

# КСЕНОЛИТЫ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПИРОКСЕНИТОВ В БАЗАЛЬТАХ ВУЛКАНА СИГУРД, о. ШПИЦБЕРГЕН (арх. СВАЛЬБАРД) КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИКИ ЛИТОСФЕРЫ РЕГИОНА В ПАЛЕОЗОЕ

Никитина Л. П., Марин Ю. Б., Корешкова М. Ю., Сергеев С. А., Беляцкий Б. В., Крымский Р. Ш., Богомолов Е. С., Бабушкина М. С., Токушева А. .

## Аннотация

Ксенолиты высокоглиноземистых пироксенитов в четвертичных базальтах вулк. Сигурд 3. Шпицбергена представлены шпинелевыми и шпинель-гранатовыми клинопироксенитами, шпинель-гранатовыми вебстеритами и вебстеритами. Гранобластовая структура, содержащая реликты гипидиоморфнозернистой магматической структуры, смена минеральных ассоциаций и наличие признаков частичного плавления отражают их многоэтапное формирование. Задача исследования состояла в определении последовательности и термодинамических условий смены минеральных ассоциаций, а также в установлении их возраста Re–Os, U–Pb, Sm–Nd и Rb–Sr изотопными методами. Установлено, что первичная ассоциация пироксенитов, включавшая высокоглиноземистые Орх, Срх и Spl, была преобразована в результате нескольких этапов: (1) замещение Spl → Grt с образованием гранат-содержащих вебстеритов и клинопироксенитов, (2) развитие келифитовых Орх–Spl кайм вокруг зерен Grt, (3) образование Amph, (4) распад твердых растворов в Срх и Орх, (5) частичное плавление. Сопоставление с опубликованными данными позволяет предполагать, что первичная ассоциация по соотношению Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO близка к Орх+Срх±Spl кумулатам, образовавшимся в результате кристаллизации базальтовых расплавов при давлении 1.2 ГПа и степени кристаллизации ~ 15%, но ниже 2.0 ГПа, когда из расплава кристаллизуются Grt и Срх, т.е. в нижней коре. Параметры равновесия Grt–Орх ассоциации в пироксенитах равны 1060–1310°C и 2.2–3.3 ГПа и на P – T диаграмме их точки располагаются ниже кривой фазового перехода Spl → Grt в системе CaO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>, соответствуя модельной континентальной геотерме с плотностью поверхностного теплового потока 60 мВ/м<sup>2</sup> и несколько выше. Это свидетельствует о замещении Spl → Grt и образовании гранат-содержащих пироксенитов уже в условиях малоглубинной верхней мантии. Образование Орх–Spl келифитовых кайм вокруг зерен Grt указывает на последующее понижение T и P до значений выше кривой фазового перехода Grt → Spl. Оно подтверждается наличием в пироксенах структур распада твердых растворов, возникших при понижении температуры на 100–150°C. Изотопный состав Re и Os в валовых пробах Spl–Grt вебстеритов, не испытавших частичного плавления, соответствует возрасту 457 ± 3.5 млн лет, отражающему время преобразования первичной Срх–Орх–Spl ассоциации в гранат-содержащую. Близкое значение (488.6 ± 5.9 млн. лет), получено U–Pb методом для циркона из Spl–Grt вебстерита также без признаков плавления. Типоморфными признаками автохтонных магматических цирконов обладают кристаллы из Spl–Grt клинопироксенита с явными признаками частичного плавления. Они образуют единый возрастной кластер 310.7 ± 3.3 млн лет, который отражает возраст кристаллизации расплава в пироксенитах. Итак, Spl пироксениты, вероятнее всего, являются Орх+Срх±Spl кумулатами – продуктами кристаллизации базальтовых расплавов в условиях нижней коры. Последующее замещение Spl → Grt и образование гранат-содержащих вебстеритов и клинопироксенитов, происходившее уже в условиях малоглубинной верхней мантии может рассматриваться как показатель деламинации континентальной коры региона в мантию, а полученная Re–Os изохронным методом, датировка в 457 ± 3.5 млн лет как наиболее вероятная оценка верхней возрастной границы деламинации коры в мантию. Последующий затем подъем литосферы Шпицбергена, проявившийся в образовании Орх–Spl келифитовых кайм вокруг граната, распаде твердых растворов в пироксенах и частичном плавлении, не был, по-видимому, значительно оторван по времени от этапа деламинации и продолжался до 300 и менее млн лет.

**Ключевые слова:**

3. Шпицберген, ксенолиты в четвертичных базальтах, высокоглиноземистые пироксениты, P-T условия смены минеральных ассоциаций, Re-Os, U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr систематика, деламация

# КСЕНОЛИТЫ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПИРОКСЕНИТОВ В БАЗАЛЬТАХ ВУЛКАНА СИГУРД, о. ШПИЦБЕРГЕН (арх. СВАЛЬБАРД) КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИКИ ЛИТОСФЕРЫ РЕГИОНА В ПАЛЕОЗОЕ

Л.П. Никитина<sup>1</sup>, Ю.Б. Марин<sup>2</sup>, М.Ю. Корешкова<sup>3</sup>, С.А. Сергеев<sup>4</sup>, Б.В. Беляцкий<sup>4</sup>, Р.Ш. Крымский<sup>4</sup>, Е.С. Богомолов<sup>1</sup>, М.С. Бабушкина<sup>1</sup>, А. Токушева<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН), Россия, г. Санкт-Петербург, 199034, наб. Макарова 2, тел. (812) 328-47-01; e-mail: lpnik@mail.ru; e.bogomolov@mail.ru; msbab@mail.ru

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский горный университет, Россия, г. Санкт-Петербург, 199106, 21 линия В.О. 2, тел. (812) 328-82-47; e-mail: yubmarin@yandex.ru

<sup>3</sup>Институт Наук о Земле, Санкт-Петербургский Государственный университет, Россия, г. Санкт-Петербург, 199034, Университетская наб., 7/9, тел. (812) 225-08-02; e-mail: m.koreshkova@spbu.ru.

<sup>4</sup>Центр изотопных исследований (ЦИИ), Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), Россия, г. Санкт-Петербург, Средний пр. В.О., 74, тел. (812) 328-91-72; e-mail: Sergey\_sergeev@vsegei.ru; bbelyatsky@mail.ru; robert\_krymsky@yahoo.com

## ВВЕДЕНИЕ

Главные эпохи формирования земной коры архипелага Свальбард, в состав которого входит о. Шпицберген: докарельская, карельская, готская, гренвильская и каледонская, подтверждены изотопными датировками, полученными для магматических и метаморфических пород Ar–Ar, Rb–Sr, U–Pb, Pb–Pb методами в интервалах 2500–2750, 1700–1800, 1200–1400, 900–1000 и 380–370 млн лет назад [Евдокимов, 2011]. В эпигренвильскую эпоху этот регион, согласно [Хаин, Филатова, 2009] представлял собой платформу с доверхнерифейским фундаментом и осадочным R<sub>3</sub>–Pz<sub>2</sub> (650 – 530 млн лет назад) чехлом. Формирование девонского комплекса Pz<sub>2</sub> происходило уже в обстановке внутриплитного рифтогенеза. В неогене активизация тектонических движений привела к формированию базальтовых покровов, а в четвертичное время [Евдокимов, 2000] к возникновению вулканических конусов Сигурд и Халвданпигген (2.7 и 2.0 млн лет тому назад, соответственно) и стратовулкана Сверре (10 и 6 тыс лет назад). Схема геологического строения о. Шпицберген и положение четвертичных вулканов, в которых обнаружены ксенолиты мантийных пород, показаны на рис. 1.

В базальтах вулканов Сверре и Халвданпигген среди мантийных ксенолитов преобладают перидотиты, тогда как в базальтах вулкана Сигурд пироксениты. Различные аспекты петрологии и геохимии ксенолитов, особенно перидотитовых, гипотезы их генезиса и изотопный возраст рассмотрены в предшествующих работах [Богомолов и др., 2015; Гончаров и др., 2015; Копылова и др., 1996; Никитина и др., 2016; Шубина и др., 1997; Amundsen et al., 1987; Choi et al., 2010]. Корешковой М.Ю. и соавторами [Корешкова

и др., 2019] на основании исследований коллекции пироксенитовых ксенолитов из базальтов вулкана Сигурд, собранной в 2010 г. Сироткиным А.Н. (Полярная морская геологоразведочная экспедиция – ПМГРЭ, «Росгеология») и Гончаровым А.Г. (ИГГД РАН), была высказана гипотеза о деламинации континентальной коры СЗ Шпицбергена в палеозое. Предложенная гипотеза имеет важное геодинамическое значение для реконструкции геологической эволюции всего региона и требует подтверждения на материалах более представительной по сравнению с изученной в этой статье коллекции ксенолитов [Корешкова и др., 2019]. В связи с этим мы провели детальный анализ полученных нами ранее первичных данных (в том числе, петрографических шлифов и микрозондовых пластинок) для ксенолитов пироксенитов, собранных в различные годы геологами ПМГРЭ и переданных в ИГГД РАН для их комплексного изучения. Такой анализ показал, что высокоглиноземистые пироксениты обнаружены только в коллекции ксенолитов из вулкана Сигурд, при этом не все они по химическому составу принадлежат к этому типу. Задача настоящего исследования ксенолитов высокоглиноземистых пироксенитов из базальтов вулкана Сигурд состояла в: (1) подтверждении многоэтапного формирования пироксенитов, проявляющегося в последовательном изменении структуры пород и смене минеральных парагенезисов, (2) уточнении термодинамических условий каждого из этапов; (3) определении возраста этапов с помощью Re–Os, U–Pb, Sm–Nd и Rb–Sr изотопных методов; (4) определении изотопно-геохимических характеристик источников пироксенитов.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для определения химического состава пород ксенолитов использовались их центральные части, очищенные от корок базальта и промытые в дистиллированной воде. Анализ выполнен в Центральной аналитической лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ» (С.Петербург). Содержание петрогенных элементов определено рентгеноспектральным флуоресцентным методом на многоканальном спектрометре ARL-9800 (Applied Research Laboratories, Швейцария) по стандартной методике [МП №17/2013 «Определение содержаний основных петрогенных элементов и некоторых микроэлементов в горных породах, почвах и донных отложениях рентгеноспектральным флуоресцентным методом», ВСЕГЕИ, 2013]. Содержание редких элементов в предварительно переведенных в раствор порошкообразных пробах определено на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой ELAN-DRC-6100 (Perkin-Elmer, США) по стандартной методике [МП № 10/2010 «Определение макро- и микроэлементов (в том числе, редкоземельных) методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в горных породах, рудах,

почвах и рыхлых отложениях», ВСЕГЕИ, 2010]. Погрешность определения Th, U, Pb, Hf, Lu, Yb, Er, Dy 10–15%, остальных редких элементов, в том числе Ti, Sc, Zr, Sr, и Nb, не более 5%.

Химический состав минералов в ксенолитах **некоторых** пироксенитов определен в университете Лондона (Birkbeck): главные элементы на микрозонде JEOL 8100 Superprobe, редкие – на масс-спектрометре Agilent 7500a с лазерной абляцией [Корешкова др., 2019], и в ИГГД РАН (С.Петербург): только главные элементы, на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200. **Тонкие полированные пластинки пород напылялись углеродом. Точечные определения состава минералов выполнялись с использованием электронного луча с ускоряющим напряжением в 20 кВ и током 1 нА, размер пятна составлял 3 мкм. Время накопления каждого спектра – 50 с, в качестве стандартов использовались природные минералы, чистые оксиды и металлы. Для коррекции матричного эффекта использовался алгоритм ZAF [Гончаров и др., 2015].**

Изотопный состав и концентрации Re и Os в валовых пробах пироксенитов изучены в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ФГБУ «ВСЕГЕИ» (С.Петербург) с использованием мультиколлекторных масс-спектрометров высокого разрешения Triton TI и ИСП-МС Neptune (ThermoScientific). Подробное описание методики анализа изотопного состава Re–Os системы содержится в работе [Крымский и др., 2011]. **Анализ международного стандарта серпентинита UB-N в период проведения исследований показал следующий результат (среднее по 4 анализам): содержания Re и Os  $0.2218 \pm 0.0064$  и  $3.65 \pm 0.12$  ppb, соответственно,  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$   $0.292 \pm 0.014$ ,  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$   $0.127176 \pm 0.000091$ , что согласуется с литературными данными [Meisel et al., 2003].**

U–Pb датирование по акцессорному циркону производилось в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ» (С.-Петербург) с использованием высокоразрешающего вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP-IIe для локального изотопного анализа в доменах зерен циркона с кратером пробоотбора  $25 \times 2$  мкм без разрушения образцов [Williams, 1998]. Измерения U–Pb отношений проводились по адаптированной в ЦИИ методике [Schuth et al., 2012]. Обработка полученных данных осуществлялась с помощью программы SQUID и Isoplot [Ludwig, 2001, 2003]. U–Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA [Black et al., 2003], что соответствует возрасту этого циркона  $416.75 \pm 0.24$  млн лет. Циркон 91500 с содержанием урана 81.2 г/т и возрастом по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  в 1062 млн лет использовался как концентрационный стандарт. Растровая одноминутная очистка прямоугольного ( $50 \times 65$  мкм) участка минерала перед датированием позволяла минимизировать поверхностное загрязнение. Подробное

катодоллюминесцентное, BSE и оптическое изучение внутреннего строения зерен циркона позволило выбрать достаточное количество гомогенных, свободных от включений, вторичных изменений и механических повреждений участков для изотопного анализа.

Анализ изотопного состава Sm, Nd, Rb и Sr в валовых пробах ксенолитов производился в ИГГД РАН (С.Петербург) с применением метода изотопного разбавления на твердофазном мультиколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения Triton TI (ThermoScientific) по методике, описанной в [Никитина и др., 2017]. Результаты изотопного анализа международного стандартного образца BCR-1 (среднее по 10 анализам) следующие: содержание Sm и Nd 6.45 и 28.4 мкг/г, соответственно,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ :  $0.1383 \pm 3$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ :  $0.512654 \pm 8$ ; Rb: 45.9 мкг/г, Sr: 329 мкг/г,  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ :  $0.4027 \pm 19$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ :  $0.705013 \pm 16$ . Построение изохронных зависимостей и вычисление возраста исследованных пород, а также начального отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  и параметра  $\epsilon_{\text{Nd}}$  осуществлялось по программе ISOPLOT [Ludwig, 1999] с использованием следующих значений констант радиоактивного распада и состава модельного геохимического хондритового резервуара (CHUR):  $\lambda_{^{87}\text{Rb}} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1}$ ,  $\lambda_{^{147}\text{Sm}} = 6.54 \times 10^{-12} \text{ год}^{-1}$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}})^0 = 0.512638$ ,  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}})^0 = 0.1967$  [DePaolo, Wasserburg, 1976; Jacobsen, Wasserburg, 1980]. При расчетах вводились следующие значения относительной погрешности воспроизводимости Rb–Sr и Sm–Nd данных: 0.5% для отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , 0.01% для  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , 0.003% для  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Параметр  $\epsilon_{\text{Nd}}$  определялся с точностью  $\pm 0.5\epsilon$ .

