

УДК 552.11

ГЕНЕЗИС ДУНИТОВ ГУЛИНСКОГО ПЛУТОНА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОЛИВИНЕ

© 2024 г. Л. И. Панина^{а, *}, А. Т. Исакова^{а, **}, Е. Ю. Рокосова^а

^аИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

*e-mail:panina@igm.nsc.ru

**e-mail:atnikolaeva@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 18.05.2023 г.

После доработки 16.06.2023 г.

Принята к публикации 18.08.2023 г.

Оливин в дунитах Гулинского плутона по данным изучения расплавных включений кристаллизовался из оливин-меланефелинитовой магмы при температурах выше 1260°C. Расплавы были обогащены летучими компонентами (S, CO₂, F, H₂O, незначительно Cl) и содержали высокие концентрации некогерентных элементов. В оливине дунитов были также отмечены единичные включения пикрито-базальтового состава, близкие, по литературным данным, к пикрито-меймечитовым составам, законсервированным в хромшпинелидах дунитов. Это свидетельствует о том, что при формировании дунитов в магматическую камеру осуществлялся подток пикрито-меймечитовых расплавов и их смешении с меланефелинитовой магмой. Исходя из индикаторных отношений некогерентных элементов, эти расплавы и меланефелинитовая магма имели разные источники, которые располагались в области неистощенной мантии, на разных глубинах и подвергались частичному плавлению в разной степени.

Ключевые слова: дунит, первичные расплавные включения, меланефелинитовый расплав, пикрито-меймечитовый расплав, Гулинский плутон

DOI: 10.31857/S0869590324020031 **EDN:** DDASGV

ВВЕДЕНИЕ

Гулинский массив входит в состав Маймеча-Котуйской провинции (Восточная Сибирь), относится к сложным щелочно-ультраосновным карбонатитовым плутонам центрального типа. Подобные массивы располагаются на континентах и приурочены к глубинным трансформным разломам и рифтам (Кухаренко и др., 1965; Егоров, 1989, 1991). Они состоят преимущественно из трех породных серий: ультраосновной (оливиниты, реже дуниты, перидотиты, пироксениты, мелилитовые и монтичеллитовые породы), щелочной (якупирангиты – уртиты, сиениты) и карбонатитовой. Породы в той или иной мере обогащены Nb, Zr, REE, Au, Pt, Fe, Cu, P. Для массивов характерна тесная пространственно-временная связь с петрохимически родственными вулканитами: щелочными пикритами, меланефелинитами, базальтами, а для Гулинского плутона – также с меймечитами. Гулинский плутон, кроме того, отличается от других щелочно-ультраосновных массивов: а) преобладанием ультраосновных пород над щелочными и карбонатитами; б) развитием дунитов и перидотитов вместо оливинитов и пироксенитов;

в) присутствием в оливиновых породах Ni-содержащих оливинов, постоянной примеси хромшпинелидов. По мнению Л.С. Егорова (Егоров, 1991), это свидетельствует “о несколько повышенной активности кремнекислоты в исходной магме”, сформировавшей Гулинский плутон, и “до некоторой степени сближает ... последний с дунит-щелочно-габброидными массивами”.

Исследователи считают, что рассматриваемые массивы являются производными либо одной (Егоров, 1991; Соболев и др., 2009; Gudfinnsson, Presnall, 2005; Рябчиков и др., 2009), либо нескольких (Кравченко, Багдасаров, 1987; Расс, Плечов, 2000) глубинных мантийных магм. При этом наиболее глубинные магмы больше обогащены тугоплавкими элементами, Ca, CO₂ и имеют более высокое значение K/Na. В Маймеча-Котуйской провинции присутствие широкого спектра родоначальных магм, по мнению геофизиков (Куренков, 1988), могло быть обусловлено формированием Котуйского трансформного разлома, сопровождавшегося активизацией различных сегментов астеносферы. Другие исследователи (Arndt et al., 1995, 1998; Рябчиков и др., 2009; Когарко, Зартман,

2011) полагают, что широкое разнообразие пород в рассматриваемых массивах связано с эволюцией единого мантийного плюма и пульсационной активностью его разноглубинных очагов.

