

Корово-мантийные ксенолиты: минералогия и петрогенезис

Секисова В. С., Смирнов С. З., Кузьмин Д. В., Шевко А. Я., Гора М. П.

Аннотация

В статье представлены новые данные по минералогии и геохимии ксенолитов глубинных пород из некка вулкана Харчинский (Центральная Камчатская депрессия, ЦКД). Показано, что породы ксенолитов представлены перидотитами и клинопироксенитами. Среди перидотитов установлены верлиты, дуниты и гарцбургиты, сложенные различными количествами оливина (Ol), клино- и ортопироксена, а также амфибола (Amp) и хромита (Chr). Пироксениты преимущественно состоят из клинопироксена (Cpx), реже наблюдаются Ol, Amp, герцинит (Hc) и магнетит (Mgt). Ксенолиты содержат интерстициальные обособления и прожилки, сложенные хлоритом (Chl), плагиоклазом (Pl), щелочным полевым шпатом (Kfs), ортопироксеном (Opx), баритом (Brt), фторапатитом (Ap), ильменитом (Ilm), реже ангидритом (Anh), флогопитом (Phl) и некоторыми другими минералами. Установлено, что минералы прожилков иногда замещают первичные минералы, вплоть до образования псевдоморфоз, указывая на метасоматическое происхождение интерстициальных и жильных ассоциаций. На основании минералотермобарометрических расчетов установлено, что перидотиты образовывались на глубинах от шпинелевой (Sp) фации до границы Мохо при температурах около 1140°C и давлениях, не превышающих 10 кбар в промежуточных камерах. Метасоматические преобразования пород, проявленные в интерстициях, происходили при температурах ~400-850°C.

Ключевые слова:

ксенолиты, перидотиты, клинопироксениты, оливин

МИНЕРАЛОГИЯ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ ВУЛКАНА ХАРЧИНСКИЙ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАМЧАТСКАЯ ДЕПРЕССИЯ)

В.С. Секисова^{1,2}, С.З. Смирнов¹, Д.В. Кузьмин¹, А.Я. Шевко¹, М.П. Гора¹

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск-90,
пр. Коптюга, 3, v_sekissova@igm.nsc.ru

² Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск-90, ул. Пирогова, 2

ВВЕДЕНИЕ

Полуостров Камчатка является областью проявления современного вулканизма, вызванного субдукцией Тихоокеанской плиты под Евразийскую континентальную окраину. Единственным источником информации о составе и структуре островодужной литосферной мантии являются ксенолиты глубинных пород в продуктах извержений вулканов Камчатки. Ксенолиты перидотитов были обнаружены многими исследователями в лавах и пирокластических породах вулканов Харчинский, Безымянный, Авача, Шивелуч и Ключевская сопка, а также в базальтах Бакенинской и Харчинской региональных зон [Dorendorf et al., 2000; Ishimaru et al., 2007; Halama et al., 2009; Soustelle et al., 2010; Ionov et al., 2013; Koloskov et al., 2017 и др.]. Встречаются упоминания о дунитах и гарцбургитах, реже вебстеритах, верлитах, пироксенитах и некоторых других породах. При этом ксенолиты перидотитов, как правило, содержат хромистый шпинелид, что позволяет считать их мантийными породами шпинелевой фации глубинности.

Изучение глубинных ксенолитов, обнаруженных в провинциях современного надсубдукционного вулканизма, крайне актуальны для понимания строения литосферной мантии и реконструкции процессов, происходящих над зонами субдукции.

С этой точки зрения, вулкан Харчинский, практически полностью сложенный магнезиальными базальтами, является уникальным объектом исследования. Он интересен тем, что здесь также отмечается обилие различных ксенолитов глубинных пород. Таким образом, в одном вулканическом аппарате сосредоточены лавы относительно примитивного состава и разнообразие глубинных ксенолитов. Такое сочетание позволяет реконструировать как параметры магматического очага, продукты эволюции которого выражены в виде лав и даек вулканической постройки, так и особенности зарождения и эволюции базитовых магм, и их дифференциации в промежуточных камерах.

Тщательное изучение геохимических особенностей магнезиальных базальтов и глубинных ксенолитов Харчинского вулкана приведено в [Siegrist et al., 2019]. В нашей же работе приведено подробное описание минералого-петрографических особенностей ксенолитов глубинных пород. Особое внимание уделено реконструкции метасоматических процессов, принимавших участие в образовании пород, представленных изученными ксенолитами.

ГЕОЛОГИЯ ВУЛКАНА

Харчинский вулкан входит в Северную группу вулканов, которая также включает Ключевскую группу и вулкан Шивелуч [Волынец и др., 1998]. Северная группа

расположена в наиболее широкой части ЦКД, в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг.

Вулкан Харчинский – существенно лавовый неактивный стратовулкан высотой 1400 м, количество пирокластических пород не превышает 10-20% [Меняйлов, 1949]. Для него были характерны небольшие и частые извержения стромболианского типа [Волынец и др., 1998]. Современный облик вулканической постройки сформировался в три этапа: извержения центрального типа, внедрение радиальных даек и образование кальдеры обрушения [Меняйлов, 1949]. Впоследствии морфологические элементы изменялись за счет ледниковой эрозии [Волынец и др., 1998].

Депрессия, пересекающая вулкан в субширотном направлении, разделена гребнем, происхождение которого неясно. В [Меняйлов, 1949] это тело рассматривается как некк. В [Волынец и др., 1998] принято, что этот гребень возник при подледном извержении.

Верхняя часть гребня сложена массивными порфировыми породами с вкрапленниками темноцветных минералов. Характерная для лав и пемз пористость практически отсутствует. Нам также не удалось обнаружить в обнажениях признаков брекчирования и скорлуповатой отдельности, характерных для продуктов подледных извержений. Это ставит под сомнение связь образования гребня с подледными извержениями. Массивная текстура пород и их порфировый облик указывают на то, что гребень может быть субвулканическим телом, отпрепарированным ледниковой эрозией. Это позволяет считать весь комплекс положительных форм рельефа, разделяющих кальдеру, реликтами части подводящей системы, как предложено в [Меняйлов, 1949].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Коллекция из 9 ксенолитов собрана в экспедиции 2011 г. на вулкане Харчинский. Образцы отбирались из коренных обнажений в северо-западной части некка. Изучение минералого-геохимических особенностей ксенолитов проводилось в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН и НГУ. В процессе работы применялись рентгеноспектральные методы, масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS), ICP-MS с лазерной абляцией и рентгенофлуоресцентный анализ. При анализе ОI использовалась прецизионная методика по [Sobolev et al., 2007]. Более детальная информация о применённых методах и таблицы составов приведены в электронном виде в дополнительном материале.

ПЕТРОГРАФИЯ КСЕНОЛИТОВ

Макроскопически ксенолиты представлены полнокристаллическими породами серого цвета с фанеритовой структурой и массивной, реже полосчатой текстурой. При микроскопическом исследовании видно, что количественные соотношения породообразующих минералов, представленных ОI, Срх, различными по составу шпинелидами, реже Орх, заметно варьируют. В некоторых ксенолитах обнаружены существенные количества Аmp, Мgt и Pl. Среди акцессорных минералов присутствуют титанит (Тtn) и Ilm.

По модальному составу породы изученных ксенолитов относятся к семействам ультраосновных и основных ультрамафитов – перидотитам и клинопироксенитам [Петрографический кодекс, 2009]. Ксенолиты перидотитов соответствуют типу I, а клинопироксенитов – типу II по [Frey, Prinz, 1978].

Структуры большинства ксенолитов мелко-среднезернистые, гипидиоморфные. Анхимономинеральные породы (дунит, некоторые клинопироксениты) обладают панидиоморфной структурой. В некоторых образцах отмечается пойкилитовая структура.

Интерстиции в ксенолитах иногда заполнены тонкозернистым агрегатом Chl, Pl, Kfs, Brt, Ap, Ti-Mgt и других минералов. Встречаются также хлоритовые прожилки (Chl-прожилки). Зерна в таком агрегате часто угловатые, замысловатой формы. Размеры различаются по разным направлениям и не превышает первых десятков мкм. Длина прожилков редко достигает первых мм, их ширина не превышает первых сотен мкм.

К *перидотитам* отнесены четыре ксенолита, в которых преобладает Ol (Рис. 1; Табл. 1): клинопироксеновый дунит ХР-11, шпинелевый верлит ХР-38, шпинель-амфиболовый верлит ХР-14 и шпинелевый гарцбургит ХР-51.

Срх-дунит ХР-11 содержит примерно 80% Ol, 15% Срх, 5% составляют крупные (до 500 мкм) выделения Chг и других акцессорных и вторичных минералов (Рис. 1а). Порода обладает протогранулярной структурой. Иногда Ol трещиноват. Некоторые его зерна обладают волнистым погасанием. Кристаллы, как правило, незональные. Несколько зерен Chг имеют пористый край, который содержит более высокие концентрации Al_2O_3 и Cr_2O_3 и более низкие – FeO. Ксенолит рассечен Chl-прожилком шириной до 100 мкм (Рис. 2г-ж), содержащим Pl, Kfs, Brt, Ap, Орх, Zr-фазу (бадделейт, Bdy ?) и Anh, замещаемый Brt. Интерстиции, окружающие зерна Ol и Chг, заполнены агрегатом тех же вторичных минералов.

Sp-Amp-верлит ХР-14 содержит примерно 40% Ol, 30% Срх, 10% Орх, 15% Amp и 5% акцессорных и вторичных минералов (Рис. 1б). Ксеноморфные зерна Ol заметно трещиноваты. Зерна Орх, как правило, группируются вокруг Ol. Некоторые зерна Срх замещаются Amp (Рис. 3г). Шпинелиды представлены Chг и редкими зернами Hc, которые замещаются Mgt (Рис. 3б). Зерна Amp, содержащие другие минералы, формируют пойкилитовую структуру. В интерстициях и прожилках развиты ассоциации, состоящие из Chl, Pl, Bdy (?), Zr-содержащего Ilm (Рис. 2в), Орх, Kfs, Ap, Brt и борнита (?). Эти ассоциации пространственно приурочены к Amp.

Ксенолит ХР-38 представляет собой Sp-верлит, рассеченный дунитовым прожилком. Верлит содержит примерно 35% Ol, 60% Срх и 5% Chг и вторичных минералов (Рис. 1в). Верлит обладает гипидиоморфной структурой, а дунит из прожилка – панидиоморфной. Зерна Chг размером до 250 мкм иногда зональные.

Sp-гарцбургит ХР-51 содержит примерно 45% Ol, 40% Орх, 10% Срх и 5% Chг и вторичных минералов (Рис. 1г). Структура породы панидиоморфная, равномернозернистая. Chг образует крупные (до 300 мкм) зерна. Единичные зерна Орх по краям замещаются Срх (Рис. 3е). Вторичные обособления расположены между крупными зернами породообразующих минералов (Рис. 2з). Они содержат Chl, Brt, Ap и единичные зерна Phl.

Клинопироксениты представлены анхимономинеральными ХР-63, оливиновыми ХР-62, оливин-плагиоклаз-магнетитовыми ХР-36, плагиоклаз-амфибол-магнетитовыми ХР-29 и амфиболовыми ХР-23 разновидностями (Рис. 1д-и; Табл. 1). Ксенолиты пироксенитов микроскопически похожи друг на друга. Однако образец ХР-29 отличается наличием большого количества (>10%) Pl и Mgt (Рис. 1е). В ксенолите ХР-36 также обнаружено линзообразное обособление размером до 2 мм (Рис. 3ж), имеющее зональное строение и сложенное Pl, гранатом (Grt), эпидотом (Ep), Mgt с реликтами Hc, Chl, в меньшей степени Brt и волластонитом. Интерстициальные обособления в пироксенитах не превышают 80

мкм и обычно приурочены к Amp. Они содержат Chl, Pl, Brt, Kfs, Ttn, Ilm и Ti-Mgt структурами распада твердых растворов.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ПОРОД

Валовые содержания петрогенных и редких элементов в ксенолитах приведены в Таблице 2. Спектры распределения редких элементов в породах (Рис. 4) имеют близкие характеристики, хотя ксенолит ХР-11 заметно отличается от остальных образцов, поэтому мы отдельно описываем дунит ХР-11 и 8 остальных ксенолитов.

