,9	20,1	19,2	19,9	14,4	11,0	11,04	15,8	16,9	13,4	12,7	15,5
CaO	5,75	5,08	5,51	6,22	5,20	5,86	5,67	5,85	5,71	4,74	19,4	16,8	16,75	20,9	22,8	18	17,6	20,2
Na2O	0,03	0,07	0,04	0,06	0,05	0,06	0,04	0,06	0,07	0,08	2,61	4,34	4,34	1,97	0,96	3,74	4,42	1,81
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,05	0,05	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01
Сумма	99,6	98,8	99,9	99,22	99,3	100,	98,6	100,	99,1	98,5	98,1	100,	100,01	99,4	100,	100,	99,1	98,4
Ba	0,16	1,01	0,85	2,20	0,79	0,45	0,43	2,39	0,39	0,33	42,5	1,10	0,76	2,35	0,62	0,49	0,27	17,6
La	0,08	0,12	0,08	0,16	0,06	0,06	0,06	0,42	0,07	0,06	3,27	0,26	0,02	19,1	6,03	5,20	5,54	22,3
Ce	0,65	0,61	0,82	0,87	0,18	0,81	0,70	1,12	0,65	0,46	6,03	0,89	0,03	38, 8	23,8	19,3	19,3	44,8
Pr	0,19	0,15	0,22	0,36	0,01	0,29	0,27	0,26	0,18	0,15	0,66	0,39	0,00	3,43	3,15	2,58	2,65	4,07
Nd	2,05	1,63	2,08	4,44	0,03	3,55	2,94	2,51	1,92	1,44	2,76	4,76	0,02	11,5	12,7	10,3	10,8	13,5
Sm	1,08	1,06	0,90	3,39	0,01	3,57	1,22	2,03	1,39	0,81	1,00	3,26	0,00	2,05	1,88	1,72	1,87	2,40
Eu	0,38	0,40	0,32	1,18	0,00	1,36	0,37	0,96	0,53	0,32	0,12	1,23	0,00	0,57	0,48	0,46	0,47	0,67
Gd	1,30	1,33	0,97	2,86	0,00	4,36	1,01	3,07	1,29	0,96	0,53	3,18	0,01	1,59	1,06	1,00	1,08	1,74
Tb	0,30	0,29	0,22	0,35	0,00	0,67	0,17	0,56	0,23	0,20	0,07	0,47	0,00	0,16	0,11	0,13	0,13	0,18
Dy	2,69	2,41	1,91	1,61	0,00	3,49	1,08	3,12	1,33	1,37	0,44	2,32	0,01	0,73	0,41	0,64	0,69	0,81
Ho	0,74	0,63	0,53	0,24	0,00	0,56	0,23	0,49	0,26	0,32	0,10	0,32	0,00	0,09	0,06	0,10	0,10	0,11
Er	2,71	2,20	1,91	0,54	0,00	1,26	0,67	1,32	0,77	1,07	0,22	0,67	0,00	0,16	0,12	0,22	0,21	0,21
Tm	0,45	0,37	0,34	0,06	0,00	0,14	0,09	0,12	0,11	0,16	0,03	0,06	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Yb	3,79	3,06	2,77	0,41	0,00	0,92	0,76	0,79	0,84	1,24	0,24	0,31	0,01	0,07	0,08	0,10	0,10	0,08
Lu	0,74	0,59	0,52	0,06	0,00	0,14	0,14	0,14	0,14	0,20	0,04	0,05	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01

Продолжение таблицы 1.

	0,16	0,17	0,11	1,54	0,00	0,79	0,22	0,78	0,63	0,20	0,19	1,61	0,00	0,64	0,34	0,13	0,17	0,67				
Ta	0,00	0,02	0,02	0,07	0,01	0,04	0,01	0,03	0,22	0,11	0,13	0,038	0,006	0,02	0,19	0,193	0,17	0,04				
Pb	0,60	0,79	1,11	0,30	1,14	1,01	0,97	1,11	0,75	0,63	7,72	1,11	0,59	3,60	2,52	1,12	0,74	4,43				
Th	0,03	0,09	0,07	0,07	0,01	0,02	0,03	0,05	0,03	0,01	0,78	0,06	0,05	1,81	0,17	0,11	0,11	2,30				
U	0,09	0,09	0,10	0,14	0,01	0,04	0,01	0,05	0,05	0,03	0,11	0,04	0,00	0,15	0,06	0,03	0,02	0,22				
Co	30	30	28	32	260	30	31	28	32	31	3	30	0	14	13	11	10	15				
Cu	7,2	4,1	6,2	8,5	11,6	8,2	6,6	5,9	7,0	8,6	15,5	3,8	6,6	6,1	6,4	2,8	1,0	28,0				
Ni	23,0	15,1	13,7	44,4	770,8	34,8	29,9	28,3	27,5	38,1	14,0	35,8	2,2	169	44,9	51,2	44	239				
Rb	0,13	0,44	1,37	0,33	0,17	0,35	0,15	0,65	0,22	0,45	7,19	0,41	0,12	0,30	0,11	0,17	0,08	0,72				
Sr	0,20	0,53	0,50	1,18	0,281	0,7	0,76	1,07	0,675	0,386	24,7	1,033	0,451	347	266	192	205	371				
Y	19,5	16,4	14,0	5,9	0,0	14,6	5,6	12,4	6,7	8,0	2,17	8,06	0,02	2,27	1,31	2,06	2,23	2,54				
Zr	14,0	16,6	10,1	77,7	0,8	54,2	9,1	58,4	31,0	14,8	6,7	95,2	0,2	14,8	13,9	11,8	13,2	16,0				
Nb	0,15	0,44	0,61	0,78	0,75	0,58	0,29	0,54	1,38	1,08	1,27	0,72	0,04	0,73	1,30	1,05	0,74	1,46				
Cs	0,01	0,03	0,05	0,01	0,004	0,01	0,01	0,07	0,02	0,04	1,57	0,03	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,03				
Компонент	**НМ011**	**НМ011**	**НМ014**	**НМ031**	**НМ025**	**НМ010**	**НМ015**	**НМ016**	**НМ018**	**НМ019**	**НМ020**	**НМ024**	**НМ026**	**НМ030**	**НМ032**							
			Ильмениты							**Хромиты**												
SiO2	0,05	0,03	0,04	0,03	0,05	0,03		0,69	0,03	0,04	0,05	0,03	0,07	0,01	0,03							
TiO2	52,37	53,01	52,89	53,01	52,37	0,04	3,72	0,37	0,04	0,04	0,41	0,41	0,40	0,40	0,41							
Al2O3	0,07	0,05	0,06	0,05	0,07	28,07	1,06	26,48	28,07	27,84	21,70	22,28	21,57	22,19	22,28							
Cr2O3	3,21	4,67	4,89	4,67	3,21	39,33	51,10	42,03	39,33	39,71	40,16	40,31	40,24	40,18	40,31							
FeO	36,23	32,00	30,64	32,00	36,23	17,01	36,21	17,06	17,01	17,28	24,40	24,12	24,11	24,27	24,12							
MnO	0,32	0,37	0,41	0,37	0,32	0,27	0,60	0,26	0,27	0,23	0,23	0,28	0,24	0,25	0,28							
MgO	8,17	10,06	10,60	10,06	8,17	14,91	7,66	11,29	14,91	14,69	11,46	11,74	11,37	11,37	11,74							
CaO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,14	0,10	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00							
Na2O	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,05		0,08	0,05	0,05	0,07	0,07	0,06	0,05	0,07							
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00							
Сумма	100,48	100,25	99,60	100,25	100,48	99,71	100,88	98,37	99,71	99,88	98,48	99,26	98,09	98,72	99,26							
Ba	89,6	89,6	15,8	9,7	23,7	3,85	7,60	0,54	0,82	0,22	0,76	0,42	1,5	4,0	0,63							

Продолжение таблицы 1.

La	0,84	0,84	0,34	1,61	0,84	0,43	0,48	0,03	0,07	0,11	0,02	0,018	0,067	0,322	0,017
Ce	2,20	2,20	1,05	2,97	3,42	1,638	1,202	0,125	0,26	0,55	0,03	0,045	0,17	1,533	0,031
Pr	0,11	0,11	0,11	0,21	0,11	0,093	0,096	0,016	0,01	0,20	0,00	0,004	0,015	0,10	0,005
Nd	0,48	0,48	0,57	0,71	0,44	0,381	0,314	0,031	0,05	2,38	0,02	0,01	0,034	0,45	0,039
Sm	0,08	0,08	0,11	0,086	0,072	0,055	0,055	0,009	0,01	2,30	0,00	0,005	0,019	0,12	0,006
Eu	0,03	0,03	0,03	0,022	0,026	0,013	0,018	0,002	0,00	1,13	0,00	0,002	0,002	0,04	0,001
Gd	0,09	0,09	0,08	0,065	0,053	0,029	0,039	0,003	0,01	3,49	0,01	0,004	0,009	0,09	0,008
Tb	0,02	0,02	0,01	0,007	0,008	0,004	0,004	0,001	0,00	0,66	0,00	0,0005	0,002	0,01	0,001
Dy	0,07	0,07	0,06	0,023	0,051	0,010	0,018	0,002	0,01	3,76	0,01	0,003	0,013	0,06	0,005
Ho	0,01	0,01	0,01	0,005	0,012	0,002	0,002	0,001	0,00	0,58	0,00	0,001	0,001	0,01	0,002
Er	0,03	0,03	0,03	0,019	0,031	0,005	0,008	0,002	0,00	1,31	0,01	0,003	0,007	0,02	0,004
Tm	0,01	0,01	0,00	0,003	0,004	0,001	0,001	0,001	0,00	0,15	0,00	0,001	0,001	0,00	0,001
Yb	0,03	0,03	0,02	0,016	0,033	0,004	0,008	0,003	0,00	0,90	0,01	0,008	0,01	0,01	0,005
Lu	0,01	0,01	0,01	0,004	0,005	0,001	0,002	0,001	0,01	0,14	0,00	0,005	0,001	0,00	0,001
Hf	21,6	21,6	19,0	10,3	21,0	0,013	0,094	0,003	0,01	1,45	0,00	0,009	0,026	0,04	0,004
Ta	270	270	369	389	261	0,04	1,43	0,02	0,007	0,036	0,006	0,089	0,036	0,12	0,015
Pb	2,15	2,15	1,31	7,85	1,81	1,14	0,90	0,90	0,80	0,82	0,59	0,72	0,29	1,59	0,54
Th	0,37	0,37	0,08	0,11	0,41	0,14	0,09	0,01	0,04	0,02	0,05	0,01	0,39	0,10	0,65
U	0,26	0,26	0,06	0,46	0,24	0,03	0,06	0,002	0,017	0,02	0,002	0,005	0,01	0,02	0,003
Co	135	135	143	142	121	244	242	195	229	33	0	234	0	204	0
Cu	33,6	33,6	24,9	20,8	23,6	7,1	7,1	4,7	5,0	5,2	7,6	5,5	10,0	10,6	5,6
Ni	955	955	1337	1296	824	579	642	483	428	40	1	564	15	500	14
Rb	0,096	0,096	0,16	0,29	0,09	0,33	0,12	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12	0,48	0,30	0,08
Sr	29	29	3,04	1,46	17,25	1,17	15,70	0,16	0,17	0,62	0,45	0,26	1,84	5,80	0,28
Y	0,356	0,356	0,28	0,15	0,25	0,07	0,08	0,01	0,01	15,19	0,02	0,02	0,04	0,20	0,02
Zr	627	627	565	364	553	1,19	3,48	0,64	0,67	95,59	0,23	0,73	1,01	2,31	0,19
Nb	2066	2066	2395	2863	1830	1,69	12,38	0,82	0,91	0,48	0,04	0,99	0,41	1,79	0,24
Cs	0,0102	0,0102	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,05	0,00

Примечание: составы основных компонентов определены на ренгеновском мироаналиторе JeolSuperprobe аналитик Миропримеси определены методом ICP MS лазерной абляцией на масспектрометре Element фирмы Finnigan и лазерной приставкой YAG Nd 266 LaserProbe Аналитик Палесский С.В Нигматулина Е.Н

Для Анабарских полей в целом характерен возбужденный характер геотермальных градиентов, особенно в средней и верхних частях разрезов, тога как в частях кратонов не подверженных термическому влиянию суперплюмов они обычно более регулярны [33], в том числе и для мантии Сибирского кратона девонского времени [4, 6, 27].

БЛАГОДАРНОСТИ

Лабораториям аналитического центра ИГМ СО РАН. Компании АЛРОСА за предоставленные материалы.
Поддержано грантами РФФИ11-05-00060а, 11-05-91060-PICS, 12-05-0038 и интеграционными проектами ИПП СО РАН № 47, 59.

ВЫВОДЫ

1. Строение мантийного разреза Харамайского поля не совпадает с другими изученными разрезами мантийной литосферы Сибирского кратона и мантийными разрезами Анабарского щита.
2. Геохимия пироксенов и гранатов Харамайского поля достаточно индивидуальна и скорее близка к таковым из мантии Алакитского поля, где материнские расплавы отвечали довольно низкими степенями плавления. Большинство минералов Харамайского поля сохраняет обогащение LREE за счет взаимодействия с флюидами.
3. Не наблюдается существенного уменьшения толщины мантийной литосферы поле пермо-триассовго суперплюма.

ЛИТЕРАТУРА.

1. **Artemieva I M**. The continental lithosphere: Reconciling thermal, seismic, and petrologic data.// Lithos 2009. v109 (1), pp. 23-46.
2. **Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Saprykin A.I., Khmelnikova O.S.** Composition and thermal structure of the mantle in peripheral parts of the ancient shields within Siberian craton.// Revista Brasileira de Geociencias 2001, v31(4): pp. 493- 502
3. **Ashchepkov, I.V., Vladykin, N.V., Nikolaeva, I.V., Palessky, S. V., Logvinova, A.M., Saprykin, A.I., Khmel'nikova, O. S., Anoshin, G.N.** Mineralogy and Geochemistry of Mantle Inclusions and Mantle Column Structure of the Yubileinaya Kimberlite Pipe, Alakit Field, Yakutia.// Doklady of RAS ESS. 2004. v.395 (4), pp.517–523.
4. **Ashchepkov, I.V., Pokhilenko, N.P., Vladykin, N.V., Logvinova, A.M., Kostrovitsky, S.I., Afanasiev, V.P., Pokhilenko, L.N., , Kuligin, S.S., Malygina, L.V., Alymova, N.V., Khmelnikova, O.S., Palessky, S.V., Nikolaeva, I.V., Karpenko, M.A., Stagnitsky, Y.B.**. Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study.// Tectonophysics. 2010, v. 485, pp.17-41.
5. **Ashchepkov, I.V., Rotman, A.Y., Somov, S.V., Afanasiev, V.P., Downes, H., Logvinova, A.M., Nossyko, S. Shimupi, J., Palessky, S.V., Khmelnikova, O.S., Vladykin, N.V.** Composition and thermal structure of the lithospheric mantle beneath kimberlite pipes from the Catoca cluster, Angola. Tectonophysics, 2012. v.530–531, pp. 128-151
6. **Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Ntaflos T., Downes H., Mitchel R., Smelov A.P.**

Rotman A.Ya., Stegnitsky Yu., Smarov G.P, Makovchuk I. V., Nigmatulina E.N. a, Khmelnikova O.S. Regularities of the mantle lithosphere structure and formation beneath Siberian craton in comparison with other cratons.// Gondwana Research 2012. (dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.03.009,).

7. **Brakhfogel, F.F.**, 1984. Geological Aspects of Kimberlite Magmatism in the North-Eastern Siberian Platform. Yakutian branch of SO AN USSR Press, Yakutsk, p. 128 (in Russian).

8. **Brey, G.P., Kohler,** T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. //Journal of Petrology, 1990. v.31, pp.1353-1378

9. **Franz, L., Brey, G., Okrusch. M.** Steady state geotherm, thermal disturbances and tectonic development of the lower lithosphere underneath the Gibeon Kimberlite Province, Namibia. //Contributions to Mineralogy and Petrology 1996. v.126, pp.181–198.

10. **Griffin, W.L., Natapov, L.M., O'Reilly, S.Y., van Achterbergh, E., Cherenkova, A.F., Cherenkov, V.G.** The Kharamai kimberlite field, Siberia: modification of the lithospheric mantle by the Siberian Trap event. 2005.Lithos v.81, pp.167-187

11. **Griffin, W.L, Ryan C.G, Kaminsky F.V, O'Reilly S.Y, Natapov L.M, Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P.** The Siberian lithosphere traverse: mantle terrains and the assembly of the Siberian Craton.// Tectonophysics, 1999. V.310, pp.1-35

12. **Griffin, W.L., Spetsius, Z.V., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y.** In-situ Re-Os analysis of sulfide inclusions in kimberlite olivine: New constraints on depletion events in the Siberian lithospheric mantle. //Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2002. V.3, (11), 1069, doi:10.1029/2001GC000287.

13. **Griffin, W. L., O'Reilly, S.Y.** Cratonic lithospheric mantle: Is anything subducted? //Episodes 2007. v.30, pp.43-53

14. **Ionov, D.A., Doucet, L.S., Ashchepkov I.V.** Composition of the Lithospheric Mantle in the Siberian Craton: New Constraints from Fresh Peridotites in the Udachnaya-East Kimberlite. //Journal of Petrology, 2010. v.51,pp. 2177-2210

15. **Kinny, P.D., Griffin, B.J., Heaman, L.M., Brakhfogel, F.F., Spetsius, Z.,** 1997. Shrimp U–Pb ages of perovskite from Yakutian kimberlites. //Geol. Geofiz. v.38, pp. 97– 105 (in Russian).

16. **Kostrovitsky, S.I., Morikiyo, T., Serov, I.V., Yakovlev, D.A., Amirzhanov, A.A.** Isotope-geochemical systematics of kimberlites and related rocks from the Siberian Platform. //Russian Geology and Geophysics 2007.48/3, pp. 272-290.

17. **Koulakov, I., Bushenkova,** N. 2010. Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of P and PP travel times Original Research Article Tectonophysics, 486, 81-100

18. **Krogh, E. J**. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer a reinterpretation of existing experimental data. // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V.99. P.44-48.

19. **Kuskov, O. L., Kronrod V. A., and Prokof'ev A. A.** Thermal Structure and Thickness of the Lithospheric Mantle Underlying the Siberian Craton from the Kraton and Kimberlit Superlong Seismic Profiles. //Izvestiya, Physics of the Solid Earth, 2011. v.47, pp.55–175

20. **Lee, C.-T., A., Luffi, P., Chin, E. J.** Building and Destroying Continental Mantle. //Annual Review of Earth Planetary Sciences.2011, v.39 pp.59–90

21. **Logvinova, A.M., Taylor, L.A.; Floss, C., Sobolev, N.V.** Geochemistry of multiple diamond inclusions of harzhurgitic garnets as examined in situ. //International Geology Review. 2005. v.47, pp.1223-1233.

22. **McGregor, I.D**.. The system MgO–Al2O3–SiO2: solubility of Al2O3 in enstatite for spinel and garnet–spinel compositions. //Am. Mineral. 1974. v 59: p.110–190.

23. **McCammon, C.A., Griffin, W.L., Shee, S.R., O'Neill, H.S.C.** 2001. Oxidation during metasomatism in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, South Africa: implications for the survival of diamond. //Contributions to Mineralogy and Petrology 2001. V.141, pp.287-296.

24. **McDonough, W.F., Sun, S.S.** The Composition of the Earth. //Chemical Geology. 1995. 120/(3-4), 223-253

25. **McKenzie D., Priestley K.** The influence of lithospheric thickness variations on continental evolution //Lithos, **2008 v.**102, , p.1-11.

26. **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. P.541-554.

27. **Nimis P,, Zanetti A., Dencker I., Sobolev N.V.** Major and trace element composition of chromian diopsides from the Zagadochnaya kimberlite (Yakutia, Russia): Metasomatic processes, thermobarometry and diamond potential. // Lithos, 112,Issues 3–4,vv. 397-412

28. **O'Neill H.St.C, Wood B.J.**. An experimental study of Fe-Mg- partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometer. //Contrib Mineral Petrol. 1979. 70: 5970.

29. **O'Neill H. St. C. & Wall V. J.**. The olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle. // Journal of Petrology .1987. v.28. P. 1169-1191.

30. **Pearson, D. G., Snyder, G.A., Shirey, S.B., Taylor, L.A., Carlson, R.W., Sobolev, N.V.** 2005. Archaean Re–Os age for Siberian eclogites and constraints on Archaean tectonics.. // Nature v.374, pp.711 – 713

31. **Pokhilenko, N.P., Pearson, D.G., Boyd, F.R., Sobolev, N.V.** Megacrystalline dunites: sources of Siberian diamonds. //Carnegie Institute Washington Yearbook. 1991. V.90, P. 11-18.

32. **Pokhilenko, N. P., Sobolev, N.V., Kuligin, S. S., Shimizu, N.**, 1999. 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. The P.H. Nixon volume. P. 690-707.

33. **Rudnick, R.L., McDonough, W.F., O'Connell, R.J.**, 1998. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere. Chemical Geology 145, 395–411

34. **Smelov, A.P., Andreev, A.P., Altukhova, Z.A., Babushkina, S.A., Bekrenev, K.A., Zaitsev, A.I., Izbekov, E.D., Koroleva, O.V. Mishnin, V.M., Okrugin, A.V., Oleinikov, O.B., Surnin, A.A.** Kimberlites of the Manchary pipe: a new kimberlite field in Central Yakutia// Russian Geology and Geophysics, 2010. v.51, pp.121-126.

35. **Sobolev, N.V., Lavrentev, Y.G., Pokhilenko, N.P., Usova, L.V.** 1973. Chrome-Rich Garnets from the Kimberlites of Yakutia and Their Parageneses. Contributions to Mineralogy and Petrology v. 40, pp. 39-52.

36. **Sobolev, N.V.** Deep-Seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Mantle./ Amer. Geophys. Union, Washington, DC. 1974. 279 p.

37. **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. N3. P. 5611-5625. *

38. **Rosen O.M., Levskii L.K., Makeev A.F., Zhuravlev D.Z., Spetsius Z.V., Rotman A.Ya., Zinchuk N.N., Manakov A.V., Serenko V.P.** Paleoproterozoic accretion in the Northeast Siberian craton: Isotopic dating of the Anabar collision system. // Stratigraphy and Geological Correlation. 2006. Т. 14. № 6. С. 581-601.