Сторонники одной первичной магмы, ответственной за формирование всех пород щелочно-ультраосновных массивов, за ее состав принимают: а) щелочно-пикритовую (Кухаренко и др., 1965; Егоров, 1989, 1991), б) меймечитовую (Соболев, Слуцкий, 1984; Соболев и др., 2009; Рябчиков и др., 2009), в) меланефелинитовую (Veksler et al., 1998). С.М. Кравченко и Ю.А. Багдасаров (Кравченко, Багдасаров, 1987) допускают образование щелочно-ультраосновных массивов вследствие случайного совмещения двух комагматических серий из разноглубинных магматических источников: меймечит-перидотит-якупирангит-сиенитовой и кимберлит-мелилит-карбонатитовой. И.Т. Расс и П.Ю. Плечов (Расс, Плечов, 2000) считают, что исходной магмой для мелилитовых пород сложных массивов являлась высококальциевая щелочная магма, обогащенная REE, Sr, а для безмелилитовых дифференциатов – первичные ультраосновные расплавы. Л.И. Панина с соавторами (Панина и др., 2018), исходя из результатов изучения расплавных включений в минералах, пришли к выводу, что в Крестовской интрузии оливиниты также образовались из высококальциевой щелочно-ультраосновной магмы, а пироксениты (Панина, Усольцева, 2009) – из смешивающихся камафугитовых и щелочно-пикритоидных расплавов.

Становление щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов, по мнению всех исследователей, несмотря на их разное представление о количестве материнских магм, началось с формирования дунитов и оливинитов. Эти породы очень близки по химическому и минеральному составу, отличаясь лишь присутствием никельсодержащего оливина и хромита в дунитах вместо титаномагнетита в оливинитах. Происхождение этих пород до сих пор вызывает острую дискуссию. Л.С. Егоров считает (Егоров, 1991), что дуниты сформировались в результате быстрого подъема и эволюции оливиновой фракции, первой из трех (оливиновой, мелилитовой и пироксеновой) обособившейся от материнской щелочно-пикритовой магмы, образовавшейся в результате селективного плавления мантийного субстрата. Хром и никель, как наиболее тугоплавкие компоненты, аккумуляровались в верхних и краевых частях магматической камеры, способствуя кристаллизации хромшпинелидов и Ni-содержащих оливинов в дунитах. Более легкие компоненты – Ti, Mg, Ca и летучие – накапливались в расплавах в центральных частях камеры. Возрастающее давление летучих вызвало внедрение расплавов из центральных частей камеры и формирование титаномагнетитсодержащих оливинитов. Другие исследователи (Васильев,

Золотухин, 1975; Васильев, Гора, 2012) полагают, что дуниты возникли в результате дифференциации и отсадки оливина из меймечитовой или щелочно-пикритоидной магмы, а оливиниты – в результате флюидно-магматического воздействия на дуниты более поздних щелочных расплавов.

С помощью изучения расплавных включений в оливине были получены прямые данные о температурах и составе родоначальной магмы, из которой кристаллизовались оливиниты Крестовской интрузии. Было установлено (Панина и др., 2018), что оливиниты формировались из ларнит-нормативных ультрамафитовых расплавов, обогащенных щелочами (при преобладании K над Na) и летучими компонентами, при температурах выше 1230°C. Для дунитов подобные данные были получены лишь для аксессуарного хромшпинелида Гулинского плутона. Было установлено (Симонов и др., 2015, 2016), что этот минерал кристаллизовался из высокотемпературных (1420–1360°C) расплавов, близких по петрохимическому составу к пикритам-меймечитам с последующей эволюцией к пикрито-базальтам и базальтам. Однако прямые данные о физико-химических условиях кристаллизации оливина – основного породообразующего минерала дунитов, отсутствуют. Учитывая, что в формировании щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов могут участвовать несколько материнских магм (Расс, Плечов, 2000; Панина, Усольцева, 2009), не исключена вероятность кристаллизации хромшпинелидов и оливина в дунитах из разных расплавов. Вместе с тем получение прямых данных о химическом составе минералообразующей среды и физико-химических условиях кристаллизации оливина особо актуально при решении главного петрогенетического вопроса, связанного с количеством и составом материнских магм, участвовавших на ранних этапах становления щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов и способствовавших их породному разнообразию и рудоносности. Для получения этих данных нами были проведены исследования методами термобарогеохимии оливина в дунитах из юго-западной и центральной частей Гулинского плутона, результаты которых приведены в настоящей статье.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для реконструкции физико-химических условий образования дунитов Гулинского плутона наряду с традиционными геологическими и минералогическими методами исследования мы использовали методы термобарогеохимии, которые основаны на изучении включений минералообразующих сред, законсервированных в минералах в процессе их роста и охлаждения. С помощью оптического микроскопа был проведен поиск