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

**Петрография ксенолитов высокоглиноземистых пироксенитов.** Выделение петрографических разновидностей высокоглиноземистых пироксенитов произведено на основе анализа парагенетических ассоциаций минералов и модальных количеств минералов (табл. 1). Модальное содержание породообразующих минералов в ксенолитах Sp-1, Sp-3, Sp-12, Sp-15, Sp-24, Sp-33p, Sp-33w и Sp-34 определено с помощью программы анализа изображений «ImageScore» с погрешностью, зависящей от размера зерен, но не более 2% [Корешкова и др., 2019], для остальных образцов (в таблице отмечены звездочкой) – рассчитано методом наименьших квадратов, исходя из химического состава породы и минералов, но без учета участков плавления, с погрешностью до 3% [Гончаров и др., 2015]. Ксенолиты представлены шпинелевыми и шпинель-гранатовыми клинопироксенитами, шпинель-гранатовыми вебстеритами и вебстеритами. Кроме шпинели (Spl), ортопироксена (Orx), клинопироксена (Cpx) и граната (Grt), в большинстве ксенолитов присутствует амфибол (Amph) и наблюдаются участки плавления, часто с

нераскристаллизовавшимся стеклом (рис. 2в). Продукты кристаллизации расплава представлены оливином, плагиоклазом, шпинелью и карбонатом.

Структура пироксенитов в основном гранобластовая, но в некоторых из них, где отсутствует гранат или количество его незначительно (до 2–3%), наблюдаются реликты магматической гипидиоморфнозернистой структуры. В пироксенитах с гранобластовой структурой Grt образует каймы вокруг зерен Spl (рис. 2а). В свою очередь вокруг зерен граната часто наблюдаются келифитовые каймы, сложенные мелкозернистым ортопироксеном и шпинелью (рис. 2б). В орто- и клинопироксенах наблюдаются структуры распада твердых растворов: пластинчатые ламели и округлые включения  $Srx$  в  $Orx$  и  $Orx$  в  $Srx$ . На границе зерен Grt и Amph присутствуют карманы плавления, в которых сохраняется нераскристаллизовавшееся стекло (рис. 2в). Карманы плавления содержат оливин, плагиоклаз, шпинель и карбонат.

Таким образом, в ксенолитах высокоглиноземистых пироксенитов первичная ассоциация включала ортопироксен, клинопироксен, и шпинель, но была подвержена значительному преобразованию в результате нескольких этапов метаморфизма: (1) замещения шпинели гранатом и образования гранатсодержащих вебстеритов и клинопироксенитов, (2) развития келифитовых ортопироксен-шпинелевых кайм вокруг граната, (3) образование амфибола, (4) распада твердых растворов в клинопироксене и ортопироксене с образованием ламелей ортопироксена в первом и клинопироксена во втором, (5) частичного плавления пироксенитов.

**Химический состав высокоглиноземистых пироксенитов.** В настоящей работе для рассматриваемых пироксенитов приведены только интервалы содержания породообразующих оксидов ( $SiO_2$ : 38.7–48.5,  $Al_2O_3$ : 7.5–18.0,  $MgO$ : 13.2–18.0,  $Na_2O$ : 1.0–2.2 масс. %) и главные геохимические характеристики (табл. 2, рис.3), поскольку полные данные о химическом составе валовых проб ксенолитов пироксенитов опубликованы нами ранее [Гончаров и др., 2015; Корешкова и др., 2019].

Как видно на диаграммах  $Mg/Si$  vs  $Al/Si$  и  $Al_2O_3$  vs  $MgO$  точки высокоглиноземистых пироксенитов образуют поля, занимающие текущее положение относительно трендов геохимического фракционирования [Jagoutz et al., 1979], что является следствием их многоэтапной эволюции. Состав представленных в настоящей работе высокоглиноземистых пироксенитов не соответствует показанному на диаграмме  $Al_2O_3$  vs  $TiO_2$  полю “High alumina basalts” [Jacob, Foley, 1999], граница которого по содержанию  $Al_2O_3$  выше (18–21 масс.%), а сами базальты содержат оливин [Crawford et al., 1987].

Диаграммы распределения нормализованных к **составу** примитивной мантии [Palme, O'Neill, 2003] редких (от Rb до Lu) и редкоземельных (от La до Lu) элементов в валовых пробах ксенолитов пироксенитов представлены на рисунке 4. Первая диаграмма (рис. 4а) демонстрирует значительное обогащение изученных пироксенитов Nb, Sr и особенно Ti относительно Zr и Hf. На **второй (рис. 4б) проявлена положительная европиевая аномалия, связанная с присутствием плагиоклаза в карманах плавления.**

**Величины отношений** Nb/Y и Zr/Y в пироксенитах **варьируют в интервалах** 0.06–0.45 и 1.20–3.12, **и в целом сопоставимы с соответствующими оценками** для примитивной мантии (PM): 0.134 и 2.474 [Palme, O'Neill, 2003]. Оба отношения не обнаруживают зависимости ни от **величины** Mg/Si, ни от Al/Si, т.е. не соответствуют трендам геохимического фракционирования. Нормализованные к **составу** PM содержание иттербия и отношение гадолиния к иттербию также не зависят от величины отношения Al/Si.

**Химический состав породообразующих минералов.** Всем ксенолитам высокоглиноземистых пироксенитов присуще высокое содержание  $Al_2O_3$  в Орх и Срх (табл. 3). Последний представлен высокоглиноземистым авгитом и диопсидом. Содержание главных оксидов в Срх находится в следующих пределах: CaO: 16.76–20.93, MgO: 11.89–14.64, FeO: 5.33–8.21,  $Al_2O_3$ : 5.58–10.62,  $Na_2O$ : 0.36–1.86, MnO и NiO <0.1 (масс.%). Гранат (Grt) относится к ряду пирропа-альмандина, содержит 46–56% пирроповой и 13–17 % гроссуляровой молекул (MgO: 13.92–15.51, FeO: 14.15–17.24, CaO: 4.80–6.29 масс.%, магнезиальность 0.55–0.66). Spl – герцинит ( $SiO_2 < 0.1$ ,  $Al_2O_3$ : 52.18–61.54,  $Cr_2O_3$ : 0.1–0.8, FeO: 21.47–25.59 масс.%). **Содержание  $Cr_2O_3$  в Spl в келифитовых каймах варьирует в пределах 0.57–1.22 масс.%. Особенностью состава Amph является высокое содержание  $TiO_2$  (3.42–5.3 масс.%), позволяющее отнести его к керсутитам. На границе зерен пироксенов с раскристаллизованным расплавом наблюдаются узкие зоны, содержащие вкрапления минералов, имеющих состав  $(FeMg)(FeTiAl)_2O_4$  и  $(TiFe)_2O_3$ .**

**Смена парагенетических ассоциаций в высокоглиноземистых пироксенитах следующая: (1) Al-En + Al-Aug + Spl → (2) En + Na-Al-Di + Prp ± Spl → (3) En + Na-Al-Di + Prp + Prg → (4) симплектит по Grt: En + Spl + An ( $An_{70-90}$ ). В участках плавления наблюдаются ассоциции Al-En + Al-Aug + Spl + L, либо Ol ( $For_{80}$ ) + Pl ( $An_{70}$ ) + Al-Ti-Aug + L.**

**Условия равновесия ассоциаций минералов в ксенолитах высокоглиноземистых пироксенитов. Условия равновесия первичной Орх–Срх–Spl ассоциации. Для этой**

**ассоциации** возможно определить только температуру равновесия с помощью двухфазных геотермометров. Для определения давления обычно используются мономинеральные геобарометры. Применение того или иного инструмента, как известно, зависит, в значительной мере, от состава сосуществующих минералов и особенно клинопироксенов. Поэтому для оценки условий кристаллизации первичной Орх–Срх–Spl ассоциации в работе [Корешкова и др., 2019] было проведено сопоставление химического состава пироксенитов и их минералов с результатами экспериментов по кристаллизации водосодержащих базальтовых и андезитовых расплавов. Было установлено, что пироксениты по соотношению в них  $Al_2O_3$  и MgO соответствуют Орх+Срх±Spl кумулатам, образовавшимся в результате кристаллизации базальтовых расплавов при давлении 1.2 ГПа и степени кристаллизации ~15% [Müntener et al., 2001], но ниже 2.0 ГПа, при которых из расплава кристаллизуются гранат (Grt) и клинопироксен (Срх) [Green et al., 2000; Lambart et al., 2009; Pertermann, Hirshmann, 2003]. Такой сценарий образования первичной ассоциации высокоглиноземистых пироксенитов, как отмечалось выше, был предложен на основе исследования ограниченного количества ксенолитов. Результаты проведенного нами изучения расширенной коллекции ксенолитов высокоглиноземистых пироксенитов из базальтов вулкана Сигурд подтверждают это предположение. Согласно данным таблицы 3 первичная магматическая ассоциация пироксенитов (Spl вебстерит и клинопироксениты) включала высокоглиноземистые клинопироксены, содержащие  $Al_2O_3$  8–9 масс.%, ортопироксены (5.0–5.5 масс.%) и шпинель (58.7–59.5 масс.%), состав которых близок к полученным в ходе эксперимента (рис. 5). Как было отмечено еще в работе [Корешкова и др., 2019], в экспериментах, выполненных в сухих условиях при 1.5 ГПа, содержание  $Al_2O_3$  в кристаллизующихся клинопироксенах значительно ниже, порядка 4 масс.% [Lambart et al., 2009], а при 2 и 3 ГПа [Green et al., 2000; Pertermann, Hirshmann, 2003], они содержат больше Al и Na и обладают меньшим Mg# по сравнению с пироксенами изученных образцов. Кроме того, в экспериментах при 2.0 ГПа на ликвидусе отсутствует шпинель, а при оливин-нормативном составе и ортопироксен. Это означает, что при большем или меньшем давлении и в сухих условиях состав кумулатов существенно другой, чем установленный в первичной ассоциации высокоглиноземистых пироксенитов.

Параметры равновесия ассоциации Grt–Орх в гранатсодержащих пироксенитах рассчитаны с помощью модифицированного гранат-ортопироксенового термобарометра [Гончаров и др., 2015]. Давление для этой ассоциации рассчитывалось с использованием комбинированного гранат-ортопироксенового геобарометра [Nickel, Green, 1985] в сочетании с мономинеральным ортопироксеновым термометром [Mercier, 1980], а температура равновесия Grt–Срх ассоциации – с помощью гранат-клинопироксенового

геотермометра [Ellis, Green, 1979]. Параметры равновесия ассоциации Grt–Orx в гранат-содержащих вебстеритах и клинопироксенитах имеют следующие пределы: температура от 1060° до 1310°C, давление от 2.2 до 3.3 ГПа (табл. 4). Для Grt–Срх ассоциации в тех же образцах значения температуры не отличаются в пределах погрешности указанных инструментов и колеблются от 1070° до 1260°C. Несколько более высокие значения температуры для пироксенитов показывает мономинеральный ортопироксеновый термометр M80 [Mercier, 1980], хотя давление, определенное для этих образцов по Grt–Orx барометру NG85 [Nickel, Green, 1985], не отличается в пределах погрешности от значений по термобарометру G15 [Гончаров и др., 2015].

На  $P$ – $T$  диаграмме (рис. 6) точки гранат-содержащих вебстеритов и клинопироксенитов, в которых установлена равновесная ассоциация Grt и Орх, располагаются ниже кривой фазового перехода шпинель → гранат в системе CaO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>, не содержащей Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [Robinson, Wood, 1998; Walter et al., 2002]. Большинство точек соответствует модельной мантийной геотерме [Hasterock, Charman, 2011] с плотностью поверхностного теплового потока 60 мВ/м<sup>2</sup>, незначительная часть смещена в сторону более высокой геотермы (65 мВ/м<sup>2</sup>). Эти факты свидетельствуют о замещении Spl → Grt и кристаллизации гранат-содержащих вебстеритов и клинопироксенитов в условиях уже более высокого давления по сравнению с первичной Орх–Срх–Spl ассоциацией, соответствующих малоглубинной верхней мантии.

*Условия распада твердых растворов в пироксенах.* Как было указано выше в пироксенах наблюдаются структуры распада: ламели ортопироксена в клинопироксенах и клинопироксена в ортопироксенах. Исследование состава ламелей и матрицы в каждом из минералов (табл. 5) было выполнено в работе [Гончаров и др., 2015]. Расчеты температуры были произведены с помощью мономинеральных ортопироксенового и клинопироксенового геотермометров [Mercier, 1980]. Полученные результаты отражают относительное понижение температуры в пироксенитах приблизительно на 100–150°C, вызвавшее распад твердых растворов в обоих минералах.

*Изотопная Re–Os, U–Pb и Nd–Sr систематика высокоглиноземистых пироксенитов.* Одна из задач, которую предполагалось разрешить в настоящей работе – определение времени формирования высокоглиноземистых пироксенитов в условиях земной коры и малоглубинной верхней мантии, а также определение изотопно-геохимических характеристик источников водосодержащих базальтовых магм с помощью Re–Os, U–Pb, Sm–Nd, и Rb–Sr изотопных методов. В связи с этим необходимо остановиться на некоторых общих вопросах, связанных с использованием указанных

методов датирования применительно к ксенолитам мантийных пород основного и ультраосновного состава.

Изотопное датирование мантийных процессов и пород представляет определенную сложность не столько с аналитической точки зрения (хотя реститовые мантийные породы обычно существенно обеднены литофильными элементами, которые и составляют наиболее распространенные изотопно-геохронологические системы), сколько с модельной. Минералы–индикаторы петрогенетических процессов, возникшие в условиях мантийных температур и давлений, при выводе их в приповерхностные зоны часто оказываются неустойчивыми, а их изотопные системы подвергаются изменениям, как за счет термической диффузии в мантийных условиях, так и при транспортировке к поверхности при взаимодействии с расплавами и флюидами [Sun et al., 2012; Tilhac et al., 2020]. Даже циркон, термически устойчивый до 1300°C [Анфилогов и др., 2015; Bea et al., 2018; Bindeman, Melnik, 2016; Borisov, Aranovich, 2019; Borisova et al., 2020], и встречающийся, хотя и редко, в мантийных породах, обычно характеризуется нарушенной уран-свинцовой изотопной системой [Konzett et al., 2013; Liu et al., 2012]. Использование изохронной модели для оценки возраста ксенолитов по минеральным парагенезисам часто затруднено отсутствием равновесных минеральных ассоциаций для ксенолита в целом, а локальные парагенезисы ограничены по числу минеральных фаз и требуют использования локального изотопного анализа, а также дополнительного минералого-петрологического контроля равновесности этих парагенезисов. В литературе встречаются примеры успешного применения изохронного датирования пироксенитовых ксенолитов с использованием изотопных составов валовых проб пород и мономинеральных фракций граната и клинопироксена и построением трехточечных изохрон (см., например, [Ackerman et al., 2016]), но чаще более достоверный возраст пород удается получить только по гранат-пироксеновым парам, т.е. при использовании двухточечных изохрон [Shu et al., 2014]. Но, и в этом случае, размеры и состав конкретного ксенолита часто ограничивают возможность проведения высокоточных аналитических измерений изотопного состава минеральных монофракций. Поэтому во многих работах, в том числе и нашей, используется изохронное датирование (Re–Os, Rb–Sr, Sm–Nd, Pb–Pb, Lu–Hf.) по совокупности валовых проб (или пироксену, как концентрату литофильных элементов) различных мантийных ксенолитов в предположении, что все они характеризуют один и тот же мантийный процесс [Aulbach et al., 2019; Shchukina et al., 2020; Wittig et al., 2006]. Основная неопределенность таких построений заключается в отсутствии прямого контроля замкнутости и гомогенности изотопной системы совокупности мантийных ксенолитов (начальные параметры и эволюция), которые предполагаются исключительно

на основе сходства петрологических характеристик этих ксенолитов. Альтернативой изохронному датированию является расчет модельных возрастов [Reisberg et al., 2004; Zhang et al., 2020], как для отдельных минералов, так и для ксенолитов в целом, в предположении, что источником ксенолитов является мантия с изотопными характеристиками определенного модельного геохимического резервуара (деплетированная, обогащенная, верхняя необедненная мантия и т.д.).

