

ПЕТРОЛОГИЯ БАЗАНИТОВЫХ ЛАВ ДАУРО-ХЭНТЕЙСКОГО ХРЕБТА (РТ ПАРАМЕТРЫ ОБРАЗОВАНИЯ, ПОРЯДОК КРИСТАЛЛИЗАЦИИ, ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА)

Медведев А. Я., Демонтерова Е. И., Каримов А. А., Беляев В. А., Боролдоева В. В.

Аннотация

Выполнено комплексное изучение вулканитов. Приведены первые данные по составу минералов (микрондовый рентгеноспектральный анализ (РСМА) и изотопии Sr и Nd в породах. Проведенные исследования показали, что базаниты Дауро-Хэнтэйского хребта по своим геохимическим характеристикам сопоставимы с вулканитами Южно-Байкальская вулканическая область (ЮБВО) и несколько отличаются от базальтов океанических островов (ОИВ) относительно повышенными содержаниями Ba, Th, La и Sr. Определены температуры кристаллизации и давления равновесия $Fo_{0,85}$ с расплавом, которые составляют: $T = 1186-1137^{\circ}C$, а $P = 1,09 - 1,06$ ГПа. Установлен порядок кристаллизации расплава. По полученным изотопным данным Sr и Nd выяснено, что источниками базанитовых магм являлось вещество с изотопными характеристиками PREMA и EMI.

Ключевые слова:

кайнозойский вулканизм, изотопия, минералогия, геохимия

**ПЕТРОЛОГИЯ БАЗАНИТОВЫХ ЛАВ ДАУРО-ХЭНТЕЙСКОГО ХРЕБТА (РТ
ПАРАМЕТРЫ ОБРАЗОВАНИЯ, ПОРЯДОК КРИСТАЛЛИЗАЦИИ, ИСТОЧНИКИ
ВЕЩЕСТВА)**

А. Я. Медведев¹, Е. И. Демонгерова², А. А. Каримов¹, В. А. Беляев¹, В. В. Шаралдаева¹.

¹Федеральное бюджетное государственное учреждение науки Институт геохимии им. А.

П. Виноградова СО РАН, Иркутск

²Федеральное бюджетное государственное учреждение науки Институт Земной Коры

СО РАН, Иркутск

Начиная со второй половины раннего кайнозоя, в южном обрамлении Сибирского кратона получили широкое распространение вулканиты, когда обширные пространства Центральной Азии были охвачены процессами внутриплитной магматической деятельности и тектонической активизации. В результате этого возникли многочисленные системы рифтогенных впадин, в которых широко проявлены вулканические породы. Эти вулканические поля расположены на большой площади от Удокана и Витима на севере через Южно-Байкальскую вулканическую область (ЮБВО) до вулканических районов Монголии (Хангай, Дариганга) [Воронцов, Ярмолук, 2004; Коваленко и др., 2009; Киселев и др., 1979; Логачев, 2003; Буслов, 2012 и др.]. Небольшие проявления подобных вулканитов отмечены в центральной части Дауро-Хэнтейского свода. Они занимают промежуточное положение между Витимским плато, базальтовыми плато Южного Прибайкалья и вулканическими районами Монголии – Хангайским хребтом и плато Дариганга. Фрагменты лавовых построек с возрастом 5.5 –8 млн. лет [Поляков, Багдасарьянц, 1986] обнаружены по долине реки Буркал и в Бороздинском гольце на водоразделе р. Бороздина и Харчевка. Следует отметить, что во всех породах данных

районов отмечены мантийные включения, как гранат-, так и шпинель-содержащие. Изучение глубинных включений проводилось достаточно интенсивно [Ащепков и др., 1996; Litasov, Taniguchi, 2002]. При этом редкоэлементный состав и минералогия вулканитов не изучались. Целью работы было определение вещественного состава пород и минералов, получение изотопных данных, и на основе полученных результатов определить порядок кристаллизации, источники субстрата и параметры формирования вулканитов.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП “Изотопно-геохимических исследований“ ИГХ СО РАН. Для аналитических исследований были выбраны фрагменты образцов без ксенолитов. Петрогенные элементы определялись рентгенофлуоресцентным методом по методике, опубликованной в работе Афонина, Гуничевой и Пискуновой [1984] на многоканальном X-ray спектрометре СРМ-25 (ЗАО Научприбор, Орел). Калибровка рентгенофлуоресцентного анализа проведена по стандартным образцам СТ-1А (трапп, Россия) и JB-1 (базальт, Япония) [Финкельштейн и др. 1984]. Определение редких элементов производилось методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с открытым кислотным разложением на масс-спектрометре с магнитным сектором ELEMENT-2 (Finnigan MAT, Германия) с двойной фокусировкой. Методики опубликованы в работах [Мысовской и др., 2009 и Сайбаталовой и др., 2010]. Микрорентгеновский рентгеноспектральный анализ (РСМА) выполнен на приборе JXA-8200 (JEOL Ltd., Япония). Условия анализа: 20 кВ, 20 нА, диаметр зонда - 1 мкм, время измерения - 10 с. Используемые стандарты: Na - альбит; Mg - оливин СН-1; Al - пироп С - 153; Si, Ca - голубой диопсид; K - ортоклаз; Ti - ильменит GF-55; Cr - хромит 79/62; Mn - Mn-гранат; Fe, Ni - NiFe₂O₄; Zn - ZnS; V - V₂O₅. Для определения составов зональных минералов при исследовании на микрозонде

проводились сканирование по профилю от края до края крупных зерен. В случае гомогенных зерен было проведено определение в нескольких точках в разных частях.

Изотопный состав Sr и Nd выполнен в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН. Навеска истертого порошка массой 100 мг разлагалась в тефлоновых бюксах в смеси кислот $\text{HNO}_3\text{-HF-HClO}_4$ в микроволновой печи. Выделение Sr и Nd проводилось с использованием смол EIChrom Industriets II (США) по методике [Pin et al., 1994]. Измерение изотопных отношений Sr и Nd выполнено на приборе Finnigan MAT262. Качество анализа контролировалось измерением стандартных образцов, JNd-1 и NBS-987 0.710228 ± 17 (2σ , $n=4$). При масс-спектрометрических измерениях стронциевые изотопные отношения нормализованы к $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.375209$ и $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Изотопные данные представлены в табл. 8.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЯ ИЗУЧЕННЫХ ПОРОД

рис.1 В среднем течении р. Буркал в устье р. Харчевка (правый приток р. Буркал) располагается лавовое плато (рис. 1). По данным Н. П. Костякова с соавторами вулканиты залегают на поверхности 100 метровой террасы, образуя протяженный поток, разобщенный на ряд полей. В основании потока залегают черные и темно-серые базальты с мелкими вкрапленниками оливина. Мощность данной части разреза около 20 м. Выше по разрезу наблюдаются черные слабо пористые базальты с крупными, до 2 мм, вкрапленниками желто-зеленого оливина. В этих породах отмечаются глубинные включения [Костяков и др., 1969].

рис.2 Нами для анализов были отобраны образцы из массивных вулканитов без глубинных включений, представленные порфировыми и афировыми разностями (рис. 2). Предварительно отметим, что порфировая структура большей частью вызвана наличием ксенокристов оливина и в меньшей – фенокристов пироксена и оливина. Структура основной массы интерсертальная. Основная масса сложена мелкими зернами оливина 0.2х

0.3 мм, пироксена менее 0.4 мм, тонкими лейстами плагиоклаза (длиной до 0.1 мм) и микрокристами апатита ≈ 0.02 мм, отдельными мелкими зернами нефелина, лейцита, калиевого полевого шпата и реликтами стекла. Следует отметить, что породы насыщены рудными минералами. Все отобранные и проанализированные образцы практически не затронуты постмагматическими изменениями – ппп не более 0,20 мас %.

Оливины представлены двумя разновидностями: крупные вкрапленники (ксенокристы и фенокристы) и мелкие зерна оливина в основной массе. Форма ксенокристов обычно неправильная, угловатая, размером $\sim 2-3$ мм. Края ксенокристов часто резорбированы. Фенокристы в большинстве случаев гипидоморфны. Форма мелких зерен основной массы чаще всего гипидиоморфная, реже – неправильная и идиоморфная.

Вкрапленники пироксена представлены крупными зернами различных размеров, в среднем $\sim 1.5-2.5$ мм. Они имеют серый, иногда темно-серый цвет, чаще всего зональное погасание. Мелкие пироксены в основной массе так же, как и вкрапленники, имеют серый и темно-серый цвет. Их размеры составляют $\sim 0.4-0.5$ мм и меньше. Форма зерен гипидиоморфная и неправильная.

Лейсты плагиоклаза основной массы в длину достигают ~ 0.1 мм, а в ширину ~ 0.02 мм.

Рудные минералы отмечаются в виде мелких зерен размером до 0.1 мм, равномерно распределено по всему объему породы.

Стекло имеет светло-серый цвет (в некоторых шлифах светло-коричневый).