и определен характер распределения включений (первичные, вторичные). Для определения температуры консервации минералообразующей среды минералом-хозяином и закалки содержимого включений была использована совмещенная с микроскопом термокамера ТК-1500 (Осоргин, Томиленко, 1990), которая позволяла нагревать включения до 1350–1400°C в инертной среде (аргон) при постоянном наблюдении за происходящими изменениями в содержимом включений, с точностью определения температур 10–15°C. Прогрев включений в оливине длился 20–30 мин, причем до 700–750°C прогрев осуществлялся за 3–5 мин, далее его скорость составляла 20–40°C/мин. Прогрев осуществлялся преимущественно до полного расплавления дочерних фаз во включении и уменьшения газового пузыря в размерах. Из-за риска разгерметизации включения в оливине часто закачивались при существенном уменьшении газового пузыря, не достигнув его гомогенизации.

Химический состав кристаллических фаз и стеклов в прогретых и непрогретых включениях мы определяли с помощью микрозондового анализа на рентгеноспектральном микроанализаторе “Camebax Micro” в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). При съемке диаметр зондового пучка не превышал 2–3 мкм, ускоряющее напряжение составляло 20 кВт, ток 40 нА. В качестве стандартов использовались минералы и гомогенные стекла со строго установленными содержаниями отдельных элементов с составом, близким к составу анализированных образцов. Пределы обнаружений элементов (в мас. %): 0.009 SiO₂, 0.036 TiO₂, 0.012 Al₂O₃, 0.019 FeO, 0.013 MgO, 0.022 MnO, 0.01 CaO, 0.02 Na₂O, 0.01 K₂O, 0.105 BaO, 0.019 SrO, 0.008 P₂O₅, 0.011 Cl, 0.011 SO₃. В стеклах наиболее крупных включений (30–50 мкм) и их минералах-хозяинах были определены содержания редких и редкоземельных элементов и летучих компонентов (H₂O, F) с помощью методов вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) на ионном микрозонде “Cameca IMS-4f” в Аналитическом центре Физико-технологического института (ЯФ ФТИАН РАН, г. Ярославль) с использованием методики А.В. Соболева (Соболев, 1996). Условия съемки: первичный O²⁻-пучок – 20 мкм, ток зонда 2–4 нА, энергия смещения – 100 эВ, энергия щели – 50 эВ. Концентрации элементов определялись, исходя из отношения их изотопов к ³⁰Si и с использованием калибровочных кривых для стандартных образцов. Погрешности определения концентрации для большинства примесных элементов в стекле составляли менее 6–7 отн. %, для Yb < 18 отн. %, Cr < 29 отн. %, Gd 40 отн. %. Погрешность измерений в оливине для большинства редкоземельных элементов более 100% (в отн. %): Ti – 2, Rb – 4, Cr и Y – 8, Zr и V – 14, Sr – 18, Yb – 21.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГУЛИНСКОГО МАССИВА И ХАРАКТЕРИСТИКА ДУНИТОВ

Гулинский щелочно-ультраосновной массив локализован на границе Сибирской платформы с мезозойско-кайнозойским Хатангским прогибом в месте сочленения наиболее активных разломов в период раннетриасового цикла. Массив расположен на водоразделе рек Маймеча и Котуй. По геофизическим данным, его площадь составляет около 2000 км², а на современном эрозионном срезе вскрыто около 500 км². Обнаженная часть массива имеет серповидную форму. Раму массива слагают вулканы нескольких свит, состоящие из базальтов, трахибазальтов, трахириолитов, ультраосновных фойдитов, щелочных пикритов и меймечитов. Массив является сложным многофазовым плутоном центрального типа. Среди интрузивных пород преобладают дуниты, которые слагают до 60% обнаженной части плутона (Васильев, Золотухин, 1975; Егоров, 1989, 1991; Васильев, Гора, 2012 и др.). Дуниты прослеживаются на 40 км в виде дугообразной полосы шириной 9–10 км (рис. 1). Местами отмечается постепенный переход дунитов в перидотиты и образование их шширообразных обособлений в дунитах. Вдоль кольцевых разломов в дунитах отмечаются многочисленные тела рудных пироксенитов, основная масса которых сосредоточена в северо-восточной части массива. Рудные пироксениты несут явные признаки динамического вторжения: содержат дезориентированные ксенолиты дунитов, имеют резкие секущие контакты и линейно-трахитовую текстуру течения (Егоров, 1991). Дуниты интенсивно серпентинизированы, особенно в северо-восточной части массива, где развиты рудные пироксениты. В юго-западной части массива дуниты перекрыты толщей меймечитов, а в центральной оливиновыми меланефелинитами и щелочными пикритами. Среди последних отмечаются штокообразные тела и дайки ийолит-якупирангитов, мелилитовых пород и карбонатитов.