39. **Taylor W.R., Kammerman M., Hamilton R.** New thermometer and oxygen

fugacity sensor calibrations for ilmenite and chromium spinel-bearing peridotitic assemblages. //7th International Kimberlite Conference. Extended abstracts. 1998. Cape town. 891-901

40. **Барашков Ю.П., Зедгенизов Д.А., Пироговская К.Л., Смелов А.П.** Примеси кальция и хрома в оливинах - включениях из алмазов бассейна р. Анабар // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. - Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2003. - С. 195-197

41. **Зайцев А.И., Смелов А.П.** Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации якутской провинции. Якутск 2010. 105 с.

42. **Розен О.М.** Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. N 3. С. 3-21.

43. **Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З. и др**. Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование Анабарской коллизионной системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, №6. С. 3-24

44. **Розен О.М.,** Коллизионная система северо-востока Сибирского кратона и проблема алмазоносного литосферного корня // Геотектоника. 2005. N 6. С. 42-67.

УДК 552.313:551.734 (476.2)

Петрографическая характеристика магматических пород зоны сочленения Припятского прогиба и Воронежской антеклизы (Гомельская структурная перемычка)

Михайлов Н.Д., Лапцевич А.Г

Республиканское унитарное предприятие «Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт» г. Минск,
E-mail: mihailov@geology.org.by

Представлены результаты петрографического изучения пород девонской магматической формации зоны сочленения Припятского прогиба и Воронежской антеклизы на территории Беларуси (Гомельская структурная перемычка). Среди эффузивных пород в центральной ее части выделяется поле трахибазальтов, щелочных базальтов, к западу от него намечается поле трахиандезитов, которое затем переходит в достаточно обширное поле трахитов. В южной части рассматриваемого района выделяется поле фонолитовых (нефелинит- анальцимит-лейцititовых) пород. Породы гипабиссальной фации представлены сиенитами, сиенит-порфирами, лампрофирами. Морфология большинства ксенолитов, имеющих основной и ультраосновной состав, свидетельствует об их «захвате» из недостаточно раскристаллизованного источника и в близкий в геологическом отношении с вмещающими их породами интервал времени. Полученные результаты дают основание предполагать, что при достаточно широком распространении магматических пород среднего состава, ультраосновные и основные породы могут быть «скрыты» под более молодыми покровами щелочных трахитов.

ВВЕДЕНИЕ

В результате магматической деятельности в палеозое (девоне) на юго-востоке Беларуси все установленные к настоящему времени магматические образования локализовались в пределах двух областей: Припятского грабена и Северо- Припятской области магматизма, включающей в себя Жлобинскую седловину, Северо- Припятское плечо и Гомельскую структурную перемычку (ГСП).

Магматические породы Гомельской структурной перемычки продолжают в северном направлении территориально единую Припятскую область магматизма за пределами Припятского рифтового грабена (рис. 1). С юга ГСП ограничена Северо–Припятским разломом Припятского грабена, а на востоке она граничит со структурами западного склона Воронежской антеклизы – Суражский, Гремячский погребенные выступы и Клинцовский грабен. На северо-западе и западе регеональный разлом отделяет перемычку от Северо-Припятского плеча.

До настоящего времени как объекты петрографического изучения магматические образования (породы) Гомельской структурной перемычки достаточно подробно были рассмотрены в ее южной части, где они вскрыты скважиной Центролит 2, получившей в дальнейшем название Гомельского палеовулкана (Корзун, 1982; Айзберг и др., 2001), а также в работе (Веретенников и др., 2000) с краткой характеристикой основных типов пород вскрытых скважинами, пробуренными с целью поисков трубок взрыва в этом районе.

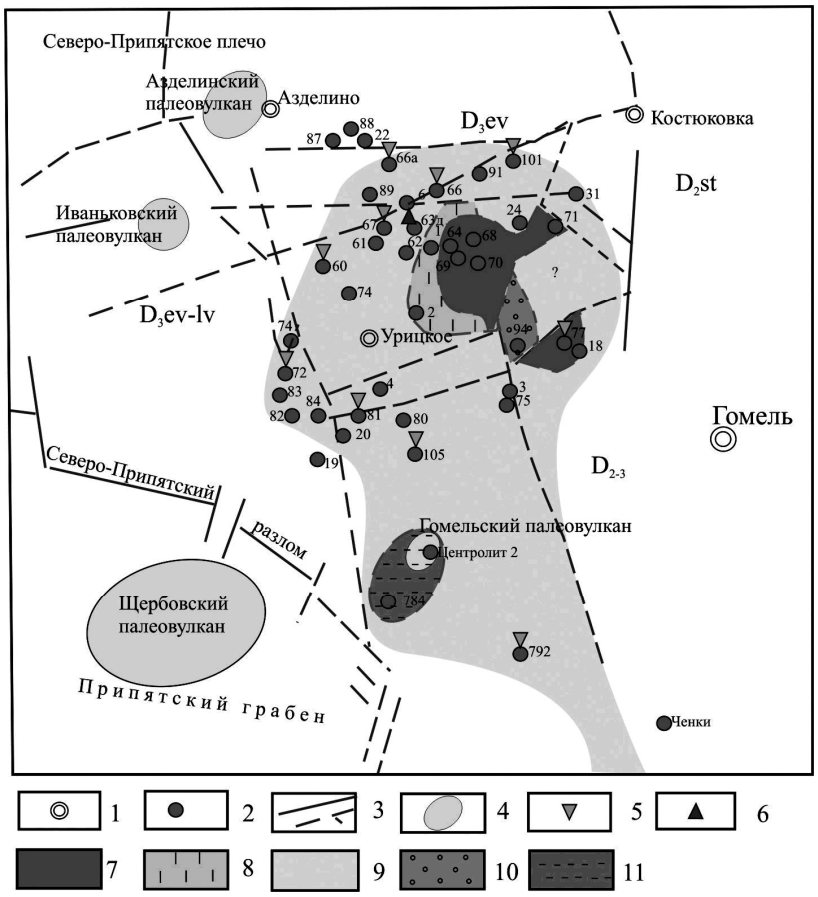


Рис. 1. **Схема проявления верхнепалеозойского магматизма Гомельской структурной перемычки.**

1 – населенные пункты; 2 – скважины, вскрывшие магматические породы; 3 – разломы;4 – палеовулканы;5 – гипабиссальные тела сиенит- порфиров; 6 – гипабиссальные тела лампрофиров; 7-11 контуры полей: 7 – трахибазальтов; 8 – трахтандезитов; 9 – трахитов; 10 – вулканогенно-осадочные отложения речицкого горизонта; 11 – фонолитовых пород.

К настоящему времени авторами получены новые петрографические, петрохимические и геохимические данные, позволяющие отразить специфику магматизма изучаемой территории. В статье также приводятся материалы по изучению магматических пород из скважин расположенных за пределами ГСП, но по петрографическим особенностям, составляющих единую область с магматическими породами изучаемой структуры. В основу

классификации изученных пород положены их минеральный состав, текстурно-структурные особенностей и химический состав.

Рассматривая распространение типов магматических пород в латеральном плане можно отметить следующие особенности. В центральной зоне магматизма Гомельской структурной перемычки установлено поле развития базальтоидов (скв.18, 64, 68, 69, 70,71). В северной части этого поля выявлено в скв.63д гипабиссальное тело щелочных лампрофиров. К западу от поля базальтоидов намечается поле трахиандезитов (скв.1, 2), которое затем переходит в достаточно обширное поле трахитов. Также трахиты установлены в ряде скважин, которые расположены в южном и юго-западном направлениях от поля базальтоидов. Трахиты простираются до Гомельского палеовулкана а, возможно, вплоть до сочленения с Днепровско-Донецкой впадиной, о чем в определенной мере свидетельствует состав магматических пород вскрытых скважиной «санаторий Васильевка». Северную часть поля трахитов ГСП ограничивает серия субширотных разломов. Кроме того в районе Гомельской структурной перемычки широко представлены магматические породы гипабиссальной (субвулканической) фации – сиениты, сиенит–порфиры, реже габброиды (скв. 80). О том, что гипабиссальный и пока еще, возможно, не вскрытый плутонический магматизм были достаточно интенсивными, свидетельствует силл, вскрытый скважиной 91, где щелочные трахиты и сиениты в настоящее время находятся под породами кристаллического фундамента и протерозойскими породами осадочного чехла. Субвулканические породы установлены и на крайнем юго-западе и юго-востоке ГСП, где скважиной 784 и Васильевка 1 массивные магматические породы, представленные сиенит-порфирами, мощностью более 50 м вскрыты под отложениями триаса.

В зоне стыковки разломов субширотного и субмеридионального направления на юге поля базальтоидов скважиной 94 вскрыта толща пород пирокластической фации магматизма речицкого возраста, что подтверждается стратиграфическим положением пород в этой скважине (Обуховская, Саченко, Кручек, 2006). К востоку от этой скважины не имеется достоверной информации о глубинном геологическом строении этого района, но судя по положению разломов можно предполагать наличие здесь поднятого блока.

В отличие от центральных и северных частей Гомельской структурной перемычки верхнедевонские магматические образования в пределах ее южной части образуют поле фонолитовых (нефелинит-анальцимит-лейцititовых) пород (скв. Центролит 2, Прибор 1). Наличие аналогичных магматических образований в скв. 784, пробуренной к юго-западу от скв. Центролит 2, дает основание предполагать достаточно широкое их развитие. Эти породы представлены преимущественно щелочными ультраосновными и основными фоидитами (нефелинитами, анальцимитами, лейцititами) и их эксплозивными производными с калиевой направленностью. Схема

распространения основных типов магматических пород по площади в пределах Гомельской структурной перемычки отражена на рисунке 1.

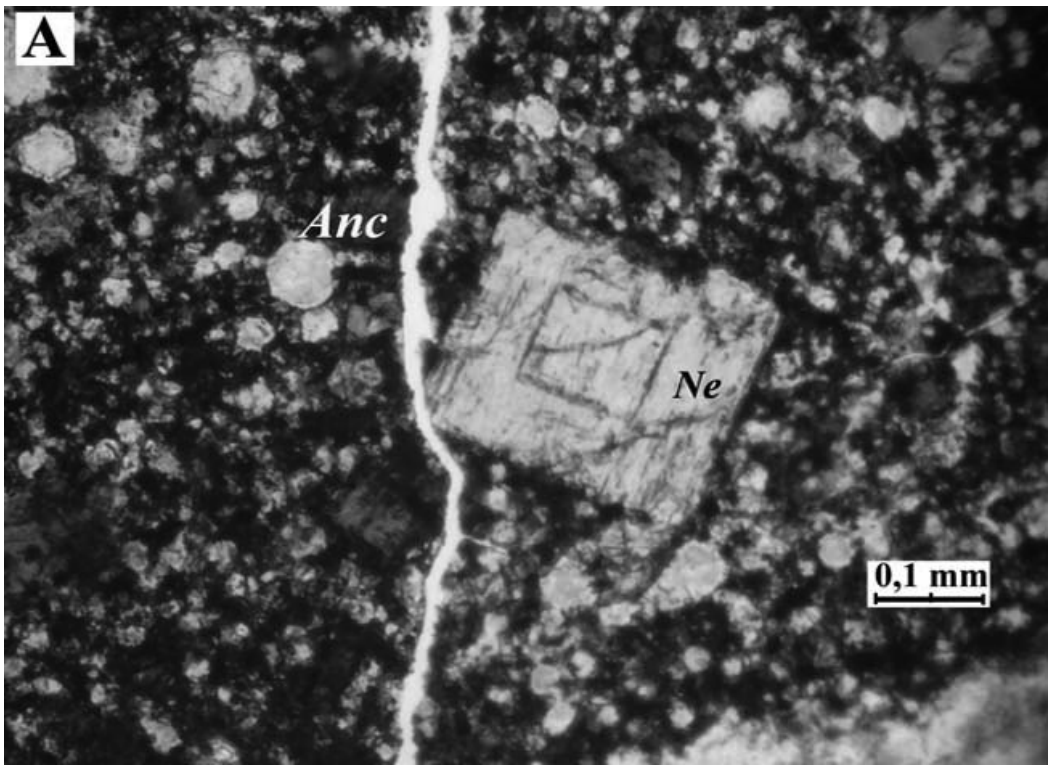


Рис. 2 А

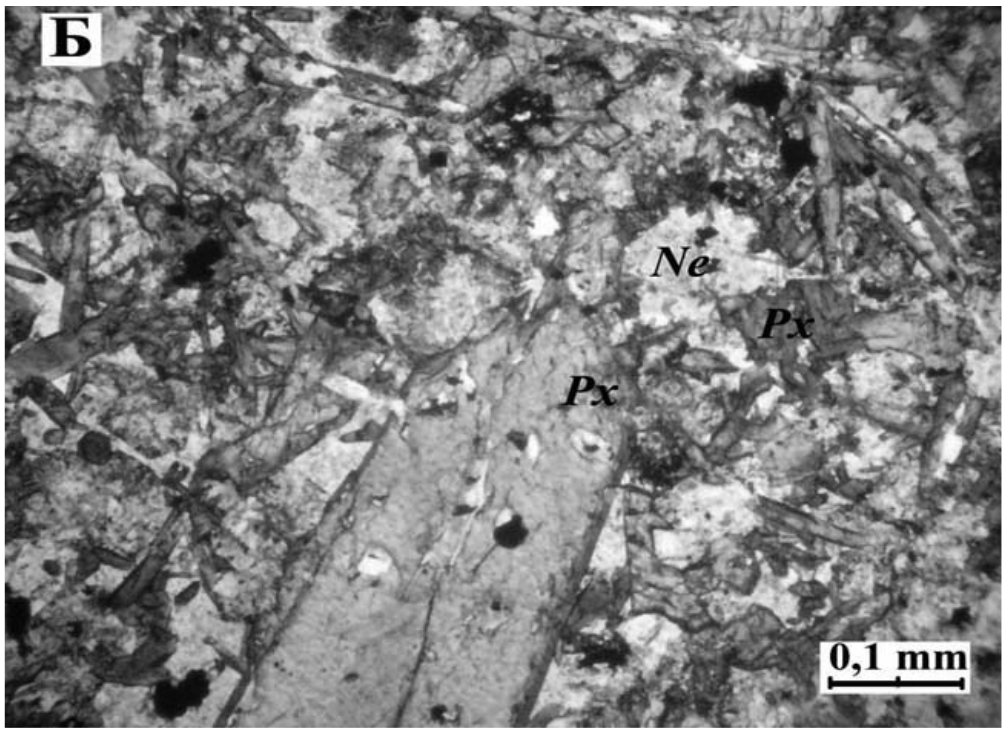


Рис. 2 Б

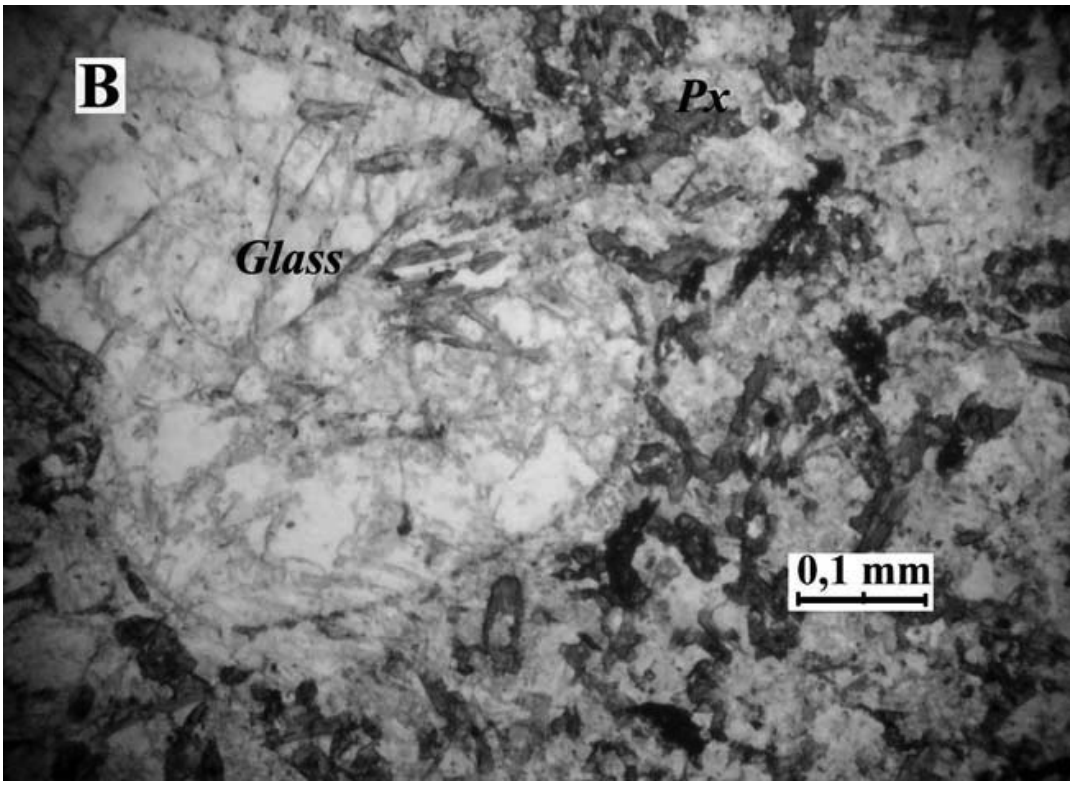


Рис. 2 В

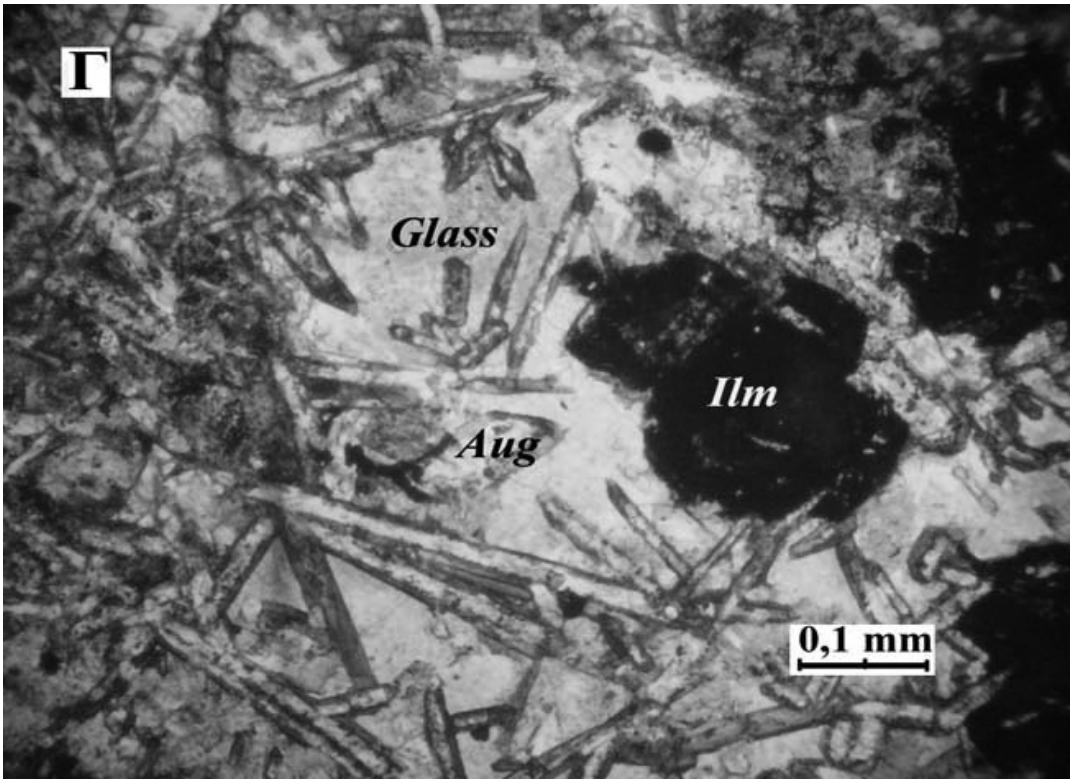


Рис. 2 Г

ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД

Породы эффузивной фации. Нефелиниты зеленовато– и буровато-серые, иногда серо-зеленые породы, микро- и мелкопорфировые, в разной степени измененные с выделением глинистых и карбонатных минералов, цеолитов и других новообразований. Основная масса в них сложена девитрофицированным базисом часто с примесью лейцита, с порфировыми вкрапленниками и микропорфирами нефелина, авгита, щелочного пироксена и микролита авгита (рис. 2а, б). Встречаются сильно измененные афанитовые нефелиниты, а также менее измененные витрофировые породы черного цвета, с редкими микролитами нефелина, а иногда и лейцита. Кроме фенокристаллов встречаются округлые «ксенолиты» стекла иногда слабо раскристаллизованные, с включениями ильменита и авгита и окруженные эгирином (рис.2в, г).

Лейцититы темно- и буровато-зеленые, реже серо-зеленые, часто миндалекаменные, преимущественно порфировые, сильно измененные до почти повсеместного оглинивания. Миндалины выполнены хлоритом, цеолитом, кальцитом. Основная масса породы образована измененным стекловатым базисом, часто отмечаются порфировые вкрапленники и микролиты пироксена, оливина, сопровождающиеся присутствием желтого слюдистого минерала с обилием псевдоморфизованных микролитов лейцита, а иногда и нефелина (рис. 2д).

Анальцимиты темно- и буровато-зеленые, реже серо-зеленые, часто миндалекаменные, преимущественно порфировые, как правило, сильно измененные породы. Сложены измененным стекловатым базисом с вкрапленностью анальцима, иногда с примесью фенокристов нефелина, пироксена реже содалита (рис. 2е).

Базальты скважины 18, которая расположена на юго-востоке поля базальтоидов, имеют афировую и олигофировую структуру с единичными фенокристаллами полевого шпата и карбонатизированных пироксена и оливина. Основная масса породы сложена лейстами полевых шпатов, остатками стекла. Породу отличает обильная вкрапленность магнетита, часто с рутилом. Вокруг округлых фенокристаллов измененного оливина порода приобретает слегка ориентированную флюидальную структуру обтекания этих фенокристаллов (рис. 3а). В нижней части разреза скв. 18 базальты переходят в лавобрекчию базальтов, сложенную округлыми обломками пород как вышележащих базальтоидов, так и амфибол-полевошпатовых разностей (рис. 3б). Цементирующая часть брекчии представлена карбонатом и продуктами пелитизации силикатных минералов.