**Re–Os систематика.** Рений–осмиевая изотопная система, благодаря геохимическим свойствам элементов, является наиболее информативной при определении возраста процессов плавления ультрамафических и мафических пород, и генезиса пироксенитов и эклогитов в мантии. Преимущество Re–Os системы заключается в том, что осмий в процессах плавления ведет себя как совместимый элемент и в основном сохраняется в мантии (в реститах плавления), тогда как рений, умеренно несовместимый, переходит в расплав, имеющий кимберлитовый или базальтовый состав [Burton et al., 1999; Hart, Ravizza, 1996; Shirey et al., 2001, 2002]. Различная степень совместимости в процессах плавления Os и Re определяется электронным строением их атомов, размерами ионных радиусов, и валентностью, которая зависит от фугитивности кислорода в реальных природных системах. Процессы метасоматоза не оказывают значительного влияния на сформированную мантийную Re–Os систему вследствие высокой концентрации осмия в обедненной мантии, от 1 до 5 нг/г, и низкой концентрации Os во флюидах, от 0.001 до 0.1 нг/г [Chesley et al., 1999]. Относительная устойчивость мантийной Re–Os системы к посткристаллизационным метасоматическим процессам определяется различием на порядок величины  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  отношения в мантии, коре и морской воде ( $1 \times 10^{-1}$ ,  $1 \times 10^{-1.2}$  и  $1 \times 10^0$ , соответственно [Sharma et al., 1997]). Все это позволяет использовать Re–Os изотопную систему для определения возраста мантийных пород и для идентификации мантийных или коровых (субдукционно-связанных) источников таких пород как эклогиты и пироксениты [Aulbach et al., 2007, 2009; Harvey et al., 2006, 2016; Pearson, Wittig, 2014; Reisberg et al., 1991; и литература к ним]. Наиболее часто для мантийных пород при определении их возраста используют изотопный состав валовых проб ксенолитов или Fe–Ni–Cu сульфидов (группа BMS), которые фактически являются также валовыми пробами различных по составу сульфидов [Harvey et al., 2016]. Бюджет Re и Os в ультрамафических и мафических породах определяется в основном содержанием и составом этих минералов. Как показывают многочисленные исследования [Harvey et al., 2006; 2016; Louguet, Reisberg, 2016] величина отношения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  валовых проб мантийных перидотитов лишь незначительно отличается от значений, определяемых

в сульфидах из этих же перидотитов, или включений сульфидов в алмазах [Helmstaedt et al., 2010].

Изотопный состав рения и осмия нами изучен в валовых пробах трех ксенолитов Spl–Grt вебстеритов, условия равновесия гранат-ортопироксеновой ассоциации в которых соответствуют **малоглубинной верхней мантии ( $T: 1060\div 1130^{\circ}\text{C}$ ,  $P: 2.2\div 2.5$  ГПа; см. табл. 4), а доля участков плавления незначительна, менее 3% (табл. 6).** Содержание Re (0.187 – 0.513 нг/т) и Os (0.085 – 0.208 нг/т) в изученных образцах ниже, чем в хондрите CI [Palme, O'Neill, 2003]: 0.395 и 0.506 нг/т, соответственно. Величина изотопного отношения  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  варьирует в интервале от 7.003 до 26.612, а отношения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  от 0.1687 до 0.3189, что позволяет рассчитать линейную корреляцию в координатах  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  –  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  (рис.7) с углом наклона, соответствующим  $457 \pm 3.5$  млн лет, и величиной начального отношения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ :  $0.1151 \pm 0.0006$ .

**U–Pb систематика.** Из-за недосыщенности пироксенитов кремнеземом (41–45%) автохтонный, кристаллизовавшийся из расплава породы-носителя, акцессорный циркон крайне редок. Кроме того, в породах присутствуют зерна аллохтонного циркона, захваченные в процессах контаминации. Нами изучены цирконы из проб шпинелевого клинопироксенита Sp-12 (1 зерно), шпинель-гранатового клинопироксенита Sp-3 (7 зерен) и шпинель-гранатового вебстерита Sp-1 (3 зерна). Изображения изученных зерен циркона представлены на рисунке 8 в катодлюминесцентном и проходящем свете, с указанием мест локального опробования. Масштаб определяется диаметром кратеров пробоотбора в 25 мкм. Номера кристаллов соответствуют таблице 7, где приведены результаты датирования. Опробованные домены цирконов характеризуются отсутствием существенного воздействия вторичных процессов на U–Pb изотопную систему. Все значения возраста конкордантны, т.е. совпадают при расчете по независимым изотопным системам  $^{206}\text{Pb}$ – $^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}$ – $^{235}\text{U}$ .

Типоморфными признаками автохтонного магматического циркона обладают кристаллы 1, 3–7 из Spl–Grt клинопироксенита Sp-3. Они образуют единый возрастной кластер  $310.7 \pm 3.3$  млн лет (рис. 8). Зерна прозрачные, с отдельными газово-жидкими включениями, отчетливыми кристаллографическими формами и тонкой осцилляторной зональностью. Они характеризуются средними значениями U 132 г/т и Th/U отношения 0.56. Можно с уверенностью утверждать, что значение 310 млн лет соответствует времени образования уран-свинцовой системы и кристаллизации циркона из расплава гранат-содержащих пироксенитов. Зерно 2 резко выделяется корродированной поверхностью, отсутствием кристаллографических форм. Его возраст – 1.1 млрд лет.

Зерна циркона из пробы вебстерита Sp-1 (рис. 10) отражают, по-видимому, различные стадии преобразования породы, но, в силу отсутствия достаточного количества материала, могут служить лишь оценочным индикатором проявления геологических процессов (около 220, 280, 490 и 370 млн лет тому назад, соответственно). Однако, наиболее древнее значение ( $488.6 \pm 5.9$  млн лет) совпадает с возрастом, установленным Re–Os изохронным методом по валовым пробам ксенолитов Spl–Grt вебстеритов ( $458 \pm 3.5$  млн лет), также не подвергшимся плавлению. Более молодые цирконы, по-видимому, синхронны с поздними процессами перекристаллизации пород.

**Nd–Sr систематика.** Результаты исследования изотопных Sm–Nd и Rb–Sr систем ксенолитов высокоглиноземистых пироксенитов приведены в таблице 8. Установлено отсутствие значимых геохронологических корреляций в координатах  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , как для всей совокупности изученных ксенолитов, так и для комбинаций, включающих два или три образца. Зависимость величины отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  от обратного содержания Nd для большинства комбинаций свидетельствует, что получаемые корреляции, вероятно, являются результатом смешения изотопных систем, и не связаны с эффектом накопления радиогенного изотопа неодима  $^{143}\text{Nd}$  с течением времени. Все это указывает на нарушение равновесности Sm–Nd изотопной системы.

В Rb–Sr изохронных координатах диапазон измеренных изотопных отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  от 0.0489 до 0.1195 позволяет построить изохрону для всей совокупности образцов, но при этом погрешность определения близка к рассчитанному значению возраста. В тоже время изотопные составы трех ксенолитов Sp-15, Sp-16 и Sp-19, в которых наблюдается частичное плавление (по крайней мере, до 20%), образуют удовлетворительную линейную зависимость (рис. 11). Отсутствие зависимости величины отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от обратной концентрации стронция для образцов этих ксенолитов позволяет рассматривать ее как изохрону  $446 \pm 78$  млн лет с начальным значением отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$   $0.70330 \pm 0.00009$ , которая может соответствовать времени декомпрессионного плавления гранат-содержащих клинопироксенитов.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Деламинация континентальной коры СЗ Шпицбергена и последующее поднятие литосферы региона.** Сопоставление химического состава высокоглиноземистых шпинелевых пироксенитов с составом продуктов экспериментов по кристаллизации водосодержащих базальтовых и андезитовых расплавов показало, что пироксениты по соотношению в них  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и MgO и составу минералов соответствуют Орх+Срх+Spl кумулатам, образовавшимся в результате кристаллизации базальтовых

расплавов при давлении 1.2 ГПа или несколько выше, но не более 2 ГПа [Müntener et al., 2001], т.е. в условиях, по крайней мере, нижней коры. Это не противоречит экспериментальным данным об условиях стабильности Орх+Срх+Spl ассоциации в перидотитах и пироксенитах и фазового перехода шпинель → гранат в системе CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>, не содержащей Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [Robinson, Wood, 1998; Walter et al., 2002], а также полученным нами данным об условиях кристаллизации гранат-содержащих вебстеритов и клинопироксенитов. Замещение Spl → Grt и кристаллизация гранат-содержащих вебстеритов и клинопироксенитов происходило при давлении от 1.7–1.8 до 3.0 ГПа, то есть уже в условиях малоглубинной верхней мантии, и, соответственно, отличных от таковых для первичной Орх–Срх–Spl ассоциации. Полученные данные, с большой долей вероятности, могут рассматриваться как показатели деламинации континентальной земной коры региона в мантию. Доказательством последующего подъема литосферных блоков о. Шпицберген служит образование вокруг зерен гранатов келифитовых кайм, сложенных ортопироксеном и шпинелью и свидетельствующих о понижении температуры и давления до значений выше кривой фазового перехода гранат → шпинель в системе CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>, не содержащей Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Понижение температуры подтверждается и наличием в Срх и Орх гранат-содержащих пироксенитов структур распада твердых растворов (ламели Орх в Срх и, наоборот, см. табл. 5), и превышением значений температуры для нераспавшихся фаз примерно на 100°–150°С по сравнению с таковыми для равновесия ламелей и матрицы. Поднятие литосферных блоков, по-видимому, явилось причиной декомпрессионного плавления пироксенитов.

### *Изотопный возраст деламинации континентальной коры СЗ Шпицбергена.*

Для определения возраста процесса преобразования высокоглиноземистых Spl–Орх–Срх кумулатов, в гранат-содержащие пироксениты мы изучили ксенолиты шпинель-гранатовых вебстеритов, в которых либо отсутствуют признаки последующего декомпрессионного плавления, либо они минимальны. Как отмечалось выше, процессы метасоматоза, в отличие от плавления, не оказывают значительного влияния на рений-осмиевую изотопную систему вследствие высокой концентрации Os в мантии и низкой концентрации его во флюидах, а относительная устойчивость Re–Os системы к пост-кристаллизационным метасоматическим процессам определяется различием на порядок величины <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os отношения в мантии, коре и морской воде. Именно поэтому полученная Re–Os изохронным методом по гранат-содержащим высокоглиноземистым вебстеритам датировка 457 ± 3.5 млн лет, рассматривается нами как наиболее адекватная оценка верхней возрастной границы деламинации коры в мантию. Локальным U–Pb методом (SHRIMP-II) по циркону из ксенолита Spl–Grt клинопироксенита, подвергнутого

плавлению, был оценен возраст этапа декомпрессионного плавления в  $310 \pm 3$  млн лет, однако он значительно меньше установленного Rb–Sr методом также для гранат-содержащих клинопироксенитов, несущих признаки интенсивного плавления (до 20%) в  $446 \pm 78$  млн лет. Возможно, полученные разными изотопными методами возрастные значения отражают длительность процесса декомпрессионного плавления – заключительного этапа формирования высокоглиноземистых пироксенитов, который имел прерывистый характер и продолжался в течение длительного интервала времени от 450 до 300 млн лет.

**Изотопно-геохимическая характеристика источников водосодержащих базальтовых магм.** Важную информацию о происхождении базальтовых магм может дать Re–Os изотопная систематика высокоглиноземистых пироксенитов. Как известно, характеристики Re–Os системы используются для идентификации мантийных или коровых (субдукционно-связанных) источников таких пород, как пироксениты и эклогиты [Aulbach et al., 2007, 2009; Burton et al., 1999; Harvey et al., 2016; Pearson, Wittig, 2014; Reisberg et al., 1991; и многие другие]. При этом изотопный состав осмия в породах сравнивают с модельным отношением  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  для «примитивной верхней мантии» (PUM – 0.1296), которая определяется как гипотетический резервуар верхней мантии, никогда не подвергавшийся обеднению расплавом, или какому-либо обогащению [Meisel et al., 2001]. Наблюдаемые для ксенолитов мантийных эклогитов и пироксенитов высокие концентрации рения и повышенные по сравнению с PUM значения  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  и  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  изотопных отношений указывают на участие в их генезисе вещества источников, обогащенных рением, наиболее вероятным из которых является субдуцированная океаническая кора. Величины изотопного отношения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  в ксенолитах высокоглиноземистых пироксенитов превышают 0.1296 и величину изотопного отношения в перидотитах субконтинентальной литосферной мантии [Pearson, Witting, 2014], и, в частности, перидотитовых ксенолитах из базальтов вулкана Сверре о-ва Шпицберген (от 0.1087 до 0.1256 [Choi et al., 2010]). Вместе с тем, они ниже значений, установленных для большинства ксенолитов мантийных эклогитов и пироксенитов [Никитина и др., 2017]. Поэтому мы не исключаем того, что исследованные высокоглиноземистые пироксениты могут иметь магматический генезис, являясь продуктами фракционной кристаллизации первично мантийных магм, возникших при частичном плавлении перидотитов [Литвин, 1991], но обогащенных  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Ti, Sr, и Nb. В этом случае расплавы не могут иметь высокие значения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ , учитывая низкое содержание рения и начальное отношение изотопов осмия в их источнике. Возможно, несколько повышенные значения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  в высокоглиноземистых пироксенитах объясняются контаминацией расплавов коровым

материалом, обогащенным рением. Узкие пределы вариаций измеренных изотопных отношений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , а также значений  $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}(457)$ , приведенных в табл. 8, отражают единство происхождения большинства пироксенитовых ксенолитов. Начальный изотопный состав ксенолитов, рассчитанный на время предполагаемого преобразования 457 млн лет назад, указывает на то, что источником водосодержащих базальтовых (толеитовых и известково-щелочных) расплавов, в результате кристаллизации которых образовались SpI–Orx–Crx кумуляты, могли быть перидотиты обогащенной мантии EMI типа (рис. 12).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее вероятным источником базальтовых расплавов, при кристаллизации которых в условиях нижней коры возникли SpI–Orx–Crx кумуляты, могли быть перидотиты мантии типа EMI, богатые  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Ti, Sr и Nb. О возрасте базальтов нельзя сказать ничего определенного, кроме того, что они древнее 460 млн лет. Время преобразования кумулятов в гранат-содержащие пироксениты, происходившее в условиях малоглубинной верхней мантии (ниже кривой фазового перехода гранат → шпинель в безхромистой системе CMAS), определяется датировкой  $457 \pm 3.5$  млн лет, полученной Re–Os изохронным методом по гранат-содержащим вебстеритам. Эта датировка рассматривается нами как наиболее вероятная оценка верхней возрастной границы этапа деламинации континентальной земной коры в мантию. Последующее затем замещение граната ассоциацией шпинели и ортопироксена и распад твердых растворов в орто- и клинопироксенах, свидетельствующие о понижении давления и температуры в мантии, и, наконец, частичное плавление пироксенитов, охватывает интервал времени от 460 до 300 млн лет назад. Это означает, что подъем литосферы Шпицбергена во времени не был значительно оторван от этапа деламинации и продолжался вплоть до рубежа 300 млн лет назад, а, возможно, и до более позднего времени.