Время излияния меймечитов, исходя из соотношения ⁴⁰Ar/³⁹Ar в биотите, составляет 246 ± 1.2 млн лет (Dalrymple et al., 1995), меланефелинитов – 253.3 ± 2.6 млн лет (Basu et al., 1995). Возраст карбонатитов, определенный по ²⁰⁶Pb/²³⁸U в бадделеите, соответствует 250.2 ± 0.03 млн лет (Kamo et al., 2003), а в целом возраст интрузивных пород Гулинского плутона, по данным U-Pb изотопии, составляет 250 ± 9 млн лет (Когарко, Зартман, 2011).

Характеристика и особенности разнообразных вулканических и плутонических пород Гулинского плутона рассматриваются во многочисленных работах (Васильев, 1972; Васильев, Золотухин, 1975; Егоров, 1989, 1991; Соболев и др., 1991, 2009; Arndt et al., 1995; Панина, Моторина, 2013 и др.). Здесь же остановимся на описании расположенных

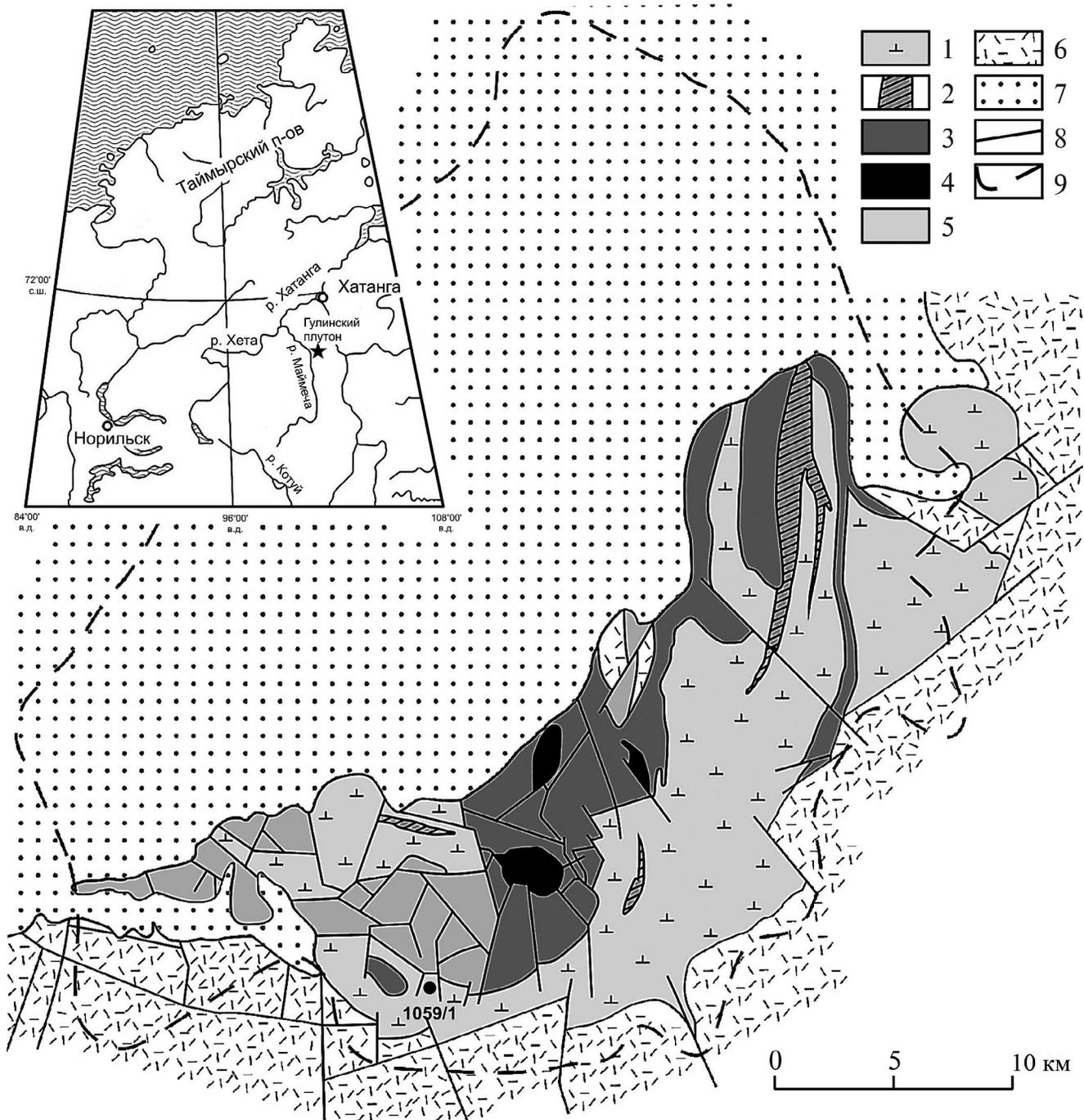


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Гулинского плутона по (Егоров, 1991): 1 – дуниты, 2 – клинопироксениты, 3 – щелочные породы, 4 – карбонатиты, 5 – меймечиты, 6 – вулканогенные породы, 7 – четвертичные отложения, 8 – разломы, 9 – предполагаемая граница Гулинского массива; черный кружок – место основного отбора изучаемых пород, обр. 1059/1. На врезке звездой отмечено географическое положение Гулинского плутона.

в центральной части Гулинского массива дунитов – предмета наших исследований.

Дуниты в юго-западной и центральных частях массива имеют преимущественно полнокристаллическую и порфировидную структуру и массивную

текстуру. Основным пороодообразующим минералом дунитов является оливин, количество которого достигает 90–95 об. % породы. Иногда зерна оливина образуют сплошной мономинеральный агрегат, имеют округлую и ксеноморфную форму, их

размер колеблется от первых долей мм до 3–5 мм в поперечнике. Часто между относительно крупными зернами оливина располагаются мелкие зерна клинопироксена и рудного минерала. Возле щелочных пород в дунитах отмечается акцессорный перовскит. Содержание клинопироксена местами достигает 10 об. %, а рудных – 2–4 об. %. Последние