Срх-дунит ХР-11 содержит наименьшее количество SiO_2 . Его состав соответствует семейству ультраосновных пород нормальной щелочности ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=0.08$ мас.%). Для него характерны высокие содержания MgO и низкие – TiO_2 , Al_2O_3 и MnO (Рис. 5; Табл. 2). Состав ХР-11 характеризуется низкими содержаниями редких элементов, он обеднен тяжелыми редкоземельными элементами (HREE; Рис. 4; Табл. 2) и обогащен LREE ($(\text{La}/\text{Yb})_N=8.9$). Такой характер распределения REE типичен для метасоматизированных шпинелевых перидотитов [Ackerman et al., 2007]. Редкоэлементный состав дунита ХР-11 похож на некоторые ксенолиты Харчинского, описанные в [Siegrist et al., 2019], отличаясь от них только отсутствием ярко выраженной отрицательной Ce аномалии. Порода обогащена некоторыми крупно-ионными литофильными элементами (LILE) и обладает типичными для островодужных пород отношениями $\text{Ba}/\text{La}=30$, $\text{Th}/\text{La}=0.07$ и $\text{Ba}/\text{Th}=430$. В то же время Sr/Nd -отношение, равное 14, оказалось ниже типичных для островодужных перидотитов значений.

Для остальных ксенолитов также характерны низкие содержания SiO_2 42.5-50.5 при низком содержании щелочей $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=0.2-1.8$ и высоких значениях CaO 13.1-21.1 мас.% (Рис. 5; Табл. 2). Значения $\text{Mg}\#$ равняются 0.79-0.86 в перидотитах и 0.53-0.82 в клинопироксенитах. Содержания TiO_2 составляют 0.1-0.8 мас.%. Концентрации Al_2O_3 в большинстве образцов невелики (1.7-6.6 мас.%) и достигают 15.3 мас.% в ксенолите ХР-29, содержащем пороодообразующий Pl. Заметные вариации химического состава пород, вероятно, объясняются широкими колебаниями модального состава ксенолитов, а также присутствием минералов вторичного парагенезиса, которые описаны ниже. По сравнению с ксенолитом ХР-11, для данных пород характерны более высокие концентрации всех некогерентных элементов.

На спектрах распределения редких элементов 8 ксенолитов, кроме ХР-11, (Рис. 4; Табл. 2) проявлено отчётливое обогащение LILE. Отмечаются положительная Sr аномалия и отрицательные аномалии по Th, Nb, Ti и Zr-Hf. На спектрах распределения REE у большинства ксенолитов отмечается отрицательная Eu аномалия. На спектрах ксенолитов ХР-38, ХР-29, ХР-36 и ХР-62 также наблюдаются слабая отрицательная Ce аномалия. Похожие геохимические особенности в ксенолитах Харчинского отмечены в [Siegrist et al., 2019]. Большинство элементных отношений в ксенолитах сильно варьируют, нередко превышая островодужные значения: $\text{Ba}/\text{La}=43-607$; $\text{Ba}/\text{Th}=346-7289$ и $\text{Sr}/\text{Nd}=21-96$.

На диаграмме в координатах Cr-Ni изученные породы приурочены к полю кумулятивных магматогенных ультрабазитов, а дунит ХР-11 отличается более высокими содержаниями Ni (Рис. 5).

МИНЕРАЛОГИЯ КСЕНОЛИТОВ

Первичный парагенезис. Составы пороодообразующих минералов приведены в Таблицах 3-9.

Округлые до угловатых зерна *Ol*, варьирующие по размеру и количеству, присутствуют в 6 ксенолитах: во всех перидотитах и в клинопироксенитах ХР-36 и ХР-62. По составу отчетливо выделяются три группы *Ol* (Рис. 6; Табл. 3).

В первую группу входят наиболее магнезиальные *Ol* с Fo_{89-90} из дунита ХР-11. Для них характерны минимальные содержания MnO , CaO и Al_2O_3 (0.18-0.19; 0.01-0.03 и до 0.01 мас.% соответственно). Они похожи на *Ol* из ксенолитов вулканов Шивелуч [Bryant et al., 2007], Безымянный [Ionov et al., 2013; Щербаков, Плечов, 2010] и Авача [Ishimaru et al., 2007; Ionov, 2010] (Рис. 6). Низкие содержания CaO при высоких значениях $Mg\# = 0.90$ соответствуют полю *Ol* мантийных ксенолитов [Simkin, Smith, 1970]. Необычными являются низкие содержания NiO , которые не коррелируют с $Mg\#$.

Вторая группа включает *Ol* с Fo_{79-87} и подразделяется на более магнезиальную и более железистую подгруппы. Магнезиальная подгруппа (Fo_{84-87}) представлена *Ol* из верлита ХР-38 и гарцбургита ХР-51. Железистая подгруппа (Fo_{79-84}) образована *Ol* из верлита ХР-14 и клинопироксенита ХР-62. Содержания примесных компонентов в этой группе близки к *Ol* первой группы.

К третьей группе относятся наиболее железистые *Ol* с Fo_{70-82} из Pl-Amp-Mgt-клинопироксенита ХР-36. Для них характерны максимальные содержания MnO , CaO и Al_2O_3 (0.29-0.47; до 0.38 и до 0.08 мас.% соответственно) и минимальные – NiO .

Следует отметить, что *Ol* из разных групп не встречаются в пределах одного образца.

Первичный *Orx* присутствует в *Sr*-гарцбургите ХР-51. По составу он варьирует от энстатита до бронзита $En_{85-89}Fs_{10-15}Wo_{0-1}$ (Рис. 7; Табл. 4). Значения $Mg\#$ в *Orx* положительно коррелируют с содержанием Fo в сосуществующем *Ol*.

Srx, один из главных породообразующих минералов, присутствует во всех ксенолитах. Он образует субизометричные кристаллы (до 3 мм) в пироксенитах и ксеноморфные зерна в перидотитах. Состав *Srx* заметно варьирует, формируя три группы по магнезиальности, которые также различаются по содержанию TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , CaO и Na_2O (Рис. 8; Табл. 5).

К первой группе относятся наиболее магнезиальные *Srx* ($Mg\# = 0.89-0.97$) из перидотитов ХР-11, ХР-38 и ХР-51. По составу они представлены диопсидом $En_{44-51}Fs_{4-11}Wo_{43-48}$, наиболее мелкие зерна и краевые зоны единичных зерен относятся к авгиту $En_{47-52}Fs_{6-7}Wo_{42-45}$. Содержания CaO в *Srx* первой группы уменьшаются, а TiO_2 , Na_2O и Al_2O_3 – увеличиваются по мере снижения $Mg\#$. Для *Srx* этой группы характерны наибольшие содержания CaO и наименьшие – TiO_2 , Al_2O_3 , MnO и щелочей. Их составы похожи на *Srx* из мантийных ксенолитов Шивелуча [Bryant et al., 2007], Авачи [Ishimaru et al., 2007; Тимина и др., 2012; 2015] и Безымянного [Ionov et al., 2013] (Рис. 8). Наиболее магнезиальные из них близки *Srx* набсудукционных перидотитов по [Parkinson, Pearce, 1998].

Вторая группа включает *Srx* с $Mg\# = 0.83-0.89$. Представители этой группы обнаружены в верлите ХР-14 и клинопироксенитах ХР-23 и ХР-62. Их состав отвечает $En_{43-49}Fs_{6-10}Wo_{43-48}$. Содержания MnO и Cr_2O_3 в них увеличиваются по мере снижения $Mg\#$. В единичных зернах *Srx* из ХР-23 наблюдается узкая краевая зона, в которой содержания FeO и Al_2O_3 выше, а CaO – ниже по сравнению с центром.

Третья группа образована *Srx* из пироксенитов ХР-36 и ХР-63. Их состав отвечает $En_{40-41}Fs_{10-14}Wo_{45-49}$, $Mg\# = 0.76-0.81$. Содержания CaO и TiO_2 в них увеличиваются, а MnO –

уменьшаются по мере снижения Mg#. Для Сrx этой группы характерны наибольшие содержания TiO_2 и Al_2O_3 .

К четвертой группе относятся наиболее железистые ($\text{Mg}\# = 0.66\text{--}0.69$) Сrx из клинопироксенита ХР-29. Они представлены авгитом $\text{En}_{35\text{--}37}\text{Fs}_{18\text{--}20}\text{Wo}_{44\text{--}46}$. Для них характерны наибольшие содержания Na_2O и MnO (до 0.8 и 0.5 мас.% соответственно) и наименьшие – CaO (до 21.5 мас.%).

Сrx из пироксенитов по сравнению с перидотитами характеризуются более высокими содержаниями FeO и Al_2O_3 и более низкими – SiO_2 и MgO (Рис. 8). В ассоциации с наиболее магнезиальными Оl ксенолитов встречаются наиболее магнезиальные Сrx. Наиболее железистые Сrx присутствуют в безоливиновых пироксенитах.

Концентрации несовместимых элементов (Табл. 6) в различных зонах зерен Сrx близки независимо от выделенных групп. Для них характерно слабое обеднение LREE (Рис. 9а), что встречается в Сrx мафических кумулатов [Suhr et al., 1998]. Значения $(\text{La}/\text{Yb})_N$ в Сrx составляют 0.3–1.2. Для всех исследованных Сrx характерны низкие значения отношения $(\text{Nd}/\text{Yb})_N = 0.9\text{--}1.8$ при высоких $\text{Ti}/\text{Eu} = 3886\text{--}7228$. На диаграмме $(\text{La}/\text{Yb})_N\text{--Ti}/\text{Eu}$ эти Сrx формируют единый тренд вдоль линии силикатного метасоматоза [Coltorti et al., 1999], что может объясняться образованием в ходе метасоматоза под воздействием флюидов с высоким содержанием SiO_2 . Похожий характер распределения редких элементов в Сrx из ксенолитов Харчинского отмечался в [Siegrist et al., 2019].

Оксидные минералы в изученных ксенолитах представлены Chr, Hc и Mgt (Табл. 7).

Chr встречается в ксенолитах перидотитов (Рис. 1а; в; 2а). Он образует крупные (до 500 мкм) субизометричные кристаллы, а также округлые включения в Оl перидотитов. Для него характерны высокие $\text{Cr}\# = 0.47\text{--}0.75$ и $\text{Mg}\# = 0.12\text{--}0.45$. В образцах ХР-11 и ХР-14 в крупных кристаллах Chr ядра обогащены по сравнению с периферией Cr_2O_3 , MgO и Al_2O_3 . Некоторые из них имеют пористые края, обогащенные Al_2O_3 и Cr_2O_3 . Иногда по краям Chr замещается Mgt (Рис. 3в).

Реликты Hc ($\text{Mg}\# = 0.44\text{--}0.57$) встречаются в верлите ХР-14 (Рис. 3б) и клинопироксенитах ХР-29 и ХР-36. Он всегда окружен Mgt с закономерными вростками Ilm.

Mgt встречается повсеместно. Иногда он окружает зерна Hc, реже Chr, а также входит в опацитовую кайму по Amp (Рис. 3з). Часто Mgt образует самостоятельные зерна и их сростки. Его форма и размеры сильно варьируют даже в пределах одного образца. Значения Mg# достигают 0.13. Он содержит примеси TiO_2 , MnO , MgO , Cr_2O_3 и Al_2O_3 .

Первичный Pl присутствует в клинопироксенитах ХР-29 и ХР-36 (Табл. 8). Его крупные ксеноморфные зерна формируют пойкилитовую структуру. Pl имеет основной состав $\text{An}_{88\text{--}100}\text{Ab}_{0\text{--}12}\text{Ort}_{0\text{--}3}$. Он содержит примеси MgO и FeO .

Amp присутствует в большинстве образцов. В ксенолитах Amp представлен ксеноморфными зернами и реликтами, окруженными опацитовыми каймами, сложенными агрегатом Mgt, Pl и Сrx (Рис. 3). Чем крупнее зерно Amp, тем шире кайма, которая иногда достигает 200 мкм. Amp иногда замещает Сrx. В клинопироксенитах Amp, как правило, встречается в больших количествах и образует более крупные зерна. Состав Amp отвечает эдениту в перидотитах и паргаситу в клинопироксенитах (Рис. 10б; Табл. 9). По магнезиальности можно выделить три группы Amp (Рис. 10а).

Первая группа представлена наиболее магнезиальными *Amp* с $Mg\#=0.86-0.88$ из перидотитов ХР-38 и ХР-51. Для них характерны наибольшие содержания CaO и наименьшие – MnO (Табл. 9).