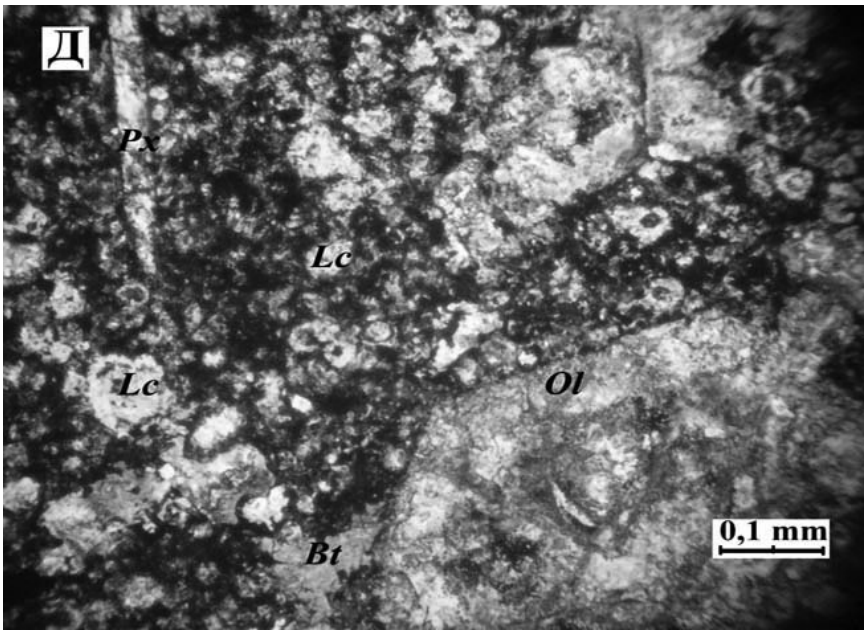


Рис. 2 Д

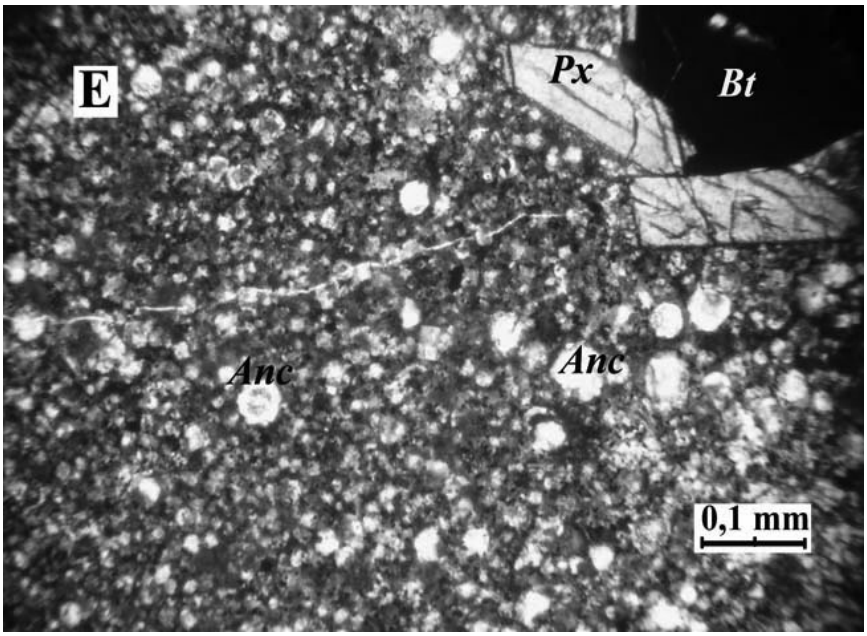


Рис. 2 Е

Рис. 2. **Фонолитовые породы южной части Гомельской структурной перемычки.**

А – нефеленит с фенокристами зонального нефелина (скв. Центролит 2, гл. 648м, шлиф, николи //); Б – порфиры щелочного пироксена в нефелините (скв. Центролит 2, гл. 432м, шлиф, николи //); В – пироксеновый нефелинит с округлыми нодулями «ксенолитами» стекла (скв. Центролит 2, гл. 434м, шлиф, николи //); Г– вкрапленники ильменита, пироксена (авгит) в стекле (скв. Центролит 2, гл. 434м, шлиф, николи //); Д – лейцитит с вкрапленником оливина, вкрапленностью биотита и игольчатых кристаллов щелочного пироксена (скв. Центролит 2, гл. 434м, шлиф, николи //); Е – анальцимит с микровкрапленниками пироксена и биотита (скв. Центролит 2, гл. 434м, шлиф, николи //).

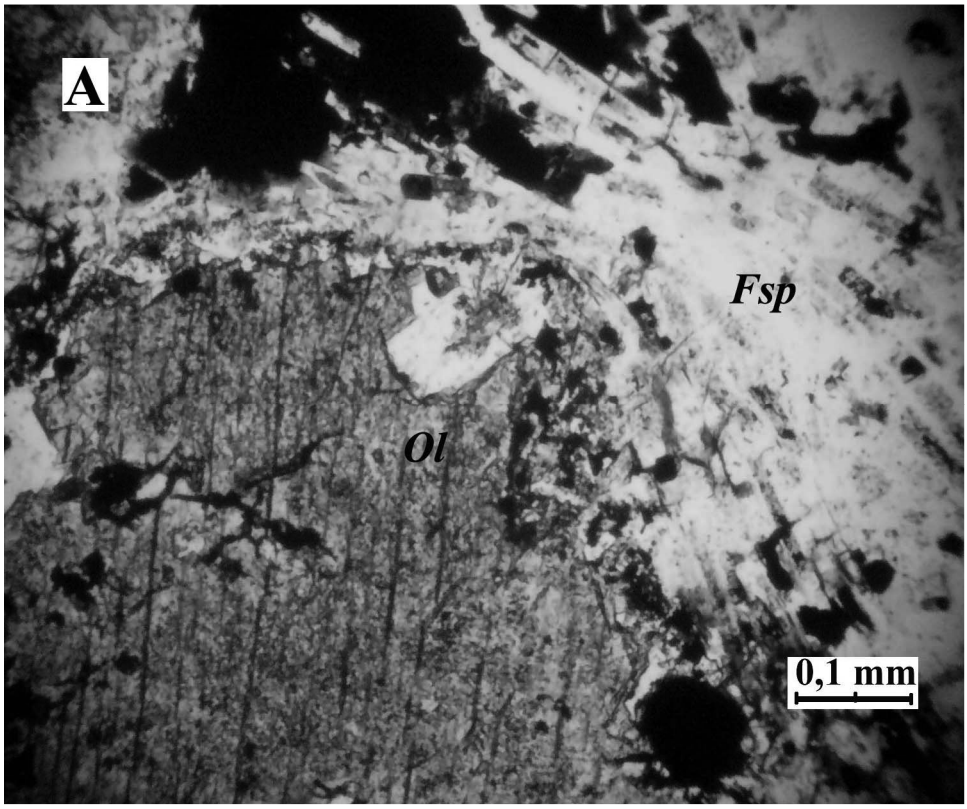


Рис. 3 А

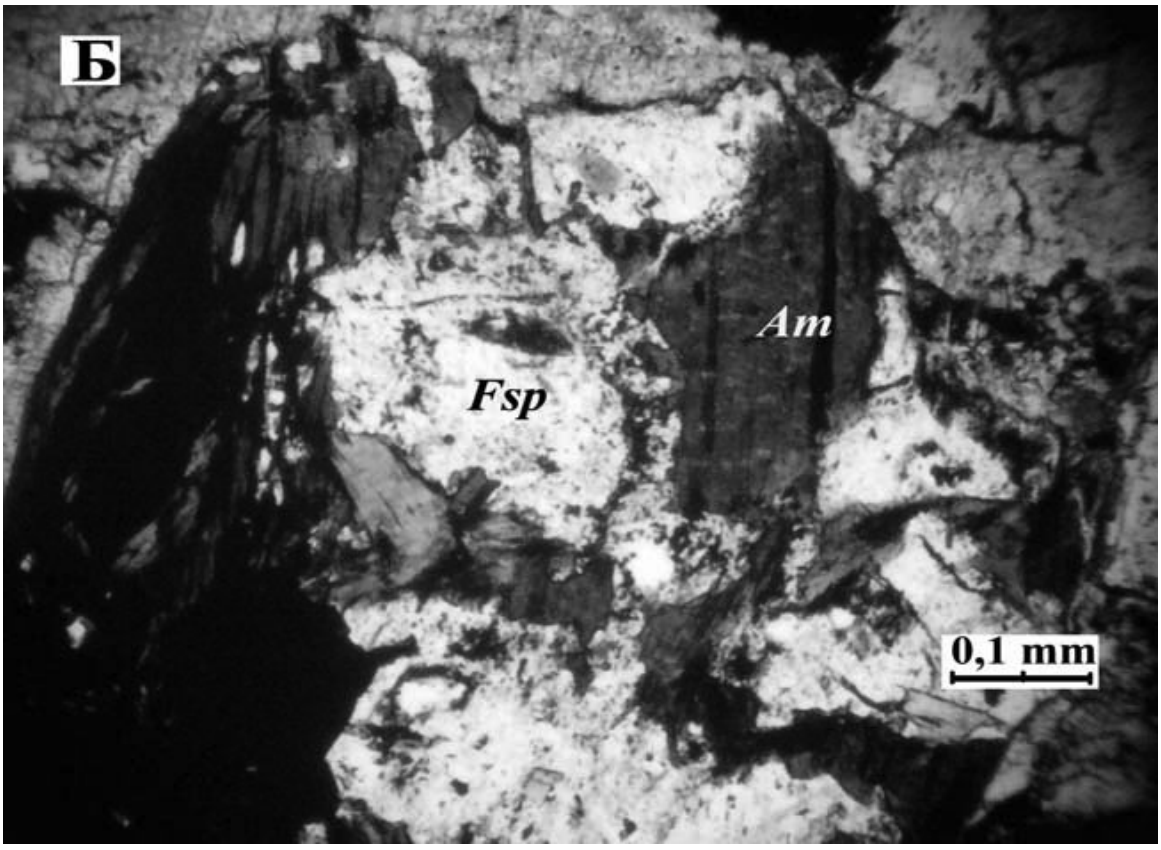


Рис. 3 Б

Базальты, вскрытые скважинами 64, 68, 69, представляют собой достаточно однообразные по составу и структуре породы темно-серого цвета, макроскопически афанитовой, плотной, иногда миндалекаменной текстуры. Под микроскопом устанавливается, что структура базальтов афировая, микроофитовя часто нечетко-порфировая (олигофировая) за счет более крупных кристаллов полевого шпата, плагиоклаза, реже стекловатая. Основная масса в них стекловато-микролитовая по составу пироксен-ортоклазовая, расположение микролитов (лейст) беспорядочное, но иногда порода имеет субтрахитовую структуру с видимым обтеканием вокруг фенокристов пироксена и плагиоклаза. Состав вкрапленников в основном полевошпат-пироксеновый, реже амфиболовый (рис. 3в).

С увеличением числа вкрапленников плагиоклаза базальты переходят *в трахиадезиты*, которые вскрыты в скважине 1, 2. Это серовато- или красновато-коричневые породы субтрахитовой структуры и вкрапленниками кислого плагиоклаза (олигоклаза, альбит- олигоклаза, иногда олигоклаз-андезина) размерами до 5—6 мм. В меньшем количестве содержатся фенокристаллы цветных минералов размерами до 1—2 мм, в большинстве замещенных вторичными, главным образом глинистыми, карбонатными и рудными минералами. Калишпат основной массы заметно пелитизирован. Основная масса калишпатовая с включением рудного минерала, вулканического стекла, афировой, скрытокристаллической структуры, реже олигофировой, вызванной присутствием вкрапленников авгита. Вокруг фенокристалов авгита, эгерин-авгита лейсты полевых шпатов образуют структуры обтекания (рис. 3г).

Трахиты Гомельской структурной перемычки, вскрытые скважинами 3, 24, 60, 66, 80 – серые, красно-серые, часто палеотипного облика породы в большей части с хорошо выраженной порфировой структурой. Основная масса породы характеризуется трахитовой, апотрахитовой, реже пилотакситовой (рис. 4а) структурой и сложена ортоклазом и анортоклазом, реже альбитом, присутствующими в различных соотношениях. Ортоклаз диагностируется по бурым, желто-бурым продуктам замещения. Для анортоклаза часто характерны тонкие полисинтетические двойники. По составу фенокристаллов среди трахитов можно выделить полевошпатовые, полевошпат–пироксеновые и пироксеновые разности пород. Фенокристаллы полевых шпатов представлены идиоморфными, часто удлиненными кристаллами альбита, анортоклаза, их размеры изменяются от долей мм до нескольких см. Преимущественно полевошпатовым (плагиоклазовым) составом характеризуются трахиты скв. 60, 61 (рис. 4б). В то же время породы, вскрытые в 62 скважине, относятся к полевошпат-пироксеновым разновидностям (рис. 4в). При этом, как правило, вблизи фенокристаллов фиксируется густая вкрапленность магнетита, сфена, апатита. Преимущественно пироксеновые фенокристаллы отмечаются в трахитах

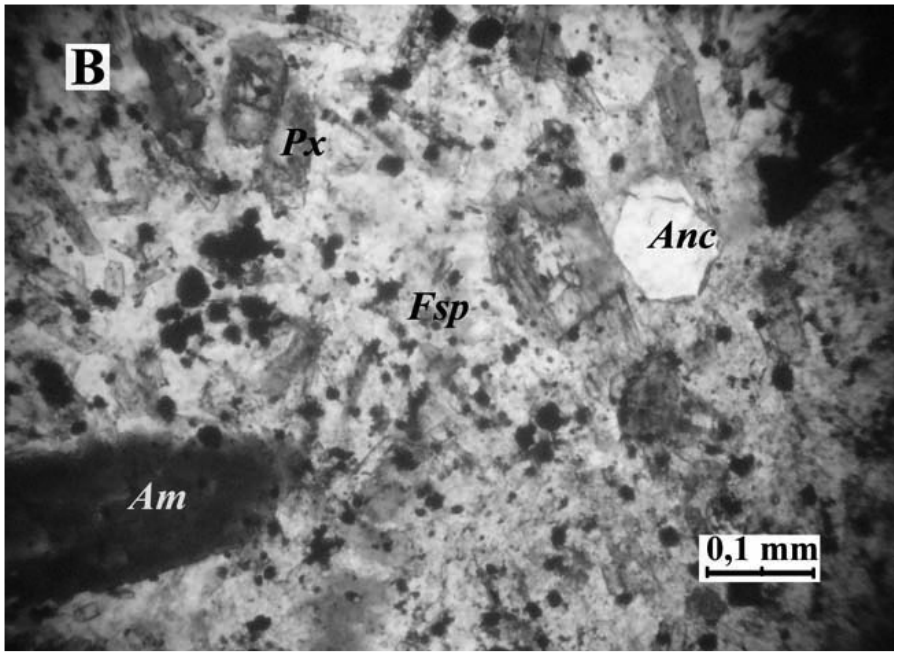


Рис. 3 В

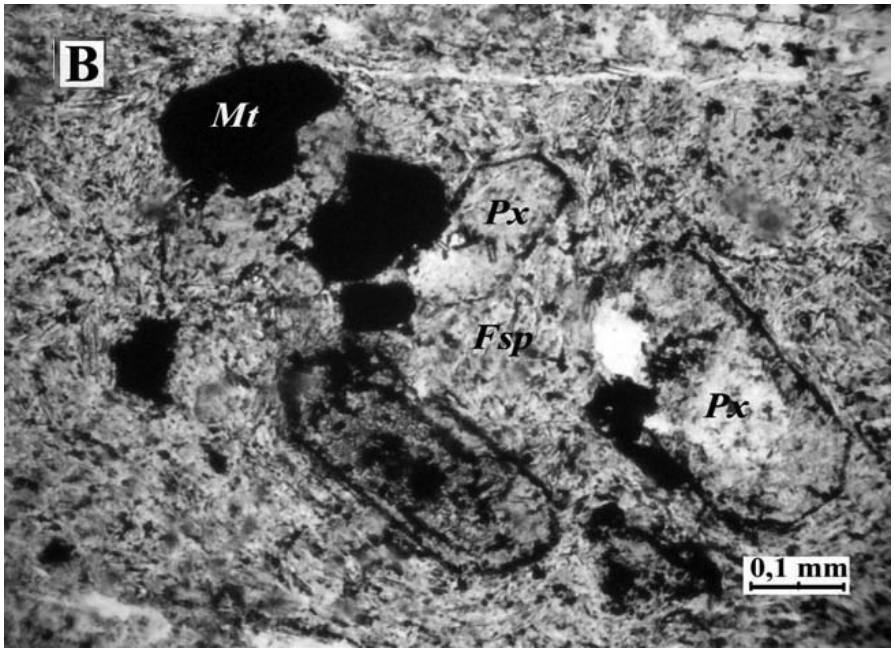


Рис. 3 Г

Рис. 3. **Базальты и трахиандезиты Гомельской структурной перемычки.**
А – базальт с округлыми карбонатизированными фенокристами оливина и текстурой облекания (скв. 18, гл. 321м, шлиф, николи //); Б – лавобрекчия базальта с амфибол-полевошпатовыми обломками (скв. 18, гл. 324м, шлиф, николи //); В – амфибол-полевошпатовый базальт олигофировой структуры с небольшим количеством микровкрапленников пироксена и анальцима (скв. 69, гл. 327м, шлиф, николи //); Г – субтрахитовая текстура трахиандезита вокруг измененных фенокристов пироксена (скв. 2 гл. 391, шлиф, николи //).

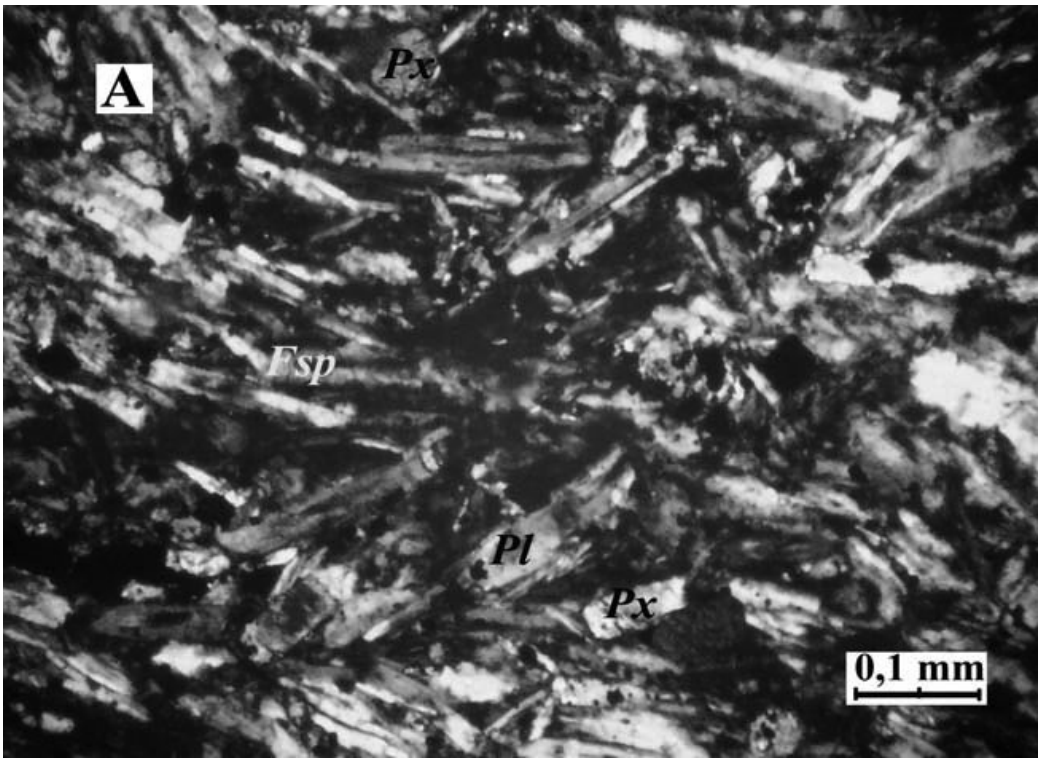


Рис. 4 А

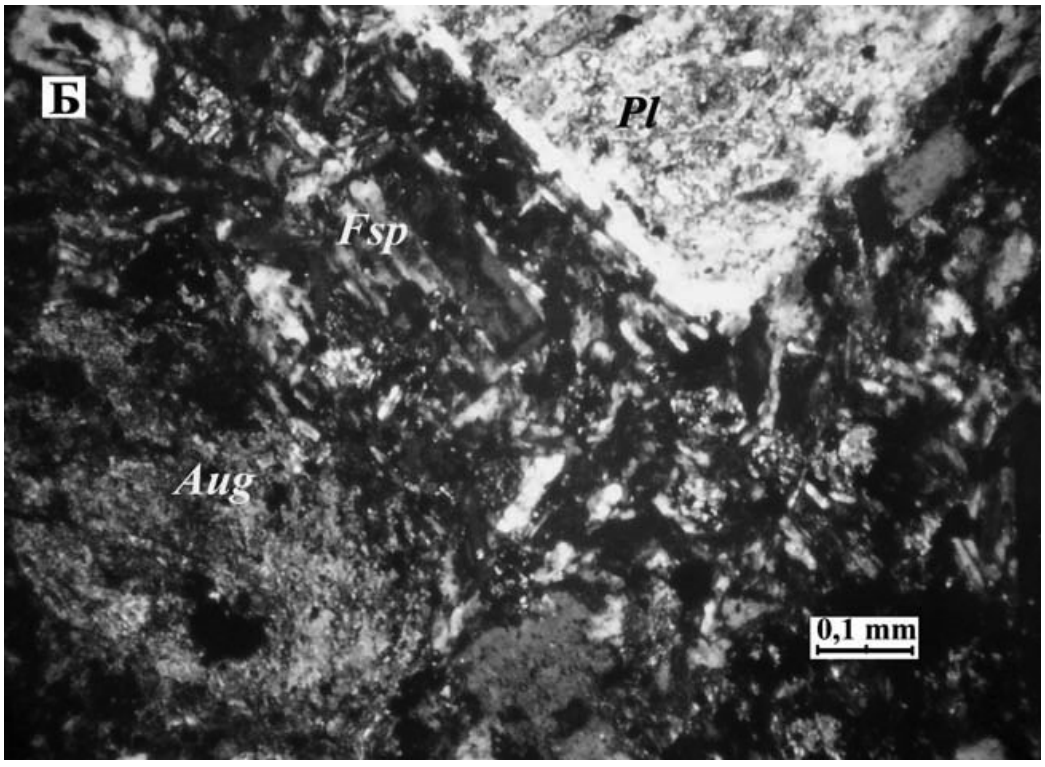


Рис. 4 Б

скважин 24, 91. Здесь, кроме того, основная масса породы афировой структуры содержит не только микролиты полевого шпата, но и тонкокристаллический призматический авгит (рис. 4г). Среди фенокристаллов щелочных моноклинных пироксенов преобладают густо окрашенные в зеленый, желто-зеленый цвет минералы с заметным плеохроизмом, относящиеся к эгирин авгиту (рис. 4д). Изредка отмечаются оливиновые микрофенокристы, как правило, округлого облика, замутненные. Лавобрекчии трахитов выявляются в нижних частях разрезов скважин. Наиболее классической является лавобрекчия трахитов скважины 80, которая вскрыта на глубине 398 м. В ее составе преобладают обломки трахитов округлой формы, пространство между этими обломками заполнено витрофир-серицитовым веществом (рис. 4е).