В матрице микрозондовым анализом кроме стекла определены: нефелин, лейцит, калиевый полевой шпат и отдельные микрокристы апатита.

СОСТАВЫ МИНЕРАЛОВ

Оливины. Как было показано выше, оливины представлены двумя разновидностями: крупные вкрапленники и мелкие зерна в основной массе.

рис.3

Представительные анализы минерала приведены в табл. 1. Рис.3 демонстрирует вариации

табл.1

составов оливинов в разных по крупности зернах. Магнезиальность оливинов варьирует в широком интервале

и постепенно уменьшается от центра к краю вкрапленников (Fo_{91} - Fo_{77}), а состав оливинов из основной массы соответствуют краевым зонам вкрапленников. Для всех зерен наблюдается положительная корреляция Fo - NiO мас. % и отрицательная корреляция Fo -

рис.4

CaO мас. % (рис.4). Среди вкрапленников обнаружены две разновидности, отличающиеся магнезиальностью центральной части – Ol 1 и Ol 2. Ol 1 имеет максимальную магнезиальность $\geq Fo_{90-91}$. Такая высокая магнезиальность характерна для оливинов из перидотитовых ксенолитов изученного региона, в которых $Fo = 89-92$ [Ащепков и др., 1996; Litasov, Taniguchi, 2002; Боролдоева, Медведев, 2018]. Поэтому мы интерпретируем Ol 1 как остатки от дезинтегрированных мантийных ксенолитов, то есть ксенокристы. Эти зерна имеют резорбированные края, что свидетельствует о взаимодействии их с базальтовым расплавом. Ol 2 имеет более низкую магнезиальность и она составляет ≈ 0.84 в центральной части. Как правило, эти вкрапленники гипидиоморфны. Вероятнее всего это “родные, базальтовые” фенокристы. В краевой части вкрапленников оливинов обеих разновидностей уменьшается магнезиальность (см. табл. 1), увеличивается содержание

рис.3

кальция и падает концентрация никеля (рис. 3). В Ol 2 концентрация кальция выше, чем в Ol 1. Предполагается, что данные оливины кристаллизовались из фракционировавшего расплава с достаточно высоким содержанием магния [Libourel, 1999].

Оливин основной массы (Ol 3) представлен мелкими зернами с невысокой магнезиальностью (Fo_{79-74}). В этих зернах отмечается низкое содержание, менее 0.1 мас.% NiO и, напротив, высокая концентрация MnO – до 0.6 мас. % и CaO – более 0.4 мас. %. По своему составу минерал соответствует краевым частям вкрапленников (Ol 1 и Ol 2).

По результатам исследований выделено три разновидности оливинов: Ol 1-ксеногенный из разрушенных перидотитовых включений, Ol 2 – кристаллизующийся из

базальтового расплава (первая генерация) и О1 З – мелкие зерна основной массы (вторая генерация). Многими исследователями показано, что образование нескольких генераций оливинов в базальтовых расплавах достаточно обычно [Альмухамедов и др., 1983; Альмухамедов и др., 1985; Zolotukhin et al., 1996].

Пироксены. Пироксены относятся к авгиту с переходом в краевых частях в эгирин-авгит. Состав минералов приведен в табл. 2. Как было сказано ранее, пироксены также представлены крупными вкрапленниками и мелкими зернами в основной массе.

табл.2

В крупных вкрапленниках наблюдается зональность. Она выражается в уменьшении содержания MgO от центра к краевой части от 14 до 10 мас. % (см. табл.2). При этом наблюдается увеличение оксидов натрия (0.66 – 0.90 мас. %) и титана (1.64-5.07 мас. %) от центра к краю. Также увеличивается концентрация алюминия, но в меньшей степени (5-9 мас. %). Для сравнения рассмотрены составы клинопироксенов из глубинных включений вулканитов Буркала [Ащепков и др., 1996; Litasov, Taniguchi, 2002]. В клинопироксенах этих включений наблюдается высокое содержание хрома (до 2 мас. % Cr₂O₃) и резко пониженная концентрация титана (менее 1 мас. % TiO₂) и алюминия (не более 7 мас. % Al₂O₃). Таким образом, можно заключить, что по своему составу – высокий титан, алюминий и низкий хром - вкрапленники исследованных базанитов не могут быть реликтами глубинных перидотитовых включений. Мелкие зерна основной массы характеризуются повышенным содержанием натрия, алюминия, титана и их состав близок к составу краевых частей вкрапленников.

Таким образом, так же как для оливинов, нами выявлены две генерации. Первая представлена крупными зональными кристаллами. Вероятнее всего эти кристаллы образовывались, как будет показано ниже, несколько позже оливинов первой генерации. На это также указывает более низкая магнезиальность пироксенов по сравнению с оливинами. После отсадки первой порции кристаллов остаточный базальтовый расплав взаимодействовал с фенокристами пироксенов и происходило нарастание каемок,

обогащенных натрием, титаном и алюминием на крупные кристаллы. В это же время, вероятнее всего, из центра зерен выносился магний. Пироксены второй генерации кристаллизовались из остаточного расплава.

Полевые шпаты и фельдшпатоиды. В исследованных нами вулканитах плагиоклаз встречен только в виде тонких лейст, рассеянных в основной массе, и микролитов в тонко раскристаллизованном матриксе. Калий-натровый и натрий-калиевый полевой шпат и фельдшпатоиды отмечены только в интерстициях. Составы минералов приведены в табл. 3. Лейсты плагиоклаза представлены олигоклазом $An_{16-20} Ab_{70-80} Or_{6-10}$. Микролиты основной массы сложены двумя разновидностями КППШ: ортоклазом и анортоклазом. Лейцит и нефелин наблюдаются только в матриксе. Состав лейцита практически полностью соответствует стехиометрии. Нефелин содержит до 5% K_2O . Такое содержание кальсилитовой составляющей обычно для этого минерала [Самсонова, 1973; Икорский, 1980].

табл.3

Окиснорудные минералы. Из оксидов обнаружены и проанализированы титаномагнетиты, единичные зерна ильменита и хромшпинели. Составы минералов приведены в табл. 4.

табл.4

Титаномагнетиты встречаются в виде мелких гомогенных зерен. Минерал обладает достаточно стабильным составом по основным компонентам. Содержание примесей невысоко (см. табл. 4). Титаномагнетиты подобного состава обычны в щелочных базальтоидах. Минералы с аналогичным составом отмечены и базанитах плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014].

Проанализированный ильменит содержит небольшое количество примесей и по своему составу относится к типичным минералам основных пород. Состав ильменита близок к составу, полученному ранее для аналогичных пород К. Литасовым и Х. Танигучи [Litasov, Taniguchi, 2002].

Хромшпинель представлена двумя разновидностям. Одна из них представлена зональным зерном с высоким содержанием хрома (Cr_2O_3 около 30 мас. %), алюминия (Al_2O_3 более 30 мас. %), магния (около 12 мас. % MgO) и низким титаном (TiO_2 менее 0.5 мас. %) в центре. От центра к краю зерна резко понижается содержание хрома, алюминия, магния и возрастает количество железа и, особенно, титана (рис.5). Вероятнее всего это ксенокристалл из мантийного ксенолита. Вторая разновидность хромшпинели характеризуется высокими концентрациями железа и титана, низкими – хрома и алюминия. Эту разновидность хромшпинели можно отнести к ряду хромит-ульвошпинель. Две таких же разновидности минерала были найдены ранее другими исследователями [Litasov, Taniguchi, 2002].

рис.5

Апатит представлен мелкими иголочками фторапатита, рассеянными в основной массе. Представительные микрозондовые анализы показаны в табл. 5.

табл.5

Представительные микрозондовые анализы реликтов стекла приведены в табл. 6. По своему составу стекло представлено обводненным нефелиновым твердым раствором. Как было показано выше, стекло разного цвета: от светло-серого до светло-коричневого. Вероятнее всего это связано с присутствием оксидов железа (см. табл. 6).

табл.6

ХИМИЗМ ИССЛЕДОВАННЫХ ПОРОД

Состав изученных вулканитов приведен в табл. 7. Породы низкокремниевые, максимальное содержание $\text{SiO}_2 = 42.93$ мас. % и высокомагнезиальные – 10.57 -16.04 мас. % MgO . На диаграмме щелочность-кремнекислотность точки составов пород попадают в поле базанитов (рис. 6) [Lebas et al., 1986.]. Однако наличие ксенокристов высокомагнезиального оливина привело к искажению петрогенного состава вулканитов. На наш взгляд наиболее близки реальному петрогенному составу образцы 112 и 113 (см. табл. 7). Это вызвано тем, что данные образцы не содержат ксенокристов. Везде наблюдается превышение натрия над калием - $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ составляет 1.62-2.03. Высокое

рис.6

табл.7

содержание железа, более 13 мас. % FeO*, и титана, до 3 мас. % TiO₂, объясняется большой насыщенностью окиснорудных минералов, в основном титаномагнетита. Обращает на себя внимание превышение концентрации никеля над хромом, что достаточно необычно. Этот факт можно объяснить достаточно высоким содержанием никеля, до 0.43 мас. % NiO, в оливинах из ксенокристов. Наряду со щелочной спецификой (Na₂O+K₂O = 5.19-6.61 мас.%), изученные базальтоиды имеют повышенные концентрации HFSE (Nb, Ta), РЗЭ. Значения индикаторных редкоэлементных отношений составляют (Ba/Nb – 5.97-7.01; Nb/Zr – 0.28-0.33), что достаточно хорошо соответствует таким в базальтах океанических островов. Отмечена высокая степень фракционирования (La/Yb – 29.5-37.9; Dy/Yb – 3.5-4.4) (см. табл. 7). Все изученные вулканиды обладают очень низкой дисперсией составов. Разброс точек составов замечен только для суммы натрия и калия.