Ко второй группе относятся *Amp* с $Mg\#=0.64-0.82$ из перидотитов ХР-14 и ХР-51 и клинопироксенитов ХР-23, ХР-36, ХР-62 и ХР-63. Они содержат наибольшие концентрации Cr_2O_3 (до 1.3 мас.%) и наименьшие – TiO_2 и щелочей (Табл. 9).

Третья группа представлена железистыми *Amp* с $Mg\#=0.62-0.70$ из клинопироксенита ХР-29. По магнезиальности они близки *Amp* из ксенолита ХР-36 второй группы и отличаются от них большими содержаниями MnO (0.1-0.3) и Al_2O_3 (11.6-15.3 мас.%) (Табл. 9).

Содержания Al_2O_3 , FeO , TiO_2 и MnO в *Amp* увеличиваются от первой группы к третьей (Рис. 10а). Аналогично *Spx*, *Amp* из пироксенитов по сравнению с перидотитами характеризуются более высокими содержаниями FeO и Al_2O_3 и более низкими – SiO_2 и MgO . В ассоциации с наиболее магнезиальными *Spx* ксенолитов встречаются наиболее магнезиальные *Amp*.

Различные зоны зерен *Amp* из ксенолитов ХР-14, ХР-23 и ХР-36 содержат близкие концентрации несовместимых элементов (Табл. 6). Для них характерно обогащение Ba и Pb и обеднение Nb , Th и $Zr-Hf$ (Рис. 9б). Значения $(La/Yb)_N$ в *Amp* варьирует от 0.7 до 1.6. Отношение $(Nd/Yb)_N$ составляет 1.0-2.8. Отношение $Ti/Eu=3225-6666$ довольно высокое. Сходный характер распределения редких элементов в *Amp* из ксенолитов Харчинского отмечался в [Siegrist et al., 2019]. Однако *Amp* из ХР-36 отличается слегка повышенными содержаниями REE со слабыми отрицательными аномалиями по Se и Eu .

Вторичный парагенезис. Состав некоторых вторичных минералов приведен в Таблицах 4, 9 и 10.

Chl слагает прожилки и интерстициальные обособления во всех ксенолитах (Рис. 2; 3). Он ассоциирует с *Brt*, *Pl*, *Ap*, *Ilm* и другими минералами. Состав *Chl* заметно варьирует и содержит примеси CaO , TiO_2 , Cr_2O_3 и MnO .

Brt часто встречается в прожилках и интерстициях в виде мелких (до 100 мкм) ксеноморфных зерен (Рис. 2). Иногда *Brt* замещает *Anh* (Рис. 3а). Он содержит BaO до 63.2, SrO до 23.4 и SO_3 до 39.1 мас.%.

Полевые шпаты в разных количествах присутствуют практически во всех изученных ксенолитах. Они приурочены к прожилкам и интерстициям (Рис. 2; Табл. 8).

Мелкие ксеноморфные зерна вторичного *Pl* обнаружены в перидотитах ХР-11, ХР-14 и ХР-38 и во всех клинопироксенитах. По сравнению с первичным *Pl* он имеет более кислый состав $An_{43-87}Ab_{12-48}Ort_{0-9}$ и содержит примеси MnO и FeO . Вторичный *Pl* перидотитов по сравнению с клинопироксенитами характеризуется большими содержаниями щелочей и SiO_2 и меньшими – Al_2O_3 и CaO .

Ксеноморфные зерна *Kfs* обычно встречаются в ассоциации с *Pl*. По составу это санидин $Ort_{57-77}Ab_{17-35}An_{5-10}$, содержащий примеси FeO , MgO и BaO .

Вторичный *Orx* обнаружен в нескольких ксенолитах перидотитов. В ХР-11 и ХР-38 *Orx* образует мелкие (до 10 мкм) ксеноморфные зерна в *Chl*-прожилках и интерстициальных обособлениях. Их состав $En_{84-88}Fs_{10-14}Wo_{2-3}$, $Mg\#=0.86-0.90$ близок первичному *Orx*. В ксенолите ХР-14 *Orx* формирует крупные (до 1 мм) округлые зерна, которые группируются вокруг *Ol*. По составу это энстатит $En_{76-81}Fs_{18-22}Wo_{0-3}$, $Mg\#=0.78-0.82$, обогащенный FeO по сравнению с первичным *Orx* (Рис. 7; Табл. 4).

Ар обнаружен в Chl-прожилках большинства ксенолитов (Рис 2е). Он образует овальные зерна размером 5-70 мкм. Состав Ар заметно варьирует и содержит примеси Sr, F, реже REE.

Единичные ксеноморфные зерна *Phl* (<30 мкм) в ассоциации с высоко-Ti Mgt (TiO_2 до 14.5 мас.%) приурочены к Chl-прожилку в гарцбургите XP-51.

Редкие зерна *Anh*, как правило, замещаемые Brt, обнаружены в прожилке из дунита XP-11 (Рис. 2ж; 3а). Он ассоциирует с Chl, Pl, Kfs и Ар. Anh содержит SO_3 до 60.4 и CaO до 40.3 мас.%.

Во вторичных прожилках в XP-11 и XP-29 редко встречается *пирит*, состав которого близок к идеальному.

Редкие мелкие (до 15 мкм) зерна *Ilm* неправильной формы обнаружены в прожилках в ксенолитах XP-11 и XP-14. Единичные зерна Ilm содержат ZrO_2 (до 1.4 мас. %), а также микронные включения Zr минерала (Рис. 2в). Часто встречаются ламели Ilm в структурах распада Ti-Mgt.

Субмикронные зерна *Zr минерала* (возможно Bdy) обнаружены в ксенолитах XP-11 и XP-14 (Рис. 2в) в качестве включений в Ilm. В единичном случае этот минерал обнаружен в срастании с Ti-Mgt (XP-14). Он содержит ZrO_2 до 67.1, HfO_2 до 1.2 и Nb_2O_5 до 2.6 мас.%.

Единичные включения *Ttn* неправильной формы в Ti-Mgt обнаружены вблизи интерстициального обособления в ксенолите XP-29 в ассоциации с Ilm.

Мелкие (<10 мкм) ксеноморфные зерна *Amp* встречаются в интерстициальных обособлениях ксенолитов XP-38 и XP-63. По составу они не отличаются от первичного Amp и, возможно, являются его реликтами.

Mgt, иногда содержащий до 17 мас.% TiO_2 , встречается во всех ксенолитах и преобладает в клинопироксенитах (Табл. 7; 10). Он обнаружен в интерстициальных обособлениях и за их пределами. Обычно вторичный Ti-Mgt содержит ламелли Ilm.

В клинопироксените XP-36 было обнаружено линзообразное обособление, сложенное Ep, Pl, Grt и Hc с Mgt (Рис. 3ж). Эта ассоциация подобна родингитам.

Изометричные кристаллы *Grt* (<60 мкм) по составу отвечают андрадиту $\text{Adr}_{50-88}\text{Alm}_{6-15}\text{Sps}_1\text{Prp}_{1-4}\text{Grs}_{2-34}$ и приурочены к центральным частям обособления в ассоциации с Pl и Ep. Иногда кристаллы зональны, зоны различаются по содержанию Al_2O_3 , CaO и FeO.

Ep образует ксеноморфные зерна размером до 100 мкм (Рис. 3ж; Табл. 10).

ОБСУЖДЕНИЕ

Глубинные ксенолиты из некка Харчинского представлены ультраосновными и основными породами нормальной щелочности. На основании минерального состава ксенолиты отнесены к перидотитам и клинопироксенитам. Особенностью модального состава перидотитов Харчинского является значительное количество Срх. Он присутствует во всех перидотитах или в качестве главного, или второстепенного минерала. Наличие Срх определяет повышенное содержание CaO в составе ксенолитов, отмеченное нами ранее. Характерной особенностью ксенолитов перидотитов, на которую хотелось бы обратить внимание, является присутствие в них хромита и железистой алюмошпинели. Магнетит в перидотитах имеет вторичную природу. Он, вероятно, или возникает за счет окисления первичных железистых алюмошпинелей, или кристаллизуется при образовании Chl-прожилков и интерстициальных ассоциаций. В составе первичных парагенезисов перидотитов не был обнаружен Pl. Все выделения Pl и Kfs приурочены к Chl-прожилкам и

интерстициальным ассоциациям. Эти наблюдения позволяют предположить, что образование перидотитов происходило на относительно больших глубинах, что подтверждается образованием ассоциации Ol+Sp (алюмошпинель, хромит) и Ol+Px. Кристаллизация Ol в малоглубинных магматических камерах привела бы к образованию парагенезиса Ol+Pl [Грин, Рингвуд, 1968].

Среди изученных нами ксенолитов перидотитов обнаружена только одна порода с протогранулярной структурой (дунит XP-11), характерной для мантийных пород. В остальных ксенолитах зерна имеют угловатые формы, которые более характерны для пород кумулятивной природы или метасоматизированных мантийных пород [Шарапов и др., 2017; Ishimaru et al., 2007; Siegrist et al., 2019].

Наиболее примитивной породой среди перидотитов является дунит XP-11. Образование дунита в общих чертах может быть объяснено тремя способами. Во-первых, как мономинеральная порода, дунит может образоваться благодаря аккумуляции Ol из базитовой магмы. Кумулятивное происхождение дунитов наблюдается, например, в офиолитах [Aldanmaz et al., 2009]. Считается, что в зонах спрединга (COX) также формируются дуниты замещения, которые маркируют многочисленные каналы в ослабленных сдвиговых зонах, по которым происходит миграция мантийных расплавов. Считается, что дунитовые каналы под COX и движение по трещинам могут происходить только на небольших глубинах при давлениях 5-12.5 кбар [Батанова и др., 2009]. И следует помнить, что оливиновые кумулаты будут отвечать магмам, кристаллизовавшимся на глубинах не более 30-35 км (Ol-толеитовые, Ol-базальтовые) или 40-45 км (пикритовые) [Грин, Рингвуд, 1968]. Второй предполагаемый способ образования дунитов предложен в [Kelemen, 1990; Pearce et al., 2000 и др.]. Он заключается в метасоматическом преобразовании перидотитов (чаще гарцбургитов) за счет воздействия на них фракционировавших расплавов с высоким содержанием воды. Однако в наших образцах отсутствуют какие-либо указывающие на это реакционные структуры в оливинах. Третий и, по нашему мнению, наиболее вероятный в случае Харчинского, способ связан с плавлением мантийного субстрата [Boudier, Nicolas, 1977; Nicolas; Prinzhofer, 1983 и др.]. Полагая, что породы надсубдукционной мантии следует рассматривать как остаток после частичного плавления, можно считать, что мантийный клин сложен преимущественно гарцбургитами. И дуниты, вероятно, представляют локальные участки, для которых характерны высокие степени частичного плавления. Для образования дунита степень плавления должна быть не меньше 40% [Asimow, Stolper, 1999], что вполне достижимо в надсубдукционных обстановках за счет значительных количеств воды [Gaetani, Groove, 1998]. Как известно, важным индикатором степени частичного плавления в мантийных перидотитах является $Cr\#_{Sp}$ [Dick, Bullen, 1984]. При этом высокие значения $Cr\#>0.6$ типичны для Sp надсубдукционных перидотитов [Батанова и др., 2014]. Если нанести составы оливина Fo_{90} и хромита $Cr\#=0.7-0.8$ из дунита XP-11 на мантийный массив OSMA, предложенный [Arai, 1994], они попадают именно в тот участок, который соответствует степени плавления 40%, что хорошо согласуется с приведенными выше данными. В подтверждение того, что ксенолит XP-11 является представителем мантийных пород, также выступают сходство составов Ol из XP-11 с Ol мантийных ксенолитов других камчатских вулканов и низкие содержания HREE в валовом составе породы. Это предположение согласуется с низким содержанием CaO и других некогерентных элементов, характерных для Ol мантийных пород [Simkin, Smith, 1970; Sobolev et al., 2007]. С другой стороны, ксенолит XP-11 отличается от мантийных ксенолитов других

вулканов Камчатки присутствием Сrx, в то время как ксенолиты вулканов Авача, Безымянный и Шивелуч представлены в основном гарцбургитами [Щербаков, Плечов, 2010; Тимина и др., 2012; Bryant et al., 2007; Ionov et al., 2013]. Образование Сrx можно объяснить процессами верлитизации, обусловленными реакцией обогащенного редкими элементами и летучими компонентами расплава или флюида с породами верхней мантии [Yaxley et al., 1991; Rudnick et al., 1993]. Эти преобразования имеют место при давлениях 15-20 кбар и приводят к растворению Орх, вследствие чего вместо крупнозернистого гарцбургитового протолита формируются более мелкозернистые Ol-Сrx-парагенезисы (верлиты) с более высокими Mg# минералов [Yaxley et al., 1998]. Эта идея хорошо согласуется с текстурно-структурными особенностями дунита ХР-11.