*Благодарности.* Авторы благодарят геологов Полярной морской геологоразведочной экспедиции (ПМГРЭ, Росгеология) А.М. Тебенькова и А.Н. Сироткина, а также А.Г. Гончарова (СПбГУ, Институт наук о Земле) за предоставленные образцы ксенолитов из четвертичных вулканов З. Шпицбергена.

*Работа выполнена в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН в рамках госбюджетной темы 0153-2019-0001(FMNU-2019-0001).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анфилогов В.Н., Краснобаев А.А., Рыжков В.М., Кабанова Л.Я., Вализер П.М., Блинов И.А. Устойчивость циркона в дуните при 1400-1550°C // Доклады РАН, 2015, т. 464, №3, с. 323–327. Anfilogov V.N., Krasnobaev A.A., Ryzhkov V.M., Kabanova L.Ya., Valizer P.M., Blinov I.A. Stability of zircon in dunite at 1400-1550°C // Doklady Earth Sciences, 2015, v. 464 (1), p. 963–966. doi:10.1134/S1028334X15090159.

Богомолов Е.С., Марин Ю.Б., Никитина Л.П. Nd–Sr систематика ксенолитов верхнемантийных перидотитов и пироксенитов из четвертичных базальтов Северо-Западного Шпицбергена и возраст процессов плавления в мантии // Доклады РАН, 2015, т. 460, № 5, с. 570–573. doi:10.7868/S0869565215050199. Bogomolov E.S., Marin Yu.B., Nikitina L.P. Nd–Sr systematics of upper mantle peridotite and pyroxenite xenoliths in Quaternary basalt from Northwest Spitzbergen and the age of melting processes in the mantle // Doklady Earth Sciences, 2015, v. 460 (2), p. 146–149.

Гончаров А.Г., Никитина Л.П., Боровков Н.В., Бабушкина М.С., Сироткин А.Н. Термальные и редокс-условия образования верхнемантийных ксенолитов из кайнозойских базальтов северо-западного Шпицбергена // Геология и геофизика, 2015, т. 56, № 11, с. 2000–2030. doi:10.15372/GiG20151106. Goncharov A.G., Nikitina L.P., Borovkov N.V., Babushkina M.S., Sirotkin A.N. Thermal and redox equilibrium conditions of the upper-mantle xenoliths from the Quaternary volcanoes of NW Spitsbergen, Svalbard Archipelago // Russian Geology and Geophysics, 2015, v. 56 (11), p. 1578–1602. doi:10.1016/j.rgg.2015.10.006.

Евдокимов А.Н. Вулканы Шпицбергена. СПб, ВНИИОкеангеология, 2000, 123 с.

Евдокимов А.Н., Сироткин А.Н. Эндогенные режимы и эволюция регионального метаморфизма складчатых комплексов фундамента архипелага Шпицберген. СПб, ВНИИОкеангеология, 2011, 270 с.

Копылова М.Г., Геншафт Ю.С., Дашевская Д.М. Петрология верхнемантийных и нижнекоровых ксенолитов Северо-Западного Шпицбергена // Петрология, 1996, т. 4, № 5, с. 533–560.

Корешкова М.Ю., Марин Ю.Б., Никитина Л.П., Даунс Х., Токушева А., Гончаров А.Г. Ксенолиты высокоглиноземистых пироксенитов из четвертичных базальтов о.Шпицберген – свидетельство деламинации континентальной коры // Доклады РАН, 2019, т. 485, №5, с. 604–608. doi:10.31857/S0869-56524855604-608. Koreshkova M.Yu., Marin Yu.B., Nikitina L.P., Downes H., Tokusheva A., Goncharov A.G. High-alumina pyroxenite xenoliths from Quaternary basalt of Spitsbergen Island: evidence for continental crust delamination // Doklady Earth Sciences, 2019, v. 485 (2), p. 413–417. doi:10.1134/S1028334X19040123.

Крымский Р.Ш., Сергеев Д.С., Брюгманн Г.Э., Шевченко С.С., Антонов А.В., Беляцкий Б.В., Капитонов И.Н., Сергеев С.А. Опыт изучения изотопного состава осмия и распределения элементов платиновой группы в перидотитах литосферной мантии Восточной Антарктиды // Региональная геология и металлогения, 2011, № 46, с. 51–60.

Литвин Ю.А. Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли. М.: «Наука», 1991, 311 с.

Никитина Л.П., Бабушкина М.С., Гончаров А.Г. Геохимия REE и HFSE в ксенолитах верхнемантийных перидотитов и пироксенитов из четвертичных базальтов Северо-Западного Шпицбергена // Записки РМО, 2016, ч. 145, № 1, с. 26-47. Nikitina L.P., Babushkina M.S., Goncharov A.G. Geochemistry of REE and HFSE from the upper mantle peridotite and pyroxenite xenoliths from Quaternary basalts of Northwestern Spitsbergen // Zapiski RMO (Proceedings of the Russian Mineralogical Society), 2016, CXLV (1), p. 26–47.

Никитина Л.П., Богомолов Е.С., Крымский Р.Ш., Беляцкий Б.В., Королев Н.М., Зинченко В.Н. Nd-Sr-Os систематика эклогитов в литосферной мантии кратона Кассаи (Ангола) // Геология и геофизика, 2017, т. 58, № 11, с. 1649-1633. doi:10.15372/GiG20171103. Nikitina L.P., Bogomolov E.S., Krymsky R.Sh., Belyatsky B.V., Korolev N.M., Zinchenko V.N. Nd–Sr–Os systems of eclogites in the lithospheric mantle of the

Kasai Craton (Angola) // *Russian Geology and Geophysics*, 2017, v. 58, p. 1307–1318. doi:10.1016/j.rgg.2016.12.013.

Хаин В.Е., Филатова Н.И. От Гипербореи к Арктиде: к проблеме докембрийского кратона Центральной Арктики // *Доклады РАН*, 2009, т. 428, № 2, с. 220–224. Khain V.E., Filatova N.I. From Hyperborea to Arctida: The problem of the Precambrian Central Arctic Craton // *Doklady Earth Sciences*, 2009, v. 428(7), p. 1076–1079. doi: 10.1134/S1028334X09070071.

Шубина Н.А., Уханов А.В., Геншафт Ю.С., Колесов Г.М. Редкие и породообразующие элементы в перидотитовых нодулях из базальтов Северо-Западного Шпицбергена: к проблеме неоднородности верхней мантии // *Геохимия*, 1997, № 1, с. 21–36.

Ackerman L., Bizimis M., Haluzova E., Sl'ama J., Svojtka M., Hirajima T., Erban V. Re–Os and Lu–Hf isotopic constraints on the formation and age of mantle pyroxenites from the Bohemian Massif // *Lithos*, 2016, v. 256–257, p. 197–210. doi: 10.1016/j.lithos.2016.03.023.

Amundsen H.E.F., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The lower crust and upper mantle beneath northwestern Spitsbergen: evidence from xenoliths and geophysics // *Tectonophysics*, 1987, v. 139, p. 169–185. doi:10.1016/0040-1951(87)90095-3.

Aulbach S., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Doyle B.J. Origins of xenolithic eclogites and pyroxenites from the Central Slave Craton, Canada // *Journal of Petrology*, 2007, v. 48 (10), p. 1843–1873. doi:10.1093/petrology/egm041.

Aulbach S., Creaser R.A., Pearson N.J., Simonetti S.S., Heaman L.M., Griffin W.L., Stachel T. Sulfide and whole rock Re–Os systematics of eclogite and pyroxenite xenoliths from the Slave Craton, Canada // *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, v. 283, p. 48–58. doi:10.1016/j.epsl.2009.03.023.

Aulbach S., Heaman L.M., Jacob D.E., Viljoen K.S. Ages and sources of mantle eclogites: ID-TIMS and in situ MC-ICPMS Pb–Sr isotope systematics of clinopyroxene // *Chemical Geology*, 2019, v. 503, p. 15–28. doi:10.1016/j.chemgeo.2018.10.007.

Bea F., Montero P., Palma J.F.M. Experimental evidence for the preservation of U–Pb isotope ratios in mantle-recycled crustal zircon grains // *Scientific Reports*, 2018, v. 8, 12094. doi:10.1038/s41598-018-30934-4.

Bindeman I.N., Melnik O.E. Zircon survival, rebirth and recycling during crustal melting, magma crystallization, and mixing based on numerical modelling // *Journal of Petrology*, 2016, v. 57, p. 437–460. doi:10.1093/petrology/egw013.

Borisov A., Aranovich L. Zircon stability in silicate melts: new experiments and probability of zircon crystallization in deeply evolved basic melts // *Chemical Geology*, 2019, v. 510, p. 103–112. doi:10.1016/j.chemgeo.2019.02.019.

Borisova A.Yu., Bindeman I.N., Toplis M.J., Zagrtdenov N.R., Guignard J., Safonov O.G., Bychkov A.Y., Shcheka S., Melnik O.E., Marchelli M., Fehrenbach J. Zircon survival in shallow asthenosphere and deep lithosphere // *American Mineralogist*, 2020, v. 105, p. 1662–1671. doi:10.2138/am-2020-7402.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for U–Pb geochronology // *Chemical Geology*, 2003, v. 200, p. 155–170. doi:10.1016/S0009-2541(03)00165-7.

Bundy F.P., Basset W.A., Weathers M.S., Heml R.J., Mao H.U., Goncharov A.F. The pressure–temperature phase and transformation diagram for carbon; up dated through 1994 // *Carbon* N.Y., 1996, v. 34 (2), p. 141–153. doi:10.1016/0008-6223(96)00170-4

Burton K.W., Schiano P., Birck J.-L., Allegre C.J. Osmium isotope disequilibrium between mantle minerals in a spinel-lherzolite // *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, v. 172, p. 311–322. doi:10.1016/S0012-821X(99)00207-1.

Chesley J.T., Rudnick R.L., Lee C.-T. Re–Os systematics of mantle xenoliths from the East African Rift: Age, structure, and history of the Tanzanian craton // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, v. 63, p. 1203–1217. doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00004-6.

Choi S.H., Suzuki K., Mukasa S.B., Lee J., Jung H. Lu-Hf and Re-Os systematics of peridotite xenoliths from Spitsbergen, western Svalbard: Implications for mantle-crust coupling // [Earth and Planetary Science Letters](#), 2010, v. 297, p. 121–132. doi:10.1016/j.epsl.2010.06.013.

Crawford A.J., Falloon T.J., Eggins S.M. The origin of island arc high-alumina basalts // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1987, v. 97, p. 417–430. doi:10.1007/BF00372004.

De Paolo D.J., Wasserburg G.J. Nd isotopic variations and petrogenetic models // *Geophysics Research Letters*, 1976, v. 3(5), p. 249–252. doi:10.1029/GL003i005p00249.

Ellis D.J., Green D.H. An experimental study of the effect of Ca on garnet-clinopyroxene Fe–Mg exchange equilibria // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1979, v. 71, p. 13–22. doi:10.1007/BF00371878.

Engen Ø., Eldholm O., Bungum H. The Arctic plate boundary // *Journal of Geophysical Research*, 2003, v. 108(B2), 2075. doi:10.1029/2002JB001809.

Farmer G.L. Continental basaltic rocks // In: *Treatise on Geochemistry*. Ed. by Holland H. D., Turekian K. K. Oxford: Pergamon Press. 2003, v. 3.03, p. 1–39.

Green T., Blundy J., Adam J., Yaxley G. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2–7.5 GPa and 1080–1200°C // *Lithos*, 2000, v. 53, p. 165–187. doi:10.1016/S0024-4937(00)00023-2.

Hart S.R., Ravizza G. Os partitioning between phases in lherzolite and basalt // In: Basu A., Hart S.R. (Eds.). *Earth Processes: Reading the Isotopic Code*. AGU. Geophys. Monogr. 1996, v. 95, p. 123–134.

Harvey J., Warren J.M., Warren J.M., Shirey S.B. Mantle sulfides and their role in Re–Os and Pb isotope geochronology // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2016, v. 81, p. 579–649. doi:10.2138/rmg.2016.81.10.

Harvey J., Gannoun A., Burton K.W., Rogers N.W., Alard O., Parkinson I.J. Ancient melt extraction from the oceanic upper mantle revealed by Re–Os isotopes in abyssal peridotites from the Mid-Atlantic ridge // *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, v. 244, p. 606–621. doi:10.1016/j.epsl.2006.02.031.

Hasterock D., Chapman D.S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, v. 307, p. 59–70. doi:10.1016/j.epsl.2011.04.034.

Helmstaedt H., Gurney J., Richardson S. Ages of cratonic diamond and lithosphere evolution: constraints on Precambrian tectonics and diamond exploration // *The Canadian Mineralogist*, 2010, v. 48, p. 1385–1408. doi: 10.3749/canmin.48.5.1385.

Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*, 1997, v. 385, p. 219–229. doi.org/10.1038/385219a0.

Jacob D.E., Foley S.F. [Evidence for Archean ocean crust with low high field strength element signature](#) from diamondiferous eclogite xenoliths // *Lithos*, 1999, v. 48, p. 317–336. doi:10.1016/S0419-0254(99)80017-2.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm–Nd isotopic evolution of chondrites // *Earth and Planetary Science Letters*, 1980, v. 50, p. 139–155. doi:10.1016/0012-821X(80)90125-9.

Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H., Blum K., Cendales M., Dreibus G., Spettel B., Lorenz V., Wänke H. The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules // *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*. 1979, v. 10, p. 2031–2050.

Johansson A., Gee D.G., Larionov A.N., Ohta Y., Tebenkov A.M. Grenvillian and Caledonian evolution of eastern Svalbard a tale of two orogenies // *Terra Nova*, 2005, v. 17 (4), p. 317–325. doi:10.1111/j.1365-3121.2005.00616.x.

Klein E.M. Geochemistry of the igneous oceanic crust // In: *Treatise on Geochemistry*. Ed. by Holland H.D., Turekian K.K. Oxford: Pergamon Press, 2003, v. 3.13, p. 433–463.