рис.7

На графике распределения РЗЭ видно, что вулканиды почти полностью соответствуют породам OIB. (рис. 7) [Sun, McDonough, 1989]. При этом легких редких земель несколько больше, чем у OIB, а Yb и Lu немного меньше. Кроме того, точки составов пород близки к составам базанитов плато Хэвен [Цыпукова и др., 2014] и основных вулканидов ЮБВО [Ярмолук и др., 2003].

рис.8

На спайдердиаграмме (рис.8) составы исследованных пород близки к среднему составу OIB, но при этом несколько обогащены Ba, Th, La, Nb и Sr. Вероятнее всего разница содержаний, как будет показано ниже, вызвана различными источниками родоначальных расплавов. В целом по уровню концентраций элементов в аналогичных породах других неогеновых проявлений Центральной Азии – Хэвен [Цыпукова и др., 2014], ЮБВО [Ярмолук и др., 2003] изученные вулканиды им соответствуют.

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ БАЗАЛЬТОИДНЫХ МАГМ

Нами были определены P-T условия начальных этапов кристаллизации базальтоидных расплавов вулканического плато устья р. Харчевка. Использовались

эмпирические формулы, взятые из работы К. Путирко [Putirka, 2008]. Для центральных частей вкрапленников темноцветных минералов из вулканитов в условиях системы минерал - расплав рассчитаны температуры и давления равновесия оливин – расплав и пироксен - расплав [Putirka, 2008]. Расчеты проводились с использованием составов модельных расплавов, находящихся в равновесии по $KD_{Fe/Mg} = (FeO^{+2}_{Ol} / FeO^{+2}_{расплав}) / (MgO_{Ol} / MgO_{расплав})$ с оливинами Fo_{85-81} и пироксенами Wo_{46-49} . Чтобы установить состав модельного расплава был применен метод учета фракционирования из расплава наиболее магнезиальной фазы оливина Fo_{85} . Коэффициент распределения Fe-Mg (KD) между Ol 2 и составом породы равен 0.33, что свидетельствует о равновесии. Это основано на том, что образование $Fo_{0,85}$ характеризует начало кристаллизации базанитовых расплавов изученного района. Граничными условиями для расчетов параметров кристаллизации в системе минерал – расплав были $KD_{Fe/Mg} = 0.33 \pm 0.01$ для оливинов. Для краевых зон и микролитов определение P-T-параметров не проводились. Составы этих минеральных фаз невозможно привести в соответствие с $KD_{Fe/Mg}$ с реальными составами пород. Вероятнее всего это можно объяснить неравновесной кристаллизацией в приповерхностных условиях.

Полученные расчетные данные показали, что температуры кристаллизации и давления равновесия $Fo_{0,85}$ составляют ($T = 1186-1137^{\circ}C$, а $P = 1.09- 1.06$ GPa).

По такому же сценарию был произведен расчет температуры и давления кристаллизации фенокристов клинопироксена [Putirka, 2008]. Для центральных частей вкрапленников с составом ($Wo -46.40$, $En - 41.02$, $Fs - 9.36$) температура определена в $1168 - 1136^{\circ}C$, а давление $0.826-0.812$ GPa .

Полученные данные давления и температуры кристаллизации оливинов и пироксенов позволяют предположить, что подъем базальтоидной магмы происходил достаточно быстро. На высокую скорость подъема такой магмы поверхности указывает также то, что вкрапленники, как оливина, так и пироксена, зональны. Кроме того,

присутствие ксенолитов также подтверждает достаточно высокую скорость подъема. В случае долгого нахождения в промежуточных камерах должно было бы привести к полной гомогенизации кристаллов и, возможно, полному растворению ксенолитов.

На основе изученных особенностей составов минералов можно предположить порядок кристаллизации вулканитов. При подъеме базальтоидной магмы к поверхности происходил захват мантийных ксенолитов, разрушение которых привело к появлению в базальтоидах ксенокристов оливина (Ol 1) и хромшпинелида. Взаимодействие ксеногенных оливинов с расплавом привело к диффузионному обмену и может быть к частичному растворению, что сопровождалось выносом Mg и Ni в расплав, привнесом Fe и Mn в кристаллы и к образованию зональности в минералах. Данный факт подтверждается наличием фестончатых краев в этих оливинах (см. рис. 3). Такой же процесс происходил с зернами хромшпинелида, краевые части которых обогащались титаном и обеднялись хромом и алюминием. Далее происходила кристаллизационная дифференциация. Согласно полученным расчетам, кристаллизация оливина (Ol 2) началась на глубинах менее 30 км. Начало кристаллизации оливинов связано с образованием крупных идиоморфных зерен фенокристов (Ol 2). Они взаимодействовали с базальтоидным расплавом, и происходило обогащение их компонентами расплава, которое приводило к образованию менее магнезиальных краев в зернах оливина. Кристаллизация клинопироксена происходила близко одновременно с оливином при несколько меньших температурах и меньшей глубине. Затем крупные вкрапленники клинопироксена также реагировали с остаточным базальтовым расплавом. Краевые части пироксенов обогащались алюминием, железом, титаном и натрием. Далее в условиях массовой кристаллизации образовывались оливины (Ol 3) и пироксены второй генерации, а также выделялись окиснорудные минералы (титаномагнетит, ильменит, хромит-ульвошпинель). В самую последнюю очередь из силикатного расплава, обогащенного щелочами, кристаллизовались щелочные алюмосиликаты: плагиоклаз, КППШ, нефелин и лейцит.

Наличие остаточного стекла предполагает последнюю стадию кристаллизации в приповерхностных условиях. Возможность такого процесса была показана ранее как экспериментально, так и на природных объектах [Альмухамедов, Медведев, 1995; Медведев и др., 2006; Лапин и др., 1985; Лапин и др., 1990; Кадик и др., 1982].

ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА БАЗАЛЬТОИДОВ

Ранее было предположено, что вулканизм этого района был вызван воздействием мантийного диапира [Ащепков и др., 1996; Litasov, Taniguchi, 2002], при просачивания расплавов через мантийный субстрат. Изученные нами вулканиты по своим геохимическим характеристикам полностью отвечают составу базальтам океанических островов (ОИВ). ОИВ-подобные вулканиты характеризуются широкими вариациями редкоэлементных и изотопных составов, что отражает гетерогенность мантии. Только некоторые ОИВ имеют изотопный состав трех мантийных конечных источников, названных НІMU, ЕMI и ЕMII [Hart, 1988]. Большая часть ОИВ представляет собой смеси между НІMU, ЕMI, ЕMII и деплетированной верхней мантией DMM (источником N-MORB). В зависимости от вклада этих источников меняются изотопные и геохимические характеристики базальтов. Для мантийных источников показан специфический редкоэлементный состав, отличающийся друг от друга [Weaver, 1991]. Наиболее контрастно отличаются источники НІMU, ЕMI, ЕMII по таким отношениям как Ba/Nb, Rb/Nb и Ba/La. Отношения Ba/Nb, Rb/Nb и Ba/La в исследованных вулканитах ближе всего совпадают с таковыми в ЕMI и частично к ЕMII. Однако однозначного ответа получить не удастся, так как отсутствие изотопных данных не позволяло корректно определить источники вулканитов. В данной работе приведены первые данные по изотопному составу Sr и Nd (табл. 8, рис. 9). Использование этих данных позволит оценить мантийные источники исследованных пород.

табл.8

рис.9

Чтобы попытаться установить роль различных мантийных источников для образования базальтоидных магм базанитов было проведено сравнение их изотопных характеристик с данными по позднекайнозойскими породами Южно-Хангайской вулканической области (ЮХВО) [Ionov et al., 1994; Barry et al., 2003.; Саватенков и др., 2010]. Кроме того, были привлечены данные по Южно-Байкальской вулканической области (ЮБВО) [Ярмолюк и др., 2003], в том числе по плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014]. Установлено, что в образовании пород ЮХВО принимали участие мантийные источники PREMA, EMI и EMII. Для близких по своим геохимическим характеристикам вулканитов ЮБВО был сделан вывод о формировании исходных магм с вероятным участием NIMU или PREMA с участием EMI и EMII мантийных источников [Ярмолюк и др., 2003]. Изотопные характеристики вулканитов плато Хэвэн наименее радиогенные из всех пород ЮБВО. На этом основании сделан вывод о том, что данные базальтоиды образованы из источников PREMA и обогащенным мантийным источником EMI и они не могут быть сопоставлены с источниками NIMU или EMII. Наиболее близки по изотопным характеристикам стронция и неодима к исследованным нами вулканитам базаниты и гавайты плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014]. Так как изотопные характеристики $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ базанитов р. Харчевка, еще более смещены в сторону наименьших радиогенных значений от пород плато Хэвэн, можно предположить, что они также образованы из источников PREMA и EMI. При этом вклад материала PREMA превышает вклад EMI.