Отсутствие в изученной коллекции других ксенолитов, позволяющих считать их представителями верхней мантии, не позволяет сделать определенный вывод о разнообразии пород, слагающих верхнюю мантию под вулканами Камчатки.

На основании изложенных выше минералого-петрографических особенностей остальных ксенолитов, обилия в них кумулятивных структур, полимодальности составов минералов, характера распределения несовместимых элементов в Сrx, а также сходства валового состава пород с кумулятивными гипербазитами субдукционных обстановок можно сделать вывод, что породы ксенолитов, за исключением образца ХР-11, имеют кумулятивное происхождение. Такой же вывод относительно ксенолитов вулкана Харчинский ранее был сделан в [Siegrist et al., 2019] на основании сопоставления изотопного и редкоэлементного состава с составом изверженных пород вулкана.

Кумулятивное происхождение также подтверждается составами минералов: Sp характеризуется широкими вариациями Cr#, что типично для кумулатов [Barnes, Roeder, 2001], к тому же, составы Ol и Sp всех ксенолитов кроме ХР-11 лежат за пределами массива OSMA, а составы Сrx близки островодужным кумулатам с низкими содержаниями Al_2O_3 . Кроме того, Ol из ксенолитов обладают низкими содержаниями NiO, что не характерно для мантийных перидотитов. Практически одинаковые концентрации Ni в изученных Ol и отсутствие положительной корреляции с Mg могут быть связаны с тем, что Ni предпочтительнее накапливается в сульфидной жидкости [Fleet et al., 1977], поэтому изученные породы, вероятно, являются кумулатами магм, насыщенных серой. При этом сульфидная жидкость, по-видимому, удалялась, поскольку сульфиды в наших ксенолитах практически отсутствуют.

Условия образования первичного парагенезиса. Ксенолиты Харчинского характеризуются отсутствием Grt и равновесных орто- и клинопироксенов, что накладывает значительные ограничения на выбор минеральных геотермометров и геобарометров. С другой стороны, присутствие в ксенолитах перидотитов ассоциации Ol, Сrx и Chr позволяют применять Ol-Sp и Ol-Сrx геотермометры.

По составу Ol только образец ХР-11 мы можем считать представителем верхней мантии под вулканом Харчинский, похожим на породы литосферной мантии из других регионов Камчатки. К тому же, ксенолит ХР-11 наименее изменен, что позволяет оценить PT_{fO_2} -параметры мантии в области возможной генерации и миграции магм. Присутствие включений Chr в центральных зонах кристаллов Ol в ксенолите ХР-11 указывает на их первичную природу.

Для оценки температур использовались Ol-Sp [Ballhaus et al., 1991; Fabries, 1979] и Ol-Сrx [Loucks, 1996] геотермометры. Оливин из ХР-11 с включениями Chr по [Ballhaus et al., 1991] отвечает равновесию при 867-995°C при давлении 10 кбар, согласно

максимальным значениям давления, рассчитанным по Al-амфиболовому геобарометру, приведенному ниже. Пары Ol-Sp по [Fabries, 1979] отвечают температуре 1075-1150°C. Пары Ol и Crx по [Loucks, 1996] дают температуры 1090-1140°C. Температурные оценки, рассчитанные по [Ballhaus et al., 1991], почти на 150°C ниже значений, полученных по [Fabries, 1979]. Это, по-видимому, обусловлено быстрым Fe-Mg-обменом между Ol и Sp, связанным с более низкой температурой закрытия системы, что сказывается на расчетах по методу [Ballhaus et al., 1991]. С другой стороны, температурные оценки по [Fabries, 1979] и по [Loucks, 1996] хорошо согласуются друг с другом.

Оценки фугитивности кислорода f_{O_2} для образца XP-11 сделаны с помощью Ol-Sp пар [Ballhaus et al., 1991; 1994]. Этот метод основан на реакции: $Ol + O_2 = Sp + 3SiO_2$. Значения f_{O_2} для XP-11 относительно буфера фаялит-магнетит-кварц (FMQ) при давлении 10 кбар попадают в диапазон ΔFMQ от -0.7 до +1.0.

Для оценки PT-параметров образования интеркумulus использовался Pl-Amp геотермометр [Holland, Blundy, 1994] и Al-Amp геобарометр. Давление, оцененное по содержанию Al в Amp с помощью выражения $P = -4.76 + 5.64 \cdot Al_{tot}$ [Hollister et al., 1987], варьирует от 2 до 7 в перидотитах и от 5 до 10 (± 1) кбар в клинопироксенитах. Геотермометр Amp-Pl [Holland, Blundy, 1994] показывает температурный интервал 780-820°C.

Оценки f_{O_2} для Ol-Sp пар [Ballhaus et al., 1991; 1994] из перидотитов (кроме XP-11) попадают в диапазон ΔFMQ от 2.8 до 4.1 лог.ед. при давлении 10 кбар. Данные значения соответствуют сильно окисленной литосферной мантии, что, вероятно, связано с субдукционными процессами [Ballhaus, 1993]. Полученные значения f_{O_2} также попадают в поле сильно метасоматизированных перидотитов [Ballhaus, 1993] и надсубдукционных перидотитов [Parkinson, Pearce, 1998; Pearce et al., 2000].

Присутствие крупных зерен Cr-Sp в ксенолитах перидотитов XP-51 и XP-38, не содержащих Amp, позволяет относить эти породы к шпинелевой фации глубинности. Однако наличие отрицательной Eu аномалии на спектрах распределения REE предполагает участие расплавов, испытавших фракционирование Pl. Образование кумулятивных пород упомянутых ксенолитов можно связать с кристаллизацией гибридной магмы, возникшей в результате контаминации глубинной магмы, содержащей вкрапленники Ol с включениями Cr-Sp, коровым веществом или более дифференцированными магмами. Это в свою очередь предполагает, что магматическая камера была расположена не в мантии. Клинопироксениты XP-29 и XP-36 содержат первичный Pl, что указывает на малые глубины их кристаллизации. Максимальные оценки давления в 10 кбар позволяют ограничить глубины образования некоторых кумулятов нижнекоровым уровнем. Таким образом, полученные нами данные позволяют предполагать наличие под Харчинским вулканом нескольких уровней промежуточных камер, расположенных как в мантии, так и в разных частях земной коры. Отчасти такое предположение находит свое подтверждение в результатах исследования подводящих систем вулканов Ключевской группы на Камчатке [Koulakov et al., 2017] и заложено в основу моделей миграции расплавов и флюидов в надсубдукционной литосфере [Добрецов и др., 2017].

Обогащение LREE и флюидомобильными элементами, высокие рассчитанные значения f_{O_2} , замещение минералов первичного парагенезиса (Ol, Crx, Chr и др.) вторичными минералами (интерстициальные обособления и прожилки), присутствие в прожилках и интерстициях Phl, Brt, Anh, Ti-Mgt, Ap, Ilm, Bdy и т.д. указывают на то, что

изученные породы испытывали интенсивные метасоматические преобразования. Обогащение LREE, наблюдаемое в некоторых перидотитах, как правило, связывают с метасоматическими процессами, обусловленными воздействием флюида и/или расплава [Frey, Green, 1974]. Обогащение пород несовместимыми элементами, вероятно, связано с присутствием интеркумулусных Amp и Pl, а также присутствием в прожилках минералов-концентраторов (Ap, Ttn, минералы Zr, Y) этих компонентов.

Amp в ксенолитах глубинных пород является признаком высокой активности летучих. При кристаллизации и плавлении пород основного состава поле максимальной стабильности Amp при высоких температурах расположено в пределах ~1-25 кбар [Vielzeuf, Schmidt, 2001]. Экспериментальные исследования показывают, что Amp в мантийных условиях чаще всего образуется в результате метасоматических преобразований. При этом верхние пределы их стабильности по давлению в зависимости от состава метасоматизирующего агента и валового содержания воды в системе могут достигать 30 кбар для кальциевых и натро-кальциевых Amp [Wallace, Green, 1991; Wyllie, Wolf, 1993; Mandler, Grove, 2016] и превышать величину 30 кбар для щелочных Amp, содержащих K [Konzett, Ulmer, 1999]. Таким образом, Amp может образоваться как в процессах метасоматического преобразования мантийных пород, так и при магматической кристаллизации в широком диапазоне давлений.

По структурно-текстурным особенностям в ксенолитах Харчинского вулкана Amp приурочен к минералам первичного парагенезиса. К нему относятся крупные неизометричные зерна эденита в верлитах и паргасита в клинопироксенитах по [Leake et al., 1997]. Эти породы интерпретируются нами как кумулаты магматических расплавов. Таким образом, Amp должен рассматриваться в них как один из позднемагматических минералов, образование которого связано с кристаллизацией интеркумулусного расплава. Замещение этого амфибола Cpx и образование опацитовых кайм свидетельствуют о том, что уже после кристаллизации Amp мог оказаться вне поля своей стабильности и подвергнулся замещению и разложению. Дестабилизация Amp могла быть вызвана или повышением температуры выше ~900-930°C при давлениях 2.5-14 кбар в ассоциации с высококремнистыми остаточными интеркумулусными расплавами, или снижением давления до величин менее 2.5 кбар в субсолидусных условиях [Ellis, Thompson, 1986]. Такие выводы можно сделать из того, что Amp замещается Cpx в ассоциации с Pl. Таким образом, разложение и замещение Amp можно объяснить перегревом породы, например, при ее захвате транспортирующим базальтовым расплавом и подъемом к поверхности уже в виде ксенолита. В [Buckley et al., 2006] было показано, что в ходе такой реакции появляется ассоциация Cpx+Pl+Ti-Mgt и расплав, который обогащен SiO₂ и K₂O. Образование Kfs в интерстициальных ассоциациях, вероятно, обусловлено раскристаллизацией этого расплава. Оценка температур по сосуществующим Pl и Kfs из кайм по геотермометру [Putirka, 2008] показывает, что равновесие между ними попадает в диапазон 780-950°C.

В ксенолитах нередко присутствует прожилки и интерстициальные обособления. Следует отметить, что они не выходят за пределы конкретного образца ксенолита и макроскопически не наблюдаются во вмещающем неке. Это, вероятно, указывает на то, что их образование и соответственно метасоматическое преобразование ксенолитов происходило на глубине и имело место до захвата пород в виде ксенолитов транспортирующим их расплавом. Одним из частых минералов прожилков является Chl.

Считается, что высокомагнезиальный Chl в мафит-ультрамафитовых породах устойчив до 850°C в интервале давлений 20-36 кбар [Till et al., 2012].

В ксенолите ХР-36 мы также наблюдали линзообразное обособление, сложенное Grt, Ep, Pl и т.д. Такая Ca-минералогия этого обособления напоминает родингитовую ассоциацию. Считается, что родингиты могут образовываться при 410-430°C на глубине ~30 км и до 200-250°C на глубинах 6-7 км как за счет диффузионного метасоматоза [Li et al., 2007], так и инфильтрационного обмена [Шарапов и др., 2017]. В случае диффузионного обмена родингиты образуются на контакте мафитовых пород с флюидом, прореагировавшим с ультрамафитовыми породами [Pirajno, 2013]. В этом случае родингит направлен в сторону габброидной породы и имеет зональное строение, представленное Grt, Chl, биотитом, тальком, Na-Pl и т.д. Однако в [Bach, Klein, 2009] было показано, что при температуре 300°C и давлении 500 бар зоны будут сложены немного иначе: Grt, Ep, Crx, Chl, тремолитом, пренитом и Pl. Отмечено также, что при 300°C Ep преобладает, а при 200°C – отсутствует. Таким образом, мы наблюдаем в ксенолите ХР-36 родингитоподобное обособление с зональным строением $Grt+Ep \rightarrow Pl+Ep \rightarrow Crx+Chl+Pl$. Наличие Ep указывает на то, что образование этого обособления происходило при температурах не ниже 300°C. Такое обособление могло образоваться при захвате микроксенолита габбро, находки которых описаны в [Siegrist et al., 2019]. При этом реакция не была завершена, поскольку отсутствуют некоторые минералы, например, пренит или тремолит.