Породы гипабисальной фации. Сиениты и сиенит-порфиры представляют собой серые, коричневатые, розовые породы, как правило с высоким содержанием полевошпатовых вкрапленников. Основная масса сложена ортоклазом, окрашенным часто продуктами пеллитизации в буроватые оттенки. Порода обычно полнокристаллическая, но в ряде случаев между лейстами полевых шпатов отмечаются линзовидные гнезда слабо анизотропного зеленовато-желтого хлоритоподобного вещества, указывающего на первоначальное присутствие щелочного стекла, иногда встречается субтрахитовая структура. Наиболее характерным представителем породы такого типа является пироксен-плагиоклазовый сиенит скважины 77 (рис. 5а), имеющий трахитовую и субтрахитовую структуру основной массы и олигофировую структуру всей породы за счет крупных фенокристов плагиоклаза, щелочного пироксена и обильной вкрапленности сфена и рутила. Обычно в породе кристаллы ортоклаза основной массы (достаточно широко варьирующие по размерности) расположены беспорядочно, но в скважине 72 основная масса образует интерсертальную структуру (рис. 5б).

По набору цветных минералов сиенит-порфиры относятся к пироксеновым, реже роговообманково-пироксеновым. Фенокристаллы пироксена в основном представлены удлиненно призматическими светло-зелеными, зеленовато-желтыми с хорошо проявленным плеохроизмом кристаллами эгерин-авгита (рис 5в) и акмита с оторочкой сфена и вкрапленностью магнетита (рис. 5г). Характерной особенностью сиенит-порфиров Гомельской структурной перемычки является обильная вкрапленность сфена и магнетита (в сумме более 2%). Кроме моноклинных щелочных пироксенов иногда в качестве микролитов отмечаются выделения ромбических пироксенов.

Появление амфиболов – роговой обманки, актинолита, тремолита и др. в составе фенокристов в сиенит-порфирах Гомельской структурной перемычки (за исключением пород вскрытых в скважине 81) может быть связано либо с

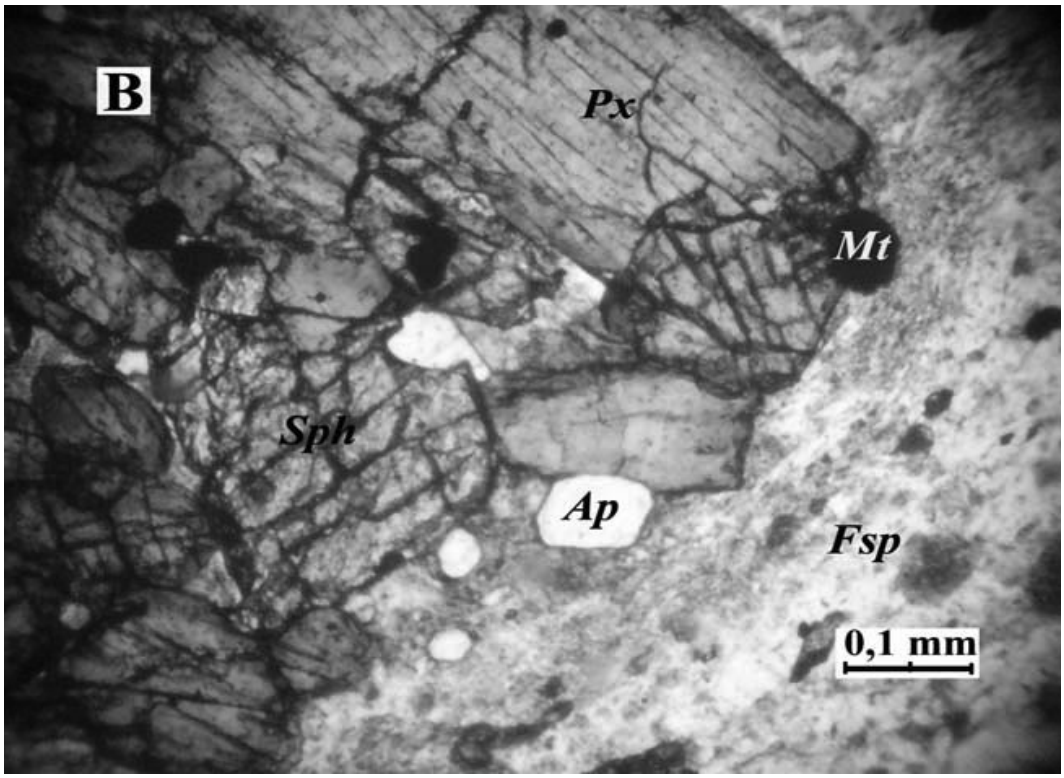


Рис. 4 В

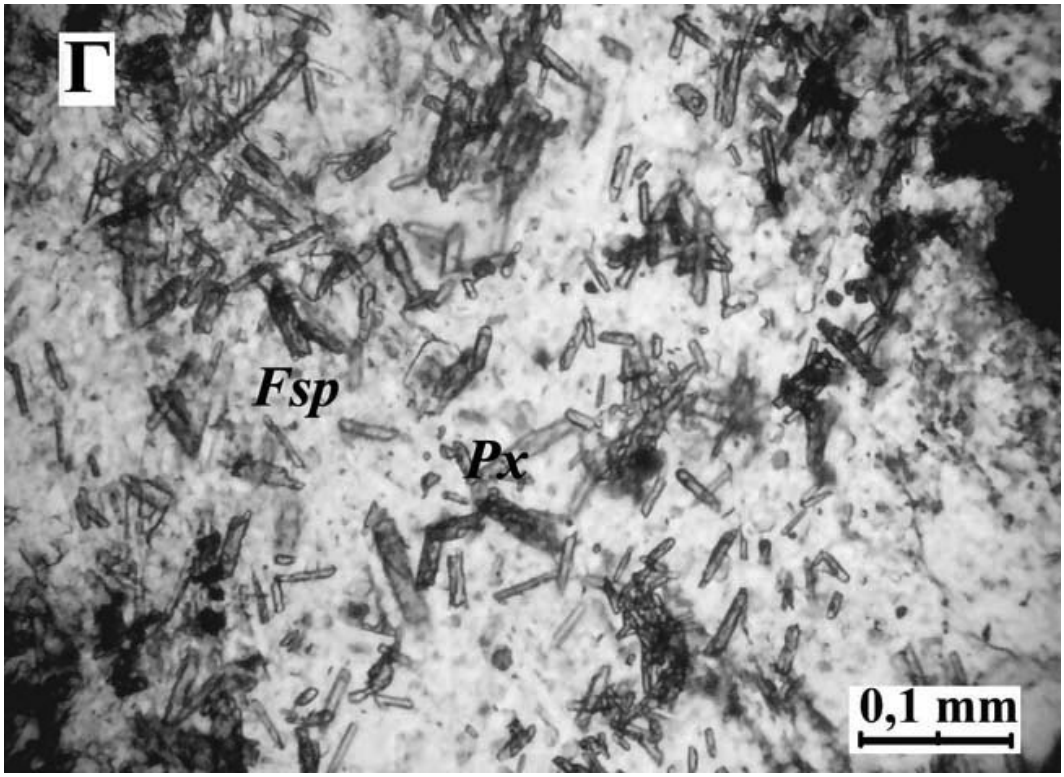


Рис. 4 Г

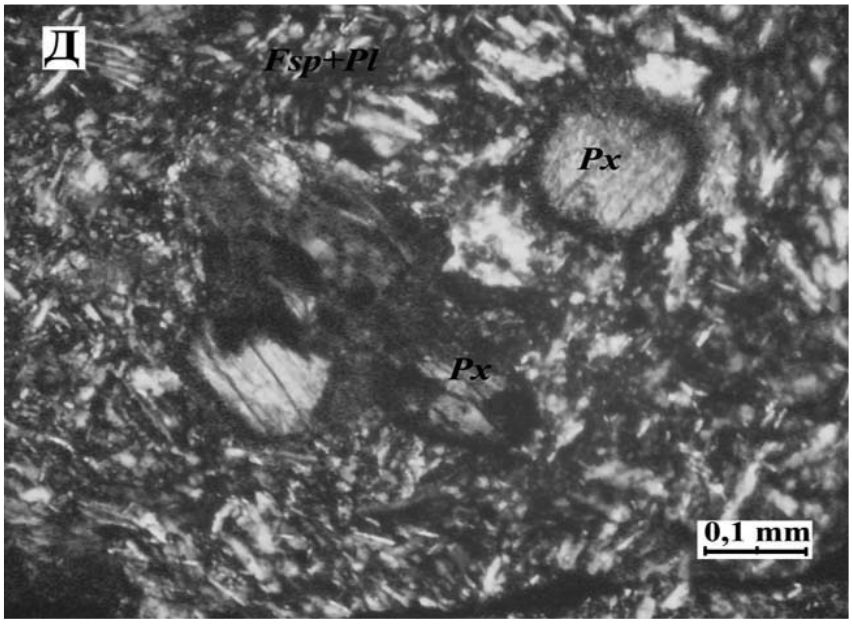


Рис. 4 Д

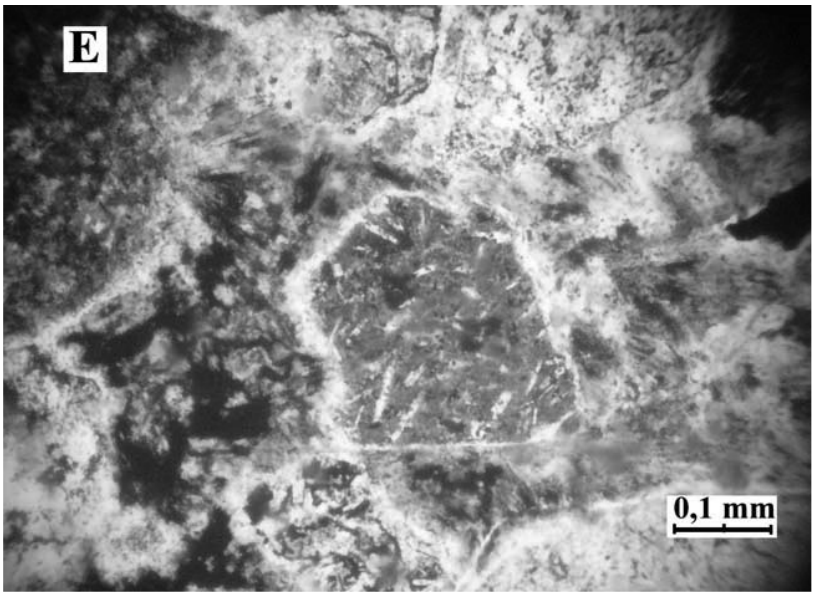


Рис. 4 Е

Рис. 4. **Трахиты Гомельской структурной перемычки.**

А – пироксеновый трахит с пилотакситовой структурой течения (скв. 66, гл. 271,5м, шлиф, николи +); Б – плагиоклаз- альбитовый трахит с редкими вкрапленниками измененного пироксена (авгит) и плагиоклаза (скв. 60, гл. 373м, шлиф, николи +); В – порфировый пироксен-плагиоклазовый трахит с вкрапленностью сфена, магнетита, апатита (скв. 62, гл. 258м, шлиф, николи +); Г– пироксеновый трахит, основная масса представлена лейстами полевого шпата и кристаллами щелочного пироксена (скв. 24, гл. 265м, шлиф, николи //); Д – щелочной трахит с фенокристаллами эгирин-авгита (скв. 24, гл. 265м, шлиф, николи +); Е – лавобрекчия щелочных трахитов (скв. 80, гл. 398м, шлиф, николи //).

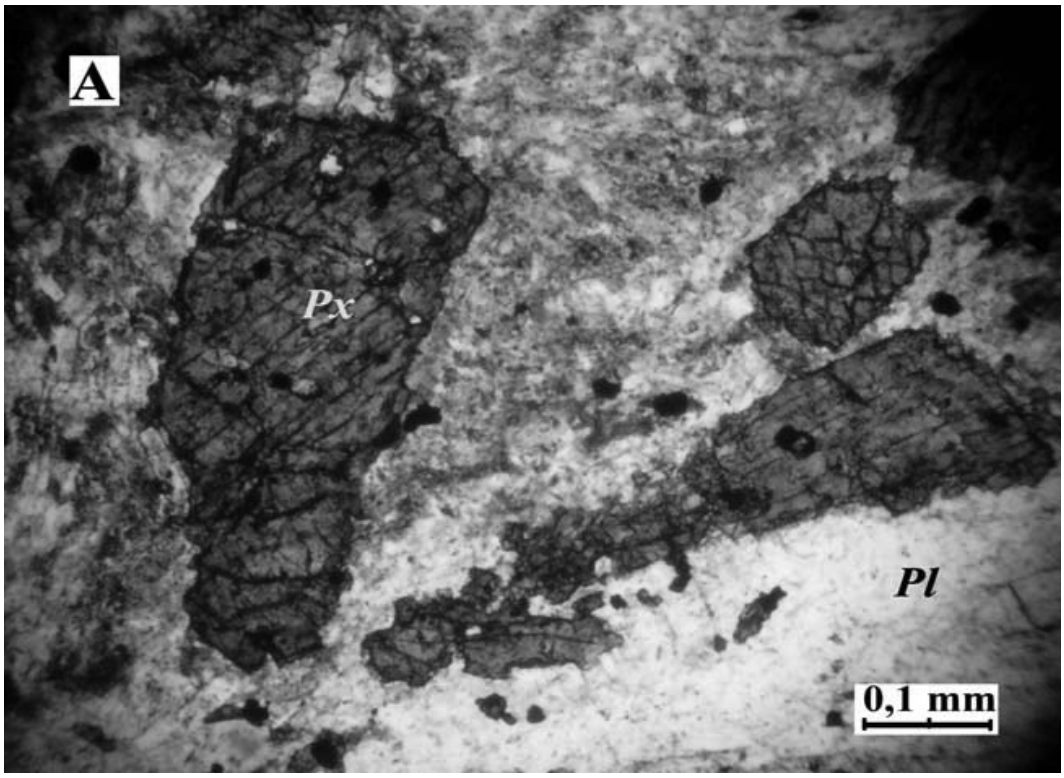


Рис. 5 А

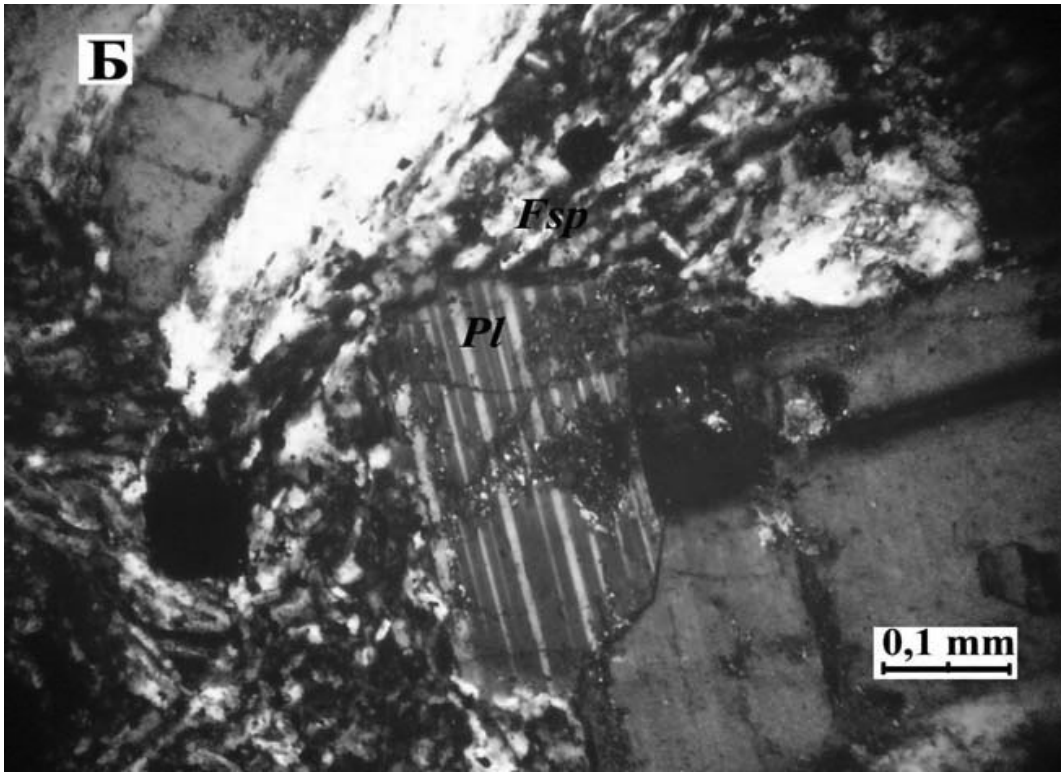


Рис. 5 Б

ксенолитами, в состав которых они входят как основные породообразующие минералы, либо с амфиболизацией фенокристов щелочных пироксенов (рис. 5 д). Данный процесс достаточно широко известен еще с середины прошлого столетия (Лодочников, 1971). Особенно интенсивно процесс амфиболизации моноклинных щелочных пироксенов происходит в породах, где вместе с пироксенами имеются полевые шпаты. Чем сильнее идет разложение полевого шпата, тем сильнее амфиболизация пироксенов, которая развивается с центра щелочного пироксена, а по краям инкрустируется остаточным пироксеном и магнетитом (рис. 5е). Достаточно редкое появление амфиболов в составе породообразующих минералов сиенит-порфиров совместно с определенными их текстурно-структурными особенностями (трахитовая, субфлюидальная) и выявленными «остаточными» линзовидным гнездами стекла, по нашему мнению, может служить дополнительным критерием отнесения этих пород к гипабиссальной (субвулканической) фации магматизма рассматриваемого района, поскольку иногда достаточно трудно отнести такие породы к определенной фации (классу) магматизма. В качестве примера можно привести силл щелочных трахитов, вскрытых в 91 скважине. На самом контакте с породами фундамента (гл 360 м.) магматические породы представлены сиенит-порфирами с субфлюидальной текстурой, при этом сам процесс внедрения сила нашел свое отражение в изгибе без дробления крупных порфировых вкрапленников плагиоклаза (рис. 6а) и обтекании этого изгиба минералами основной массы породы. Ниже по разрезу скважины породы переходят в щелочные трахиты. На рисунке 6б отражена зона контакта сиенит-порфира скважины 784 с нефелинитовыми породами Гомельского палеовулкана. Здесь смятию и прогреву подвергаются прорываемые сиенит-порфиром нефелиниты. Контакт пород выполнен прожилком кальцит-опалового состава с хлоритом, при этом нефелинит брекчирован, имеет темно-коричневый цвет и подвергся интенсивному прогреву (рис. 6в). По мере удаления от контакта прорываемая порода приобретает характерную для нее зеленовато-серую окраску, увеличивается количества вкрапленников нефелина, появляются фенокристы щелочного пироксена (рис. 6г).

Лампрофиры**.** Лампрофиры фельдшпатоидного подсемейства, представленные мончикитом, установлены в скважине 63д. По определению Х. Вильямса (Вильямс, Тернер, Гилберт, 1985) мончикиты отличаются от фельдшпатоидных камптонитов отсутствием полевого шпата, взамен которого в фельзической связующей массе появляется бесцветный изотропный минерал либо натровое стекло, либо анальцим. Лампрофир, вскрытый скважиной 63д, представлен породой черного цвета порфировой структуры. Основная масса породы сложена слегка раскристаллизованным стеклом и удлиненно призматическими зеленовато-желтыми кристаллами щелочного пироксена, анальцима и апатита (рис. 7а). Изредка встречается