иногда образуют цепочки, прожилки и небольшие гнезда. Клинопироксен имеет частично ограненную, чаще ксеноморфную форму. Иногда клинопироксен замещается флогопитом и роговой обманкой, часто образует сростки с титаномагнетитом. Среди рудных отмечаются хромшпинелиды и титаномагнетит. Хромшпинелиды образуют округлые 2–3.5 мм в поперечнике зерна, которые нередко находятся в тесном сростании с титаномагнетитом. Более мелкие зерна хромшпинелидов и титаномагнетита включены в зерна оливина. Зерна титаномагнетита также округлые, их размер колеблется от 1 до 3 мм.

В химическом составе дунитов присутствуют, в мас. %: 35.8–39.1 SiO₂, 38.8–44.5 MgO, 10.6–13.3 FeO и другие оксиды. В целом дуниты Гулинского плутона отличаются от дунитов других щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов одновременным присутствием в их химическом составе высоких содержаний Cr₂O₃, NiO и TiO₂.

Химический состав оливина в дунитах (табл. 1, ан. 1–14) высокомагнезиальный (87.2–90 мол. % *Fo* компонента, 10–12.8 мол. % *Fa*), характеризуется присутствием примесей кальция (0.26–0.41 мас. % CaO), никеля (0.27–0.51 мас. % NiO), включает высокое (0.10–0.45 мас. %) количество MnO. Во флогопитизированных дунитах (табл. 1, ан. 15) оливин более железистый (*Fo* – 83.1 мас. %, *Fa* – 16.9 мас. %), содержит меньше CaO и NiO (0.05 и 0.26 мас. % соответственно).

Клинопироксен в дунитах содержит (табл. 2, ан. 1–3), в мас. %: 1.5–1.8 TiO₂, 1.3–2 Al₂O₃, 4.7–5.8 FeO, 15.8–16.5 MgO и 0.3–0.4 Na₂O, относится к диопсиду и субкальциевому диопсиду. Во флогопитизированных дунитах в клинопироксене уменьшаются содержания TiO₂, Al₂O₃ и увеличивается до 1 мас. % содержание Na₂O (табл. 2, ан. 4, 5).

Флогопит характеризуется (табл. 2, ан. 6–8) существенной примесью, в мас. %: 4.03–5.4 TiO₂, 0.36–0.42 BaO, 0.14–0.16 CaO, содержит 12.8–14.6 Al₂O₃ и 0.7–1.5 Na₂O.

Амфибол представлен роговой обманкой (табл. 2, ан. 9–12). В минерале отмечается, в мас. %: 3.4–4.6 TiO₂, 7.6–8.0 Al₂O₃, 10.4–10.7 CaO, 3.4–3.9 Na₂O, 0.5–0.9 K₂O.