Konzett J., Wirth R., Hauzenberger C., Whitehouse M. Two episodes of fluid migration in the Kaapvaal Craton lithospheric mantle associated with Cretaceous kimberlite activity:

Evidence from a harzburgite containing a unique assemblage of metasomatic zirconium-phases // *Lithos*, 2013, v. 182–183, p. 165–184. doi:10.1016/j.lithos.2013.10.005.

Lambart S., Laporte D., Schiano P. An experimental study of pyroxenite partial melts at 1 and 1.5 GPa: implications for the major-element composition of Mid-Ocean Ridge Basalts // *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, v. 288, p. 335–347. doi:10.1016/j.epsl.2009.09.038.

Liu J., Carlson R.W., Rudnick R.L., Walker R.J., Gao S., Wu F.-Y. Comparative Sr–Nd–Hf–Os–Pb isotope systematics of xenolithic peridotites from Yangyuan, North China Craton: additional evidence for a Paleoproterozoic age // *Chemical Geology*, 2012, v. 332–333, p. 1–14. doi:10.1016/j.chemgeo.2012.09.013.

Ludwig K.R. SQUID 1.02, A User Manual, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication, Berkeley, USA. 2001, № 4, 51 p.

Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot/Ex. version 3.00, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., 2003, № 1a, 74 p.

Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot/Ex. version. 2.05 // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., 1999, № 1a, 49 p.

Luguet A., Pearson D.G. Dating mantle peridotites using Re–Os isotopes: the complex message from whole rocks, base metal sulfides, and platinum group minerals // *American Mineralogist*, 2019, v. 104, p. 165–189. doi:10.2138/am-2019-6557.

Meisel T., Walker R.J., Irving A.J., Lorand J.P. Osmium isotopic composition of mantle xenoliths: a global perspective // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, v. 65, p. 1311–1323. doi:10.1016/S0016-7037(00)00566-4.

Mercier J. Single-pyroxene thermobarometry // *Tectonophysics*, 1980, v. 70 (1-2), p. 1–37. doi:10.1016/0040-1951(80)90019-0.

Müntener O., Kelemen P., Grove T. The role of H<sub>2</sub>O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2001, v. 141, p. 643–658. doi:10.1007/s004100100266.

Nickel K.G., Green D.H. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // *Earth and Planetary Science Letters*, 1985, v. 73 (1), p. 158–170. doi:10.1016/0012-821X(85)90043-3.

Palme H., O'Neill H.S.C. Cosmochemical estimates of mantle composition // In: *Treatise on Geochemistry, The Mantle and Core* (ed) Carlson RW. Elsevier, Amsterdam. 2003, p. 1–38.

Pearson D.G., Wittig N. The formation and evolution of cratonic mantle lithosphere – evidence from mantle xenoliths // *Treatise on Geochemistry*. 2nd Edition. Elsevier, 2014, p. 255–290.

Pertermann M., Hirshmann M. Partial melting experiments on a MORB-like pyroxenites between 2 and 3GPa: constraints on the presence of pyroxenite in basalt source regions from solidus location and melting rate // *Journal of Geophysical Research*, 2003, v. 108 (B2), p. 2125: 1–17. doi 10.1029/2000JB000118.

Reisberg L.C., Allegre C.J., Luck J.-M. The Re–Os systematics of the Ronda ultramafic complex in southern Spain // *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, v. 105, p. 196–213. doi:10.1016/0012-821X(91)90131-Z.

Reisberg L., Lorand J.P., Bedini R.M. Reliability of Os model ages in pervasively metasomatized continental mantle lithosphere: a case study of Sidamo spinel peridotite xenoliths (East African Rift, Ethiopia) // *Chemical Geology*, 2004, v. 208, p. 119–140. doi:10.1016/j.chemgeo.2004.04.008.

Robinson J.A.C., Wood B.J. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus // *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, v. 164 (1–2), p. 277–284. doi:10.1016/S0012-821X(98)00213-1.

Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U–Pb zircon ages from basement gneiss at the Solovetsky

Archipelago, White Sea, Russia // *International Journal of Geosciences*, 2012, v.3 (2), p. 289–296. doi:10.4236/ijg.2012.32030.

Schwab B.E., Johnston A.D. Melting systematics of modally variable, compositionally intermediate peridotites and the effects of mineral fertility // *Journal of Petrology*, 2001, v. 42 (10), p. 1789–1811. doi:10.1093/petrology/42.10.1789.

Sharma M., Panastassiou D.A., Wasserburg G.J. The concentration and isotopic composition of osmium in the oceans // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, v. 61, p. 3287–3299. doi:10.1016/S0016-7037(97)00210-X.

Shchukina E.V., Agashev A.M., Soloshenko N.G., Streletskaya M.V., Zedgenizov D.A. Origin of V.Grib pipe eclogites (Arkhangelsk region, NW Russia): geochemistry, Sm-Nd and Rb-Sr isotopes and relation to regional Precambrian tectonics // *Mineralogy and Petrology*, v. 113, p. 593–612. doi:10.1007/s00710-019-00679-7.

Shirey S.B., Carlson R.W., Richardson S.H., Menzies A., Gurney J.J., Pearson D.G., Harris J.W., Wiechert U. Archean emplacement of eclogitic components into the lithospheric mantle during formation of the Kaapvaal Craton // *Geophysical Research Letters*, 2001, v. 28, p. 2509–2512. doi:10.1029/2000GL012589.

Shirey S.B., Harris J.W., Richardson S.H., Fouch M.J., James D.E., Cartigny P., Deines P., Viljoen F. Diamond genesis, seismic structure, and evolution of the Kaapvaal–Zimbabwe craton // *Science*, 2002, v. 297, p. 1683–1686. doi:10.1126/science.1072384.

Shu Q., Brey G.P., Gerdes A., Hofer H.E. Mantle eclogites and garnet pyroxenites – the meaning of two-point isochrons, Sm–Nd and Lu–Hf closure temperatures and the cooling of the subcratonic mantle // *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, v. 389, p. 143–154. doi:10.1016/j.epsl.2013.12.028.

Sun J., Liu Ch.-Zh., Wu F.-Y., Yang Y.-H., Chu Z.-Y. Metasomatic origin of clinopyroxene in Archean mantle xenoliths from Hebi, North China Craton: trace-element and Sr-isotope constraints // *Chemical Geology*, 2012, v. 328, p. 123–136. doi:10.1016/j.chemgeo.2012.03.014.

Tilhac R., Oliveira B., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Schaefer B.F., Alard O., Ceuleneer G., Afonso J.-C., Grégoire M. Reworking of old continental lithosphere: unradiogenic Os and decoupled Hf–Nd isotopes in sub-arc mantle pyroxenites // *Lithos*, 2020, v. 354–355, 105346. doi:10.1016/j.lithos.2019.105346.

Walter M.J. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // *Journal of Petrology*, 1998, v. 39, p. 29–60. doi:10.1093/petrology/39.1.29.

Walter M., Katsura T., Kubo A., Shinmei T., Nishikawa O., Ito E., Leshner C., Funakoshi K. Spinel–garnet lherzolite transition in the system CaO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub> re-visited: an in situ X-ray study // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002, v. 66 (12), p. 2109–2121. doi:10.1016/S0016-7037(02)00845-1.

Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // In: McKibben M.A., Shanks III W.C., Ridley W.I. (eds.) *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology*, 1998, v. 7, p. 1–35.

Wittig N., Barker J.A., Downes H. Dating the mantle roots of young continental crust // *Geology*, 2006, v. 34, p. 237–240. doi:10.1130/G22135.1.

Zhang Z., Mao J., Cai J., Kusky T. M., Zhou G., Yan S., Zhao L. Geochemistry of picrites and associated lavas of a Devonian island arc in the northern Junggar terrane, Xinjiang (NW China): implications for petrogenesis arc mantle sources and tectonic setting // *Lithos*, 2008, v. 105, p. 379–395. doi:10.1016/j.lithos.2008.05.013.

Zhang Ch., Liu Ch.-Zh., Liu T., Wu F.-Y. Evolution of mantle peridotites from the Luobusa ophiolite in the Tibetan plateau: Sr–Nd–Hf–Os isotope constraints // *Lithos*, 2020, v. 362–363, 105477. doi:10.1016/j.lithos.2020.105477.

**Подписи к рисункам Никитина и др. «Ксенолиты высокоглиноземистых пироксенитов в базальтах вулкана Сигурд, о. Шпицберген (арх. Свальбард) как индикаторы геодинамики литосферы региона в палеозое»**

**Рис. 1.** Схема геологического строения арх. Свальбард по данным [Johansson et al., 2005] и положение океанических хребтов и трансформных разломов по [Engen et al., 2003]. 1–4 породы девонского, каменноугольного-палеогенового и верхнепротерозойского-силурийского возраста и разломы, соответственно. На врезке показано положение четвертичных вулканов (СГ – Сигурд, ХП – Халвданпиген, СВ – Сверре).

**Рис. 2.** (а) – замещение Spl → Grt и последующее замещение ассоциацией Spl+Orx (келифитовая кайма) в Grt клинопироксените; (б) – келифитовые каймы (показаны черным) вокруг зерен Grt, образованные мелкозернистыми Orx и Spl, в Spl–Grt вебстерите; (с) – участки плавления в Spl–Grt клинопироксените на границе зерен Amph и Grt (с включениями Crx и Spl). В карманах установлено нераскристаллизованное стекло, лейсты плагиоклаза, идиоморфная шпинель и пироксен.

**Рис. 3.** Соотношение главных элементов в ксенолитах высокоглиноземистых пироксенитов (оконтуренные поля) из четвертичных базальтов вулкана Сигурд: (а) – Mg/Si vs Al/Si, (б) – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs MgO, (в) – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs TiO<sub>2</sub>. 1: Spl клинопироксениты, 2: Spl–Grt клинопироксениты, 3: Spl–Grt вебстериты; 4–5: CI и PM, соответственно, по [Palme, O'Neill, 2003]. Линии A–A\* и B–B\* тренды геохимического и космохимического фракционирования по [Jagoutz et al., 1979]. Для сравнения на диаграммах показано положение продуктов плавления гранатового перидотита WKR (6) при 1515–1690 °C и 3–7 ГПа [Walter, 1998] и шпинелевых перидотитов INTA и INTB (7) при 1270–1390°C и 1.0 ГПа [Schwab, Johnston, 2001], а также базальтов (8–10: COX [Klein, 2003], пикриты [Zhang et al., 2008] и щелочные базальты [Farmer, 2003], соответственно).

**Рис. 4.** Нормированное к PM по [Palme, O'Neill, 2003] распределение редких элементов в ксенолитах высокоглиноземистых пироксенитов из базальтов вулкана Сигурд: а – (Rb – Lu), б – (La – Lu). В легенде буквы после номеров образцов показывают источники данных: с – [Корешкова и др., 2019], d – [Гончаров и др., 2015].

**Рис. 5.** Соотношение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO в ксенолитах высокоглиноземистых пироксенитов из базальтов вулкана Сигурд (1) и в слагающих их первичную ассоциацию Crx, Orx и Spl (2–4, соответственно), а также в Crx–Orx–Spl кумулатах (5), образовавшихся при кристаллизации водосодержащих базальтовых расплавов при 1.2 ГПа и степени кристаллизации более 15%, и составе Crx, Orx, и Spl в них (6–8, соответственно) по данным экспериментов [Müntener et al., 2001].

**Рис. 6.** P – T диаграмма для ксенолитов гранат-содержащих пироксенитов из базальтов вулк. Сигурд (1 и 2: Spl–Grt клинопироксениты и вебстериты, соответственно). Модельные континентальные геотермы с плотностью поверхностного теплового потока в 45, 50, 55, 60, 65 и 70 мВт/м<sup>2</sup> (3–8, соответственно) и положение мантийной адиабаты с потенциальной температурой 1350°C по [Hasterock, Chapman, 2011]. Кривая фазового перехода шпинелевых лерцолитов в гранатовые в системе CMAS (9) по [Robinson, Wood, 1998; Walter et al., 2002]; кривая фазового перехода графит → алмаз (10) по [Bundy et al., 1996].

**Рис. 7.** Диаграмма <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os vs <sup>187</sup>Re/<sup>188</sup>Os для валовых проб ксенолитов Spl–Grt вебстеритов из базальтов вулкана Сигурд.

**Рис. 8.** Изученные кристаллы циркона (катодолуминесцентное изображение и в проходящем свете): а: из Spl–Grt клинопироксенита образца Sp-3, б: из Spl–Grt вебстерита образец Sp-1 и Spl клинопироксенита образец Sp-12.

**Рис. 9.** U–Pb диаграмма с конкордией для зерен автохтонного циркона из образца Sp-3. Эллипсы фигуративных точек соответствуют погрешности 2σ.

**Рис. 10.** U–Pb диаграмма с конкордией для зерен циркона из образца Sp-1. Эллипсы фигуративных точек соответствуют погрешности 2σ.

**Рис. 11.** Диаграмма <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr vs <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr для валовых проб ксенолитов Spl–Grt клинопироксенитов из базальтов вулкана Сигурд, подвергшихся частичному плавлению.

**Рис. 12.** Корреляционная изотопная Nd – Sr диаграмма для валовых проб ксенолитов высокоглиноземистых пироксенитов (1, 2 изотопный состав: измеренный и пересчитанный на 457 млн лет назад, соответственно) из базальтов вулкана Сигурд. Состав модельных резервуаров

приведен по [Hofmann, 1997]: BSE – силикатная Земля в целом, EMI – обогащенная мантия типа I, PREMA – преобладающая мантия.

**Табл. 1.** Модальный состав разновидностей высокоглиноземистых пироксенитов.

Порода	Spl вебстериты и клинопироксениты			Spl-Grt клинопироксениты						Spl-Grt вебстериты							
	Sp-10*	Sp-14*	Sp-12	Sp-16*	Sp-19*	Sp-4*	Sp-3	Sp-15	Sp-33p	Sp-33w	Sp-34	Sp-24	Sp-1	Sp-13*	Sp-21*	Sp-22*	Sp-23*
Орх	29	31		0		2				29	27	25	18	16	7	22	10
Срх	61	65	74	53	61	65	63	60	65	50	52	60	57	68	71	54	68
Аmph	10						12		14	10	12	11	9			6	
Spl		4	6		2		5	10	5	4	4			1		2	4
Grt				47	37	33	16	10	13	6	2	2	16	2	22	16	18
Участки плавления *			20				4	20	3	1	3	2	-				

Примечание: Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен, Amph – амфибол, Spl – шпинель, Grt – гранат; \* - содержание минералов рассчитано методом наименьших квадратов на основе химического состава породы и минералов без учета участков плавления. Однако, следует отметить, что в ксенолитах Sp-16, Sp-19. Sp-22, Sp-23 такие участки наблюдаются.