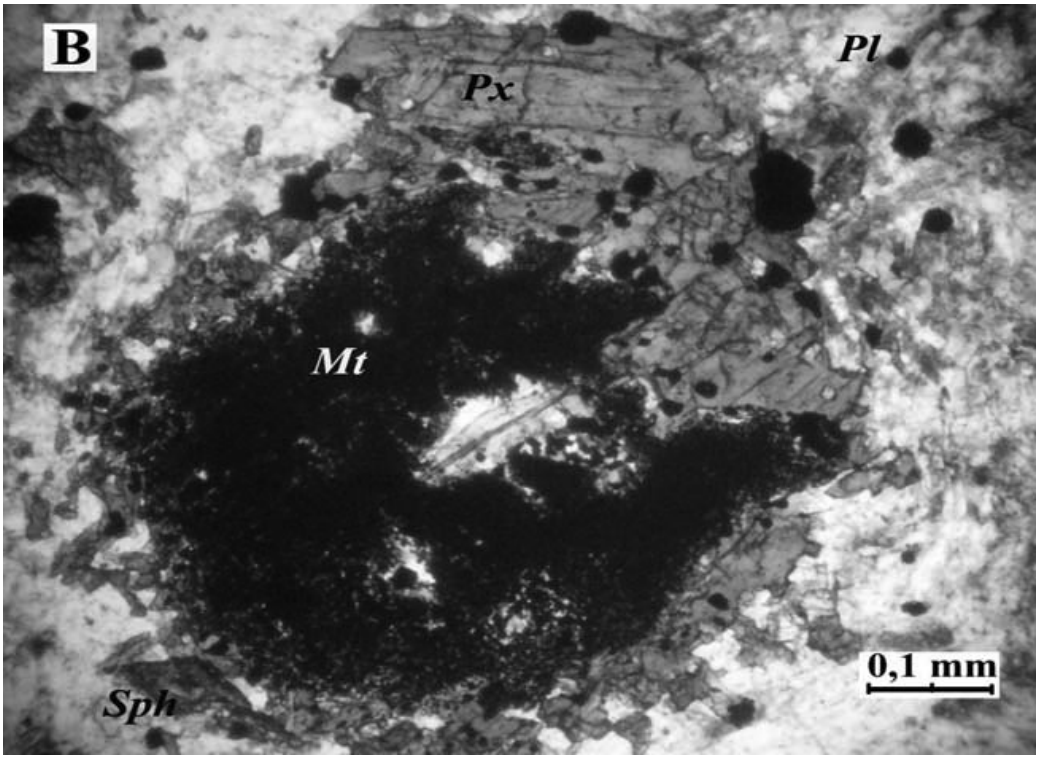


Рис. 5 В

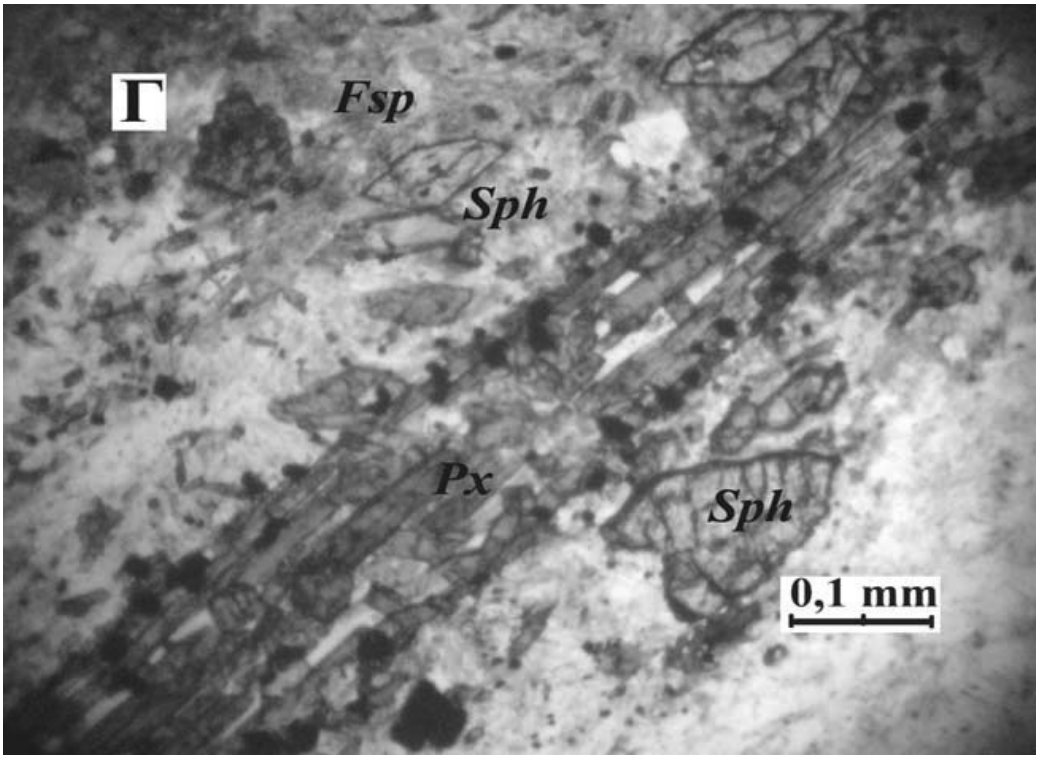


Рис. 5 Г

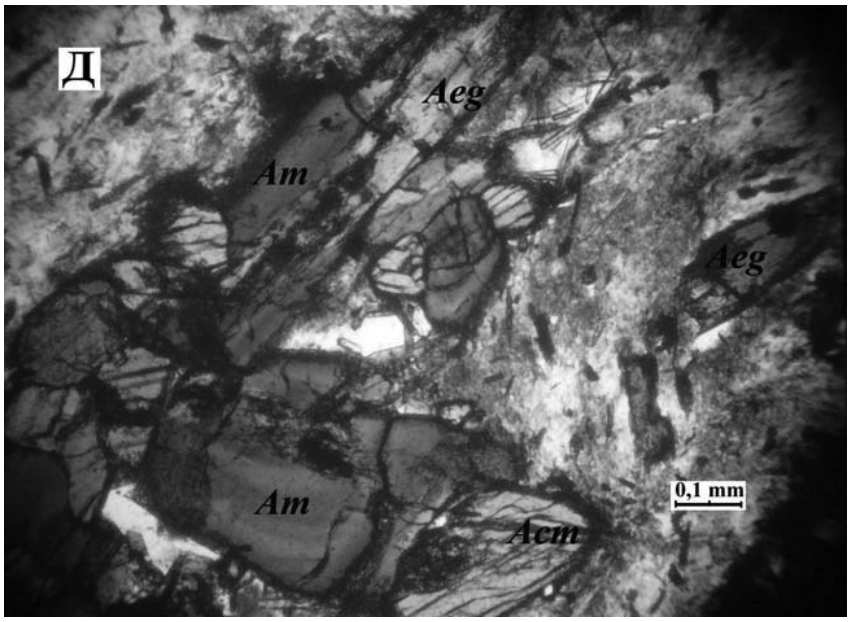


Рис. 5 Д

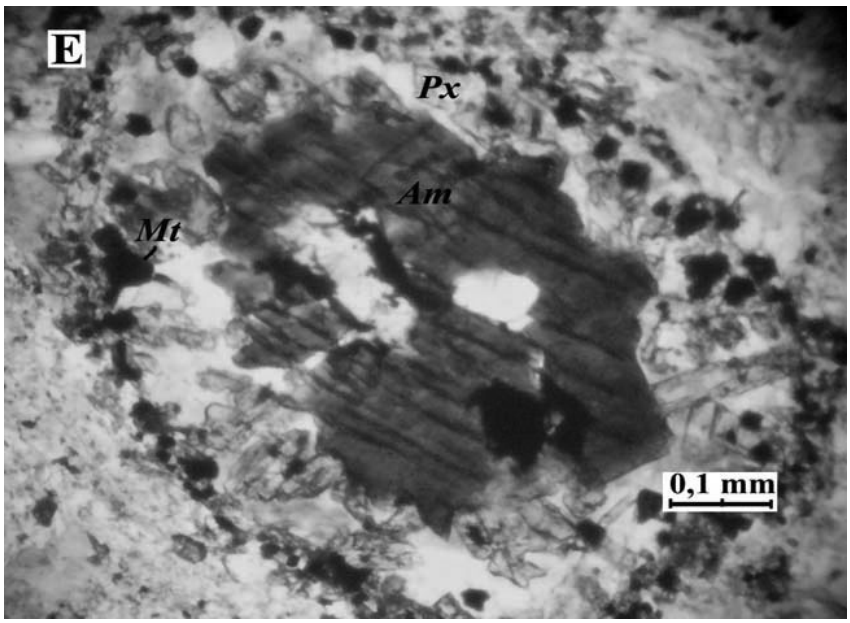


Рис. 5 Е

Рис. 5. **Сиенит-порфиры Гомельской структурной перемычки.**
А – пироксен-плагиоклазовый сиенит с трахитовой олигофировой структурой и вкрапленностью сфена (скв. 77, гл. 280м, шлиф, николи //); Б – плагиоклазовый сиенит-порфир интерсертальной структуры (скв. 72, гл. 298м, шлиф, николи +); В – пироксен-плагиоклазовый сиенит трахитовой олигофировой структуры и вкрапленностью сфена; по эгерину развивается магнетит и появляется оторочка рутила (скв. 77, гл. 280м, шлиф, николи //); Г – сиенит-порфир, ориентировка сфена в породе согласно вкрапленникам эгирин-авгита (скв. 105, гл. 340,5м, шлиф, николи //); Д – сростки амфиболитизированного эгирин-акмита (скв. 105, гл. 336,5м, шлиф, николи //); Е– амфиболизированный фенокрист щелочного пироксена. В центре амфибол по краям инкрустация пироксеном и магнетитом (скв. 33, гл. 365м, шлиф, николи //).

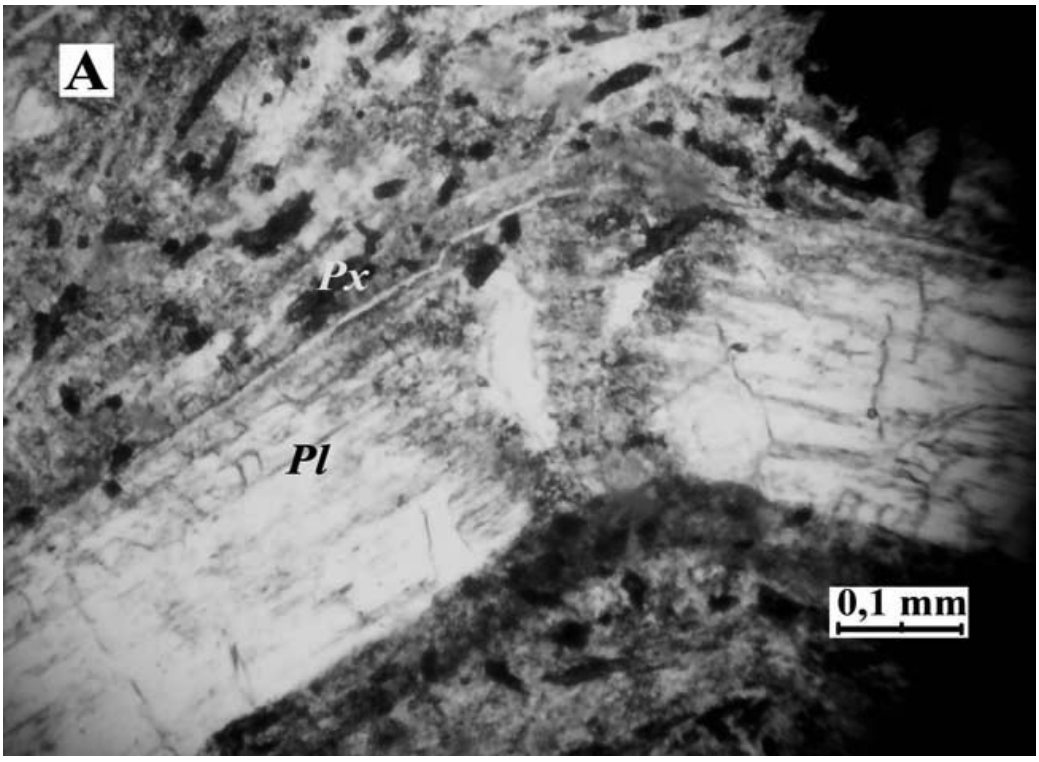


Рис. 6 А

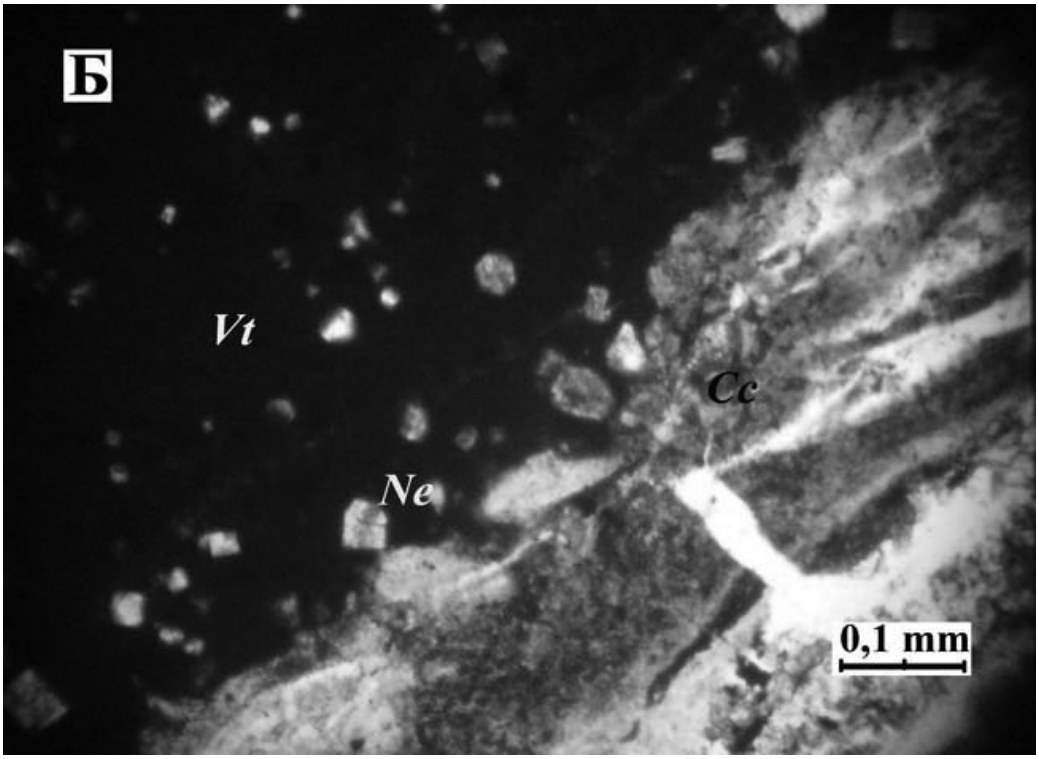


Рис. 6 б

порфировые вкрапленники ромбического пироксена, но они короткопризматические и имеют меньший размер. Порода характеризуется обильной вкрапленностью магнетита, реже ильменита и отвечает по минеральному и химическому составу пироксен-магнетитовому мончикиту. Второй разновидностью, либо переходной разностью ламрофиров, вскрытых скважиной 63д ниже пироксен-магнетитовых мончикитов, являются мончикиты с витрофир-оливин-пироксеновыми нодулями. Основной состав этой породы близок к составу вышеописанных мончикитов, но пироксен и магнетит образуют субтрахитовую структуру вокруг нодулей (рис. 7б). Сами нодули, по-видимому, по первичному составу оливиновые, изменены до оранжево-бурого цвета (по Лодочникову иддингсит-биотитовидный минерал) и образуется венчиковая микроструктура нодулей, когда основная их часть выполнена иддингситом окруженным оболочкой пироксена и магнетита (рис. 7в). Кроме нодулей в породе отмечаются линзовидные, каплевидные «остаточные ксенолиты» стекла (как и в нефелинитах скв. Центролит 2), в них отмечается вкрапленность двух генераций пироксенов— игольчатые, по всей массе и фенокристы призматических клино- и ортопироксенов (рис. 7г).

С целью подтверждения и уточнения петрографической диагностики вышеописанных пород, установления их петрохимических особенностей выполнены химические анализы этих пород. Сравнение их результатов с данными о химическом составе соответствующих петрографических семейств и видов вулканических и гипабиссальных пород (Классификация и номенклатура..., 1981; Магматические горные породы, ч. 1, 1983; Петрографический кодекс, 2008) подтверждает петрографическую диагностику пород ГСП, данную по результатам их петрографического изучения (в шлифах). Некоторые незначительные отличия в содержаниях отдельных породообразующих оксидов в вышеописанных породах от содержаний в их аналогах (это содержания суммарного железа, CaO, реже SiO_2 и щелочей) может быть объяснено или вторичной измененностью проанализированных пород, или их карбонатизацией в виде миндалин и по трещинам. Главными особенностями химизма магматических пород Гомельской структурной перемычки являются: 1) повышенная щелочность при смешанном калиево-натриевом составе щелочей. В лейцититах и тефрифонолитах резко преобладает K_2O, его содержания достигают 8-15%, что вполне соответствует щелочным породам калиевой серии, содержащим модальный лейцит, как среди порфировых вкрапленников, так и в виде микролитов в основной массе этих пород; 2) обедненность кремнеземом (следует отметить, что пониженное содержание кремнезема наиболее характерно для трахитов и сиенит-порфиров); 3) повышенное содержание титана, минералогически выраженное в высоком содержании акцессорного сфена; 4) пониженное содержание во всех разновидностях изученных пород

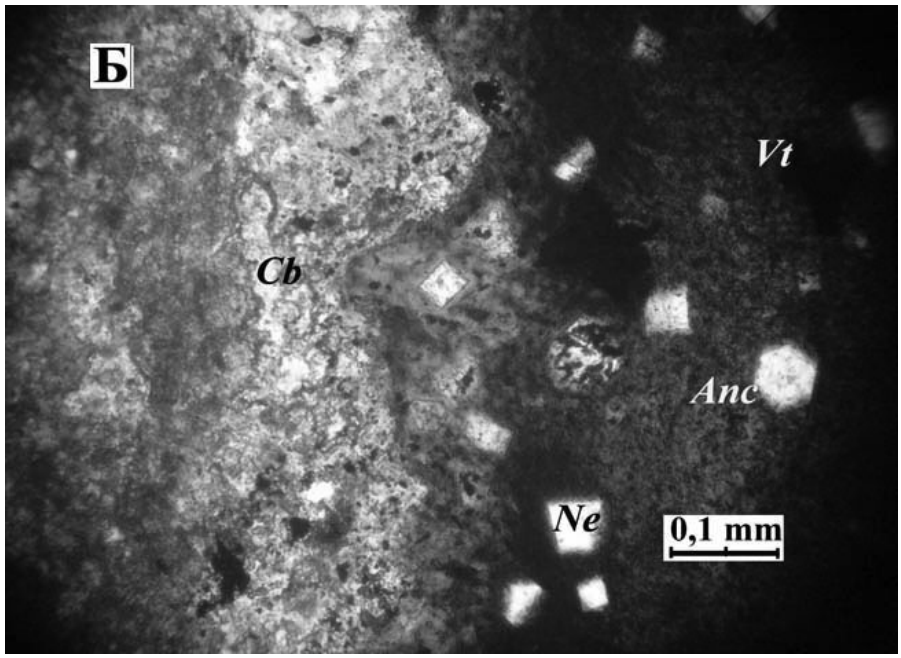


Рис. 6 В

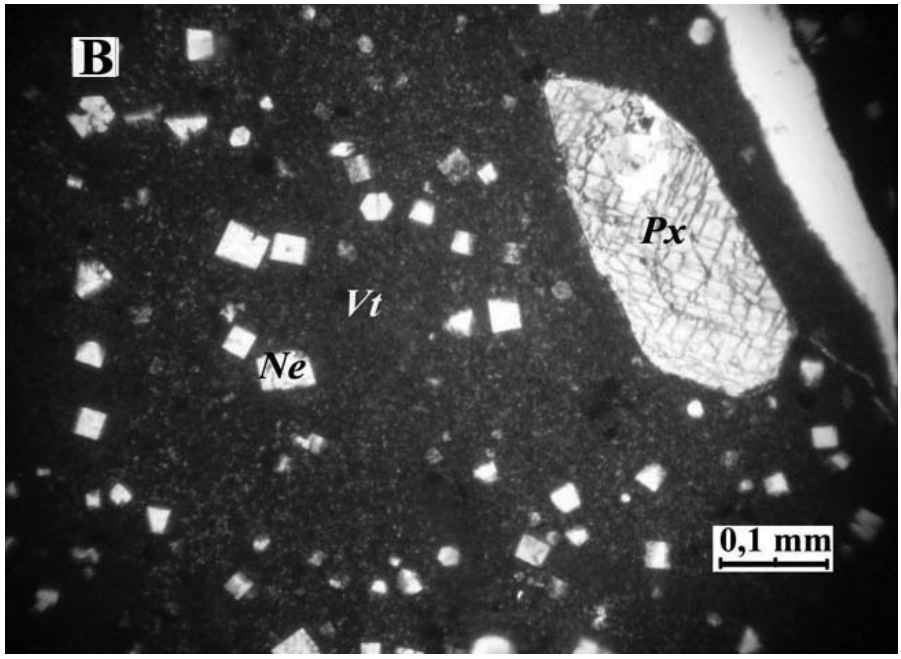


Рис. 6 Г

Рис. 6. **Контакт гипабиссальных и эффузивных пород Гомельской структурной перемычки.**

А – деформационный изгиб плагиоклаза при внедрении сила в породы фундамента (скв. 91, гл. 376м, шлиф, николи //); Б – контакт нефелинита и сиенит-порфира (скв. 784, гл. 443м, шлиф, николи //); В – зона контакта нефелинита и сиенит-порфира с каемкой смятия и прогрева нефелинита (скв. 784, гл. 444,5м, шлиф, николи //); Г – нефелинит с вкрапленниками неизмененного пироксена на удалении от зоны контакта нефелинита (скв. 784, гл. 444,5м, шлиф, николи //).