Титаномагнетит и *хромшпинелид* содержат одни и те же компоненты, но в разных количествах: в титаномагнетитах (табл. 2, ан. 14) по сравнению с хромшпинелидами (табл. 2, ан. 13) больше TiO₂ (14.5 против 4.9 мас. %), FeO (69.4 против

32.3 мас. %), MnO (0.6 против 0.2 мас. %), меньше Al₂O₃ (3.5 против 6.3 мас. %), Cr₂O₃ (1.7 против 45.5 мас. %), MgO (4.9 против 10.3 мас. %), NiO (0.1 против 0.3 мас. %).

ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД В МИНЕРАЛАХ ДУНИТОВ

Методами термобарогеохимии нами были изучены полнокристаллические равномернозернистые трещиноватые дуниты в юго-западной и центральной частях Гулинского плутона. Расплавные включения были зафиксированы преимущественно в оливине, очень редко – в клинопироксене.

В оливине дунитов включения в основном вторичные, лишь небольшое их количество первичные. Первичные включения располагаются бессистемно поодиночке, а вторичные приурочены к трещинам (рис. 2а). Форма включений округлая, иногда слегка вытянутая или неправильная (рис. 2). Размер первичных включений обычно 20–30 мкм. Вторичные включения в основном мелкие (5–10 мкм), тонкораскристаллизованные. Среди дочерних фаз в первичных включениях обнаружены: светло-зеленый клинопироксен, светло-бурый амфибол, темно-бурый флогопит, нефелин, перовскит и магнетит.

В оливине флогопит-оливиновой жилки, присутствующей в дунитах, обнаружены также первичные включения. По внешнему виду они соответствуют таковым в оливинах дунитов. Однако среди дочерних фаз вместо нефелина присутствует содалит.

Дочерний *клинопироксен* из первичных и вторичных включений в оливине относится к диопсиду. Он в неизменных дунитах (табл. 3, ан. 1–3) по сравнению с таковым из первичных включений во флогопитизированных дунитах (табл. 3, ан. 4–6), так же как и порообразующий клинопироксен (табл. 2, ан. 1–3), содержит больше Ti и меньше Mn и Na.

Флогопит из первичных включений (табл. 3, ан. 7–10), аналогично порообразующему (табл. 2, ан. 6–8), содержит в виде примесей Ti и Ba, но в меньшем количестве: 2.5–4.8 мас. % TiO₂ и 0.16–0.33 мас. % BaO. В дочернем флогопите отмечается высокое содержание Na₂O (1.6–2.1 мас. %). Во вторичных включениях (табл. 3, ан. 11) во флогопите присутствует меньше TiO₂ (1.9 мас. %), Al₂O₃ (10.4 против 12.3–13.8 мас. %), K₂O (6.7 против 7.2–8.2 мас. %), но больше MgO и Na₂O. Среди примесей в нем, кроме BaO, содержится Cr₂O₃, NiO.

Амфибол из первичных включений (табл. 3, ан. 12) в отличие от зерен во флогопитизированных дунитах (табл. 2, ан. 9–12) содержит больше TiO₂ (6.3 против 3.4–4.6 мас. %), MgO (19.4 против