По современным представлениям, базальты океанических островов (OIB) образуются при частичном плавлении материала, близкого к перидотиту и пироксенитовому материалу [Allegre, Turcotte, 1986; Nauri, 1996]. Высокие содержания редкоземельных элементов более характерны для пироксенитового источника, чем к перидотитового. Одним из критериев отнесения субстрата к перидотитам или пироксенитам является отношение Zr/Hf и Zr/Sm [Pertermann et al., 2004]. По данным этих

авторов изменение отношения Zr/Hf при постоянстве Zr/Sm характерно для образования магм из пироксенитового источника, а не перидотитового. А постоянство отношения Zr/Hf может быть следствием плавления перидотитового материала при степени плавления выше 0.1. Для наших пород отношение Zr/Hf составляет 44-53, а Zr/Sm находится в пределах 26-27. На основании этих данных можно предположить, что основным источником родоначального расплава были оливиновые пироксениты. Еще одним подтверждением пироксенитового источника является повышенное количество никеля и пониженное кальция в оливинах (см. табл. 1), как показано в работах [Sobolev et al., 2011; Sobolev et al., 2005].

На основе анализа экспериментальных данных по плавлению перидотитов и петрологических построений было показано [Herzberg, 2006; Herzberg, 2010], что первичные расплавы, образующиеся при плавлении перидотита, характеризуются более высокими содержаниями CaO , чем продукты плавления пироксенитового источника. Тестирование состава рассчитанного для базанитов р. Харчевка родоначального расплава в программе PRIMELT3 [Herzberg, Asimow, 2015] показало, что для него более вероятен пироксенитовый источник из-за низкого содержания CaO . Это согласуется с низким содержанием CaO в наиболее магниальных оливиновых вкрапленниках базанитов р. Харчевка. Более низкие содержания CaO , MnO и более высокие – NiO в оливиновых фенокристаллах базальтов, образовавшихся из пироксенитов, по сравнению с оливинами эффузивов перидотитового источника отмечалось Соболевым с соавторами [Sobolev et al., 2005; Sobolev et al., 2007].

В качестве мантийного источника для нефелин-нормативных ОИВ Herzberg [2010] рассматривает оливиновые пироксениты ($Ol+Crpx+Grt$). Они могут быть кумулятивной частью рециклированной океанической коры или результатом твердофазных реакций между эклогитами и перидотитами в нижней мантии [Herzberg, 2010]. Частичное плавление оливиновых пироксенитов может дать расплавы с характеристиками,

наблюдаемыми у базанитов р. Харчевка. (низкий SiO_2 , CaO , относительно высокий MgO), присутствие оливина в рестите объясняет и «перидотитовые» содержания NiO в оливиновых вкрапленниках.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ

Условия формирования щелочно-базальтовых магм были определены с помощью расчетов с использованием эмпирических геотермометров и геобарометров. Для расчетов исходных расплавов, равновесных с оливином Fo_{85} для наименее магнезиальных образцов вулканитов р. Харчевка мы использовали программу Petrolog 3.1.1.3 [Danyushevsky, Pleschov, 2011]. Было сделано два допущения. Первое – родоначальный расплав равновесен с реститовым оливином с магнезиальностью $\text{Fo}_{0,90}$. Второе – фракционирование изначального расплава происходило только в результате кристаллизации оливина. Процедура расчета состояла из прибавления к равновесному расплаву – это состав афировой породы – (обр. 112, 113, 150 с содержанием MgO – 10.57- 11.80 мас. %) - состава оливина с $\text{Fo}_{0,90}$ в количестве 0.5 мас. % и далее повторение операций до момента равновесия расплава с оливином Fo_{90} . Для сравнения был проведен расчет для пробы 114, содержание магния в котором составляет 14.53 мас. %. Расчетные данные показаны в табл.

табл.9

9. Из данных таблицы видно, что содержание MgO в родоначальном расплаве составляет от 15.28 до 16.18 мас. %, а количество кремнезема меняется в пределах 41.60 – 42.95 мас. %. При этом существенной разницы в составе рассчитанных расплавов в зависимости от количества магния не наблюдается.

$KD_{\text{Ol-расп.}}$ для рассчитанных составов составлял 0.287 – 0.293. Величина этих коэффициентов свидетельствует о равновесии. Как известно, содержание петрогенных элементов расплавов является функцией, в основном P и T , а не степени плавления [Albarede, 1992]. Это позволило провести расчет температуры и давления для модельных базальтоидных расплавов в условиях безводной системы по [Putirka, 2008]. Согласно

проведенным расчетам, температура формирования исходных расплавов составляла 1468 - 1476°C, а давление 3.18 – 3.28 GPa. Близкие температурные интервалы были получены для базальтоидов ЮХВО [Симонов и др., 2013]. К подобным параметрам образования расплавов для этого района пришли К. Литасов и Х. Танигучи [Litasov, Taniguchi, 2002]. Косвенным подтверждением корректности расчетов служит нахождение в базальтоидах гранат- и шпинель-содержащих мантийных включений.

Достаточно общепринятым является мнение, что все породы ОІВ- типа вызваны влиянием плюма, например [Condi, 2001 и др.]. Как было показано выше, вулканизм данного региона был вызван действием мантийного диапира. [Ащепков и др., 1996; Litasov, Taniguchi, 2002]. Мы предполагаем, что базальтоидные расплавы, изученные нами, формировались в результате подъема мантийного плюма, так же как для пород плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014]. Очаг генерации располагался в астеносферной мантии в области стабильности граната на глубине 90 – 100 км. В подтверждение этого следует заметить, что по геофизическим исследованиям почти под всей территорией ЦАВП наблюдается область разуплотненной мантии. Ее кровля поднимается до глубин менее 100 км, а в Южно-Байкальском, Южно-Хангайском и Хэнтэйском районах обнаружены выступы на глубине менее 50 км [Зорин и др., 1988]. В этой же работе показано, что к этим выступам приурочены проявления позднекайнозойского вулканизма. Кроме того, под Хэнтэйским хребтом наблюдается повышенный тепловой поток (60-70 Мвт/м²) [Khutorskoy, Yarmoluk, 1989; Litasov 2016]. Таким образом, приведенными геофизическими данными подтверждается возможность формирования исследованных пород под действием мантийного плюма.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования показали, что базаниты Дауро-Хэнтэйского хребта по своим геохимическим характеристикам сопоставимы с вулканидами ЮБВО и несколько

отличаются от ОІВ относительно пониженными содержаниями Ва, Th, La и Sr. Определены параметры формирования магм в диапазоне температур 1468 - 1476°C и давления 3.18 – 3.28 GPa. Показано, что образование исходных магм происходило на глубине 90-100 км в условиях астеносферной мантии. При быстром движении расплава вверх были захвачены мантийные ксенолиты. В условиях снижения температуры и давления первой ликвидусной фазой кристаллизовались крупные идиоморфные зерна фенокристов Ol 2 при температуре 1186-1037°C и давлении 1.09 -1.06 GPa на глубине менее 30 км. При дальнейшем подъеме началась кристаллизация фенокристов пироксенов. Далее в условиях массовой кристаллизации образовывались оливины (Ol 3) и пироксены второй генерации. Здесь же, вероятно, происходила кристаллизация части окиснорудных минералов. Застывание остаточного расплава в приповерхностных условиях привела к формированию щелочных алюмосиликатов: плагиоклаза, КПШ, нефелина и лейцита. Наличие остаточного стекла предполагает последнюю стадию кристаллизации в приповерхностных условиях. Основным условием формирования щелочной пикробазальтовой магмы являлась глубина магмообразования. Расплавы формировались в результате подъема мантийного плюма. Источниками щелочных базанитовых магм являлись PREMA и EMI.

Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП “Изотопно-геохимических исследований“ ИГХ СО РАН и ЦКП и “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.129.1.5 № 0350-2016-0030 AAAA-A17-117041910032-1.

Авторы приносят свою благодарность всем сотрудникам аналитических служб института.