**Табл. 2.** Геохимические характеристики ксенолитов высокоглиноземистых пироксенитов из базальтов вулкана Сигурд.

порода	Spl пироксениты			Spl-Grt клинопироксениты						Spl-Grt вебстериты						
	Sp-10	Sp-14	Sp-12	Sp-3	Sp-4	Sp-15	Sp-16	Sp-18	Sp-19	SP-1	Sp-13	Sp-21	Sp-22	Sp-23	Sp-24	Sp-34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , масс. %	7.48	8.78	14.85	17.96	11.1	15.93	14.7	17.6	12.8	12.52	14.50	13.90	10.90	14.50	7.88	9.88
MgO, масс. %	16.3	16.9	14.23	14.19	14.7	14.27	15.2	13.6	15.2	14.38	16.30	14.90	16.10	14.30	15.09	15.66
TiO <sub>2</sub> , масс. %	1.23	1.1	1.16	1.04	1.29	1.15	0.99	2.04	0.98	1.21	1.02	0.99	0.88	2.09	1.16	2.03
Mg/Si	0.43	0.46	0.44	0.44	0.41	0.45	0.45	0.45	0.44	0.41	0.49	0.44	0.44	0.44	0.41	0.44
Al/Si	0.17	0.21	0.41	0.49	0.27	0.44	0.39	0.51	0.32	0.32	0.38	0.36	0.26	0.39	0.19	0.24
Zr/Y	1.76	2.44	3.05	2.23	1.27	3.00	1.48	2.37	1.65	2.13	2.07	1.20	1.25	1.82	3.03	3.11
Nb/Y	0.16	0.17	0.32	0.14	0.06	0.30	0.16	0.45	0.11	0.11	0.24	0.08	0.07	0.35	0.10	0.34
Nb, г/т	2.39	2.15	4.07	2.97	1.06	3.87	2.24	6.47	1.53	2.27	2.54	1.22	0.93	4.96	1.55	4.17
Yb <sub>pm</sub>	2.14	1.65	1.84	3.55	3.25	1.99	2.27	2.12	2.45	3.64	1.32	2.47	2.03	2.19	2.16	1.75
(Gd/Yb) <sub>pm</sub>	2.46	2.58	2.64	1.74	1.46	2.53	1.73	2.35	1.46	1.14	2.32	1.64	1.61	2.28	2.01	2.19

Примечание: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, и TiO<sub>2</sub>, масс. %; атомные отношения Mg/Si и Al/Si равны (MgO/SiO<sub>2</sub>)×1.291 и (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/ SiO<sub>2</sub>)×1.132, соответственно; Yb<sub>pm</sub> – содержание Yb нормализованное к РМ по [Palme, O'Neill, 2003]; (Gd/Yb)<sub>pm</sub> – отношение нормализованных к РМ содержаний Gd и Yb.

**Табл. 3.** Химический состав (масс.%) породообразующих минералов в ксенолитах высокоглиноземистых пироксенитов.

**3а.** Клинопироксен (Срх).

образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Sum
<b>Spl пироксениты</b>									
Sp-10, b	48.8	1.4	8.0	0.2	7.4	12.4	19.8	1.7	99.7
Sp-14, b	50.0	1.0	8.6	0.5	6.3	13.1	18.9	1.7	100.
Sp-12, a	49.45	1.13	8.78	0.01	7.4	12.8	18.4	1.5	99.8
<b>Spl-Grt клинопироксениты</b>									
Sp-3, a	48.6	1.45	10.4	0.06	7.0	12.2	18.7	1.5	100.0
Sp-26, a	48.6	1	8.6	0.1	7	12.3	20	1.8	99.4
Sp-16, a	48.4	1.1	8.6		7.4	12.6	19.9	1.7	99.7
Sp-18, a	46.8	1.6	8.7		7.7	11.6	21.5	1.4	99.2
Sp-19, b	50.7	0.9	7.4	0.2	6.3	12.4	20.9	1.3	100
Sp-3, b	49.87	1.03	9.0.	0.1	6.3	12.3	19.6	1.5	100
<b>Spl-Grt вебстериты</b>									
Sp-1, a	50.48	1.43	8.0	0.1	7.7	12.4	17.8	1.8	100
Sp-34, a	49.05	1.67	8.7	0.1	7.4	12.4	18.5	1.4	99.5
Sp-13, b	49.8	0.9	7.8	0.2	6.4	13.7	19.8	1.4	100
Sp-21, b	50.5	1.1	7.7	0.2	6.5	13.2	19	1.5	99.9
Sp-22, b	49.8	1.3	7.5	0.2	6.3	12.7	20.5	1.7	99.9
Sp-23, b	48.4	1.8	8.2		6.7	14.3	18.4	1.5	99.4
Sp-3w, a	51.44	0.84	6.8	0.01	6.4	13.7	19.3	1.4	100.1

Примечание: Здесь и далее в таблицах 3б-3д буквы «а» и «б» показывают источник данных: настоящая работа и [Гончаров и др., 2015]. соответственно.

**3б.** Ортопироксен (Орх).

образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Sum
<b>Spl пироксениты</b>									
Sp-10, b	52.1	0.3	5.4	0.	14.8	25.6	1.0	0.5	99.6
Sp-14, b	52.5	0.3	5.3	0.2	13.2	27.5	0.9	0.4	100.0
<b>Spl-Grt клинопироксениты</b>									
Sp-4, b	51.8	0.4	4.6		13.9	26.9	0.8		99.1
<b>Spl-Grt вебстериты</b>									
Sp-1, a	52.5	0.3	4.4	0.1	15.7	25.1		0.9	99.5
Sp-34, a	52.6	0.4	4.9	0.1	14.6	26.3	1.0	0.1	100.3
Sp-13, b	52.8	0.2.	5.4		12.0	28.5	0.9		100.0
Sp-22, b	53.4	0.3	4.6	0.1	13.2	26.8	0.9		99.5
Sp-23, b	51.9	0.4	6.0		11.7	28.3	1.0	0.3	99.9
Sp-3w, a	53.4	0.3	4.3	0.1	13.6	27.3	0.9	0.1	100.1

**3в.** Шпинель (Spl).

образец	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	Sum
<b>Spl пироксениты</b>								
Sp-12, a	0.65	56.60	0.00	23.71	0.07	16.22	0.14	97.
<b>Spl-Grt клинопироксениты</b>								
Sp-3, a	0.47	59.42	0.18	22.66	0.08	16.31		99.11
Sp 3*, a	0.52	59.52	0.18	22.52	0.17	16.08		99
Sp-3**, a	0.77	59.90	0.23	22.78	0.09	16.73		100.5
Sp-3**, a	0.65	60.68	0.00	21.65	0.15	16.70		99.8
	0.47	57.96	0.05	23.95	0.04	15.80	0.04	98.3
Sp-16*, a	0.5	58.7	0.2	25.1	0.1	15.1		99.7
Sp-18, b	0.8	56.9	–	28	–	14.1		99.7
Sp-19, b	0.3	60.6	0.5	22.4	–	16.2		100
Sp-33p*, a	0.24	61.19	0.21	21.47	0.11	15.76		99
a	0.72	53.08	0.62	25.59	0.11	14.01		99.35
<b>Spl-Grt вебстериты</b>								
Sp-13, b	0.5	59.2	0.5	23.4	–	15.6		99.5

Spl-22, b	0.3	62.4	1.3	18.7	0.1	16.1	0.3	99.1
Spl-23, b	1	57.2	1.1	23.2	0.1	16.6		99.4
34w***, a	1.01	57.97	0.69	24.66	0.22	14.78		99.33
a	0.91	58.82	0.76	22.99	0.24	15.91		99.65
a	0.27	60.53	0.32	21.59	0.03	15.92		98.64

Примечание: \* – включение Spl в Grt; \*\* – Spl в карманах расплава; \*\*\* – Spl из симплектитов в Grt.

### Зг. Гранат (Grt).

образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Sum
<b>Spl-Grt клинопироксены</b>									
Sp-16	40.9	0.3	22.8		14.1	0.4	15.2	5.8	99.3
Sp-18	40.6	0.3	22.3		16.1	0.6	13.2	6.8	99.9
Sp-19	41.4		22.9		15.1	0.4	14.4	5.9	100
Shp-4	41.5	0.3	23.3		15.3	0.4	14.6	4.7	100.1
Sp-3	41	0.31	22.91		14.15	0.35	15.44	5.92	100.1
Sp-33p	40.8	0.14	23.04	0.09	15.06	0.33	14.46	5.91	99.8
<b>Spl-Grt вебстериты</b>									
Sp-13	40.7	0.2	23.3		13.2	0.3	16.9	5.3	100
Sp-21	40.4	0.2	22.6		15.3	0.6	15.4	5.3	100
Sp-22	41	0.2	23	0.1	14.3	0.5	15	5.5	99.6
Sp-23	41	0.4	22.9		13.6	0.4	16	5.1	100
Sp-1b	40.5	0.3	22.5	0.1	17.2	0.44	13.92	5.00	100
Sp-34	40.8	0.3	22.6	0.1	15.7	0.51	14.91	5.28	100.1
Sp-33w	40.9	0.2	22.9	0.1	15.1	0.43	15.23	5.21	100.1

**Табл. 4.** *P-T* условия равновесия ассоциаций минералов в ксенолитах высокоглиноземистых пироксенитов вул. Сигурд.

Образец		<i>T</i> , °C	<i>P</i> , GPa	<i>T</i> , °C	<i>P</i> , GPa	<i>T</i> , °C
		G15, Grt-Opx		M80, Opx	NG85, Grt-Opx	EG79, Grt-Cpx
Sp-1b	(a)	1060	2.2			
Sp-24	(a)	1110	2.2			
Sp-34	(a)	1130	2.5			
Sp-33w	(a)	1100	2.6			
Sp-13	(b)	1310	3.3	1080	1.7	1260
Sp-22	(b)	1140	2.7	1230	2.5	1180
Sp-23	(b)	1100	2.2	1230	2.2	1200
Sp-4	(b)	1140	2.5	1200	2.3	1130
S-50	(c)	1220	2.9	—	—	1270
SI-1	(c)	1150	2.5	1220	2.1	1190
SV-193B	(c)	1230	2.8	1235	2.2	1230
H2-4	(c)	1170	2.5	1200	2,1	—
HA-4	(c)	1090	2.3	1205	2.2	1070
10-42	(d)	1160	2.4	1275	2.3	—
10-22	(d)	1110	2.2	1220	2.2	—

Примечание: Источник данных о химическом составе сосуществующих минералов: (a) – настоящая работа, b – [Гончаров и др., 2015], (c) – [Amundsen et al., 1987], (d) – [Копылова и др., 1996]. Геотермобарометрические инструменты: G15 – [Гончаров и др., 2015], M80 – [Mercier, 1980], NG85 – [Nickel, Green, 1985], EG79 – [Ellis, Green, 1979].

**Табл. 5.** Химический состав (масс.%) ламелей (L) и матрицы (M), а также рассчитанный первичный состав пироксенов (P).

Образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сумма	T <sub>лам-,</sub> °C	T <sub>лам+,</sub> °C	T <sub>p,</sub> °C	
Sp-13	Opх-L	52.7	0.23	5.79	–	11.74	0.09	28.54	0.89	–	99.98	–	–	–
	Срх-M	49.73	0.97	7.93	0.1	6.16	–	13.67	19.94	1.5	100.0	1055 <sup>1</sup>	1030 <sup>1</sup>	1145 <sup>1</sup>
	Срх-P	49.92	0.92	7.79	0.09	6.52	–	14.64	18.7	1.4	99.98	–	–	–
Sp-14	Opх-L	51.94	0.2	6.61	0.14	13.15	0.18	26.94	0.84	–	100.0	–	–	–
	Срх-M	49.73	0.95	9.18	0.34	6.2	–	12.75	19.1	1.74	99.99	1060 <sup>1</sup>	1020 <sup>1</sup>	1120 <sup>1</sup>
	Срх-P	49.85	0.91	9.04	0.33	6.58	–	13.53	18.1	1.64	99.98	–	–	–
Sp-13	Opх-M	52.6	0.13	5.58	–	11.98	0.14	28.52	0.89	0.17	100.01	–	–	–
	Срх-L	50.28	0.88	7.67	0.12	6.29	–	13.95	19.53	1.33	100.05	1205 <sup>2</sup>	1215 <sup>2</sup>	1300 <sup>2</sup>
	Opх-P	52.55	0.15	5.62	–	11.87	0.14	28.23	1.26	0.19	100.01	–	–	–
Sp-14	Opх-M	51.94	0.22	6.39	0.2	13.26	0.17	27.07	0.81	–	100.06	–	–	–
	Срх-L	49.71	0.95	9.03	0.29	6.52	0.14	12.73	19.03	1.67	100.07	1210 <sup>2</sup>	1190 <sup>2</sup>	1295 <sup>2</sup>
	Opх-P	51.8	0.24	6.46	0.2	13.0	0.17	26.7	1.27	–	100.02	–	–	–
Sp-19	Opх-L	52.98	0.21	4.71	0.11	13.1	–	27.94	0.92	–	99.97	–	–	–
	Срх-M	50.55	0.84	6.9	–	6.42	0.08	13.75	20.05	1.36	99.95	1015 <sup>1</sup>	1045 <sup>1</sup>	1160 <sup>1</sup>
	Срх-P	50.72	0.8	6.75	–	6.89	0.07	14.75	18.71	1.26	99.95	–	–	–
Sp-22	Opх-L	49.5	1.24	7.51	0.19	6.13	0.12	12.61	20.21	1.74	99.32	–	–	–
	Срх-M	53.63	0.28	4.93	–	13.28	0.19	28.25	0.91	–	101.47	930 <sup>1</sup> ;	945 <sup>1</sup>	1100 <sup>1</sup>
	Срх-P	49.79	1.17	7.33	0.18	6.63	0.13	13.71	18.86	1.62	99.49	–	–	–

Sp-26	Орх-L	51.64	0.14	6.26	–	14.17	0.23	25.66	1.04	–	99.14	–	–	–
	Срх-М	48.59	0.98	8.66	0.11	6.89	–	12.37	20.16	1.78	99.54	970 <sup>1</sup> ; 1300 <sup>2</sup>	950 <sup>1</sup>	1085 <sup>1</sup>
	Срх-Р	48.77	0.93	8.52	0.1	7.33	–	13.17	19.01	1.67	99.5	–	–	–

Примечание: Температура рассчитана с использованием Срх (<sup>1</sup>) и Орх (<sup>2</sup>) мономинеральных геотермометров [Mercier, 1980] для составов пироксенов без учета и с учетом ламелей ( $T_{лам-}$  и  $T_{лам+}$ , соответственно) и для первичных составов ( $T_p$ ).

**Табл. 6.** Результаты Re–Os анализа валовых проб ксенолитов Spl–Grt вебстеритов в базальтах вулкана Сигурд.

образец	Re, нг/г	Os, нг/г	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}\pm 2\sigma$	$T_{\text{MA}}$
Sp-1	0.187	0.128	7.0030	0.16869±49	370
Sp-24	0.462	0.085	26.6150	0.31890±43	435
Sp-34	0.513	0.208	7.5298	0.17277±40	380

Примечание:  $T_{\text{MA}}$  – модельный возраст в млн лет, рассчитанный относительно модельного резервуара силикатной мантии хондритового состава с  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  и  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  0.3972 и 0.12757, соответственно [Reisberg et al., 2004].