Таблица 1. Химический состав оливинов из дунитов Гулинского массива, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	40.63	39.69	40.82	40.37	40.41	40.27	39.55	40.68	40.92	40.66	40.11	40.88	40.57	39.86	40.23
TiO ₂	н.п.о.	0.01	0.05	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.03	0.06	0.01	0.08	0.05	н.п.о.	0.03	н.п.о.	0.03
FeO	10.36	10.87	10.21	9.92	10.15	10.41	10.23	9.98	9.67	10.26	9.96	10.25	10.10	12.12	15.44
MnO	0.11	0.10	0.22	0.20	0.22	0.26	0.45	0.30	0.16	0.17	0.28	0.22	0.19	0.21	0.33
MgO	48.12	49.04	49.25	48.50	48.01	48.89	48.79	47.64	48.93	48.58	46.82	47.66	48.33	46.23	42.70
CaO	0.28	0.30	0.40	0.28	0.32	0.27	0.30	0.27	0.26	0.31	0.35	0.30	0.30	0.41	0.05
Na ₂ O	0.02	0.02	0.03	0.03	н.п.о.	0.02	н.п.о.	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	н.п.о.	0.02
NiO	0.46	0.41	0.35	0.34	0.32	0.34	0.27	0.35	0.40	0.39	0.36	0.33	0.35	0.51	0.26
Сумма	100.04*	100.44	101.33	99.70*	99.43	100.44*	99.62	99.38*	100.44*	100.48	98.03*	99.66	99.88	99.38*	99.06
					Формульные единицы										
Si	0.999	0.977	0.991	0.995	0.999	0.987	0.979	1.004	0.999	0.995	1.005	1.007	0.998	0.997	1.019
Fe	0.213	0.224	0.207	0.204	0.210	0.213	0.212	0.206	0.197	0.210	0.209	0.211	0.208	0.253	0.327
Mn	0.004	0.004	0.008	0.007	0.008	0.009	0.017	0.011	0.006	0.006	0.010	0.008	0.007	0.008	0.012
Mg	1.764	1.799	1.781	1.781	1.769	1.786	1.800	1.753	1.780	1.772	1.748	1.750	1.772	1.723	1.612
Ca	0.007	0.008	0.010	0.007	0.008	0.007	0.008	0.007	0.007	0.008	0.009	0.008	0.008	0.011	0.001
Ni	0.009	0.008	0.007	0.007	0.006	0.007	0.005	0.007	0.008	0.008	0.007	0.007	0.007	0.010	0.005
Fe	10.78	11.06	10.42	10.30	10.61	10.67	10.53	10.52	9.98	10.60	10.66	10.77	10.50	12.83	16.87
Fe	89.22	88.94	89.58	89.70	89.39	89.33	89.47	89.48	90.02	89.40	89.34	89.23	89.50	87.17	83.13

Примечание. 1–14 – неизменные дуниты, 15 – флогопитизированные дуниты; *в том числе Cr₂O₃ (мас. %): 1, 4, 9–0.06; 6, 11 – 0.08; 8 – 0.07; 14 – 0.05; н.п.о. – ниже предела обнаружения.

Таблица 2. Химический состав породообразующих минералов дунитов Гулинского массива, мас. %

Компоненты	Клинопироксен				Флогопит				Амфибол				Хромшпинелид	Титаномагнетит			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12			13	14	
SiO ₂	51.33	51.91	52.20	54.19	53.44	37.80	37.86	39.27	45.34	45.18	45.05	46.26	н.п.о.	1.00			
TiO ₂	1.84	1.52	1.54	0.53	0.72	4.04	5.45	4.03	3.41	4.15	4.60	4.31	4.89	14.45			
Al ₂ O ₃	1.97	1.35	1.43	0.82	1.57	14.57	14.21	12.77	7.76	7.77	7.57	8.02	6.34	3.50			
Cr ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	45.53	1.70			
FeO	4.70	5.77	5.61	5.53	5.29	5.94	6.54	5.98	6.32	6.47	6.63	7.13	32.30	69.44			
MnO	0.01	н.п.о.	0.02	0.13	0.14	н.п.о.	0.06	0.03	0.09	0.09	0.06	0.12	0.18	0.65			
MgO	16.46	16.22	15.80	14.94	16.70	21.50	19.76	22.95	17.62	17.75	17.14	16.45	10.32	4.87			
CaO	22.76	22.32	22.45	21.68	20.21	0.16	0.14	н.п.о.	10.65	10.66	10.45	10.43	0.01	0.24			
Na ₂ O	0.42	0.39	0.34	1.01	1.00	0.68	0.95	1.48	3.38	3.93	3.89	3.71	н.п.о.	0.08			
K ₂ O	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.42	8.60	8.80	7.98	0.96	0.84	0.85	0.48	н.п.о.	н.п.о.			
P ₂ O ₅	н.п.о.	0.04	0.07	0.03	0.11	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.05	0.06	н.п.о.	0.04	н.п.о.	н.п.о.			
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.32	0.10			
Сумма	99.49	99.52	99.46	98.86	99.60	93.67*	94.19*	94.85*	95.58	96.90	96.24	96.95	99.89	96.03			
						Формульные единицы											
Si	1.889	1.917	1.933	2.012	1.964	2.810	2.829	2.862	6.665	6.575	6.597	6.698	0.000	0.036			
Ti	0.051	0.042	0.043	0.015	0.020	0.226	0.306	0.221	0.377	0.454	0.507	0.469	0.123	0.390			
Al	0.085	0.059	0.062	0.036	0.068	1.276	1.252	1.097	1.345	1.333	1.307	1.369	0.249	0.148			
Fe	0.145	0.178	0.174	0.172	0.163	0.369	0.409	0.364	0.777	0.787	0.812	0.863	0.901	2.085			
Mn	0.000	0.000	0.001	0.004	0.004	0.000	0.004	0.002	0.011	0.011	0.007	0.015	0.005	0.020			
Mg	0.903	0.893	0.872	0.827	0.915	2.382	2.201	2.493	3.860	3.850	3.741	3.550	0.513	0.261			
Ca	0.897	0.883	0.891	0.862	0.796	0.013	0.011	0.000	1.678	1.662	1.640	1.618	0.000	0.009			
Na	0.030	0.028	0.024	0.073	0.071	0.098	0.138	0.209	0.964	1.109	1.105	1.042	0.000	0.000			
K	—	—	—	—	—	0.816	0.839	0.742	0.180	0.156	0.159	0.089	—	—			
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.200	0.048			
Ba	—	—	—	—	—	0.011	0.012	0.010	—	—	—	Ni	0.009	0.003			
Mg#	0.86	0.83	0.83	0.83	0.85	0.87	0.84	0.87	0.83	0.83	0.82	0.80	—	—			