ЛИТЕРАТУРА

- Альмухамедов А. И., Жюто Т., Матвеенков В. В., Эйссе Ж. Р., Кашинцев Г. Л.** Геохимия низкокальциевых толеитов Красного моря // Геохимия, 1983, № 9, с. 1289 – 1303.
- Альмухамедов А. И., Кашинцев Г. Л., Матвеенков В. В.** Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск, Наука, 1985, 190 с.
- Альмухамедов А. И., Медведев А. Я.** Экспериментальное исследование кристаллизации толеитового базальта при высоких pO_2 : модель формирования кислых остаточных расплавов в процессах эволюции основных магм // Геология и геофизика, 1995, т. 36, (5), с. 55 – 63.
- Афонин В. П., Гуничева Т. Н., Пискунова Л. Ф.** Рентгенофлуоресцентный анализ. Новосибирск, Наука, 1984, 225 с.
- Ащепков И. В., Литасов Ю. Д., Литасов К. Д.** Ксенолиты гранатовых перидотитов из меланонефелинитов хребта Хэнтэй (Южное Забайкалье): свидетельство подъема мантийного диапира // Геология и геофизика, 1996, т. 37, (1), с. 130 – 147.
- Боролдоева В. В., Медведев А. Я.** Минералогия щелочных пикробазальтов хребта Хэнтэй (Южное Забайкалье) // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых, 2018, т. 41, (1), с. 66-78.
- Буслов М. М.** Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мезокайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Европейской коллизий // Геология и геофизика, 2012, т. 53, (9), с.1245 –1255.
- Воронцов А. А., Ярмолюк В. В.** Северо-Монголо-Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера, 2004, № 3, с. 17 – 32.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации.** Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист М-49 – Петровск-Забайкальский. Объяснительная записка. - СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2006. 346 с.
- Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х.** Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Физика Земли, 1988, № 7, с. 33 – 42.
- Икорский С. В.** Типоморфные особенности состава и структурного состояния нефелина // Геохимия, 1980, № 5, с. 608 – 710.
- Кадик А. А., Биггар Г. М., Луканин О. А., Дмитриев Л. В.** Экспериментальное исследование кристаллизации толеитов Атлантики в условиях заданной летучести кислорода // Геохимия, 1982, № 10, с. 1390 – 1414.
- Киселев А. И., Медведев М. Е., Головкин Г. А.** Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск, Наука, 1979, 197 с.
- Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Богатиков О. А.** Геодинамическое положение новейшего вулканизма Северной Евразии // Геотектоника, 2009, № 5, с. 3 – 24.
- Костяков Н. П., Краснов В. П., Уфимцев Г. Ф., Янковский В. М.** Кайнозойские базальты юга центрального Забайкалья // Известия Забайкальского географического общества СССР, 1969, т. 5, выпуск 1, с. 11 – 17.
- Лапин И. В., Луканин О. А., Кадик А. А.** Влияние окислительно-восстановительного режима на кристаллизацию и дифференциацию базальтов Исландии в приповерхностных условиях // Геохимия, 1985, № 6, с. 747 – 760.
- Лапин И. В., Луканин О. А., Кадик А. А.** Изменение химического состава минералов и остаточных расплавов в процессе кристаллизации исландских базальтов при различных окислительно-восстановительных условиях (по экспериментальным данным) // Геохимия, 1990, № 12, с. 1679 – 1708.

- Логачев Н. А.** История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика, 2003, т. 44, (5), с. 391 – 406.
- Медведев А. Я., Альмухамедов А. И., Кирда Н. П.** Андезиты доюрского основания Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 2006, т. 47, (9), с. 989 – 995.
- Мысовская И. Н., Смирнова Е. В., Ложкин В. И., Пахомова Н. Н.** Новые данные по определению редких и рассеянных элементов в геологических стандартных образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // Заводская лаборатории. Диагностика материалов, 2009, № 10, с. 60 – 66.
- Поляков А. И., Багдасарьянц Г. П.** О возрасте молодых вулканов Восточной Сибири и закономерностях эволюции состава вулканитов // Геохимия, 1986, № 3, с. 311 – 317.
- Рассказов С. В., Саранина Е. В., Демонтерова Е. И., Масловская М. Н., Иванов А. В.** Мантийные компоненты позднекайнозойских вулканических пород Восточного Саяна (по изотопам Pb, Sr, Nd) // Геология и геофизика, 2002, т. 43, (12), с. 1065 – 1079.
- Сайбаталова Е. В., Куликова Н. Н., Сутурин А. Н., Парадина Л. Ф., Пахомова Н. Н., Воднева Е. Н., Семитуркина Н. А.** Влияние способов пробоподготовки на результаты определения элементного состава пресноводных губок методом ИСП-МС // Журнал аналитической химии, 2010, т. 65, (7), с. 691 – 698.
- Саватенков В. М., Ярмолюк В. В., Кудряшова Е. А., Козловский А. М.** Источники и геодинамика позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований // Петрология, 2010, т. 18, (3), с. 297 – 327.
- Самсонова Н. С.** Минералы группы нефелина. М., Наука, 1973, 250 с.
- Симонов В. А., Кудряшова Е. А., Ярмолюк В. В., Ковязин С. В., Котляров А. В.** Петрогенезис позднекайнозойских базальтовых комплексов Южно-Байкальской и Южно-Хангайской вулканических областей, Центральная Азия: данные по расплавленным включениям // Петрология, 2013, т. 21, (5), с. 535 – 553.
- Финкельштейн А. Л., Гуничева Т. Н., Афонин В.П.** Учет матричных эффектов методом альфа-коррекции при рентгенофлуоресцентном анализе / Журнал аналитической химии, 1984, т. 39 (3), с. 397 – 404.
- Цыпукова С. С., Перепелов А. Б., Демонтерова Е. И., Павлова Л. А., Травин А. В., Пузанков М. Ю.** Происхождение и эволюция щелочно-базальтовых магм плато Хэвэн на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2014, т. 55, (2), с. 244 – 275.
- Ярмолюк В. В., Иванов В. Г., Коваленко В. И., Покровский Б. Г.** Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология, 2003, т. 11, (1), с. 3 – 34.
- Allegre C. J., Turcotte D. L.** Implication of a two component marble-cake mantle // Nature, 1986, v. 323, p. 123 – 127.
- Albarede F.** How deep do common basaltic magmas form and differentiate? // Journal of Geophysical Research, 1992, v. 97, (B7), p. 10997 – 11009.
- Barry T. L., Saunders A. D., Kempton P. D., Windley B. F., Pringle M. S., Dorjnamjaa D., Saalar S.** Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric sources // Journal of Petrology, 2003, v. 44, (1), p. 55 – 91.
- Condi K. L.** Petrogenesis and the record in Earth history. London, Cambridge Un. Press, 2001, 305 p.
- Danyushevsky L. V., Plechov P.** Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2011. v. 12, (7). doi:10.1029/2011GC003516
- Hart S. R.** Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies // Earth planet. Sci Lett., 1988, v. 90, p. 273 – 296.

- Hart S. R., Hauri E. H., Oschmann L. A., Whitehead J. A.** Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // *Science*, 1992, v. 256, p. 517 – 520.
- Hauri E.** Major-element variability in Hawaiian mantle plum // *Nature*, 1996, v. 382, p. 415 – 419.
- Herzberg C.** Petrology and thermal structure of the Hawaiian plume from Mauna Kea volcano // *Nature*, 2006, v. 444, (7119), p. 605.
- Herzberg C.** Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: Implications for origins // *Journal of Petrology*, 2010, v. 52, (1), p. 113-146.
- Herzberg C., Asimow P. D.** PRIMELT3 MEGA. XLSM software for primary magma calculation: Peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.*, 2015, v. 16, (2), p. 563-578.
- Ionov D. A., Hofman A., W., Shimizu N.** Metasomatist-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia // *Journal of Petrology*, 1994, v. 35, p. 753 – 785.
- Khutorskoy M. D., Yarmoluk V. V.** Head flow, structure and evolution of the lithosphere of Mongolia // *Tectonophys.*, 1989, v. 164, p. 315 – 322.
- Le Bas M.J., Lemaitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A.** Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram // *Journal of Petrology*, 1986, v 27, (3), p. 745-750.
- Libourel G.** Systematics of calcium partitioning between olivine and silicate melt: implications for melt structure and calcium content of magmatic olivines // *Contrib Mineral Petrol.*, 1999, v. 136, p. 63 – 80.
- Litasov K.** Mantle evolution between the Baikal rift // *Lithos*, 2016, v. 248-252, p. 382 – 401.
- Litasov K., Tiniguchi H.** Mantle evolution beneath the Baikal rift // *CHEAS Monograph Series 5*, 2002, 221 p.
- Pertermann M., Hirschmann M. M., Hametner K., Günther D., Schmidt M. W.** Experimental determination of trace element partitioning between garnet and silica-rich liquid anhydrous partial melting of MORB-like eclogite // *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2004, v. 5, (5). doi:10.1029/2003GC000638.
- Pin C., Danielle B., Bassin C., Poitrasson F.** Contaminant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography // *Analyt. Chem. Acta*, 1994, v. 299, p. 209 – 217.
- Putirka K.** Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Miner. Geochem. / Eds. K. Putirka, F. Tepley. Miner. Soc. Amer.*, 2008, v. 69, p. 61 – 120.
- Sobolev A. V., Hofmann A. V., Sobolev S. V., Nikogosian I. K.** An olivine- free mantle source of Hawaiian shield basalts // *Nature*, 2005, v. 434, p. 590 – 597.
- Sobolev A. V., Hoffman A. W., Kuzmin D. V., Yaxley C. M., Arndt N. T., Sun-Lin Chung, Danyushevsky L. V., Elliot T., Frey F. A.** Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts // *Science*, 2007, v. 316, p. 412-417.
- Sobolev S. V., Sobolev A. V., Kuzmin D. V., Krivolutskey N. A., Petrunin A. G., Arndt N. T., Radko V. A., Vasilev Yu. R.** Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // *Nature*, 2011. v. 477, p. 312 – 316.
- Stracke A.** Earths heterogeneous mantle: a product of convection-driven interaction between crust and mantle // *Chemical. Geology.*, 2012, v. 330-331, p. 274 – 279.
- Sun S.-S., McDonough W. F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Special Publ. № 2*, Blackwell Scientific Publications, 1989, p. 313 – 346.
- Weaver B. L.** The origin of ocean island basalts end-member composition: trace element and isotopic constraints // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 88, p. 381 – 397.
- Zindler A., Hart S.** Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, v. 14, p. 493 – 571.