**Табл. 7.** Результаты U–Pb SIMS-SHRIMP анализов зерен циркона из ксенолитов высокоглиноземистых пироксенитов.

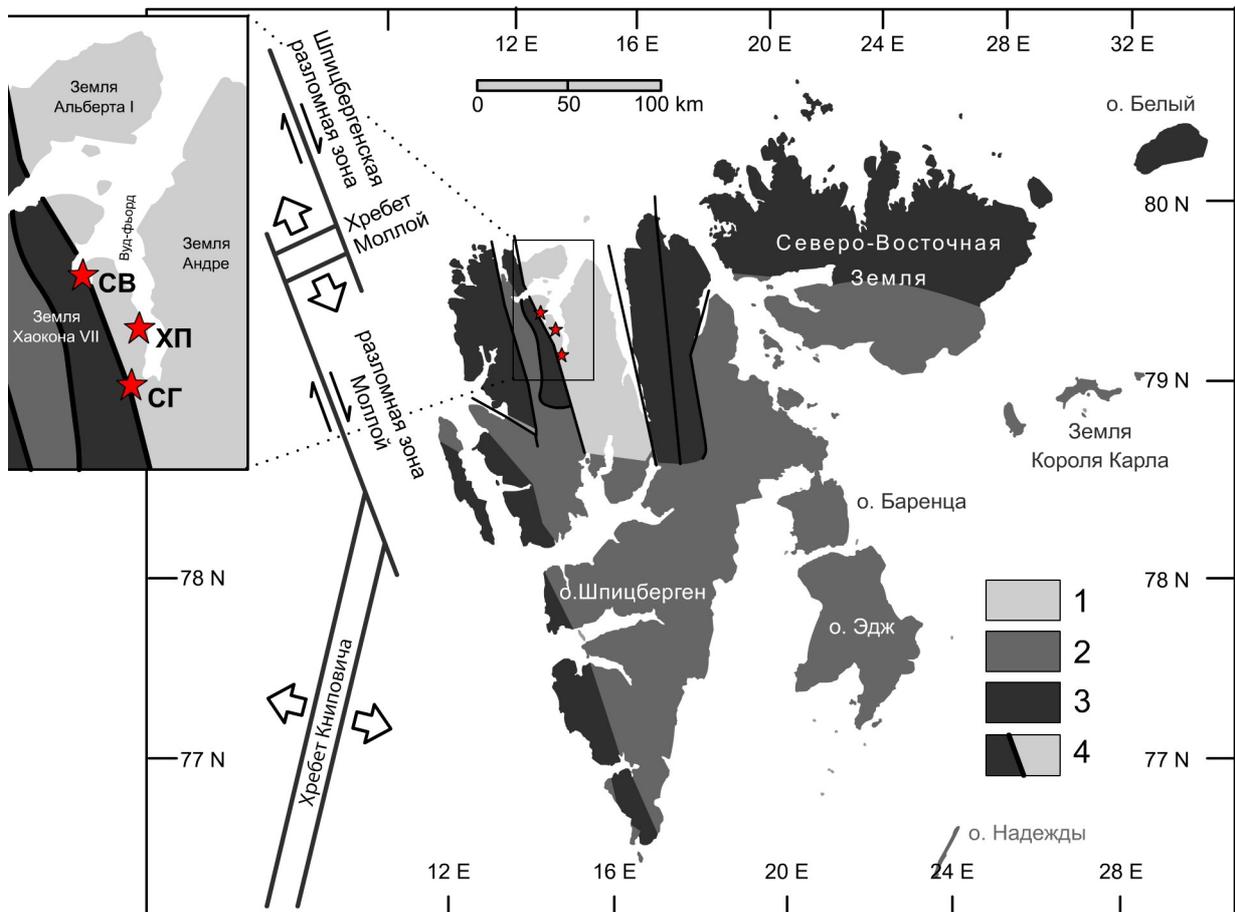
обр/зерно /кратер	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub> , %	U, г/г	Th, г/г	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*, г/г	Возраст млн лет <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U, ±		<sup>207</sup> Pb* / <sup>206</sup> Pb*	±, %	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	±, %	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	±, %	КК
Sp-1.1.1	0.24	547	472	0.89	21.3	284.7	2.7	0.0499	3.2	0.3110	3.3	0.0452	1.0	0.3
Sp-1.2.1	0.57	116	114	1.01	7.9	488.6	5.9	0.0564	5.8	0.6120	5.9	0.0787	1.2	0.2
Sp-1.3.1	0.39	467	362	0.80	14.3	224.6	2.2	0.0487	4.8	0.2380	4.9	0.0355	1.0	0.2
Sp-12.1.1	0.01	89	79	0.93	4.5	370.4	5.7	0.0540	4.3	0.4400	4.6	0.0591	1.6	0.3
Sp-3.1.1	0.64	138	96	0.71	5.9	309.3	4.0	0.0507	7.2	0.3440	7.3	0.0492	1.3	0.2
Sp-3.2.1	0.01	102	34	0.34	16.7	1123.0	11.0	0.0781	2.0	2.0480	2.3	0.1902	1.1	0.5
Sp-3.3.1	0.01	93	35	0.38	4.1	319.5	6.7	0.0503	4.7	0.3502	5.2	0.0508	2.2	0.4
Sp-3.4.1	0.01	89	43	0.50	3.8	317.4	4.5	0.0533	4.9	0.3710	5.1	0.0505	1.5	0.3
Sp-3.5.1	0.01	238	180	0.78	9.9	305.6	3.1	0.0527	2.5	0.3528	2.7	0.0486	1.0	0.4
Sp-3.6.1	0.01	81	39	0.50	3.5	315.8	4.3	0.0578	4.1	0.4000	4.4	0.0502	1.4	0.3
Sp-3.7.1	0.82	153	74	0.50	6.5	309.3	3.8	0.0518	8.7	0.3510	8.7	0.0492	1.3	0.1

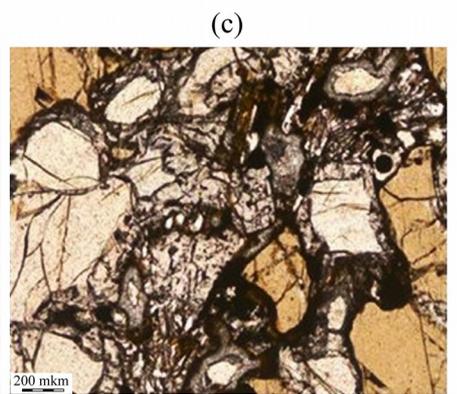
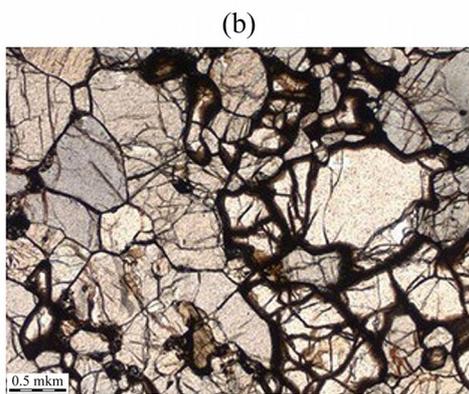
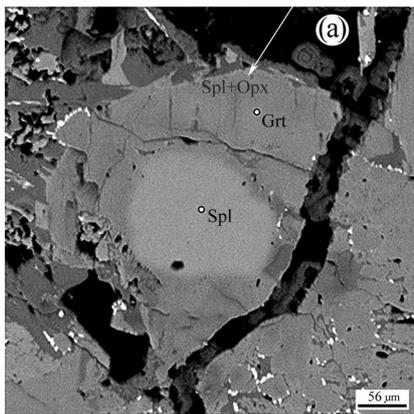
Примечание: Ошибка в калибровке стандарта составляет 0.30%. <sup>206</sup>Pb<sub>c</sub> и <sup>206</sup>Pb\* – доля обыкновенного и радиогенного свинца. Изотопные отношения и содержания <sup>206</sup>Pb скорректированы по измеренному сигналу <sup>204</sup>Pb. КК – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U и <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U.

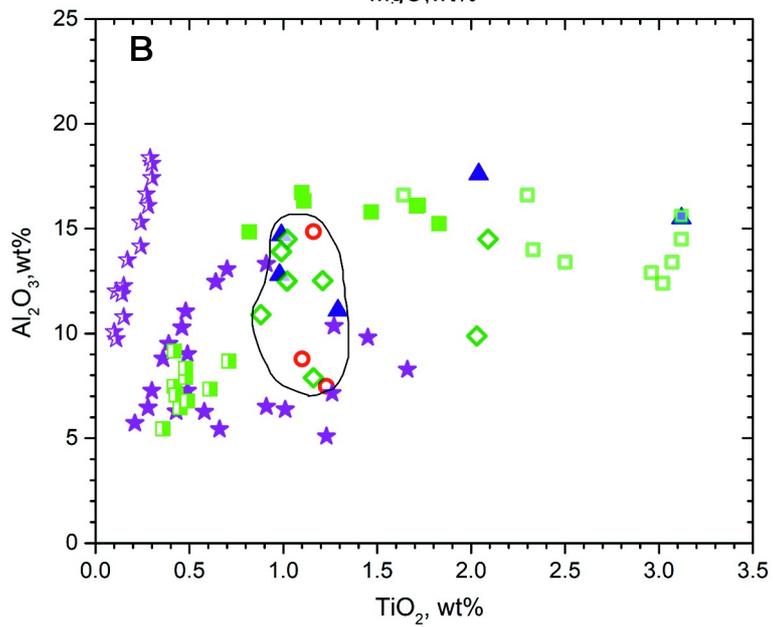
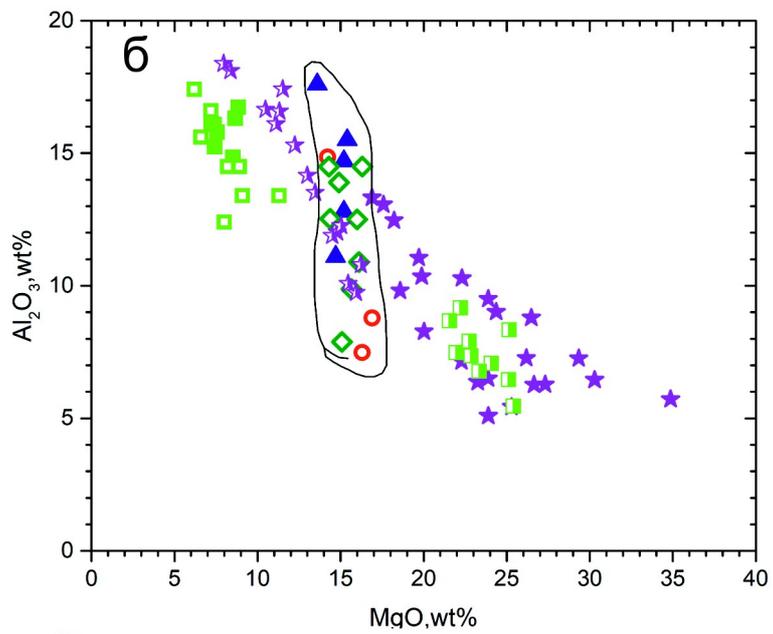
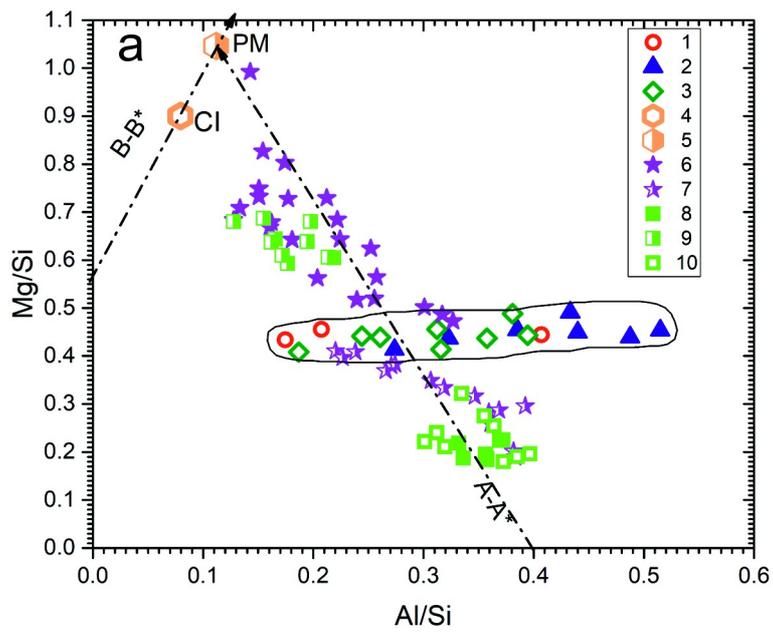
**Табл. 8.** Результаты Sm–Nd и Rb–Sr анализа валовых проб ксенолитов пироксенитов из базальтов вулкана Сигурд.

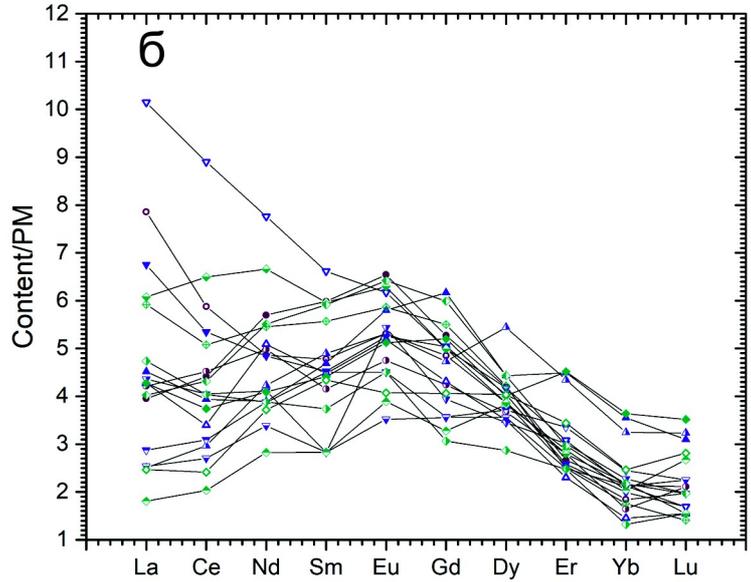
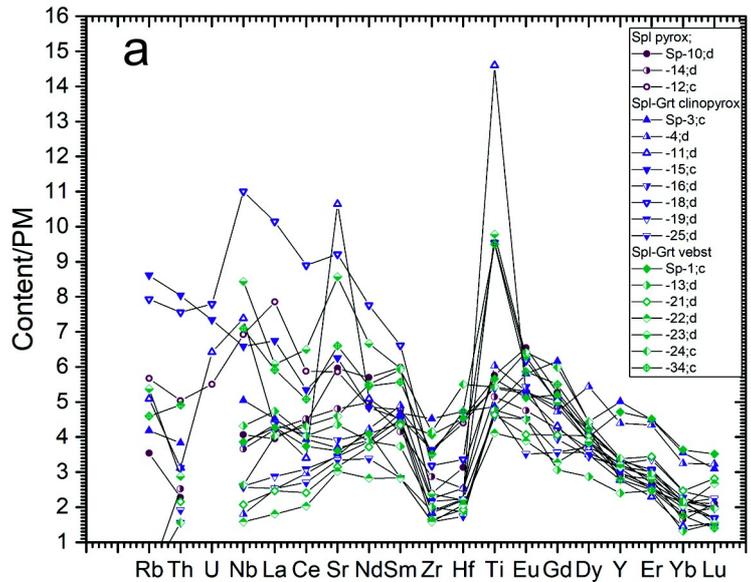
Образец	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (T)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Sr}}(0)$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (T)$	$\epsilon_{\text{Sr}}(T)$
<b>Spl–Grt клинопироксениты</b>												
Sp-15	0.2022	0.512886	2	4.8	0.512280	4.5	0.1181	0.704056	14	-6.3	0.703287	-9.7
Sp-16	0.2109	0.513067	7	8.4	0.512435	7.5	0.0534	0.703609	8	-12.6	0.703261	-10.0
Sp-19	0.2238	0.513041	7	7.9	0.512371	6.3	0.0346	0.703542	7	-13.6	0.703317	-9.3
<b>Spl–Grt вебстериты</b>												
Sp-34	0.2105	0.512967	6	6.4	0.512337	5.6	0.0538	0.703538	19	-13.7	0.703188	-11.1
Sp-24	0.2242	0.512990	2	6.9	0.512319	5.3	0.0233	0.703518	17	-13.9	0.703366	-8.6
Sp-1	0.2294	0.512957	6	6.2	0.512270	4.3	0.0489	0.703527	16	-13.8	0.703209	-10.8
Sp-13	0.1918	0.513074	14	8.5	0.512500	8.8	0.0440	0.703706	7	-11.3	0.703420	-7.8
Sp-21	0.2365	0.513010	9	7.3	0.512302	4.9	0.0313	0.703381	6	-15.9	0.703177	-11.2
Sp-22	0.2430	0.513060	12	8.2	0.512332	5.5	0.0446	0.703464	6	-14.7	0.703174	-11.3
Sp-23	0.1918	0.513025	2	7.5	0.512450	7.8	0.0538	0.703611	11	-12.6	0.703261	-10.1