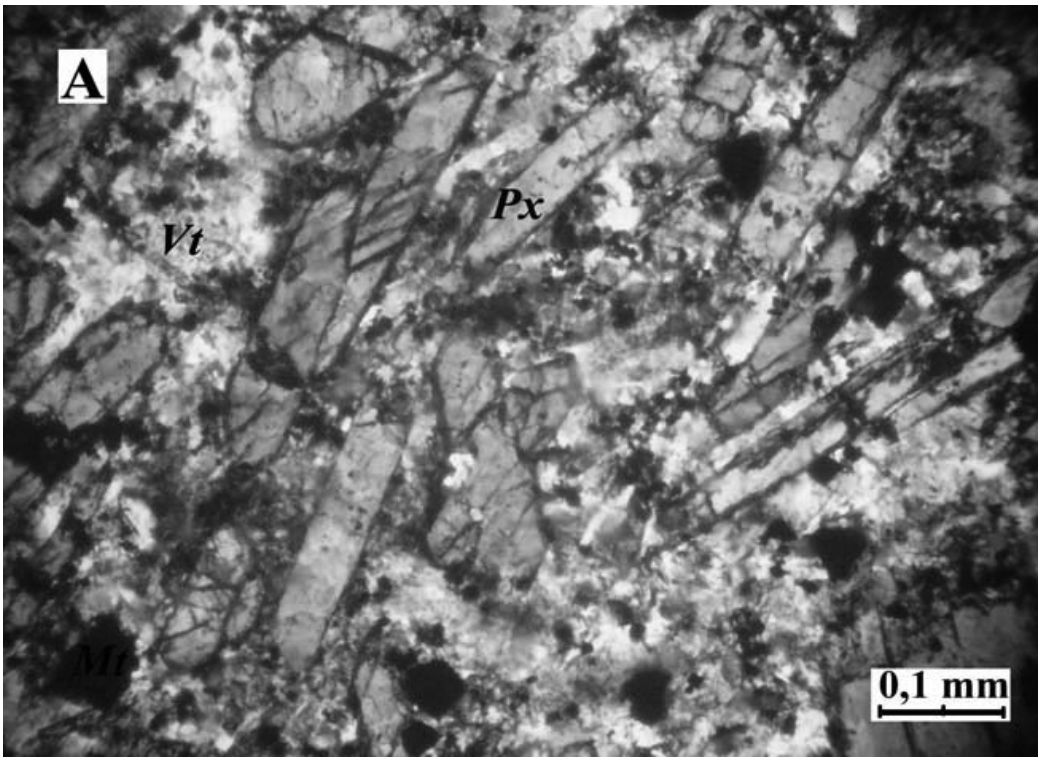


Рис. 7 А

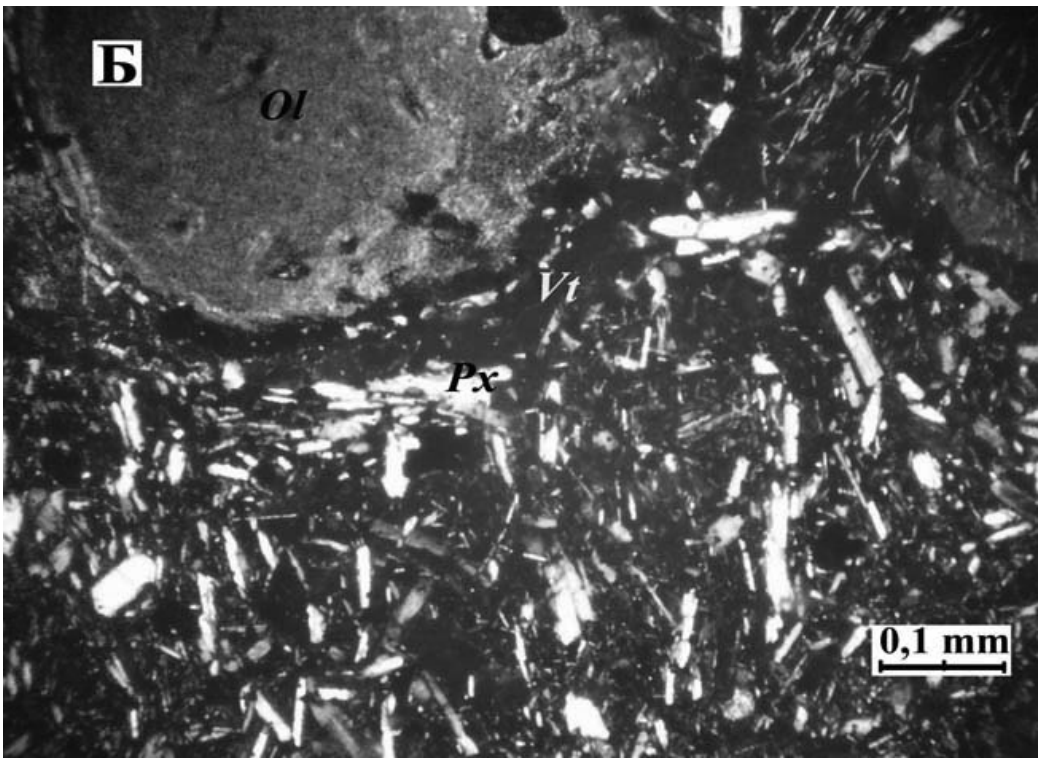


Рис. 7 Б

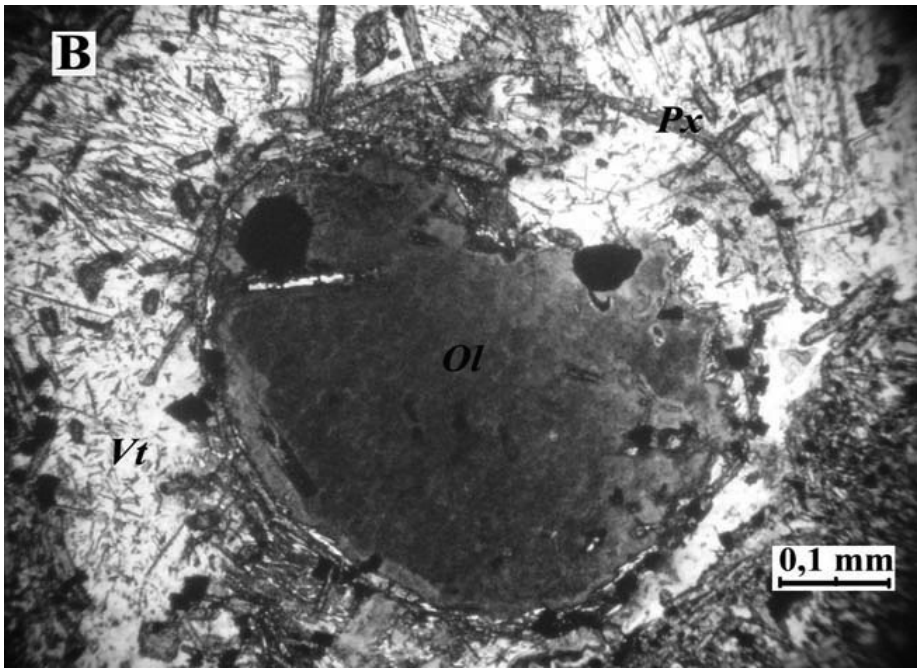


Рис. 7 В

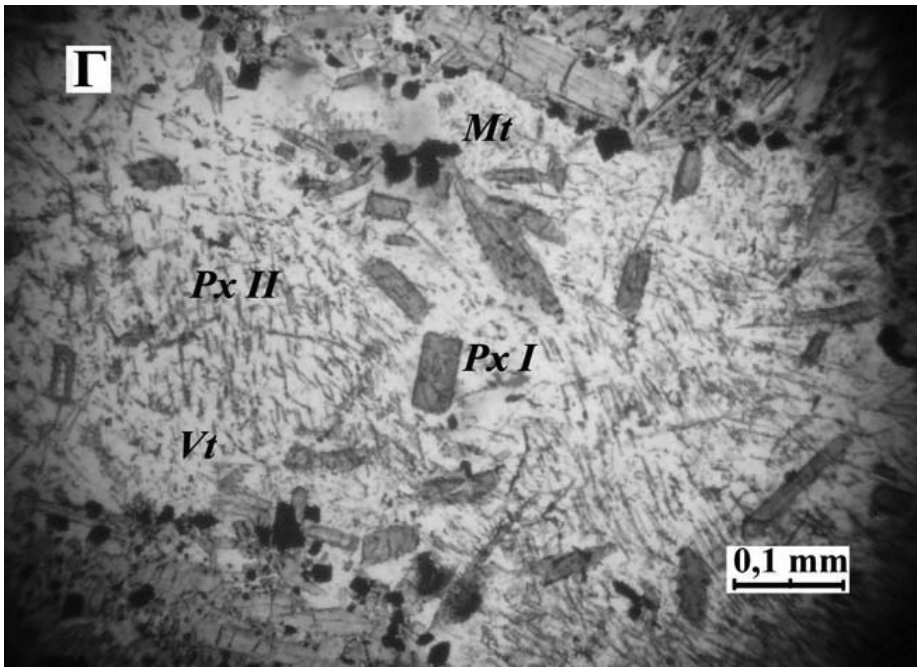


Рис. 7 Г

Рис. 7. **Лампрофиры Гомельской структурной перемычки.**
А– витрофир- пироксеновый состав основной массы мончикита (скв. 63д, гл. 260м, шлиф, николи //); Б – трахитовидная структура мончикита– камптонита вокруг оливиновых нодулей (скв. 63д, гл. 262м, шлиф, николи //); В – измененный до иддингсита нодуль оливина, отороченный кристаллами пироксена и магнетита в мончиките (скв. 63д, гл. 262м, шлиф, николи //); Г – две генерации пироксена (игольчатые и короткопризматические–ромбические) в «остаточных» ксенолитах стекла в мончиките (скв. 63д, гл. 262м, шлиф, николи //).

CaO, что обусловлено присутствие в них в качестве главного цветного минерала эгирин-авгита вместо обычных титан-авгита и диопсида; 5) все породы характеризуются как высокоглиноземистые и весьма высокоглиноземистые.

Ксенолиты. Для большинства ксенолитов ГСП характерен округлый вид, при этом в их составе иногда наблюдается и присутствие слегка раскристаллизованного щелочного стекла, что может говорить, о том, что их «захват» проходил из недостаточно раскристаллизованного источника и в геологическом отношении близкий к формированию содержащей породы интервал времени. Так в скважине 105 диагностируются три разновидности ксенолитов.

Первая разновидность по петрографическим особенностям соответствует оливин-роговообманковому пироксениту (рис. 8а). Ксенолиты представлены округлыми и овально округлыми размером около 1х1см включениями в сиенит-порфире. Текстура массивная. Структура гипидиоморфнозернистая, участками пандиоморфная. Минеральный состав ксенолита: измененный оливин 0 – 5 %, ортопироксен единичные зерна, клинопироксен – до 30 %, роговая обманка – до 20 – 40 %, голубовато-зеленый амфибол (тремолит-актинолит) – 20-40 %, сфен, магнетит 1 – 7 %. Вторая разновидность ксенолитов овальной формы представлена по составу плагиоклаз-пироксеновым горнблендитом. Текстура ксенолитов массивная, структура гипидиоморфная средне-крупозернистая. Минеральный состав: клинопироксен – около 5 %, роговая обманка – 15 – 25 %, актинолит – до 40 %, сфен – 5 – 15 %, магнетит – 5 – 10 %, плагиоклаз – до 10 – 15 %, апатит – ед. зерна (рис.8б). Третья разновидность ксенолитов представлена породами в целом похожими на первые две разновидности, но с преобладанием в составе породообразующих минералов амфибола и названная нами щелочными амфиболитами (рис 8в). В северной части Гомельской структурной перемычки в скважине 66 отмечаются ксенолиты оливинового пироксенита –округлой формы до 5 см, состоящие в основном из пироксена с примесью магнетита, оливина и граната (рис. 8г).

Отдельно следует отметить наличие карбонатных ксенолитов и прожилков в магматических породах Гомельской структурной перемычки, которые встречены в скважинах 1, 66, 101. Так в скважине 101 карбонатный ксенолит, в котором кроме карбонатной составляющей присутствуют силикатные минералы (видимо полевые шпаты), размером около 2 см отмечен в плагиоклазовом сиенит-порфире (рис. 8д). При этом сам ксенолит оказывает влияние на вмещающую породу, образуя зону карбонатизации, как породы, так и вкрапленников плагиоклаза; фенокристы пироксенов также испытывают интенсивную амфиболизацию. В центральной части ксенолита карбонатные агрегаты имеют коломорфную структуру (рис. 8е).

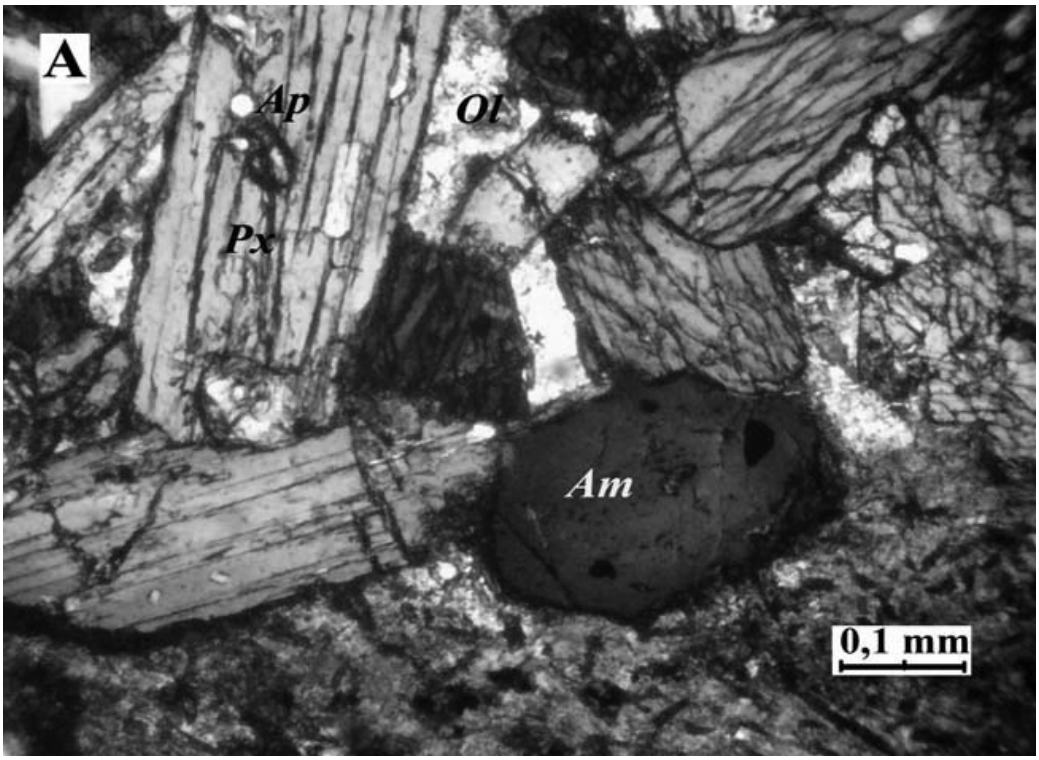


Рис. 8 А

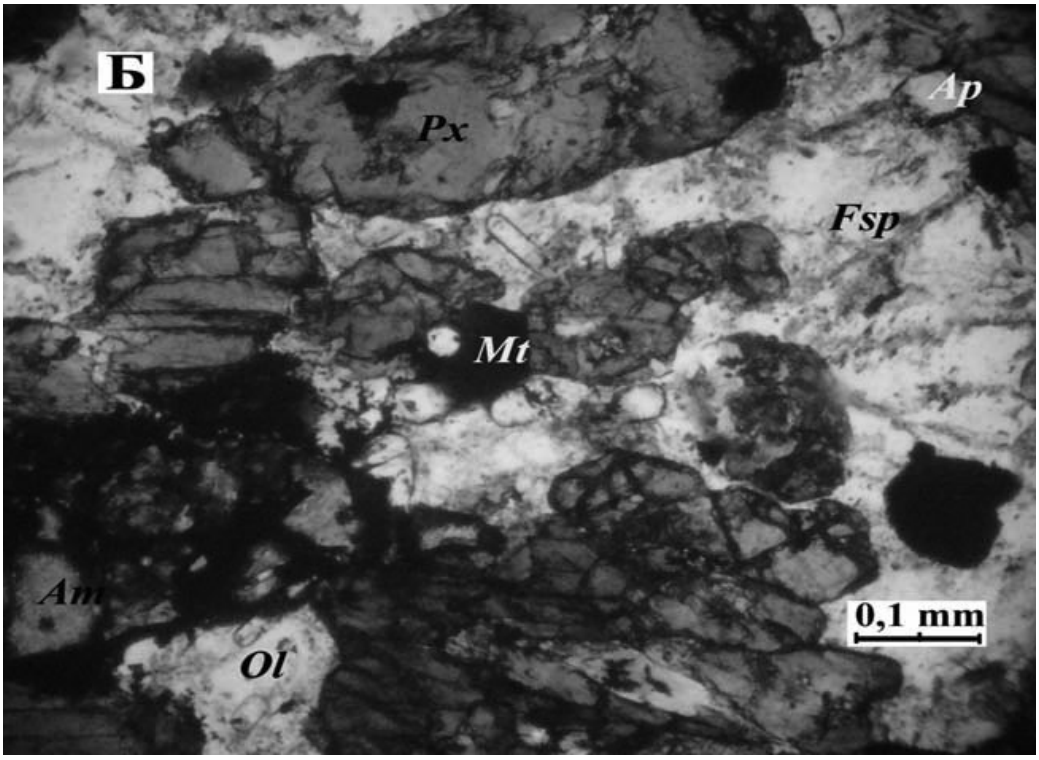


Рис. 8 Б

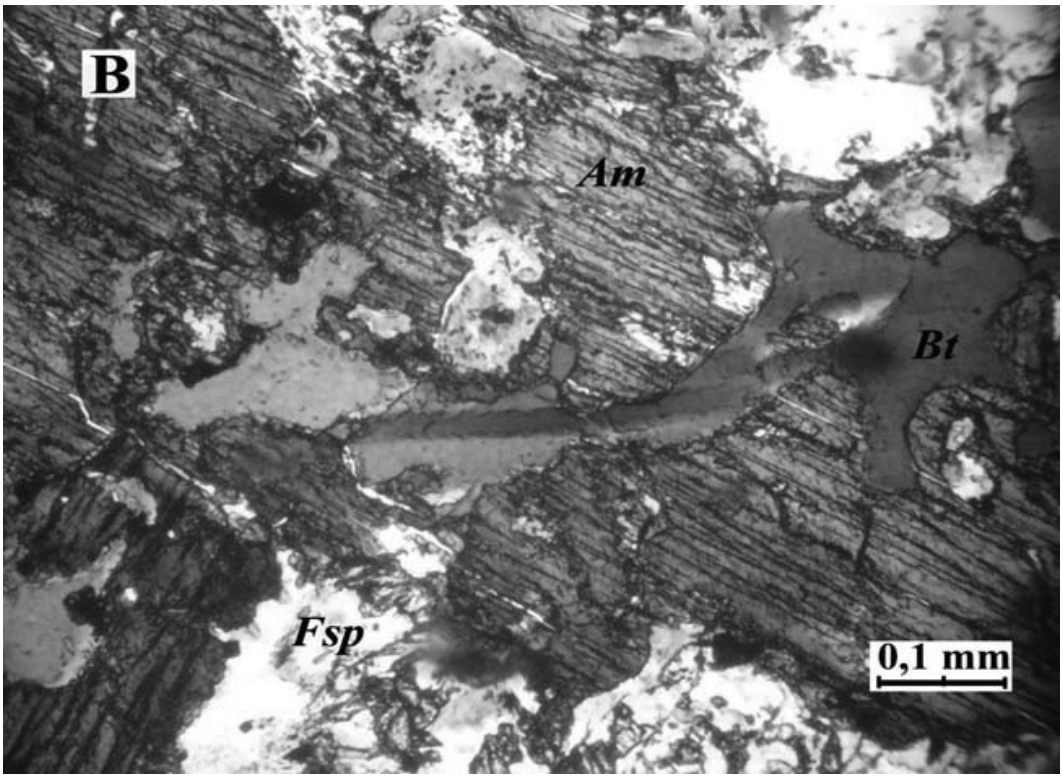


Рис. 8 В

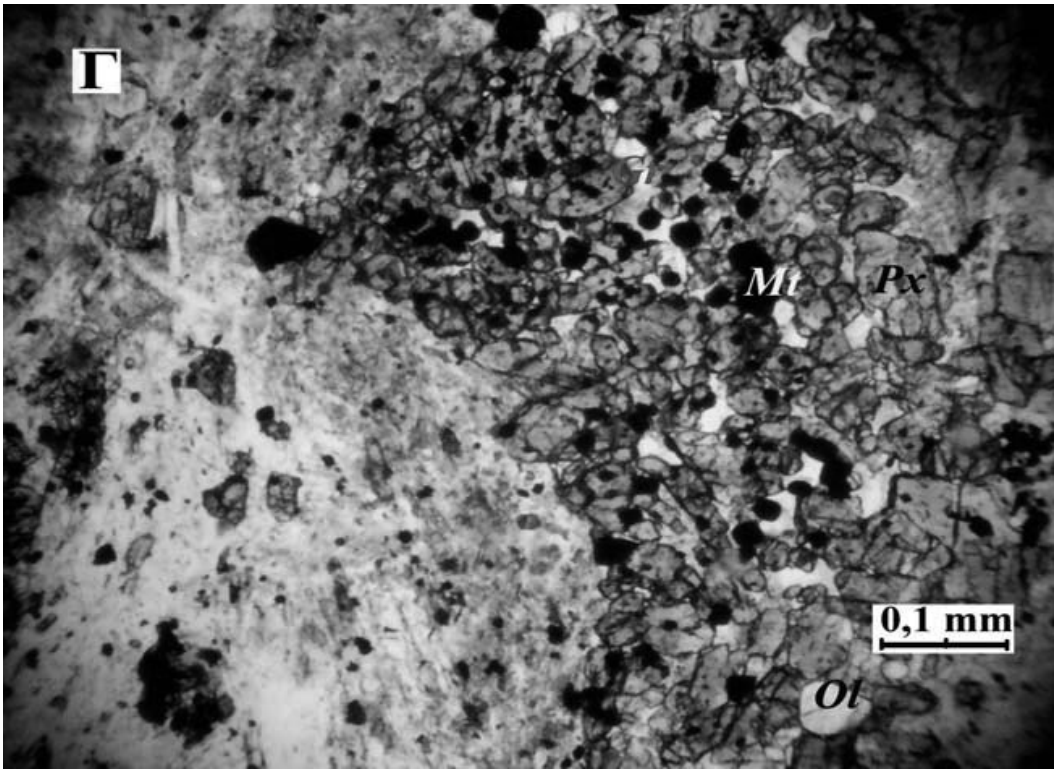


Рис. 8 Г

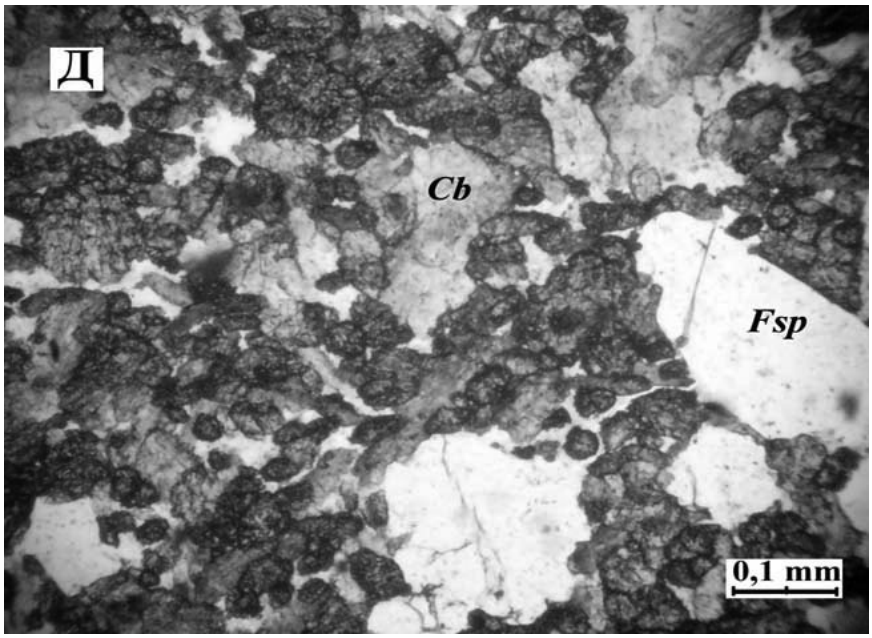


Рис. 8 Д

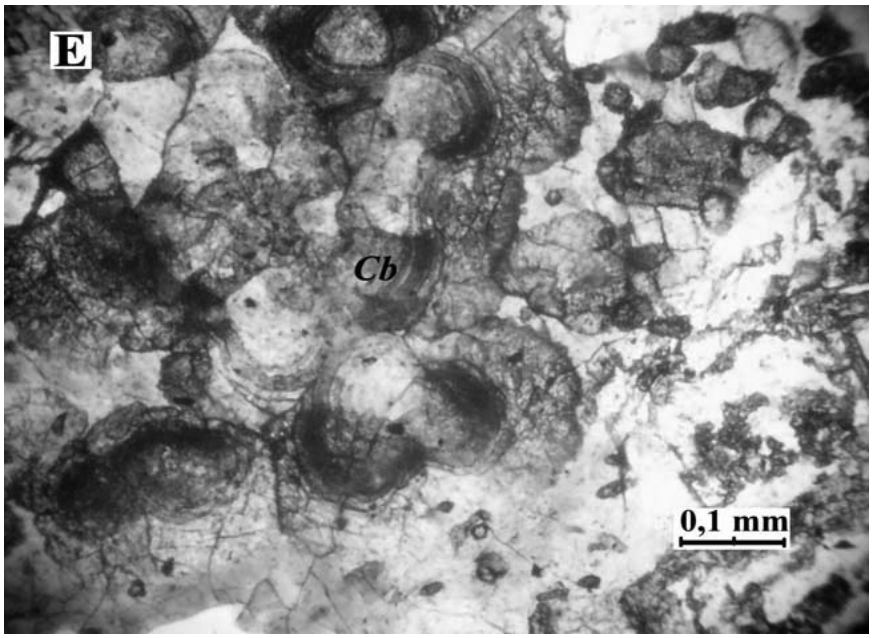


Рис. 8 Е

Рис. 8. **Ксенолиты Гомельской структурной перемычки**

. А – ксенолит оливин-роговообманкового пироксенита в щелочном трахите (скв. 105, гл. 336 м, шлиф, николи //); Б – амфиболитизированный габбронорит (скв. 105, гл. 345 м, шлиф, николи //); В – ксенолит биотит- полевошпатовый амфиболита (скв. 105, гл. 349 м, шлиф, николи //); Г – микроксенолит оливин-пироксеноваого состава с вкрапленностью магнетита и граната в сиенит-порфире (скв. 66, гл. 270 м, шлиф, николи //); Д – контакт сиенит-порфира с карбонатным ксенолитом, в карбонате фенокристы полевого шпата (скв101, гл. 263 м, шлиф, николи //); Е – колломорфная структура карбоната в карбонатном ксенолите (скв101, гл. 263м, шлиф, николи //).