Zolotukhin V. V., Al'mukhamedov A. I., Medvedev A. Ya. Modeling of Primary Melt for Tholeiites of Siberian and Deccan Basalts // *Gondwana Geol. Mag.*, 1996, v. 2, p. 283 – 291.

Подписи к рисункам

Рис. 1. Геологическая карта района распространения кайнозойских щелочных базальтов Хэнтэйского хребта. Фрагмент Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1: 1000000, лист М-49 [Государственная геологическая ..., 2006], с упрощениями и дополнениями. 1 – позднекайнозойские щелочные базальты, 2 – четвертичные флювиогляциальные отложения, 3 – каменноугольные отложения ингодинской серии, 4 – гранитоиды малханского комплекса (PZ_1), 5 – гранитоиды даурского комплекса (P_1), 6 – гранитоиды кыринского комплекса (J_{1-2}), 7 – гранитоиды асакан-шумиловского комплекса (J_{2-3}).

Рис. 2. Микрофотографии шлифов. А – афировая структура, Б – порфировая структура.

Рис. 3. Микрофотографии в обратно рассеянных электронах. Показано содержание форстеритовой молекулы в различных зернах оливина. А – крупный ксенокристалл оливина; Б – крупный фенокристалл оливина; В – зерно оливина в основной массе. Цифрами показана магнезиальность оливинов.

Рис. 4. Зависимость содержания некоторых элементов от F_0 в оливинах различной генерации. а – NiO, б – CaO, мас. %. 1 – оливин из ксенолитов; 2 – оливин из ксенокристаллов; 3 – оливин из фенокристаллов; 4 – оливин из основной массы.

Рис. 5. Микрофотографии в обратно рассеянных электронах. Зональное зерно хромшпинелида, цифрами показано содержание Cr_2O_3 , мас. %.

Рис. 6. TAS диаграмма для исследованных вулканитов. Наши данные.

Рис. 7. График распределения РЗЭ в вулканитах. 1- OIB [Sun, McDough, 1989]; 2- базаниты – наши данные; 3 – 5 щелочные базальты ЮБВО [Ярмолюк и др., 2003], 3 - Окинский сектор; 4 – Тункинский сектор; 5 – Хубсугульский сектор; 6 – плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014].

Рис. 8. Диаграмма распределения элементов в щелочных пикробазальтах Дауро-Хэнтэйского хребта и других вулканитов ЮБВО. 1- OIB [Sun, McDough, 1989]; 2- пикробазальты – наши данные; 3 – 5 щелочные базальты ЮБВО [Ярмолук и др., 2003], 3 - Окинский сектор; 4 – Тункинский сектор; 5 – Хубсугульский сектор; 6 – плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014].

Рис. 9. Изотопные характеристики щелочных пикробазальтов Дауро-Хэнтэйского хребта и других вулканических ареалов ЮБВО и ЮХВО. Поля составов вулканитов Южно-Байкальской вулканической области [Рассказов и др., 2002; Ярмолук и др., 2003], Южно-Хангайской вулканической области [Barry et al., 2003; Саватенков и др., 2010], MORB и Гавайских островов [Stracke, 2012]. Мантийные резервуары: DMM - деплетированная MORB мантия), EMI и EMII (обогащенная мантия), HIMU (мантия с высокими значениями $\mu^{238\text{U}/204\text{Pb}}$ [Hart et al., 1992], PREMA (умеренно деплетированная преобладающая мантия [Zindler, Hart. 1986], 1 –наши данные, 2 –базальтоиды плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014]. Штриховыми линиями показаны возможные направления взаимодействия вещества мантийных источников.

Табл. 1. Представительные микрозондовые анализы оливина.

№ пробы	123-1	123-2	123-3	123-7	123-8	123-11	123-12	123-13
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
	Ксеногенный оливин							
	Край		Промежуточная область от края к центру			центр		
SiO	38.73	38.58	38.64	39.15	40.28	40.59	40.79	40.59
FeO*	20.27	20.21	19.62	17.08	12.14	9.65	9.36	9.31
MnO	0.41	0.42	0.42	0.30	0.21	0.14	0.11	0.10
MgO	39.67	39.57	39.96	42.24	46.56	49.27	48.40	48.50
CaO	0.46	0.43	0.46	0.25	0.11	0.10	0.09	0.10
NiO	0.14	0.13	0.16	0.26	0.30	0.35	0.37	0.32
Total	99.68	99.34	99.26	99.28	99.6	100.1	99.12	98.92
Fo	0.78	0.78	0.78	0.82	0.87	0.90	0.90	0.90
Fa	0.22	0.22	0.22	0.18	0.13	0.10	0.10	0.10
№ пробы	123-14	123-15	123-16	123-17	123-18	123-20	123-21	123-23
№ п/п	9	10	11	12	13	14	15	16
	Ксеногенный оливин							
	центр							
SiO ₂	40.64	40.53	40.4	40.33	40.66	40.57	40.53	40.10
FeO*	9.26	9.35	9.49	9.60	9.25	9.46	9.47	10.04
MnO	0.14	0.12	0.12	0.12	0.09	0.12	0.12	0.14
MgO	48.17	48.52	48.47	48.23	49.15	48.30	48.19	48.03
CaO	0.09	0.09	0.11	0.08	0.10	0.08	0.09	0.10
NiO	0.38	0.42	0.35	0.32	0.42	0.37	0.36	0.39
Total	98.68	99.03	98.94	98.68	99.67	98.9	98.76	98.80
Fo	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90
Fa	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
№ пробы	123-24	123-25	123-29	123-30	112-65	112-68	112-73	112-72
№ п/п	17	18	19	20	21	22	23	24
	Ксеногенный оливин				Фенокрист оливина			
	Промежуточная область от центра к краю		край		край	Промежуточная область от края к центру		центр
SiO ₂	40.18	39.73	38.29	38.98	39.45	39.69	39.60	39.92
FeO*	12.33	14.27	19.68	19.81	17.06	16.82	14.88	14.19
MnO	0.17	0.19	0.40	0.46	0.25	0.23	0.21	0.21
MgO	46.17	44.35	40.12	39.34	42.02	42.19	44.02	44.41
CaO	0.10	0.15	0.45	0.47	0.41	0.35	0.30	0.25
NiO	0.33	0.30	0.12	0.14	0.13	0.18	0.18	0.20
Total	99.28	98.99	99.06	99.20	99.32	99.46	99.19	99.18
Fo	0.87	0.85	0.78	0.78	0.81	0.82	0.84	0.85
Fa	0.13	0.15	0.22	0.22	0.19	0.18	0.16	0.12

Продолжение таблицы 1.

№ пробы	150-6	150-7	150-8	150-9	150-10	150-11	150-12	150-13
№ п/п	25	26	27	28	29	30	31	32
	Фенокрист оливина							
	центр		Промежуточная область от центра к краю					
SiO ₂	39.06	39.87	39.29	39.71	39.24	38.99	38.48	38.56
FeO*	14.53	14.64	15.04	16.71	17.80	19.38	20.44	21.15
MnO	0.20	0.20	0.22	0.28	0.31	0.31	0.41	0.42
MgO	44.94	45.49	44.89	44.37	42.67	41.97	40.68	39.78
CaO	0.21	0.22	0.28	0.33	0.34	0.39	0.43	0.45
NiO	0.23	0.20	0.15	0.14	0.15	0.13	0.11	0.11
Total	99.17	100.62	99.87	101.54	100.51	101.17	100.55	100.47
Fo	0.84	0.85	0.84	0.82	0.81	0.79	0.78	0.77
Fa	0.16	0.15	0.16	0.18	0.19	0.21	0.22	0.23
№ пробы	150-17	123-120	123-121	123-122	110-25	110-26	114-75	114-76
№ п/п	33	34	35	36	37	38	39	40
	“базальтовый оливин”	Мелкие зерна оливина в основной массе						
	край							
SiO ₂	38.50	38.86	38.65	38.84	38.94	39.10	38.27	38.12
FeO*	25.47	20.36	19.59	19.18	23.60	22.87	21.19	22.19
MnO	0.48	0.41	0.35	0.34	0.44	0.40	0.47	0.44
MgO	36.29	38.98	40.06	40.56	37.51	38.35	37.98	36.92
CaO	0.48	0.39	0.42	0.32	0.45	0.44	0.65	0.44
NiO	0.09	0.11	0.12	0.16	0.08	0.08	0.12	0.18
Total	100.31	99.11	99.19	99.4	101.02	101.26	98.68	98.51
Fo	0.72	0.77	0.78	0.79	0.74	0.75	0.76	0.75
Fa	0.28	0.23	0.22	0.21	0.26	0.25	0.24	0.25

Примечание. Микронзондовые анализы выполнены О. В. Белозеровой. Здесь и далее FeO* - железо общее.