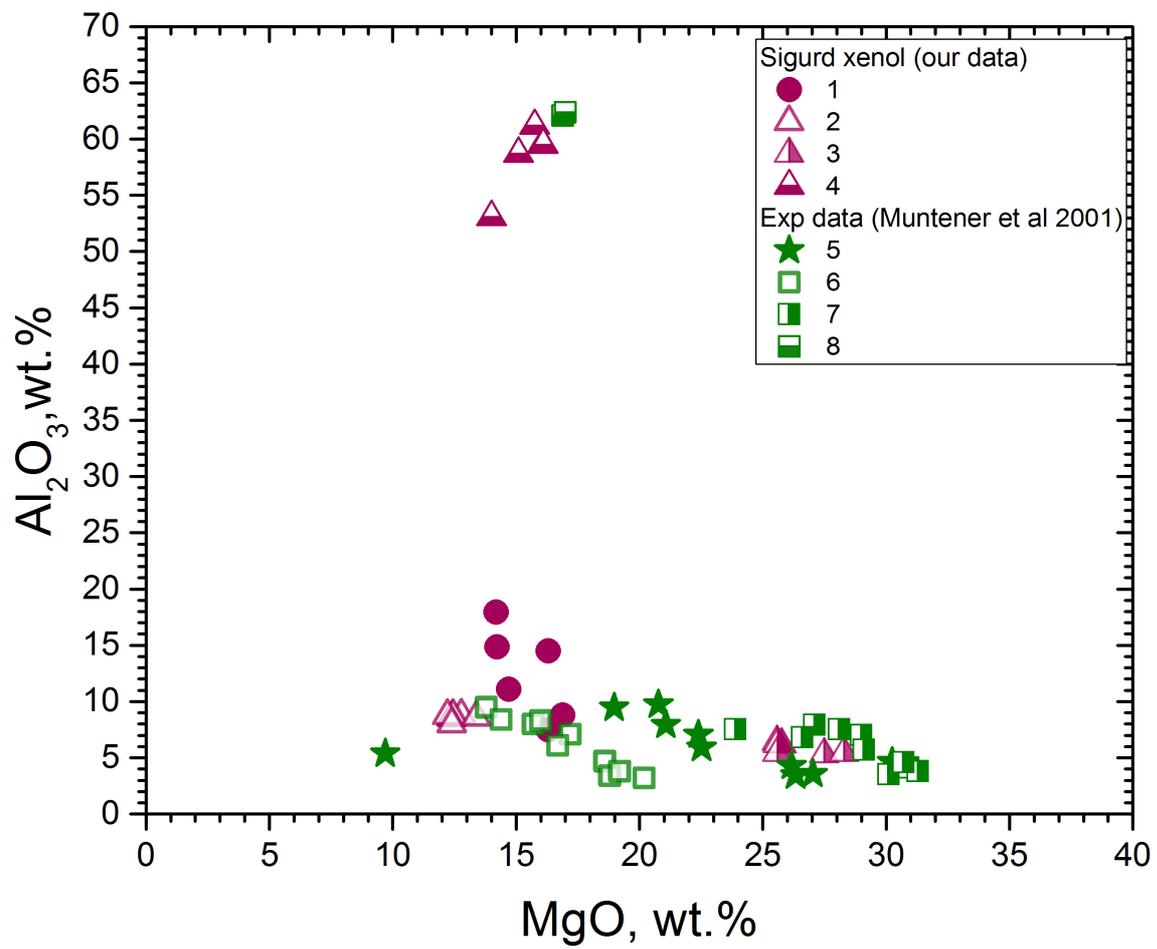
Примечание: погрешность определения изотопного состава ( $\pm 2\sigma$ ) приведена на уровне двух сигм и включает как долговременную составляющую (оценка по стандартным образцам и повторным анализам проб), так и внутреннюю составляющую (счетная статистика) конкретного опыта; (0) – современное значение, (T) – пересчитанное на время - 457 млн лет назад.

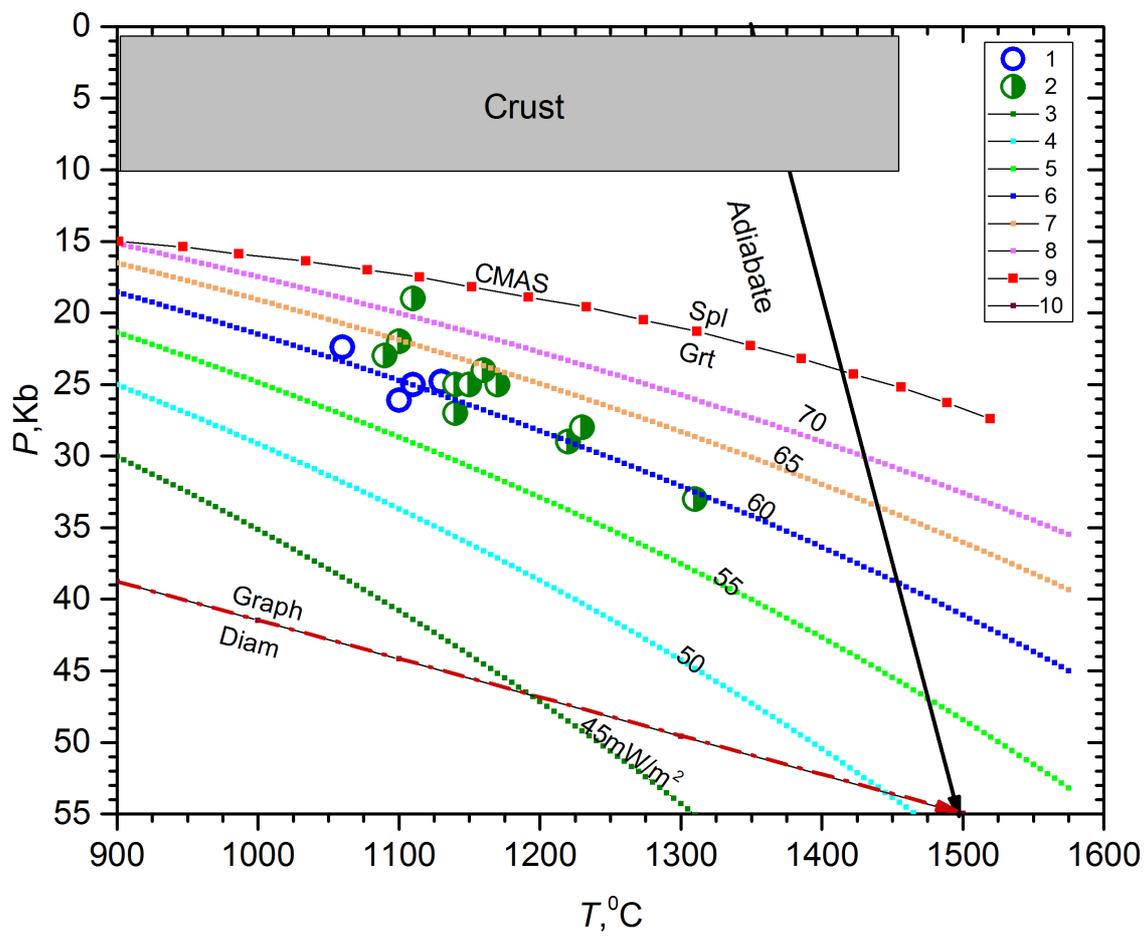


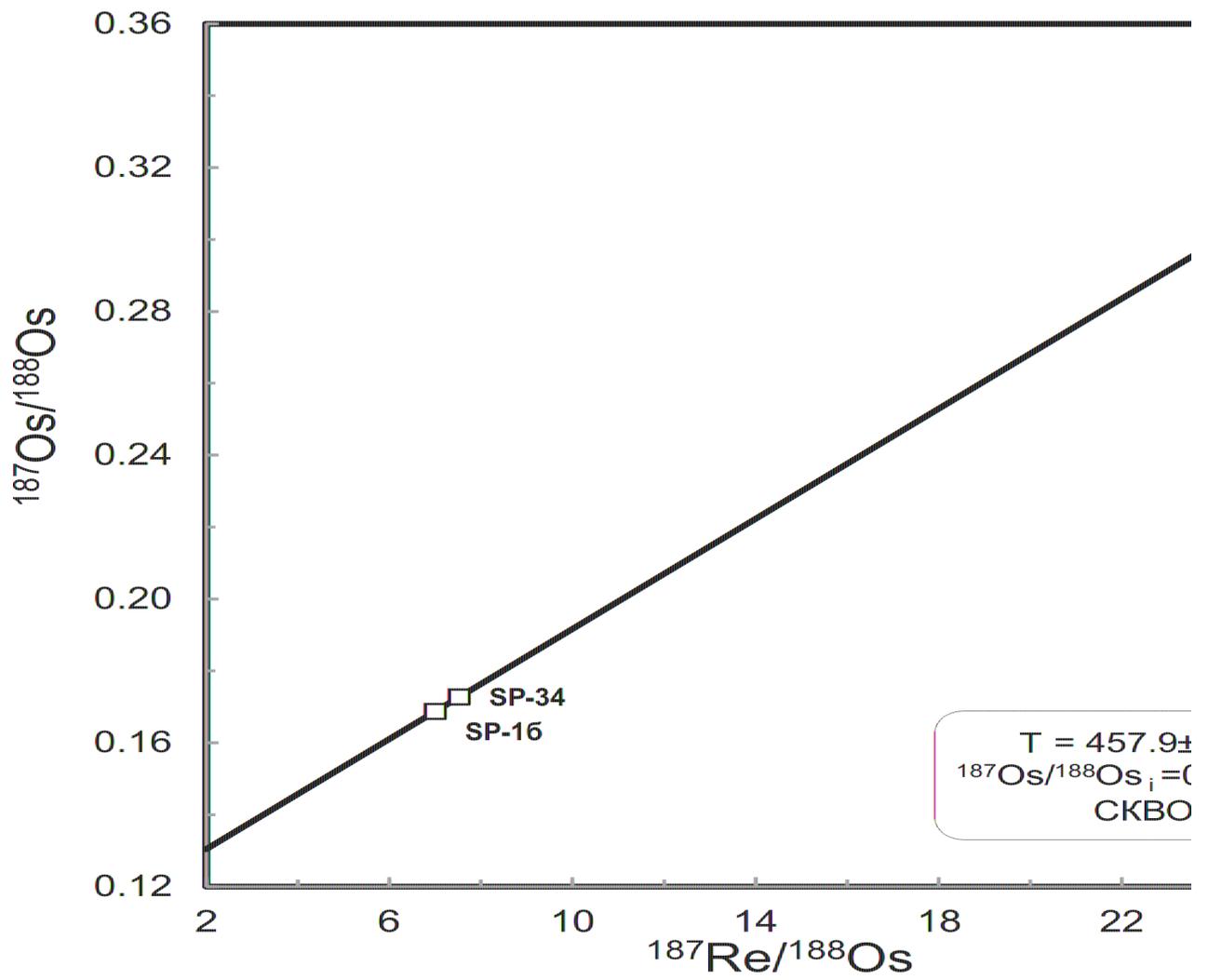




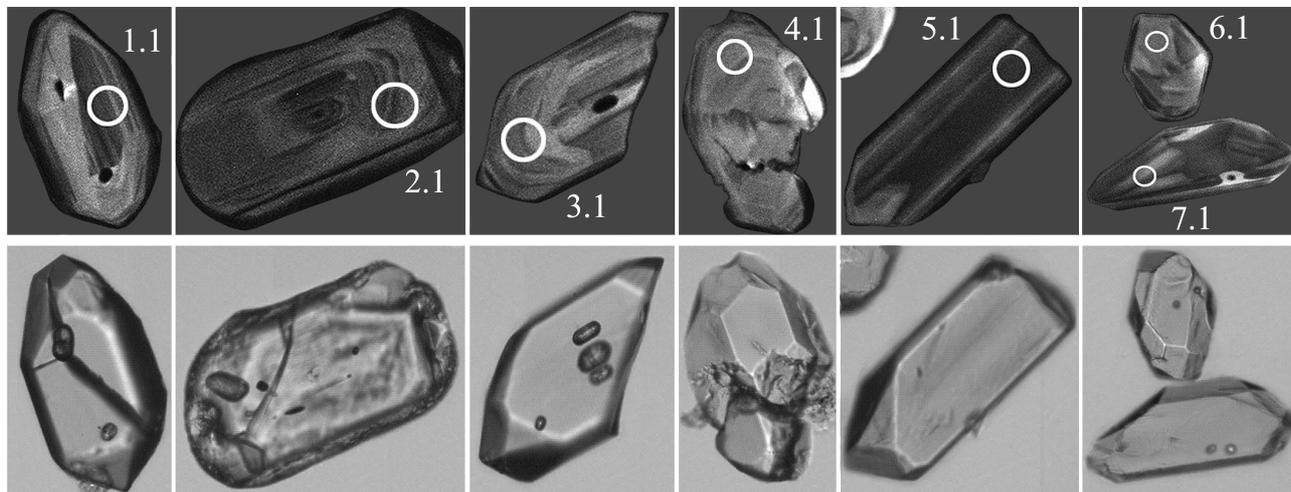








(a)



(Sp-1)

(b)

(Sp-12)