В целом же, при образовании родингитов состав флюида буфферируется равновесием брусит-серпентин-диопсид. Однако при температурах выше 400°C, брусит не образуется, что приводит к появлению мономинерального Chl на мафит-ультрамафитовой границе вместо родингита. Этот факт, вероятно, объясняет появление Chl-прожилков в остальных ксенолитах (кроме ХР-36). Образование Chl происходило, вероятно, за счет инфильтрационного метасоматоза, который может проявляться практически во всем диапазоне глубин по [Шарапов и др., 2017].

Таким образом, наши данные позволяют заключить, что интерстициальные и прожилковые ассоциации в ксенолитах образовались в процессе гидротермальной переработки ксенолитов. Эти преобразования могли происходить при относительно низких температурах ~400-850°C и давлениях, не превышающих 36 кбар.

Родительский расплав. Редкоэлементный состав минералов ксенолитов чувствителен к различным процессам, происходящим в мантии, и несет важную информацию о происхождении и эволюции пород.

Редкоэлементные составы Crx из ксенолитов позволяют восстановить составы равновесных с ними расплавов. Оценка была проведена по содержанию редких и редкоземельных элементов с использованием коэффициентов распределения между минералом и расплавом по [Bédard, 2014]. Нижняя граница близка по содержаниям некогерентных элементов ксенолитам Харчинского вулкана (Рис. 11; Табл. 6). Верхняя граница рассчитанных концентраций REE близка к содержаниям редких элементов в магнезиальных базальтах вулкана Харчинский. Это может указывать на то, что образование кумулатов происходило из магм родственных магнезиальным базальтам вулкана Харчинский.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование показало, что изученные ксенолиты представлены в основном кумулатами базальтовых магм, родственных по составу магнезиальным базальтам вулкана Харчинский. Представителем мантийных пород является дунит ХР-11, образование которого связано с высокими степенями частичного плавления мантийных пород. Образование Ol в этом дуните происходило при температурах около 1140°C. Образование кумулятивных пород происходило в малоглубинных камерах при давлениях 2–10 кбар. Однако кристаллизация магм начиналась еще в верхних горизонтах мантии. В промежуточных камерах происходило образование мафических кумулатов, которые по составу варьировали от верлитов до габбро. Кристаллизация интеркумулусного расплава завершалась при 780-820°C. Впоследствии эти породы подвергались интенсивным метасоматическим преобразованиям за счет воздействия флюидов/расплавов, обогащенных водой, щелочами и LILE. Метасоматические преобразования происходили при температурах ~400-950°C, по-видимому, на малых глубинах в пределах магматических камер.

Благодарности:

Авторы работы признательны Карманову Н.С., Хлестову М.В., Королюку В.Н., Кармановой Н.Г., Палесскому С.В., Николаевой И.В. и Рагозину А.Л. за помощь при проведении аналитических работ. Авторы благодарят рецензентов Изоха А.Э. и Шарапова В.Н. за рекомендации, позволившие улучшить текст статьи.

Полевые и минералого-петрографические исследования выполнены в рамках государственного задания ИГМ СО РАН. Основная часть аналитических исследований проведена при финансовой поддержке РФФИ в рамках проекта №18-35-00491. Геохимический анализ минералов осуществлялся в ходе комплексной программы научных исследований СО РАН (проект 44.2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Батанова В.Г., Савельева Г.Н. Миграция расплавов над зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы // Геология и геофизика, 2009, 50(9), с.992—1012.

Батанова В.Г., Лясковская З.Е., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Перидотиты п-ова Камчатский мыс: свидетельство плавления океанической мантии вблизи горячей точки // Геология и геофизика, 2014, 55(12), с.1748—1758.

Волынец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Ягодзински Дж. М. Харчинский и Заречный вулканы – уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: структурная приуроченность, морфология, возраст и геологическое строение вулканов // Вулканология и сейсмология, 1998, 4-5, с.5-18.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм // В кн. «Петрология верхней мантии», Рябчиков И.Д., ред. М: Мир, 1968, с.132-227.

Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов Ю.Д. Пути миграции магм и флюидов и составы вулканических пород Камчатки // Геология и геофизика, 2012, 53(12), с.1633-1661.

Колосков А.В., Пузанков М.Ю., Пирожкова Е.С. // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы, 2001, 428с.

Меняйлов А.А. Вулканы Харчинских гор // Тр.лаб.вулканологии, 1949, 6, с.53-61.

Петрографический кодекс, 2009.

Тими́на Т.Ю., Томи́ленко А.А., Ковязин С.В. Состав расплавных и флюидных включений в шпинели из ксенолитов перидотитов Авачинского вулкана (Камчатка) // ДАН, 2012, 442(2), с.239-243.

Тими́на Т.Ю., Томи́ленко А.А., Ковязин С.В. Особенности флюидного режима при образовании клинопироксенитов надсубдукционного мантийного клина под Авачинским вулканом (Камчатка) // ДАН, 2015, 463(6), с.696-699.

Шарапов В.Н., Кузнецов Г.В., Тими́на Т.Ю., Томи́ленко А.А., Чудненко К.В. Численное моделирование неизотермического метасоматического преобразования ультрабазитов мантийного клина под Авачинской группой вулканов (Камчатка) // Геология и геофизика, 2017, 58(5), с.674-700.

Щербаков В.Д., Плечов П.Ю. Петрология мантийных ксенолитов в породах вулкана Безымянный (Камчатка) // ДАН, 2010, 434(6), с.1-4.

Ackerman L., Mahlen N., Jelněk E., Medaris G. Jr., Ulrych J., Strnad L., Mihaljevič M. Geochemistry and evolution of subcontinental lithospheric mantle in Central Europe: evidence from peridotite xenoliths of the Kozákov volcano, Czech Republic // J. Petrol, 2007, 48(12), p.2235-2260.

Aldanmaz E., Schmidt M.W., Gourgaud A., Meisel T. Mid-ocean ridge and supra-subduction geochemical signatures in spinel-peridotites from the Neotethyan ophiolites in SW Turkey: Implications for upper mantle melting processes // Lithos, 2009, 113, p.691-708.

Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chemical Geology, 1994, 113, p.191-204.

Asimow P.D., Stolper E.M. Steady-state mantle-melt interaction in 1 dimension: I. Equilibrium transport and melt focusing // J. Petrol, 1999, 40(3), p.475-494.

Bach W., Klein F. The petrology of seafloor rodingites: insights from geochemical reaction path modeling // Lithos, 2009, 112(1-2), p.103-117.

Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // Contrib Mineral Petrol, 1991&1994, 107(1), p.27-40.

Ballhaus C. Redox state of lithospheric and asthenospheric upper mantle // Contrib Mineral Petrol, 1993, 114, p.331-348.

Barnes S.J., Roeder P.L. The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks // J. Petrol, 2001, 42(12), p.2279-2302.

Bédard J.H. Parameterizations of calcic clinopyroxene—Melt trace element partition coefficients // *G³*, 2014, 15(2), p.303-336.

Boudier F., Nicolas A. Structural controls on partial melting in the Lanzo peridotites // Magma Genesis, Ore. Dept. Geol. Min. Ind. Bull., 1977, 96, p.59-62.

Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P.(ed), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, 1984, p.63-114.

Bryant J.A., Yogodzinski G.M., Churikova T.G. Melt-mantle interactions beneath the Kamchatka arc: Evidence from ultramafic xenoliths from Shiveluch volcano // *G³*, 2007, 8(4), 24 p.

Buckley V.J.E., Sparks R.S.J., Wood B.J. Hornblende dehydration reactions during magma ascent at Soufriere Hills Volcano, Montserrat // Contrib Mineral Petrol, 2006, 151, p.121-140.

Cameron W.E. Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus // Contrib Mineral Petrol, 1985, 89, p.239-255.

Coltorti M., Bonadiman C., Hinton R.W., Siena F., Upton B.G.J. Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean // J. Petrol, 1999, 40(1), p.133-165.

Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib Mineral Petrol, 1984, 86, p.54-76.

Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A., Wörner G. Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // *J. of volcanology and geothermal research*, 2000, 104, p.131-151.

Ellis D.J., Thompson A.B. Subsolidus and partial melting reactions in the quartz-excess $\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{SiO}_2+\text{H}_2\text{O}$ system under water-excess and water-deficient conditions to 10 kb: some implications for the origin of peraluminous melts from mafic rocks // *J. Petrol*, 1986, 27, p.91-121.

Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotite from ultramafic complex // *Contrib Mineral Petrol*, 1979, 69, p.329-336.

Fleet M. E., Macrae N. D., Herzberg C. T. Partition of nickel between olivine and sulfides: a test for immiscible sulfide liquids // *Contrib Mineral Petrol*, 1977, 65, p.191-197.

Frey F.A., Green D.H. The mineralogy, geochemistry and origin of Iherzolite inclusions in Victorian basanites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1974, 38(7), p.1023-1059.

Frey F.A., Prinz M. Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: Petrology and geochemical data bearing on their petrogenesis // *Earth and Planetary Science Letters*, 1978, 38, p.129-176.

Gaetani G.A., Grove T.I. The influence of water on melting of mantle peridotites // *Contrib Mineral Petrol*, 1998, 131, p.323-346.

Halama R., Savov I.P., Rudnick R.L., McDonough W.F. Insights into Li and Li isotope cycling and sub-arc metasomatism from veined mantle xenoliths, Kamchatka // *Contrib Mineral Petrol*, 2009, 158(2), p.197-222.

Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contrib Mineral Petrol*, 1994, 116, p.433-447.

Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // *American Mineralogist*, 1987, 72, p.231-239.

Ionov D.A. Petrology of mantle wedge lithosphere: new data on supra-subduction zone peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano, Kamchatka // *J. Petrol*, 2010, 51(1-2), p.327-361.

Ionov D.A., Bénard A., Plechov P.Yu., Shcherbakov V.D. Along-arc variations in lithospheric mantle compositions in Kamchatka, Russia: first trace element data on mantle xenoliths from the Klyuchevskoy group volcanoes // *J. of volcanology and geothermal research*, 2013, 263, p.122-131.

Ishii T., Robinson P. T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana Forearc, LEG 125¹ // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1992, 125, p.445-485.

Ishimaru S., Arai S., Ishida Y., Shirasaka M., Okrugin V.M. Melting and multi-stage metasomatism in the mantle wedge beneath a frontal arc inferred from highly depleted peridotite xenoliths from the Avacha volcano, Southern Kamchatka // *J. Petrol*, 2007, v.48, №2, p.395-433.

Kelemen P.B. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma II. Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150-1050°C and 5 kb // *J. Petrol*, 1990, 31, p.99-134.

Koloskov A.V., Martynov Yu.A., Ananiev V.V. New isotope-geochemical and mineralogical data on the ultramafic xenoliths in the volcanic rocks of the Kamchatka-Koryak region: two types of mantle protolith in the modern island-arc system // *Russian journal of pacific geology*, 2017, 11(2), p.95-109.

Konzett J., Ulmer P. The stability of hydrous potassic phases in Iherzolitic mantle - an experimental study to 9.5 GPa in simplified and natural bulk compositions // *J. Petrol*, 1999, 40, p.629-652.

Koulakov I., Abkadyrov I., Al Arifi N., et al. Three different types of plumbing system beneath the neighboring active volcanoes of Tolbachik, Bezymianny, and Klyuchevskoy in Kamchatka // *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2017, 122, p.3852-3874.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // *Can Miner*, 1997, 35, p.219–246.

Le Roux V, Dick HJB, Shimizu N. Tracking flux melting and melt percolation in supra-subduction peridotites (Josephine ophiolite, USA) // *Contrib Mineral Petrol*, 2014, 168:1064.

Li X.P., Zhang L., Wei C., Al Y., Chen J. Petrology of rodingite derived from eclogite in western Tianshan, China // *J Metamorph Geol*, 2007, 25, p.363–382.

Loucks R.R. A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer // *Contrib Mineral Petrol*, 1996, 125(2), p.140–150.

Mandler B.E., Grove T.L. Controls on the stability and composition of amphibole in the Earth's mantle // *Contrib Mineral Petrol*, 2016, 171:68.

McDonough W.F., Frey F.A. Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Reviews in mineralogy // Mineralogical society of America, 1989, 21, chapter 5, p.99-146.

Nicolas A., Prinzhofer A. Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidence // *J. Petrol*, 1983, 24(2), p.188-206.

Parkinson, I.J., Pearce, J.A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // *J. Petrol*, 1998, 39(9), p.1577-1618.

Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J., Parkinson I.J., Leat P.T. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic // *Contrib Mineral Petrol*, 2000, 139, p.36–53.

Pirajno F. Chapter 7. Effects of metasomatism on mineral systems and their host rocks: alkali metasomatism, skarns, greisens, tourmalinites, rodingites, black-wall alteration and listvenites // in *Metasomatism and the chemical transformation of rock* (eds. D.E. Harlov and H. Austrheim), Lecture Notes in Earth System Sciences 2013.

Putirka K.D. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2008, 69, p.61-120.

Rudnick R.L., McDonough W.F., Chappell B.W. Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics // *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, 114, p.463-475.

Seyler M., Cannat M., Mével C. Evidence for major-element heterogeneity in the mantle source of abyssal peridotites from the Southwest Indian Ridge (52° to 68°E) // *G³*, 2003, 4(2), p.9101.

Siegrist M., Yogodzinski G., Bizimis M., Fournelle J., Churikova T., Dektor C., Mobley R. Fragments of Metasomatized Forearc: Origin and Implications of Mafic and Ultramafic Xenoliths from Kharchinsky Volcano, Kamchatka // *G³*, 2019, 20.

Simkin T., Smith J.V. Minor-element distribution in olivine // *J. Geol*, 1970, 78(3), p.304–325.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science*, 2007, 316, p.412-417.

Soustelle V., Tommasi A., Demouchy S., Ionov D.A. Deformation and fluid-rock interaction in the supra-subduction mantle: microstructures and water contents in peridotite xenoliths from the Avacha volcano, Kamchatka // *J. Petrol*, 2010, 51(1-2), p.363-394.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // in: *Magmatism in the oceanic basins* (Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, 42, p.313-345.

Suhr G., Seck H.A., Shimizu N., Günther D., Jenner G. Infiltration of refractory melts into the lowermost oceanic crust: evidence from dunite- and gabbro-hosted clinopyroxenes in the Bay of Islands Ophiolite // *Contrib Mineral Petrol*, 1998, 131, p.136-154.

Till C.B., Grove T.L., Withers A.C. The beginnings of hydrous mantle wedge melting // Contrib Mineral Petrol, 2012, 163, p.669–688.

Wallace M.E., Green D.H. The effect of bulk rock composition on the stability of amphibole in the upper mantle // Mineral Petrol, 1991, 44, p.1–19.

Wyllie P.J., Wolf M.B. Amphibolite dehydration-melting: sorting out the solidus // Geological Society, London, Special Publications, 1993, 76, p.405–416.

Vielzeuf D., Schmidt M.W. Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts // Contrib Mineral Petrol, 2001, 141, p.251–267.

Yaxley G.M., Green D.H., Kamenetsky V. Carbonate metasomatism in the southeastern Australian lithosphere // J. Petrol, 1998, 39, p.1917–1931.

Yaxley G.M., Kamenetsky V., Green D.H., Fallon T.J. Evidence for carbonatite metasomatism in spinel peridotite xenoliths from western Victoria, Australia // Earth and Planetary Science Letters, 1991, 148, p.433–446.

Рис. 1. Первичный парагенезис ксенолитов перидотитов (а-г) и клинопироксенитов (д-и).

Рис. 2. Вторичный парагенезис ксенолитов: а) обособление Chl в дуните; б) интерстициальное обособление в верлите; в) Chl-прожилок с Bdy (?) и Plm; г) Chl-прожилок в дуните; д) увеличенное изображение участка 1 с (Рис. 2г); е) увеличенное изображение участка 2 с (Рис. 2г); ж) увеличенное изображение участка 3 с (Рис. 2г); з) зерно Brt в Chl-прожилке из гарцбургита; и) Chl-прожилок с Pl и Kfs в дуните.

Рис. 3. Псевдоморфные замещения, проявленные в ксенолитах: а) псевдоморфоза Brt по Anh(?); б) замещение Hc магнетитом; в) замещение Chr магнетитом; г) уралитизация (замещение Cpx амфиболом); д) замещение Amp клинопироксеном; е) замещение Орх клинопироксеном; ж) линзообразное обособление; з) опацитовая кайма вокруг Amp.

Рис. 4. Характер распределения несовместимых элементов в ксенолитах.

Рис. 5. Вариации валового состава пород.

Рис. 6. Вариации состава Ol из ксенолитов.

Рис. 7. Вариации состава Орх из ксенолитов.

Рис. 8. Вариации состава Cpx из ксенолитов.

Рис. 9. Характер распределения несовместимых элементов в Cpx (а) и Amp (б).

Рис. 10. Вариации состава Amp из ксенолитов: а) содержания петрогенных элементов; б) номенклатура Amp.

Рис. 11. Содержания некогерентных элементов в родительском расплаве, рассчитанном по составу Cpx.

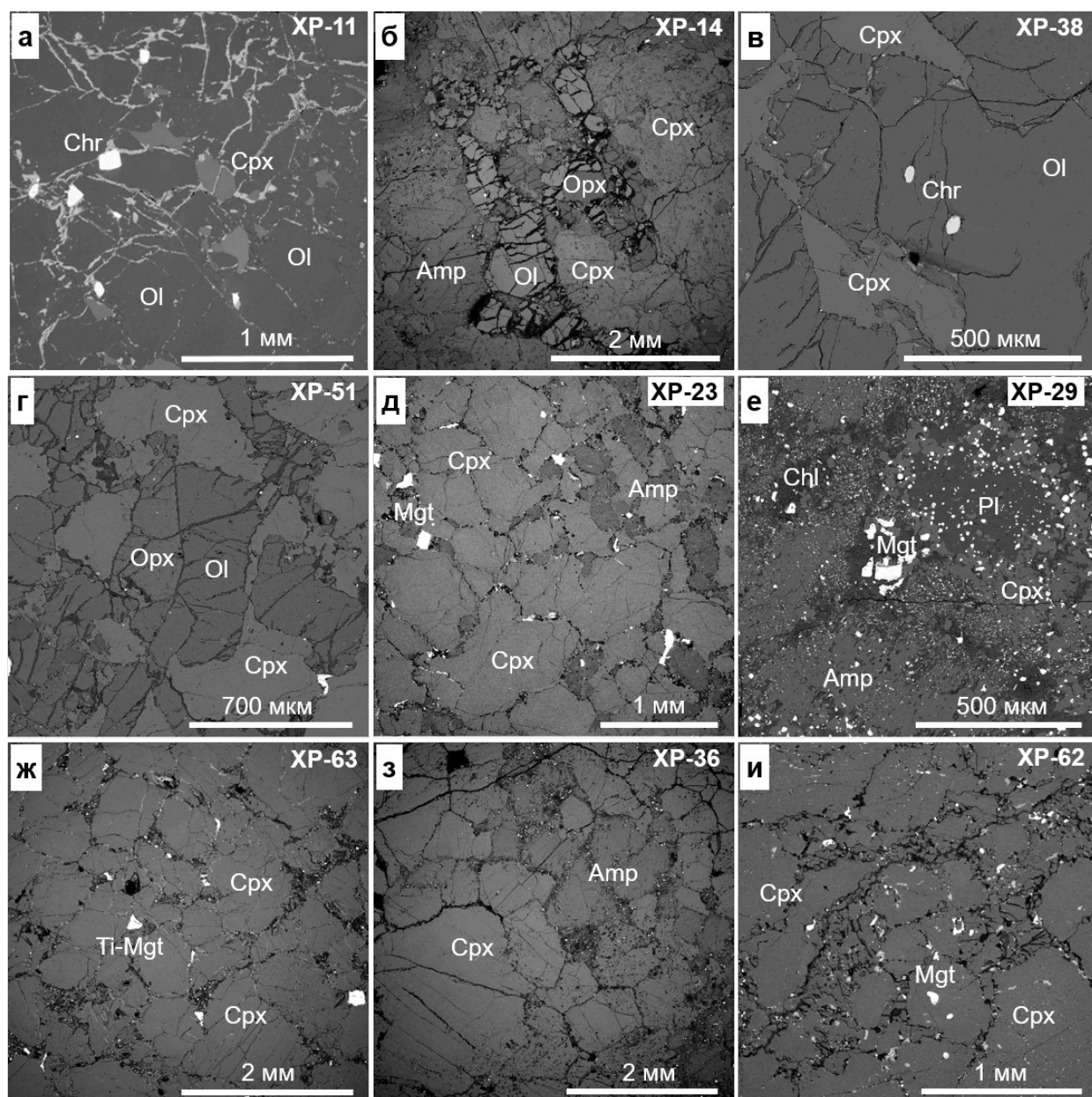


Рис. 1.

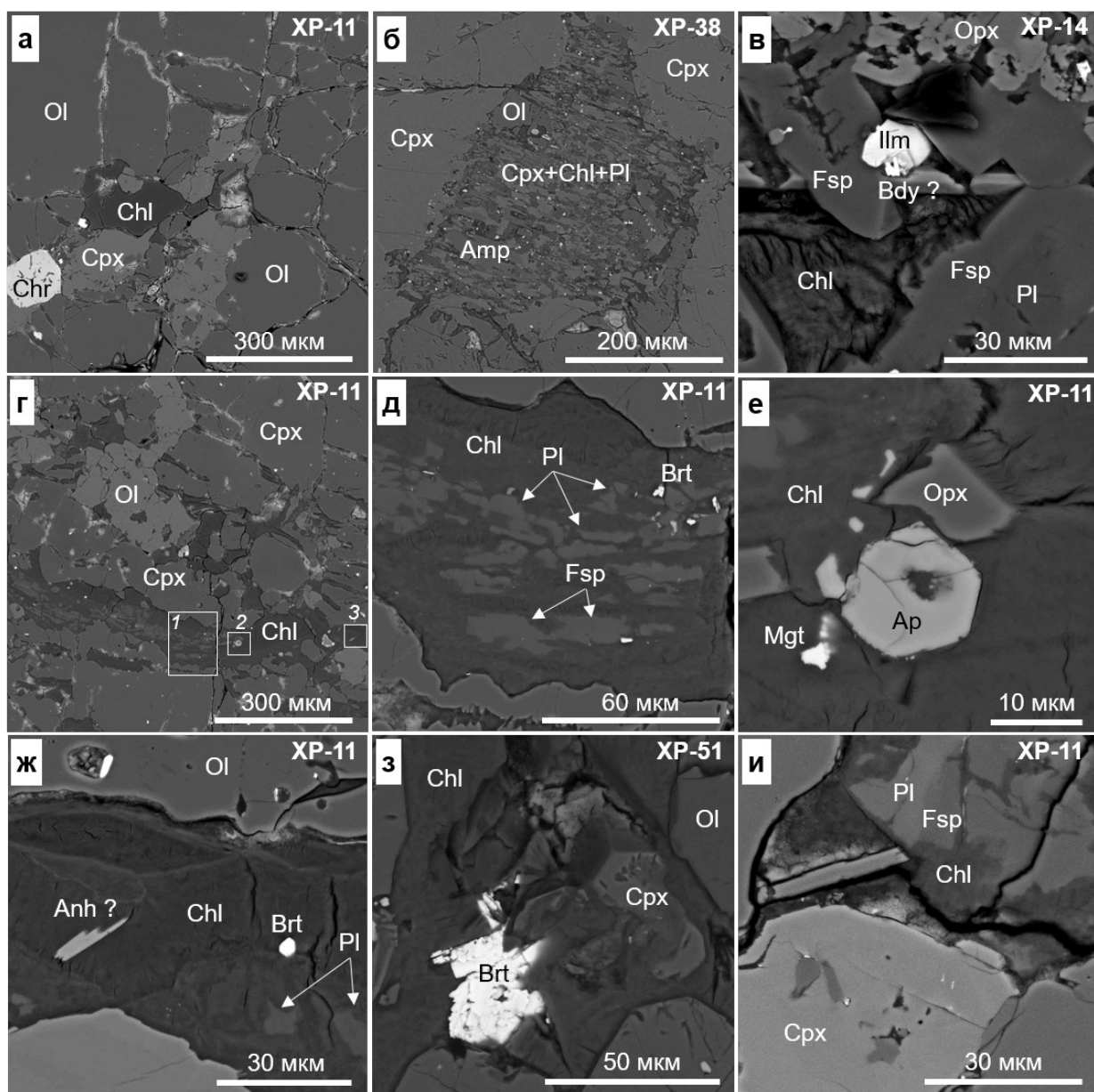


Рис. 2.