№ пробы	116-53	116-54	116-55	116-56	116-57	116-58	116-59	116-60
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
	Вкрапленник							
	центр	От центра к краю						
SiO ₂	50.05	49.93	50.00	50.08	47.79	45.74	46.18	46.33
TiO ₂	1.64	1.47	1.48	1.68	2.80	3.13	3.33	3.22
Al ₂ O ₃	5.31	4.80	5.06	5.48	6.57	7.18	7.10	7.07
Cr ₂ O ₃	н/о	н/о	н/о	н/о	0.16	0.63	0.61	0.60
FeO	5.65	5.65	5.73	5.71	6.49	6.85	6.87	6.72
MnO	0.10	0.10	0.11	0.11	0.10	0.10	0.10	0.20
MgO	14.07	14.01	13.77	13.72	12.51	12.22	12.26	11.79
CaO	22.15	22.12	21.84	21.82	22.82	22.75	23.04	22.64
Na ₂ O	0.66	0.69	0.70	0.70	0.72	0.73	0.85	0.86
Сумма	99.63	98.77	98.69	99.30	99.96	99.33	100.34	99.43
Wo	46.40	46.43	46.28	46.35	48.91	49.11	49.22	49.13
En	41.02	40.92	40.60	40.56	37.22	36.71	36.44	35.61
Fs	9.36	9.37	9.63	9.63	10.98	11.61	11.52	12.51
Mg#	0.82	0.82	0.81	0.81	0.77	0.76	0.76	0.76
№ пробы	116-63	116-64	114-20	114-21	114-22	124-61	124-62	124-63
№ п/п	9	10	11	12	13	14	15	16
	Вкрапленник		Мелкое зерно основной массы					
	край							
SiO ₂	43.27	43.21	45.47	46.34	45.79	46.10	46.67	44.90
TiO ₂	4.92	5.07	4.00	3.87	3.82	3.53	3.34	4.39
Al ₂ O ₃	8.97	9.19	7.75	7.16	7.39	7.33	7.22	8.41
Cr ₂ O ₃	0.54	0.59	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0.15
FeO	7.94	7.99	8.17	8.16	8.26	6.82	6.73	7.25
MnO	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10	0.10	0.12	0.10
MgO	10.67	10.84	11.49	11.55	11.57	12.03	11.81	10.97
CaO	22.96	22.67	22.71	22.86	22.35	22.93	22.90	22.76
Na ₂ O	0.91	0.90	0.81	0.81	0.87	0.82	0.78	0.75
Сумма	100.28	100.56	100.51	100.85	100.15	99.66	99.57	99.68
Wo	50.71	50.07	48.77	48.85	48.07	49.33	49.71	50.47
En	32.79	33.31	34.33	34.35	34.63	35.99	35.68	33.85
Fs	13.74	13.82	13.75	13.67	13.91	11.52	11.55	12.66
Mg#	0.71	0.71	0.71	0.72	0.71	0.76	0.76	0.73

Таблица 2. Представительные микрозондовые анализы пироксенов.

Таблица 4. Представительные микрозондовые анализы окиснорудных минералов.

№ пробы	110-64	124-31	124-32	124-84	113-11	113-12	113-13	113-14
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
	ильмени т	титаномагнетит						
TiO ₂	48.57	21.49	21.40	18.94	20.87	21.36	20.96	19.97
Al ₂ O ₃	0.58	1.10	1.27	3.89	0.78	0.71	1.33	0.77
Cr ₂ O ₃	0.54	0.90	0.73	0.80	0.44	0.33	0.40	0.21
Fe ₂ O ₃	-	47.69	47.63	46.75	50.23	50.04	48.92	51.82
FeO	46.65	23.55	23.45	21.67	23.26	24.12	22.26	22.93
MnO	0.57	0.63	0.63	0.53	0.77	0.75	0.68	0.65
NiO	0.06	0.13	0.11	0.14	0.01	0.07	0.10	0.08
MgO	4.84	3.51	3.92	5.90	2.30	1.48	3.74	3.17
Сумма	101.81	99.00	99.14	98.62	98.66	98.86	98.39	99.60
№ пробы	116-35	116-36	116-37	116-38	116-51	116-52	150-22	150-23
№ п/п	9	10	11	12	13	14	15	16

	титаномагнетит							
TiO ₂	18.62	19.03	19.03	19.36	19.12	19.91	23.82	23.57
Al ₂ O ₃	4.31	4.21	4.21	4.38	4.49	3.45	1.78	0.86
Cr ₂ O ₃	0.52	0.59	0.59	0.68	0.66	0.57	0.18	0.28
Fe ₂ O ₃	39.02	49.68	48.92	48.84	49.88	48.17	48.60	49.49
FeO	31.51	20.51	20.78	24.42	21.18	21.31	21.16	21.87
MnO	0.69	0.74	0.64	0.67	0.65	0.70	0.71	0.81
NiO	0.08	0.11	0.08	0.10	0.07	0.08	0.07	0.05
MgO	4.11	4.17	4.37	4.27	3.19	2.89	3.03	2.11
Сумма	98.86	99.04	98.62	99.93	98.66	98.45	99.35	99.04
№ пробы	114-17	114-18	114-19	113-60	113-61	113-62	113-63	113-64
№ п/п	17	18	19	20	21	22	23	24
	Хромит-ульвошпинель			хромшпинелид				
	Отдельное зерно			От края к центру зерна			Центр зерна	
TiO ₂	12.78	12.83	12.27	12.00	12.05	10.31	0.36	0.33
Al ₂ O ₃	8.01	8.03	7.86	7.75	7.70	8.83	34.71	34.30

Cr ₂ O ₃	11.21	11.29	9.76	11.64	11.58	14.93	28.55	28.48
Fe ₂ O ₃	2.21	1.95	2.57	4.38	4.30	4.97	-	-
FeO	58.06	59.03	59.47	57.45	57.53	54.48	24.35	24.46
MnO	0.51	0.54	0.52	0.55	0.52	0.55	0.45	0.46
ZnO	0.17	0.14	0.21	0.11	0.13	0.14	0.29	0.30
NiO	0.12	0.14	0.12	0.10	0.11	0.10	0.12	0.14
MgO	5.97	6.29	5.80	5.51	5.57	5.37	12.06	12.19
Сумма	99.04	100.24	98.58	99.49	99.49	99.68	100.89	100.66

Примечание: Fe₂O₃ и FeO в титаномагнетитах и хромшпинелиде рассчитаны по стехиометрии.

Таблица 5. Представительные микрозондовые анализы апатита

	Фторapatит				
№ пробы	114-64	114-65	114-66	114-68	114-69
№ п/п	1	2	3	4	5
CaO	52.73	52.76	52.87	52.33	52.46
P ₂ O ₅	40.16	40.12	39.39	39.03	38.72
F	5.40	5.38	5.26	5.57	4.76
Cl	1.21	1.12	1.10	1.14	1.05
Сумма	99.45	99.38	98.62	98.13	96.99

Таблица 6. Представительные микрозондовые анализы остаточного стекла

№ обр.	124-98	116-101	116-102	116-46	116-47	116-49	116-50	116-21
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	46.92	49.35	49.22	49.95	50.27	50.21	49.65	49.36
TiO ₂	0.13	0.09	0.12	0.09	0.10	0.08	0.10	0.15
Al ₂ O ₃	31.67	31.74	30.57	30.11	30.71	30.95	30.28	29.73
FeO*	1.06	0.89	0.93	0.78	0.75	0.77	0.71	1.00
MgO	0.05	0.06	0.09	0.06	0.11	0.05	0.03	0.09
CaO	1.21	0.39	0.27	0.07	0.75	0.13	0.10	0.23
Na ₂ O	11.04	9.60	11.88	11.97	12.07	9.40	13.06	10.87
K ₂ O	3.45	2.38	2.67	2.14	2.23	2.19	2.39	2.19
Сумма	95.53	94.13	95.75	95.17	96.99	93.78	96.32	93.92