Таблица – Содержание основных породообразующих оксидов в магматических породах Гомельской структурной перемычки

компонент	Наименование породы							
	нефелинит (11)	лейцитит (8)	лампрофир (2)	анальцимит (3)	базальт (8)	трахиандезит (3)	трахит (34)	сиенит (63)
SiO_2	45,28	43,12	44,56	44,57	47,40	54,83	53,81	54,45
TiO_2	2,35	2,09	3,32	1,90	1,52	0,65	0,70	0,69
Al_2O_3	15,95	14,79	13,07	15,41	15,79	18,94	19,73	19,52
Fe_2O_3	10,94	11,22	12,89	10,84	10,75	5,97	6,12	5,39
MnO	0,34	0,37	0,12	0,39	0,15	0,16	0,15	0,14
MgO	2,40	1,81	4,98	3,29	5,03	1,63	1,96	1,77
CaO	5,36	6,84	8,36	5,48	5,35	3,40	3,45	3,33
K_2O	2,00	2,11	2,72	1,64	5,19	5,42	5,91	5,25
Na_2O	7,90	6,76	4,11	8,14	3,71	4,43	4,88	5,20
P_2O_5	0,38	0,3	0,79	0,33	0,50	0,24	0,22	0,18
SO_3	н/п	н/п	н/п	0,00	0,05	н/п	0,14	0,03
Cl	н/п	н/п	н/п	0,00	0,01	н/п	0,03	0,01
H2O	н/п	н/п	4,56	0,00	1,56	н/п	0,21	0,77
ZrO_2	0,06	0,05	0,04	0,06	0,01	н/п	0,00	0,02
SrO	0,14	0,11	0,17	0,18	0,02	н/п	0,01	0,08
BaO	0,22	0,11	0,13	0,17	0,04	н/п	0,02	0,10
CO_2	н/п	н/п	0,05	0,00	0,08	н/п	0,00	0,22
F	н/п	н/п	0,09	0,00	0,04	н/п	0,00	0,02
п.п.п	7,61	10,11	4,12	7,96	3,47	4,12	2,39	2,57
сумма	100,29	99,78	99,92	100,37	99,06	99,79	99,26	99,00
K_2O+ Na_2O	9,9	8,87	6,83	9,78	8,9	9,85	10,79	10,45

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в результате петрографического изучения девонских магматических пород, вскрытых скважинами в пределах Гомельской структурной перемычки, установлен широкий петрографический набор их разновидностей, обусловленный как минеральным составом, так и текстурно-структурными особенностями. Анализируя характер распространения этих разновидностей пород в пределах структуры можно сделать вывод, что ее южная и юго-западная части характеризуются более широким спектром магматических пород (от средних до основных–ультраосновных). В этой части ГСП ультраосновные породы перекрываются трахитами и прорываются сиенит-порфирами. На остальной территории ГСП породы основного–ультраосновного состава, возможно, «скрыты» под более молодыми покровами щелочных трахитов, так как здесь не имеется скважин пробуренных на глубину аналогичную глубине скважин южной части структуры. О составе и распространенности «ультраосновной части» в пределах этого района могут свидетельствовать отдельные виды ксенолитов, встречающиеся в сиенит-порфирах, прорывающих нижележащие магматические породы. По результатам исследования составлена схема

распространения магматических пород в пределах ГСП с выделенными полями их петрографических типов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта БРФФИ–РФФИ Х12Р – 058.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Айзберг Р.Е., Бескопыльный В.Н., Старчик Т.А., Цекоева Т.Х.** Геодинамические условия проявления позднедевонского магматизма Припятской зоны рифтогенеза // Отеч. геология. – 2001. –№3. – С. 61-65.

2. **Корзун В.П.** Новый опорный разрез вулканогенных образований девона в районе г. Гомеля // ДАН БССР.– 1982.–Т. 26, № 9– С. 831-834.

3. **Бескопыльный В.Н.** Рациональная система технологий камеральных геологоразведочных работ на нефть и газ для сложнопостроенных нефтегазоносных бассейнов/Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук). Мн.– 2001.

4. **Веретенников Н.В., Корзун В.П., Махнач А.С., Лапцевич А.Г.** Верхнедевонские вулканогенные образования района Уваровичей // Докл. НАН Беларуси. – 2000. – Т. 44, №1. – С. 100-102.

5. **Обуховская В Ю., Саченко Т. Ф., Кручек С. А.** Стратиграфия франских отложений восточной части Северо-Припятского плеча и сопредельных структур //Літасфера. –2007. – №1 (26). – С. 29-39.

6. **Лодочников В. Н.** Главнейшие породообразующие минералы. – М. 1974. – 248 с.

7. **Вильямс Х., Тернер Ф., Гилберт Ч.** Петрография. Т. 1. М. 1985. – 301 с.

8. **Богатиков О. А., Гоньшакова В. И., Ефремова С. В. и др.** Классификация и номенклатура магматических горных пород. Справочное пособие. М., 1981. – 160 с.

9. Магматические горные породы. Классификация. Номенклатура. Петрография. Часть 1. М.: Наука. 1983. – 367 с.

УДК 552.33

Геологическое строение и петрохимические особенности глубинного ультраредкометального щелочного массива Бурпала

Сотникова И.А., Владыкин Н.В.

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

В статье рассматриваются геологические и петрологические особенности ультраредкометального Бурпалинского массива, Севернон Прибайкалье. Приводится новая схема магматизма массива. Петрохимические диаграммы парных и тройных корреляций петрогенных элементов подтверждают гомодромность пород массива и правильность новой схемы магматизма. Авторы считают, что редкометальные пегматит-сиенитовые тела являются саттелитами единого крупного жильного тела, имеющего магматический генезис, а различие редкометальной минерализации в разных жилах связано с процессом расслоения магмы, обогащенной щелочами и редкими элементами. Высокие температуры кристаллизации апатит-флюоритовых пород и их минеральный состав позволяет предположить. что эти породы являются аналогами фоскоритов щелочных массивов, только вместо карбоната кальцита тут образуется фторид кальция- флюорит.

ВВЕДЕНИЕ

Бурпалинский массив относится к уникальным редкометальным объектам агпаитовых щелочных пород. На массиве известно более 100 минеральных разновидностей. Массив изучался в основном в 60 годы прошлого столетия. На массиве работали- А.Я. Жидков (1960, 1961, 1965), А.С. Пак (БГУ, 1961), А.С. Портнов (ВИМС, 1963-1965), А.Ф. Ефимов, А.А. Ганзеев, А.П. Хомяков (ИМГРЭ, 1964-1965), Э.А. Багдасаров (ВСЕГЕИ, 1965), Г.В. Андреев (ИГ, 1963), Л.И. Панина (ИГиМ, 1964), А.А. Конев (ИЗК, 1968), Н.В. Владыкин (ИГХ, 1965, 1991)[1-7]. Наибольшие достижения в изучении минералогии массива связаны с именем А.С.Портнова, которым тут были открыты 4 новых минерала. Последние исследования были посвящены изучению породообразующий минералов (7) и геохимии редких элементов в породах массива. Недостаточная изученность массива связана с удаленностью массива от населенных пунктов и горно-таежными природными условиями территории (высота до 3000м). Дальнейшие исследования массива приведут к новым открытиям.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ И ВЕЩЕСТВЕН-НЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Бурпалинский массив (рис. 1) относится к уникальным редкометальным щелочным объектам. Данный щелочной массив находится в 100 км к северо-востоку от п. Нижнеангарск в пределах Сыннырского нагорья [3, 4]. Массив представляет собой интрузию центрального типа площадью около 250 км^2, контакты крутопадающие интрузивные. Возраст массива Бурпала, определенный U-Pb методом по цирконам (ИГиГД РАН), составляет 287±1 и 291±3 млн. лет.



Рис. 1. Схема геологического строения массива Бурпала

Условные обозначения: 1 - четвертичные отложения, 2 - мелкозернистые щелочные граниты, 3 - мариуполиты, 4 - фойяиты, 5 - полосчатые порфировидные сиениты, 6 - трахитоидные арфведсонит-эгириновые сиениты, нефелиносодержащие сиениты, 7 - массивные кварцевые сиениты и сиениты, 8 - апатит-флюоритовая жила, 9 - пегматиты, 10 - пироксен-биотитовые кордиеритовые роговики, 11 - сланцы, 12 - карбонатиты.

Вмещающие отложения холоднинской свиты нижнего кембрия представлены полимиктовыми и кварцевыми глинистыми и известковистыми

песчаниками с редкими прослоями известняков. На контакте с массивными щелочными сиенитами периферической части массива осадочные породы превращены в ставролит-биотит-кордиеритовые, реже – гранат-актинолит-скаполитовые роговики и кварциты. Видимая мощность зоны ороговикования достигает 250-300 м.

Нами предложена новая схема формирования пород массива: шонкиниты→нефелиновые сиениты→щелочные сиениты→кварцевые сиениты→жильные породы, представленные мариуполитами, щелочными сиенитами, редкометальными пегматитами, апатит-флюоритовыми породами, карбонатитами, щелочными гранитами.

На диаграмме SiO_2-[K_2O+Na_2O] (рис. 2) демонстрируются индивидуальные анализы. Они указывают на то, что составы всех исследованных пород укладываются в границы трех групп - основных, средних и кислых пород. К группе основных пород относятся шонкиниты,

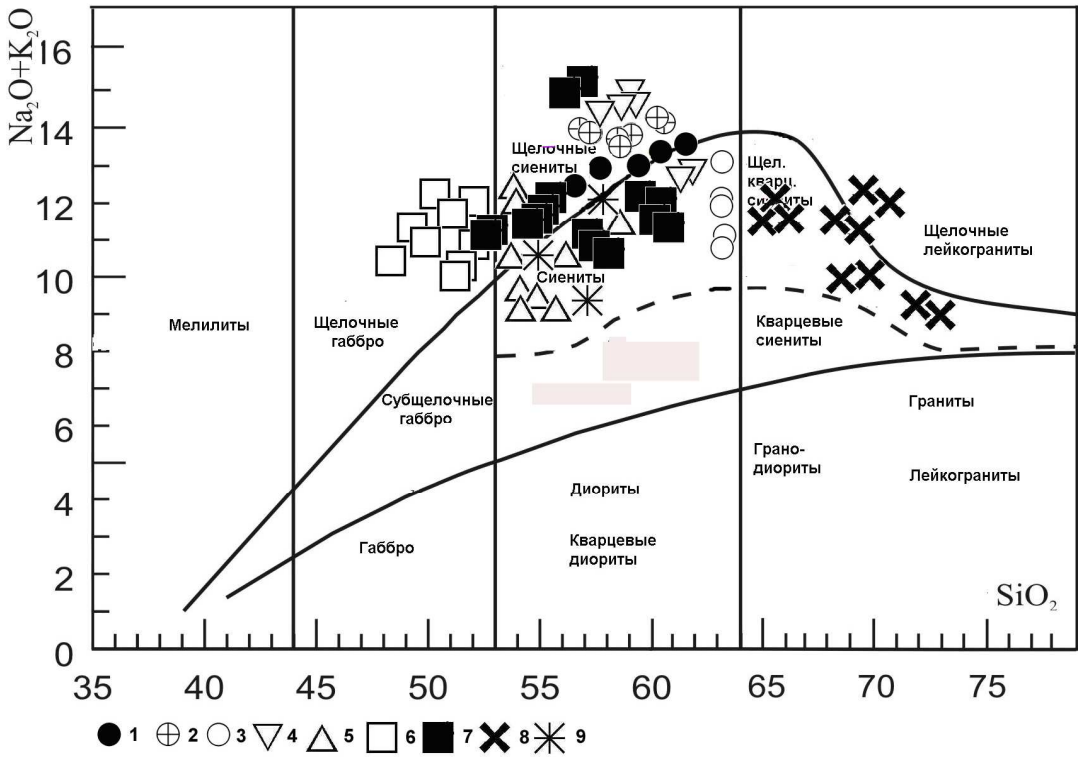


Рис. 2. **Диаграмма SiO_2-[K_2O+Na_2O] для главных типов магматических пород Бурпалинского массива**

Условные обозначения: 1 - пуласкиты, 2 - нефелиновые сиениты, 3 - кварциевые сиениты, 4 - мариуполиты, 5 -жильные нефелиновые сиениты, 6 - шонкиниты,7 - редкометальные пегматиты, 8 - граниты- аляскиты, 9 – фениты.

породы среднего состава - пуласкиты главной интрузивной фазы, нефелиновые сиениты, кварцевые сиениты и дайковые образования – мариуполиты и редкометальные агпаитовые сиениты-пегматиты . Группу кислых пород представляютдайки аляскитов и щелочных гранитов.

Наиболее ранними породами массива являются дайки шонкинитов, встреченные во вмещающих породах юго-западной части. Они сложены К-полевым шпатом и меланократовыми минералами (20-40%): пироксеном, слюдой и гранатом. Мощность даек 1-5 м и протяженность до 100 м.

Следующая фаза внедрения – нефелиновые сиениты. Они расположены в центральной части массива – главный шток и так же в саттелите Соломалгун обнажается небольшое тело трахитоидных нефелиновых сиенитов. Это среднезернистые породы серого цвета, состоящие из микроклин-пертита (70%) и нефелина (30%) [5, 6]. Темноцветные и акцессорные минералы такие же, как в пуласкитах.

Главная фаза Бурпалинского массива представлена среднезернистыми трахитоидными пуласкитами. Они занимают почти 70% площади массива. Пуласкиты - сложены пертитовым К-Na полевым шпатом (90-85%), в интерстициях которого кристаллизуется нефелин (5-15%). Темноцветные минералы представлены щелочным амфиболом и пироксеном. Редко встречается астрофиллит, лопарит и молибденит. Из акцессорных минералов присутствуют циркон, сфен, апатит и магнетит. Состав амфиболов переменный: от гастингсита до катафорита. Иногда встречаются участки крупнозернистых пуласкитов. В приконтактовых (эндоконтактовых) частях массива пуласкиты переходят в кварцевые сиениты, которые слагают около 20% площади массива. Кварцевые сиениты сложены микроклин-пертитом, кварцем (5-10%), и темноцветными минералами: амфиболом, пироксеном, реже слюдой. Из акцессорных минералов встречены: апатит, магнетит, циркон и титанит.

Породы жильной фации очень разнообразны, это - нефелиновые и щелочные сиениты, редкометальные щелочно-полевошпатовые (реже с нефелином) сиениты-пегматиты, «нефелин-содалитовые мариуполиты», аляскиты и щелочные граниты. Особое место занимает крупная дайка апатит-флюоритовых пород и карбонатиты.

Дайки щелочных и нефелиновых сиенитов пересекают пуласкиты и кварцевые сиениты главной фазы. Они сложены микроклин-пертитом с небольшим количеством нефелина (5-10%). Темноцветные минералы представлены щелочными амфиболами и пироксенами.

Содалит-нефелиновые сиениты (так называемые «мариуполиты») образуют дайковые тела мощностью 1-3 м и протяженностью в сотни метров. Они сложены пертитовым калинатровым полевым шпатом, пойкилитовыми кристаллами арфведсонита и эгирина (5-10%), нефелином и содалитом (10-20%), реже эвдиалитом (до 20%). По неясной причине геологи съемочной экспедиции назвали их мариуполитами. Хотя типичные мариуполиты Октябрьского массива, Приазовье, Украина - это нефелин-альбитовые породы и отличаются от описанных выше даек.

Редкометальные сиениты-пегматиты внедрились по разломам приконтактовой ЮЗ части массива и центральной части. Это в основном

среднезернистые, редко крупнозернистые породы, поэтому мы их называем сиениты- пегматиты. Они состоят из микроклина, альбита, щелочных пироксенов и амфиболов и редкометальных минералов. В центральной части массива эти породы миаскитовые, а в районе СЗ контакта массива – агпаитовые.

Редкометальная минерализация агпаитовых сиенитов - пегматитов очень разнообразна. Микрозондовые исследования подтвердили, что в пегматитах присутствуют следующие минералы:

Zr-силикаты - циркон, эвдиалит, ловенит, Ti-ловенит, велерит, бурпалит, сейдозерит, Ca-сейдозерит, розенбушит, власовит, катаплеит, Ca-катаплеит, циркон.

Минералы Ti - сфен, астрофиллит, рамзаит, Mn-нептунит, чевкинит, Mn-ильменит, пирофанит, Sr-перрьерит, ландацит, рутил, анатаз, брукит.

Минералы TR - лопарит, металопарит, ринколит, меланоцерит, бастнезит, паризит, анкилит, монацит, TR-апатит.

Другие редкие минералы: лейкофан, гамбергит, пирохлор, тайниолит, бревстерит и др. [1].

В миаскитовых сиенитах-пегматитах редкометальных минералов значительно меньше – это бритолит, титанит, циркон, ильменит, Sr-перрьерит, монацит, бастнезит и др.

В некоторых участках на контакте редкометальных пегматитов с алевролитами образуются фениты, мощностью до 5-10 м. В фенитах редкометальная минерализация представлена меланоцеритом, ринколитом и цирконом; темноцветными минералами - арфведсонитом и эгирином.

Авторы считают, что редкометальные пегматит-сиенитовые тела являются саттелитами единого крупного жильного тела, имеющего магматический генезис, а различие редкометальной минерализации в разных жилах связано с процессом расслоения магмы, обогащенной щелочами и редкими элементами.

Апатит-флюоритовое жильное тело, мощностью 10-50 м и протяженностью 2-3 км, расположено в пуласкитах центральной части массива. Оно сложено апатитом (10-30%), флюоритом (20-70%), кроме того, встречаются: магнетит (1-10%), биотит (3-15%), пироксен (2-10%), нефелин (1-5%). Темноцветные минералы приурочены, главным образом, к эндоконтактовой части дайки. Дайка средне- и крупнозернистого строения, имеет резкие контакты с вмещающими пуласкитами. В южной части дайка пересекается более мелкой дайкой аляскитового гранита. Ранними исследователями это тело относилось к низкотемпературным гидротермальным образованиям. Термобарогеохимические исследования [8] показали довольно высокие температуры образования минералов дайки. Температура образования флюорита - более 560^0C и апатита - более 800^0C. Высокие температуры кристаллизации апатит-флюоритовых пород и их

Таблица 1.