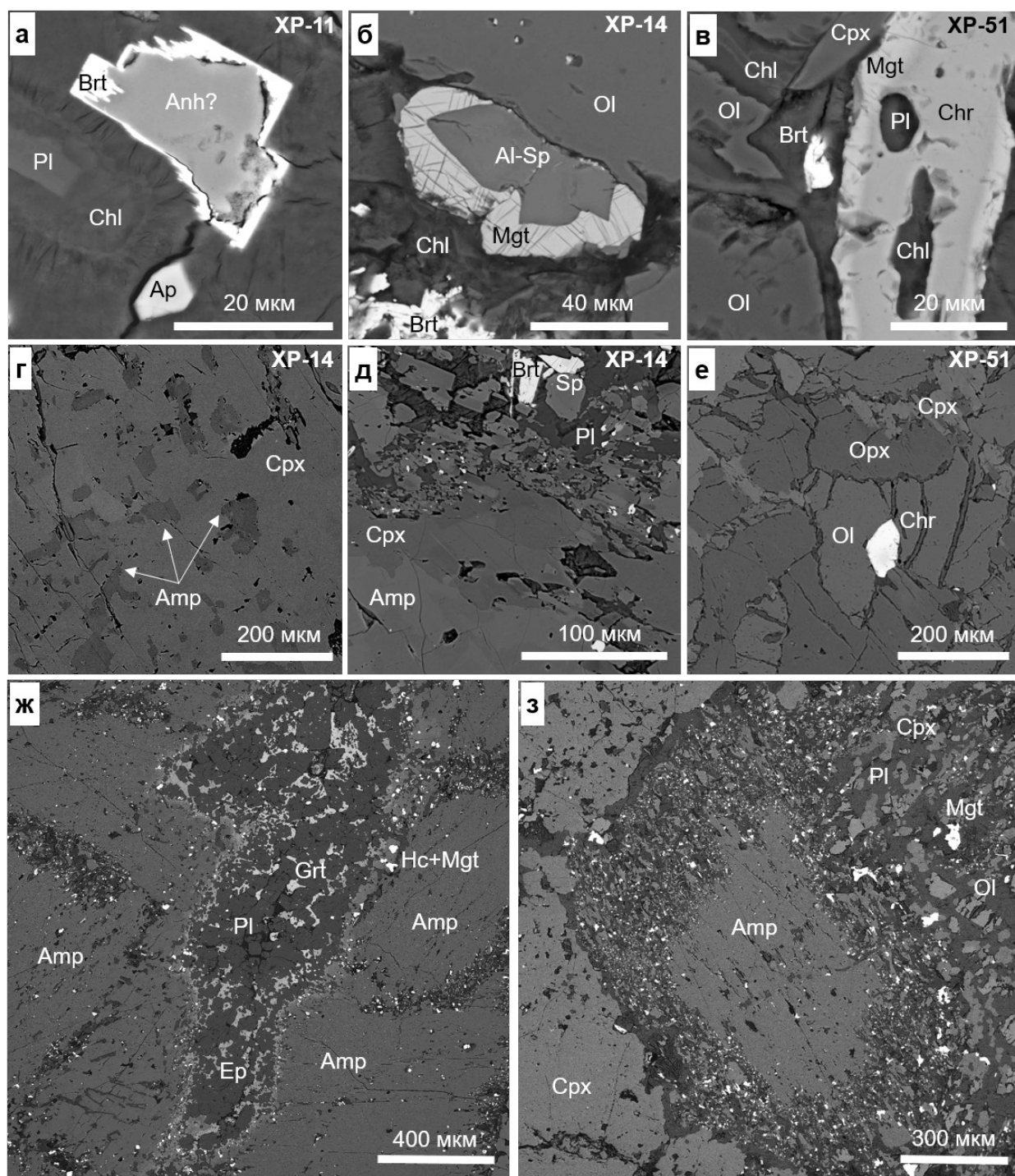


Рис. 3.

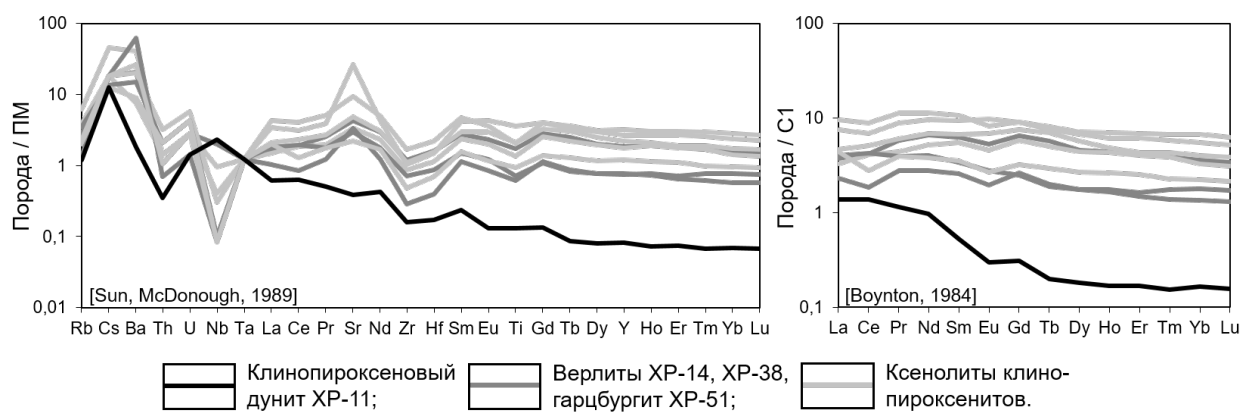


Рис. 4.

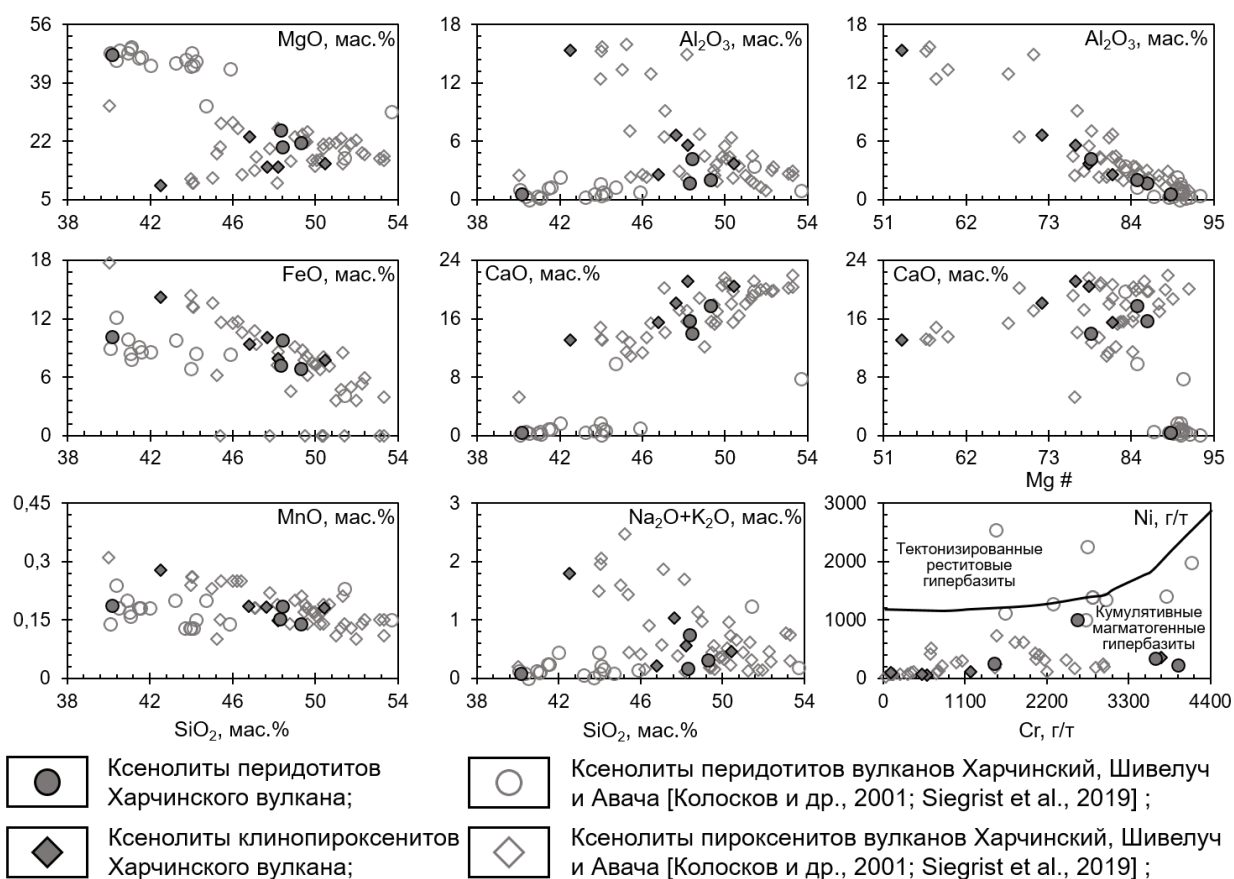


Рис. 5.

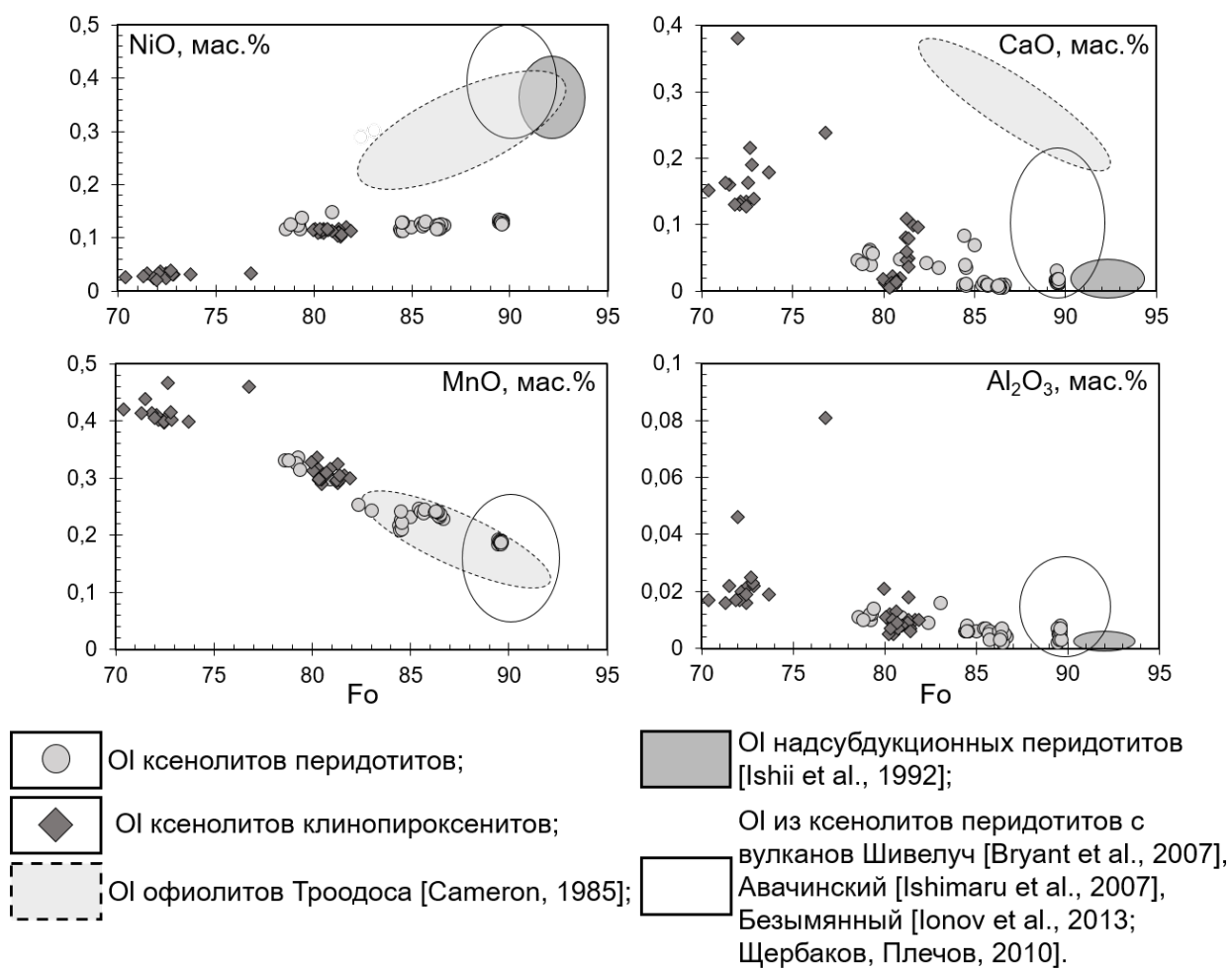


Рис. 6.