№ обр.	116-22	113-23	116-24	114-33	114-35	110-37	110-45	110-52
№ п/п	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	50.41	49.10	49.10	49.35	49.25	50.30	50.48	50.42
TiO ₂	0.10	0.10	0.12	0.11	0.06	0.16	0.14	0.11
Al ₂ O ₃	29.96	32.25	30.34	29.22	30.54	28.80	28.82	29.42
FeO*	0.86	1.23	0.89	0.80	0.95	0.73	0.92	0.65
MgO	0.07	0.05	0.08	0.04	0.02	0.06	0.04	0.06
CaO	0.23	0.50	0.22	0.12	0.11	0.25	0.16	0.60
Na ₂ O	10.38	10.77	11.74	12.04	13.76	10.61	10.62	11.52
K ₂ O	2.19	3.04	2.59	2.35	2.90	2.29	2.04	2.53
Сумма	94.20	97.04	95.08	94.03	97.59	93.20	93.22	94.71

Таблица 7. Химический (мас.%) и редкоэлементный (ppm) составы вулканитов

№ обр.	110	110/Л	111	112	113	114	116	118	119
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	42.14	42.02	42.22	42.16	41.39	42.93	42.21	42.36	42.62
TiO ₂	2.49	2.59	2.47	3.10	3.01	2.57	2.68	2.57	2.57
Al ₂ O ₃	10.48	10.55	10.30	12.43	11.69	10.71	11.11	10.62	10.99
Fe ₂ O ₃ *	13.51	13.98	13.87	14.04	14.82	13.93	14.05	13.74	13.61
MnO	0.18	0.19	0.18	0.18	0.19	0.19	0.19	0.19	0.18
MgO	16.04	15.43	15.76	10.57	11.80	14.53	14.11	15.72	15.34
CaO	9.06	9.51	9.62	10.42	9.91	9.68	9.76	9.16	9.13
Na ₂ O	3.66	3.67	3.41	3.86	4.31	3.67	3.77	3.67	3.83
K ₂ O	1.80	1.83	1.78	2.38	2.30	1.91	1.93	1.83	2.00
P ₂ O ₅	0.87	0.85	0.83	0.80	1.00	0.82	0.88	0.86	0.90
Ппп	0.20	0.08	0.32	0.15	0.13	0.01	0.10	0.07	0.12
Сумма	100.23	100.70	100.76	100.09	100.55	100.95	100.79	100.79	101.29
Sc	19	17	18	17	16	19	19	19	17
V	180	179	189	207	194	191	189	182	169
Cr	627	517	609	149	290	477	445	561	519
Co	66	64	65	57	61	64	65	65	61
Ni	547	500	519	165	298	454	409	514	475
Rb	40	39	40	53	46	42	44	39	40
Sr	993	948	963	1082	1146	977	1016	963	994
Y	29	29	29	28	33	29	30	29	29
Zr	265	270	254	310	318	265	265	262	255
Nb	85	77	83	97	108	81	85	87	80
Ba	526	525	513	669	634	549	578	519	561
La	56	55	53	61	66	56	57	54	56
Ce	111	103	101	117	124	106	116	112	110
Pr	12.25	12.07	11.74	13.22	14.83	12.18	12.53	11.85	12.20
Nd	48	48	47	52	58	48	50	46	49
Sm	9.91	9.71	9.77	10.37	11.47	9.81	10.04	9.56	9.86
Eu	3.26	3.25	3.19	3.54	3.81	3.19	3.32	3.03	3.33
Gd	9.49	8.57	8.81	9.29	9.31	9.18	9.43	9.54	9.34
Tb	1.30	1.25	1.27	1.25	1.49	1.28	1.32	1.22	1.25
Dy	6.46	6.71	6.52	6.49	7.68	6.84	6.91	6.24	6.60
Ho	1.14	1.14	1.10	1.09	1.29	1.16	1.18	1.13	1.14
Er	2.73	2.67	2.63	2.49	3.02	2.76	2.81	2.76	2.54
Tm	0.32	0.29	0.31	0.29	0.35	0.32	0.33	0.31	0.32
Yb	1.83	1.70	1.68	1.54	1.74	1.68	1.79	1.83	1.67
Lu	0.23	0.22	0.22	0.21	0.23	0.23	0.23	0.23	0.22
Ta	4.87	4.89	4.63	5.80	6.47	4.97	5.21	4.80	5.02
Hf	5.61	5.80	5.65	6.78	6.91	5.91	5.88	5.49	5.78
Pb	2.82	2.82	2.90	3.41	3.32	2.78	2.93	2.85	2.80
Th	7.75	7.77	7.52	8.97	9.29	7.72	8.01	7.72	8.01
U	1.82	1.77	1.80	2.03	2.10	1.79	1.93	1.79	1.85

Таблица 7. Окончание.

№ обр.	121	123	124	150	У-20	453	Р-563
№ п/п	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	42.24	42.34	42.67	42.23	41.48	42.60	42.70
TiO ₂	2.53	2.54	2.54	2.98	2.05	2.75	2.57
Al ₂ O ₃	10.45	10.53	10.64	12.36	9.67	13.02	10.25

Fe ₂ O ₃ *	13.84	13.64	13.85	13.71	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	3.10	3.41	1.46
FeO	-	-	-	-	9.62	9.30	10.50
MnO	0.19	0.18	0.19	0.19	0.14	0.17	0.17
MgO	15.78	15.68	15.78	11.18	19.05	12.80	14.70
CaO	9.21	9.25	9.27	10.53	8.52	9.75	11.50
Na ₂ O	3.58	3.54	3.62	4.04	3.48	3.30	3.33
K ₂ O	1.89	1.86	1.88	2.34	1.50	1.50	1.96
P ₂ O ₅	0.86	0.86	0.85	0.78	0.74	0.62	0.69
ППП	0.07	0.10	0.12	0.02	0.11	-	1.03
Сумма	100.64	100.52	101.41	100.36	99.46	99.22	100.86
Sc	17	19	18	21	-	-	-
V	174	195	182	222	-	-	210
Cr	550	580	552	188	-	-	710
Co	64	69	65	60	-	-	78
Ni	514	540	520	196	-	-	520
Rb	46	42	40	51	-	-	35
Sr	952	1036	969	1050	-	-	1200
Y	29	30	29	31	-	-	-
Zr	254	267	248	293	-	-	-
Nb	79	83	83	98	-	-	-
Ba	534	563	523	658	-	-	860
La	54	58	55	59	-	-	-
Ce	100	116	104	122	-	-	-
Pr	11.98	12.71	11.96	12.94	-	-	-
Nd	47	50	47	51	-	-	-
Sm	9.59	10.18	9.87	10.35	-	-	-
Eu	3.23	3.33	3.09	3.34	-	-	-
Gd	8.31	9.50	9.37	9.86	-	-	-
Tb	1.59	1.38	1.31	1.32	-	-	-
Dy	6.59	6.98	6.64	6.91	-	-	-
Ho	1.13	1.20	1.10	1.21	-	-	-
Er	2.58	2.83	2.68	2.96	-	-	-
Tm	0.31	0.33	0.31	0.34	-	-	-
Yb	1.68	1.85	1.73	1.92	-	-	-
Lu	0.22	0.24	0.22	0.24	-	-	-
Ta	4.93	5.32	5.02	5.63	-	-	-
Hf	5.67	5.92	5.63	6.39	-	-	-
Pb	2.72	3.00	2.90	3.55	-	-	-
Th	7.75	8.34	7.96	9.08	-	-	-
U	1.82	2.01	1.86	2.14	-	-	-

Примечание. Аналитики: Ложкин В. И., Пахомова Н. Н., Финкельштейн А. Л. Образцы У-20, 453 [Костяков и др., 1969], образец P563 - [Рассказов, 1987]. - - не определялось.
Fe₂O₃* -* железо общее.

Таблица 8. Изотопные характеристики базанитов Дауро-Хэнтэйского хребта

№ пробы	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\square\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\square\sigma$	$\square\text{Nd}$
150	0,703914	0,000010	0,512878	0,000006	4,7
113	0,703760	0,000011	0,512891	0,000010	4,9
116	0,703754	0,000012	0,512912	0,000007	5,3

Таблица 9. Рассчитанные родоначальные составы вулканитов

№ обр	112	113	114	150
SiO ₂	42.4 0	41.60	42.95	42.36
TiO ₂	2.70	2.68	2.49	2.68
Al ₂ O ₃	10.8 4	10.40	10.36	11.11
Fe ₂ O ₃	2.07	2.23	2.16	2.04
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	10.7 3	11.17	10.54	10.47
MnO	0.16	0.17	0.18	0.17
MgO	15.8 8	16.18	15.77	15.28
CaO	9.08	8.81	9.36	9.46
Na ₂ O	3.36	3.83	3.55	3.63
K ₂ O	2.07	2.05	1.85	2.10
P ₂ O ₅	0.70	0.89	0.79	0.70
Сумма	99.7 9	100.6 4	100.0 0	100.0 0

