Химический состав (мас. %) магматических пород Бурпалинского массива

образец	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	Сумма
Шонкиниты и меланосиениты													
309\14	41,67	1,38	17,00	6,69	9,25	0,18	7,75	13,84	0,91	0,42	0,02	0,89	100,00
308\20	45,89	1,19	14,83	4,53	5,66	0,15	8,88	7,53	3,77	1,51	0,64	4,83	99,41
309\12	46,99	0,28	16,53	1,90	6,56	0,13	10,75	14,36	0,92	0,29	0,02	0,99	99,72
308\29	48,14	1,19	14,96	3,22	6,02	8,20	6,78	2,41	0,53	3,79	4,48	0,00	99,72
311\12	48,90	2,17	11,95	6,38	3,56	0,18	4,67	9,15	1,32	8,52	1,27	1,61	99,68
308\14	51,75	2,76	10,83	4,49	4,35	0,15	5,45	9,07	1,75	6,96	2,01	1,19	99,76
308\13	52,77	2,25	12,19	0,98	7,45	0,23	4,45	8,96	1,30	6,71	1,28	1,15	99,72
308\12	53,69	2,18	12,47	2,39	6,20	0,22	4,13	8,01	0,58	7,58	1,21	1,13	99,79
308\15	54,54	1,96	14,03	2,17	4,04	0,01	5,44	5,35	3,62	3,91	0,61	4,21	99,89
311\18	54,06	1,15	20,03	3,36	9,07	0,17	5,20	0,50	2,17	1,35	1,66	0,18	99,90
313\4	54,12	0,99	13,97	3,59	3,14	0,11	5,79	5,43	3,35	3,63	0,64	4,46	99,22
313/7	54,80	1,37	14,76	4,74	4,60	0,42	3,11	1,40	8,27	3,40	1,26	1,44	99,57
нефелиновые сиениты													
301\23	53,95	0,74	16,49	7,94	1,71	0,28	0,69	1,76	7,30	7,51	0,02	1,64	100,03
309\18	52,01	0,61	18,05	4,72	3,48	0,13	2,81	5,92	6,00	5,11	0,02	0,71	99,57
311\15	50,08	1,75	16,51	1,22	3,56	0,17	3,14	2,07	8,54	8,01	0,83	3,80	99,68
312\3	51,20	0,42	18,65	2,22	2,14	0,13	3,37	6,21	8,57	4,28	0,06	2,06	99,31
пуласкиты													
305\2	58,55	1,05	15,71	2,20	3,70	0,13	0,82	2,62	5,90	7,11	0,15	0,87	98,81
309\4	60,48	0,93	16,23	4,35	0,63	0,11	0,78	2,00	4,93	7,82	0,13	0,84	99,23
309\8	57,94	0,93	16,02	3,59	2,96	0,14	0,76	2,28	6,09	6,96	0,10	1,32	99,09
311\17	58,08	0,70	10,35	13,34	1,35	0,17	0,56	1,18	6,74	6,62	0,02	0,37	99,48
312\1	58,93	1,11	15,32	4,85	1,35	0,13	0,81	2,56	7,32	5,78	0,13	1,01	99,30
кварцевые сиениты													
301/9	61,01	0,20	15,62	4,27	0,45	0,06	0,52	3,67	6,78	5,58	0,02	1,43	99,61
305\10	64,05	0,54	15,49	6,76	2,25	0,09	1,72	2,84	3,90	4,58	0,25	0,64	100,06
312\4	64,34	0,49	16,46	2,08	2,12	0,06	1,11	2,24	3,68	6,07	0,26	0,46	99,37
313/1	60,29	0,94	15,02	4,41	1,90	0,11	2,06	4,47	4,33	5,49	0,48	0,16	99,66
сиениты *жильные*													
301\4	46,31	0,13	21,91	2,38	4,76	0,13	6,83	14,84	0,93	0,09	0,02	1,19	99,52
304\2	64,89	0,25	17,63	2,18	0,27	0,04	0,29	0,97	6,00	6,66	0,09	0,24	99,51
309\1	57,71	1,24	16,44	6,02	2,50	0,13	0,56	2,02	7,51	4,72	0,14	0,32	99,31
309\2	60,29	0,61	16,74	5,04	1,89	0,10	0,32	1,19	8,19	4,53	0,02	0,42	99,34
309/5	56,31	0,91	16,99	4,24	2,96	0,12	3,02	4,38	4,42	3,61	0,37	2,18	99,51
309/20	60,05	0,62	16,62	5,05	1,89	0,10	0,43	1,22	4,82	8,21	0,02	0,46	99,49
309\26	54,87	0,07	23,88	2,00	0,18	0,04	2,18	10,54	0,08	5,27	0,31	0,52	99,94
311\19	61,75	0,39	14,15	7,07	1,35	0,21	0,77	0,58	6,05	6,87	0,01	0,27	99,47
«Мариуполиты»													
300\1	58,23	0,56	15,27	9,41	0,81	0,09	0,25	0,59	8,86	4,17	0,02	1,58	99,84
300\5	59,66	0,38	15,49	5,21	1,54	0,10	0,72	2,34	6,85	5,74	0,02	1,53	99,58
301\6	58,30	0,46	14,91	6,23	1,35	0,22	0,49	0,83	7,44	5,67	0,02	1,82	97,74
303\1a	59,71	0,74	15,45	3,39	2,60	0,19	0,67	1,82	7,15	6,03	0,05	1,23	100,03
303\2	60,51	0,40	16,29	4,28	0,81	0,13	0,60	1,63	7,11	6,21	0,05	1,37	99,39
303\3	60,59	0,21	16,89	4,66	0,54	0,07	0,51	1,92	7,10	6,22	0,01	1,00	99,72
303\4	60,51	0,59	15,95	4,93	0,81	0,13	0,59	1,69	6,62	6,35	0,05	1,21	99,43
305\8	59,00	0,91	14,90	4,25	2,60	0,20	0,76	1,70	7,09	5,96	0,07	1,10	98,54
Сиениты-пегматиты													
306/1	57,10	1,09	15,61	7,02	1,90	0,86	1,36	1,86	9,95	0,51	0,03	2,20	99,49
306/2	57,55	1,74	15,34	6,02	2,10	0,72	1,55	1,15	9,60	0,95	0,08	2,40	99,20
306/7	52,55	5,24	15,06	5,27	3,9	1,17	1,93	0,98	9,10	2,45	0,41	1,8	99,86
306/9	58,80	4,97	15,75	2,93	2,5	0,28	0,83	0,82	9,11	1,09	0,62	0,9	99,60
306/21	58,95	1,32	13,50	3,80	3,40	0,44	1,89	1,21	3,14	9,40	1,70	1,05	99,80
306/25	65,80	0,06	16,30	0,71	0,80	0,53	0,38	1,63	5,42	6,82	0,55	0,90	99,90

Продолжение таблицы 1

307/2	50,96	1,62	5,62	15,60	1,20	0,45	3,03	7,83	8,67	1,59	0,08	2,75	99,40
307/4	58,55	1,37	13,80	6,10	2,10	0,66	1,47	1,80	6,68	6,30	0,21	0,70	99,74
307/5	59,90	2,08	12,90	6,00	1,50	0,42	0,87	1,81	8,43	3,77	0,27	1,30	99,25
308/3	59,30	2,36	16,30	2,80	0,80	0,53	0,54	0,85	7,78	5,65	0,03	2,67	99,61
308/4	59,60	1,35	16,30	1,84	0,70	0,46	0,31	0,65	7,05	6,37	0,02	0,89	95,54
308/6	56,50	1,66	12,70	8,44	0,50	0,40	0,57	1,02	9,70	1,80	0,02	1,42	94,73
308/24	53,80	1,18	19,00	4,20	0,30	0,07	0,32	0,38	13,26	1,85	0,02	1,24	95,62
308/32	50,10	0,99	14,37	13,30	0,30	0,63	0,58	1,36	10,19	2,32	0,02	2,80	96,96
308/33	50,50	1,51	16,70	1,22	2,00	1,61	0,52	2,91	8,11	2,89	0,04	4,32	92,33
310/2	60,61	1,08	15,19	3,14	2,60	0,33	1,04	0,90	6,06	6,87	0,03	0,61	98,46
310/3	53,20	5,11	10,03	8,62	6,10	1,36	2,64	0,82	9,10	1,10	0,02	0,30	98,40
310/4	59,50	1,11	14,25	6,04	3,00	0,35	2,21	0,93	9,36	1,49	0,23	0,97	99,44
310/5	51,10	4,01	4,90	6,02	2,30	0,65	3,17	16,57	5,30	0,62	1,18	4,19	100,01
310/6	57,52	2,80	8,52	6,28	2,10	0,91	2,64	6,72	6,94	0,80	0,41	3,70	99,34
310/8	50,17	1,08	11,66	3,63	0,90	0,29	2,47	15,33	3,52	5,95	0,20	4,39	99,59
310/9	58,18	1,31	13,01	6,82	2,00	0,68	2,36	2,17	2,66	9,40	0,14	1,25	99,98
311/4	58,21	1,54	13,14	4,80	4,30	0,62	1,47	1,95	7,92	4,65	0,52	0,87	99,59
311/8	58,72	1,60	11,53	7,65	4,00	0,54	1,91	1,37	9,37	1,80	0,54	0,83	99,86
311/22	59,10	1,90	15,00	5,65	2,70	0,49	2,06	0,71	9,45	1,23	0,26	1,29	99,84
311/24	58,90	1,05	14,99	2,70	1,20	0,48	2,08	1,58	9,43	3,97	0,52	2,94	99,94
311/27	58,90	1,46	12,55	4,64	1,80	0,57	1,91	1,54	9,57	4,32	0,02	2,40	99,68
311/36	58,93	1,67	13,50	4,80	3,40	0,69	1,79	1,34	6,38	5,70	0,05	1,60	99,85
313/6	59,40	1,98	14,70	4,02	3,20	0,45	1,25	1,42	6,68	5,67	0,02	1,04	99,83
313/10	59,10	1,41	11,30	7,11	3,50	0,68	3,03	1,15	1,85	9,50	0,30	0,47	99,40
313/11	59,70	1,75	16,20	5,02	1,50	0,22	0,43	1,13	6,18	6,10	0,03	1,37	99,63
фениты													
306/12	56,30	1,88	16,60	3,35	4,90	0,38	2,86	1,08	7,40	2,90	0,30	2,00	99,95
306/13	55,82	1,11	15,82	3,75	5,90	0,48	2,90	1,58	7,48	3,37	0,18	1,00	99,39
306/18	55,45	1,13	16,30	3,40	5,50	0,51	3,17	1,62	7,25	3,79	0,20	1,40	99,72
306/24	71,60	0,15	14,32	1,86	1,50	0,02	0,28	0,99	3,89	4,62	0,03	0,35	99,61
апатит-флюоритовые породы													
302/6	4,02	0,46	0,9	5,14	1,86	0,17	0,8	60,25	0,45	0,39	3,55		77,99
302/7	2,77	0,16	0,9	2,21	0,44	0,06	0,7	64,65	0,32	0,33	2,86		75,4
302/15	2,54	0,05	0,9	0,5	0,63	0,03	0,1	64,68	0,42	0,09	0,57		70,51
302/8	20,33	0,92	0,8	8,6	2,34	0,4	1,8	40,86	3,22	0,2	6,07		85,54
302/10	20,95	0,55	5,2	3,25	1,4	0,14	1,1	43,89	2,39	1,82	2,62		83,31
302/11	19,1	1,66	5,1	4,75	3,02	0,33	2,5	35,7	1,42	2,7	8,79		85,07
302/9	34,81	0,94	8,5	4,06	3,37	0,26	4,5	21,89	2,96	5,39	1,42		88,1
Аляскиты и щелочные граниты													
301/12	68,32	0,58	13,32	2,59	1,53	0,03	0,47	0,79	4,15	7,01	0,07	0,59	99,45
301/16	67,92	0,48	14,56	1,60	1,00	0,07	0,41	1,77	5,42	5,98	0,07	0,49	99,77
309/3	72,71	0,13	13,26	0,66	1,89	0,06	0,27	0,89	5,49	4,08	0,03	0,22	99,69
309/22	67,99	0,53	12,70	2,91	1,35	0,08	1,26	3,18	3,96	5,16	0,19	0,23	99,54
309/23	72,21	0,20	14,51	1,63	0,45	0,03	0,40	0,96	3,62	5,36	0,01	0,36	99,74
309/24	72,15	0,14	14,42	1,72	1,08	0,02	0,26	0,99	4,01	4,62	0,03	0,35	99,79
309/25	67,35	0,06	15,50	1,24	0,27	0,03	0,41	1,62	5,51	6,74	0,05	0,97	99,75
312/5	68,61	0,34	15,62	2,06	0,81	0,05	0,76	1,74	3,94	5,44	0,12	0,19	99,68

Примечание: н.о.– не обнаружено. Данные химического анализа.Институт геохимии СО РАН, аналитик Матвеева Л.Н.

минеральный состав позволяет предположить. что эти породы являются аналогами фоскоритов щелочных массивов, только вместо карбоната кальцита тут образуется фторид кальция- флюорит.

В Бурпалинском массиве нами встречены две карбонатные жилы, которые по геохимическим признакам можно отнести к карбонатитам. Одна

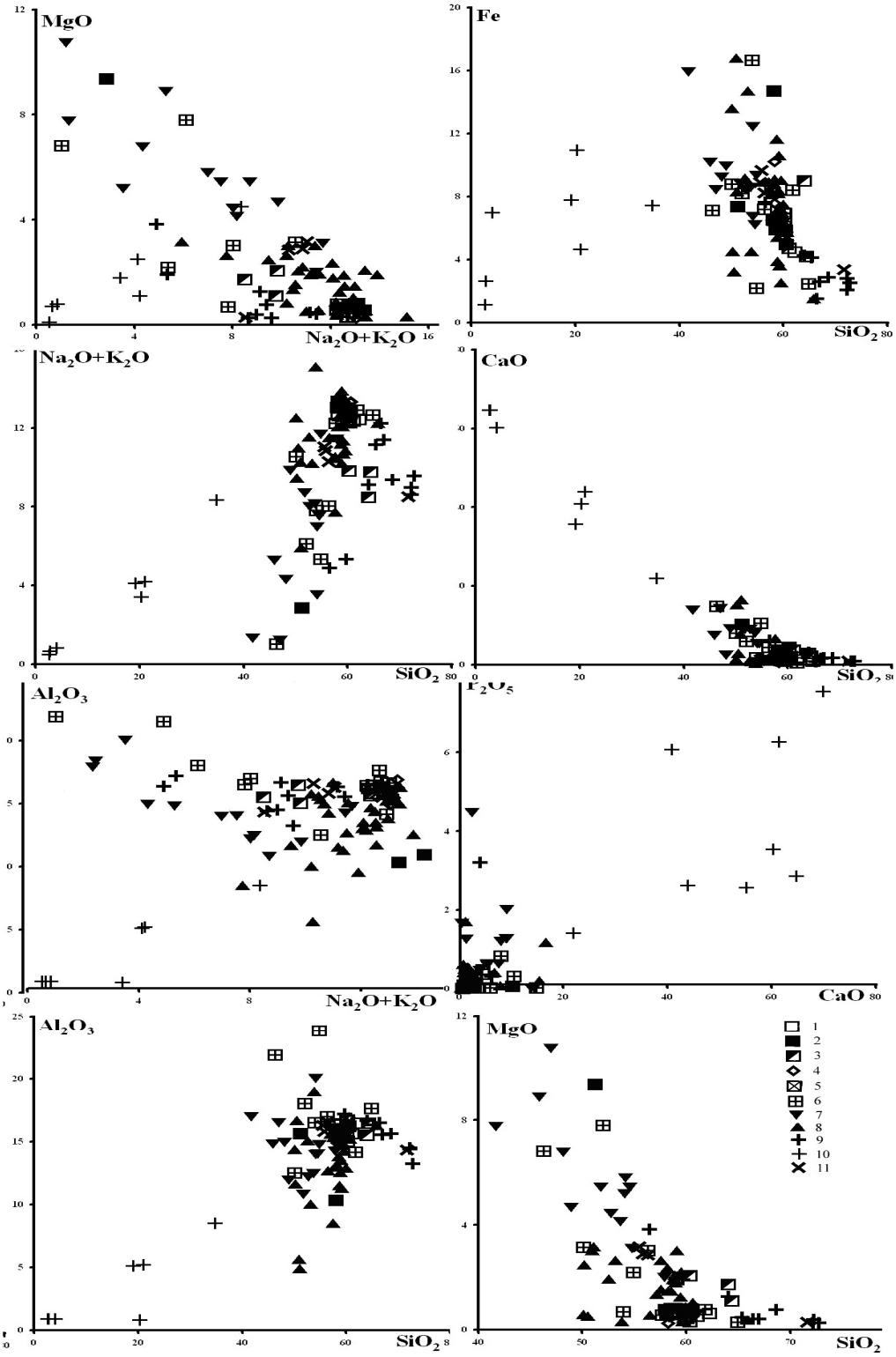


Рис. 3. **Диаграммы парных и тройных корреляций петрогенных элементов в породах Бурпалинского массива.**

Условные обозначения: 1- нефелиновые сиениты, 2- пуласкиты ГИФ, 3- кварцевые сиениты, 4- мариуполиты, 5- пегматиты центра массива, 6- нефелиновые сиениты жильные, 7- дайки шонкинитов, 8- редкометальные пегматиты, 9- - аляскиты и щелочные граниты, 10- апатит-флюоритовые породы,11- фениты.

жила встречена во вмещающих породах ЮЗ части массива, мощность ее 0,2 м и протяженность 3 м. Она сложена кальцитом, кварцем (20%) и пиритом (5%). Вторая дайка прорывает нефелиновые сиениты центральной части массива, мощность ее 0,2-0,3 м и протяженность 20 м Она сложена кальцитом, микроклином (30%) и стронциевым цеолитом - бревстеритом (1-3%), который образует мелкие ограненные кристаллики.

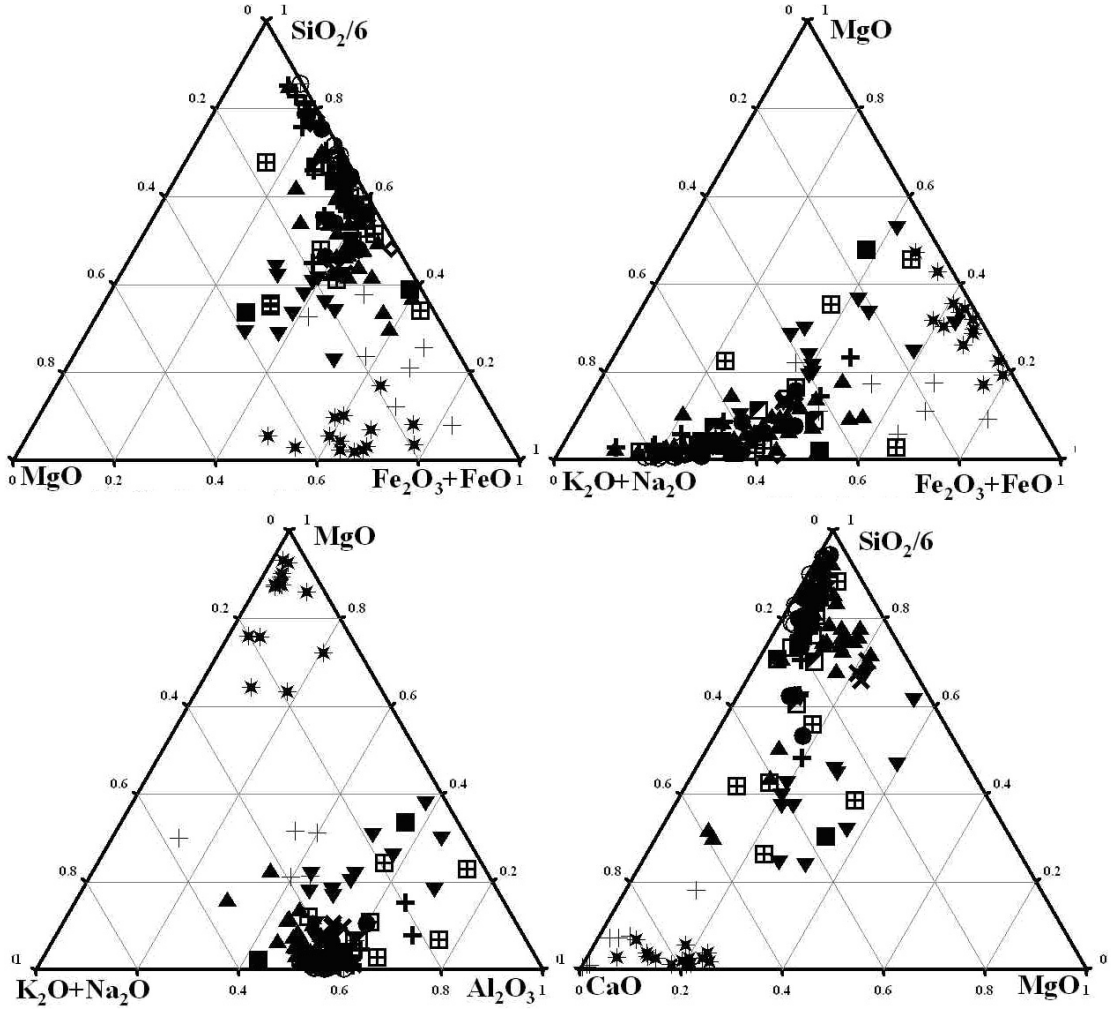


Рис. 4. **Диаграммы тройных корреляций петрогенных элементов в породах Бурпалинского массива.**

Условные обозначения: 1- нефелиновые сиениты, 2- пуласкиты ГИФ, 3- кварцевые сиениты, 4- мариуполиты, 5- пегматиты центра массива, 6- нефелиновые сиениты жильные, 7- дайки шонкинитов, 8- редкометальные пегматиты, 9- - аляскиты и щелочные граниты, 10- апатит-флюоритовые породы,11- фениты.

Аляскитовые и щелочные граниты образуют многочисленные дайки, в основном, в центральной части массива (рис. 1). Мощность их 1-100 м и протяженность от 200 м. до нескольких километров. Они занимают не менее 10% от площади массива. Аляскиты (лейкограниты) сложены кварцем (20-30%) и микроклинпертитом (около 70%), из темноцветных минералов

встречены пироксен и амфибол (1-5%). Щелочные граниты состоят из кварца (до 30%), решетчатого микроклина, щелочного амфибола-арфведсонита (1-5%) и эгирина (1-5%). В одной из даек щелочных гранитов Ганзеевым А.А. обнаружено пегматоидное обособление с интенсивной редкометальной минерализацией (эльпидит, Pb-бетафит, бафертисит, торит, астрофиллит, нептунит, криолит) [2], которая значительно отличается от минерализации сиенит-пегматитов.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД.

Химический состав пород Бурпалинского массива приведен в таблице 1.

На классификационной диаграмме (рис.2) породы Бурпалинского массива образуют единый тренд от основных разновидностей до кислых.

На петрохимических диаграммах парных корреляций петрогенных элементов точки составов пород массива приведены на рис.3. Наблюдаются как хорошие корреляционные зависимости, так и разброс точек, что вероятно связано с дисперсией составов пегматитов.

На диаграммах тройных корреляций петрогенных элементов (рис. 4) так же наблюдаются единые тренды составов для всех пород массива.

Наблюдается некоторая дисперсия точек составов, что связано с большим разнообразием составов пород. Из-за вариаций мелано- и лейкократовых полос в сиенитах и пегматитах, связанных с процессами расслоения щелочной магмы, точки их составов образуют широкое поле, которое вписывается в основной тренд. Все эти данные говорят о гомодромности составов пород массива и образовании их из единой магмы. Из геохимии изотопов Sr-Nd [7], делается вывод, что источником магмы была мантия EM-2, что характерно для массивов, расположенных в складчатых зонах.

Работа проводилась при финансовой поддержке РФФИ, грант 12-05-31278 и грантом президента.

Литература:

1. **Владыкин Н.В., Миузаки Т.** Уникальный массив щелочных пород – Бурпала // Труды научной школы «Щелочной магматизм земли», ГЕОХИ РАН, М., 2001, с. 73-75.
2. **Ефимов А.Ф., Ганзеев А.А.** // Микроклинизированные гранит-аплиты массива Бурпала (минералогия и вопросы генезиса), М. «Недра», , 1972.
3. **Жидков А.Я.** Щелочные интрузии Сынныр и Бурпала Северного Прибайкалья. // Автореф. дис. канд… геол. наук, Л., 1956, 21с.
4. **Жидков А.Я., Мирнина С.Л., Голубчина М.И.** Об абсолютном возрасте щелочных и нефелиновых сиенитов Северо-Байкальского нагорья // ДАН СССР, 1963, т. 149, №1, с. 152-157.
5. **Конев А.А.** Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. Новосибирск, Наука, 1982, 201 с.

6. **Портнов А.М., Нечаева Е.А.** Нефелинизация в приконтактовых зонах щелочного массива Бурпала (Северное Прибайкалье) // Известия АН СССР, №5, 1967 г., с.71-76.
7. **Сотникова И.А.** Минералого-геохимические особенности редкометальных щелочных пород Северного Прибайкалья//Автореферат кандидатской диссертации, Иркутск 2009, с.1-22.
8. **Сотникова И.А., Прокофьев В.Ю., Владыкин Н.В.** Генезис апатит-флюоритовых пород массива Бурпала // ДАН, Т. 441, №5, 2011, с. 1-3.