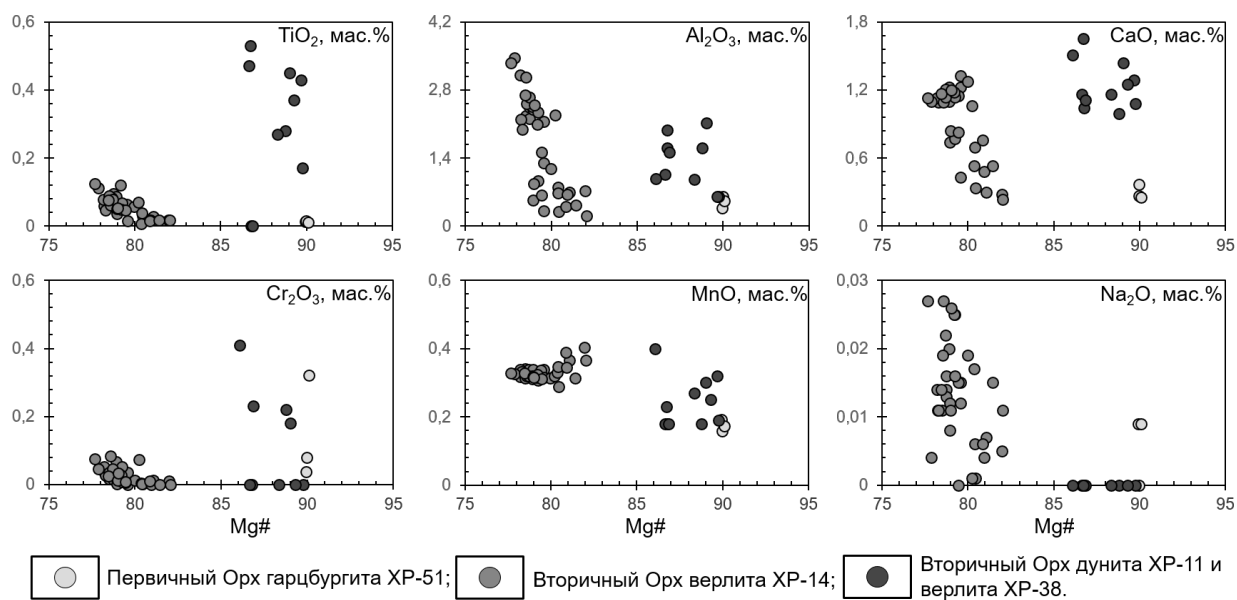


Рис. 7.

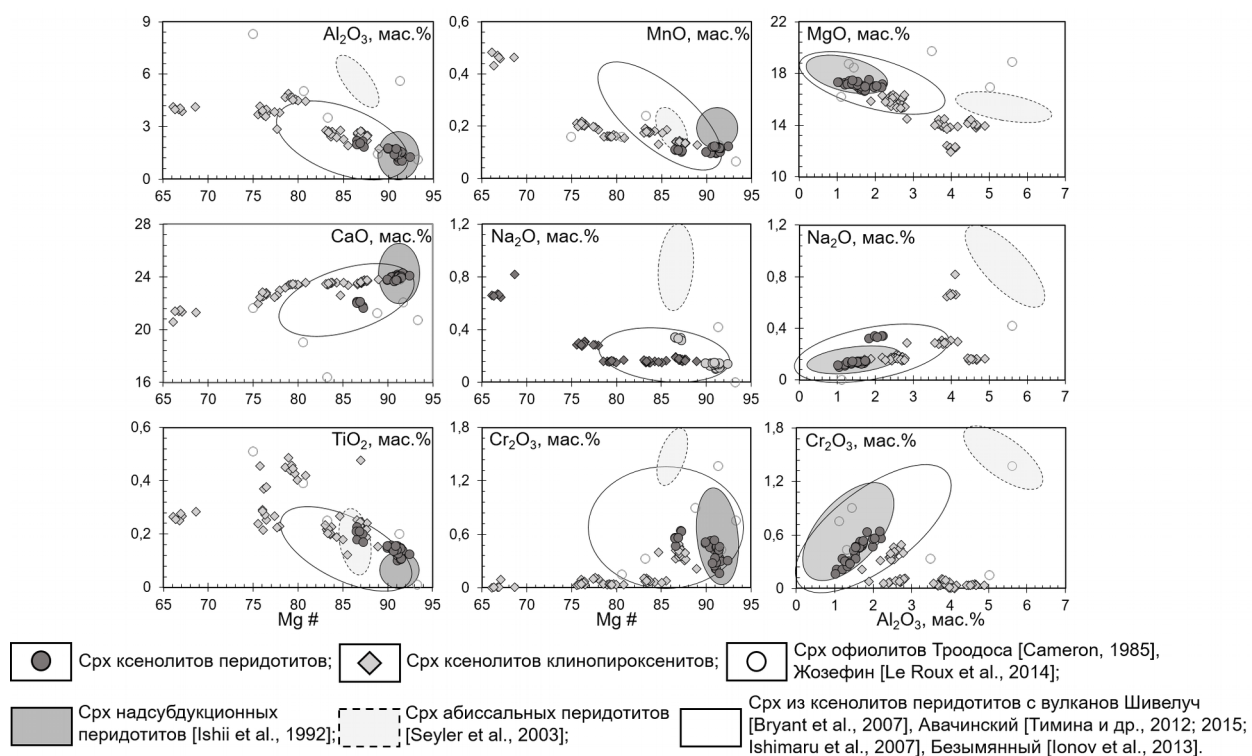


Рис. 8.

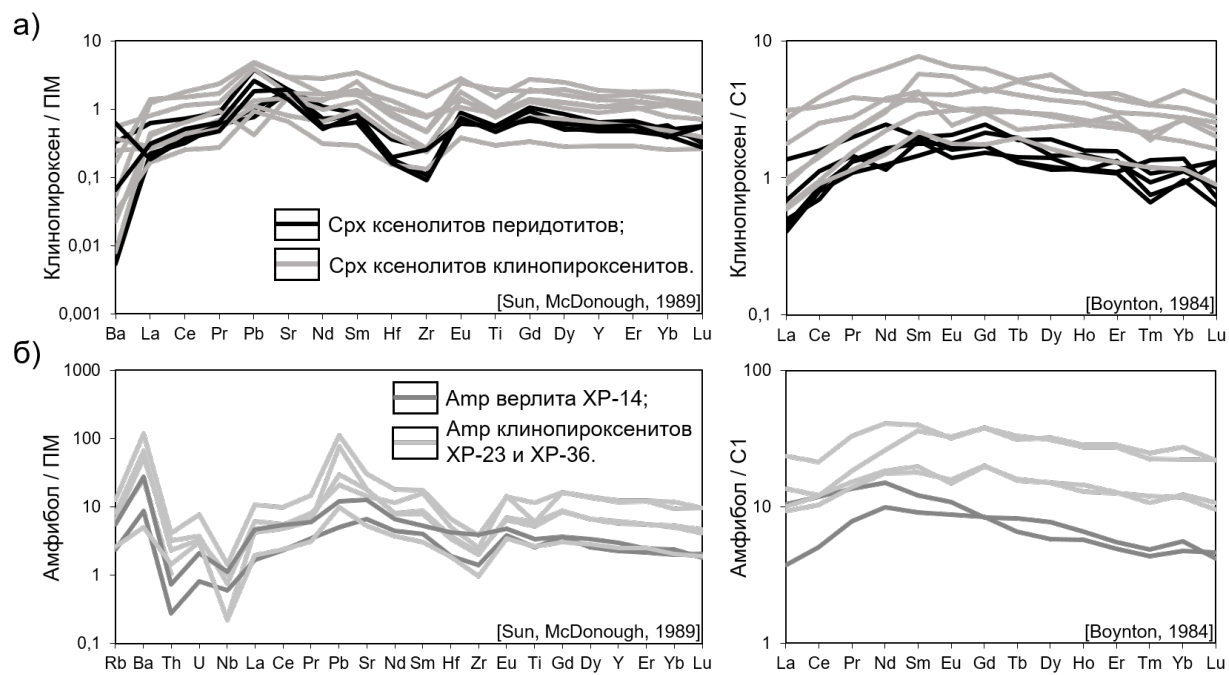


Рис. 9.

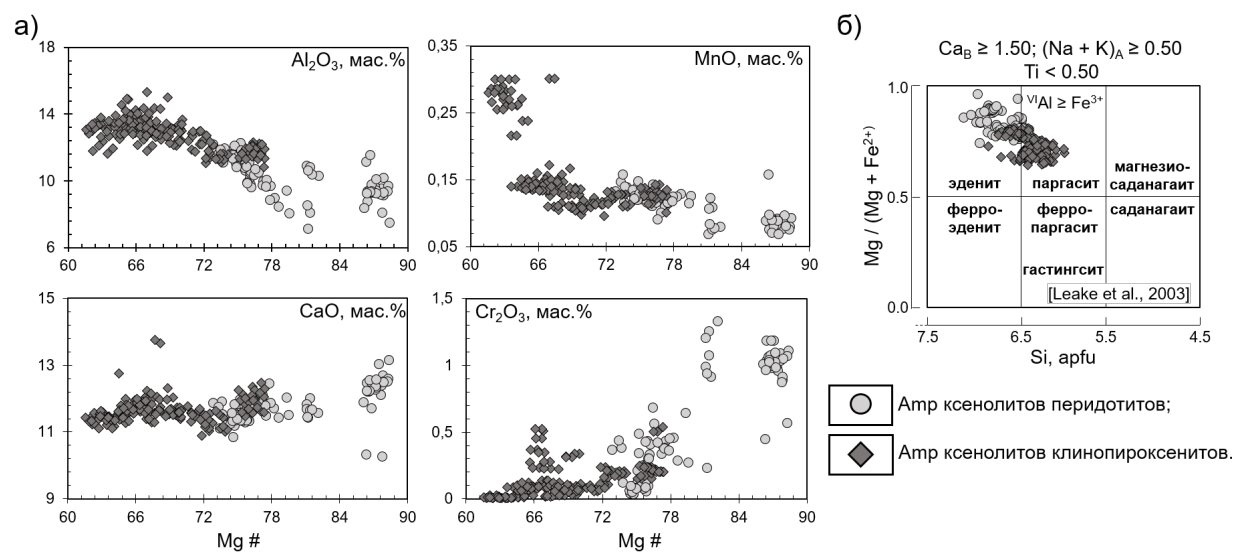


Рис. 10.

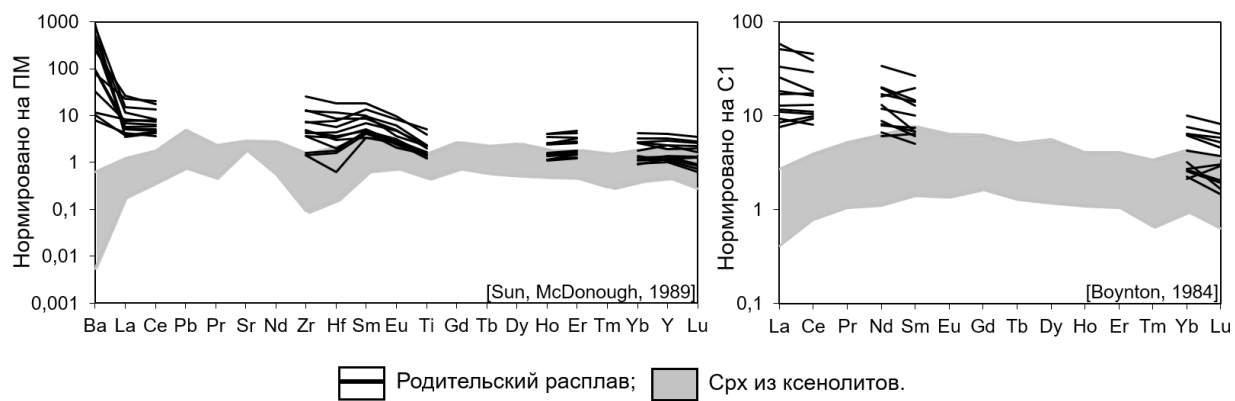


Рис. 11.