Примечание. 1–3, 6, 13, 14 — неизменные дуниты, 4, 5, 7–12 — флогопитизированные дуниты; * в том числе: 6 — 0.38 мас. % BaO, 7 — 0.42 мас. % BaO, 8 — 0.36 мас. % BaO. Формульные единицы рассчитаны по количеству катионов в формуле; н.п.о. — ниже предела обнаружения.

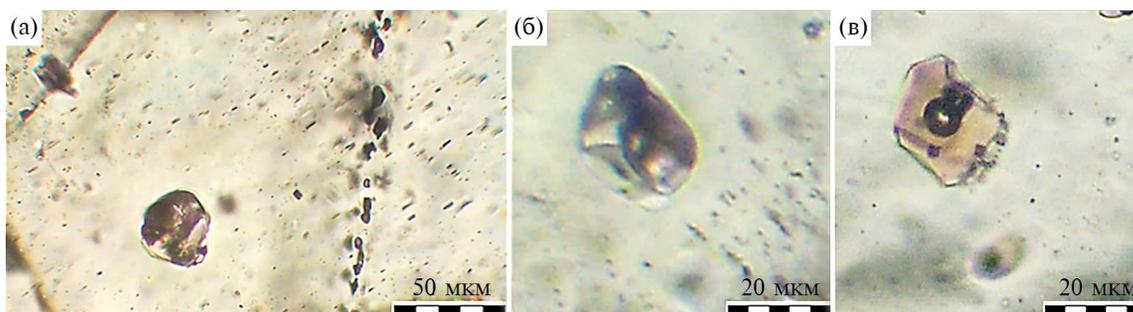


Рис. 2. Первичные расплавные включения в оливине дунитов Гулинского плутона: (а) — одиночное первичное расплавное включение и вторичные включения по трещине; (б) — первичное расплавное включение до прогрева, (в) — то же самое включение после прогрева, $T_{\text{гом}} = 1260^{\circ}\text{C}$. Изображение в проходящем свете.

16.4–17.8 мас. %), меньше Al_2O_3 (5.6 против 7.6–8 мас. %), CaO (9.2 против 10.6 мас. %) и FeO (3.4 против 6.3–7.1 мас. %).

Нефелин в первичных и вторичных включениях в виде примеси (табл. 3, ан. 13–16) содержит (в мас. %): 1.1–1.2 FeO , 0.3–0.9 MgO , 0.07–0.2 CaO . Минерал в первичных включениях (табл. 3, ан. 13–15) характеризуется повышенным содержанием SiO_2 (44–45 мас. %) и более низким щелочей (15.7–16.5 мас. % Na_2O и 1.8–2.1 мас. % K_2O).

Перовскит в первичных и вторичных включениях имеет одинаковый состав. В нем отмечается (табл. 3, ан. 17, 18) примесь FeO (0.66–0.73 мас. %), Na_2O (0.5–1.14 мас. %) и значительное количество (1.95–2.04 мас. %) SrO .

Для *магнетита* из включений характерно присутствие 0.40–0.82 мас. % TiO_2 , но во вторичных включениях больше FeO (89.8 против 81.1 мас. %), MgO (2.1 против 0.8 мас. %), а также в виде примеси в минерале отмечаются CoO , NiO , V_2O_3 (табл. 3, ан. 19, 20).

В *содалите*, обнаруженном в составе первичных включений в оливине оливин-флогопитовой жилки в дунитах, установлена (табл. 3, ан. 21, 22) примесь FeO (1.3–1.4 мас. %), MgO (0.1–0.3 мас. %), SO_3 (0.2–0.3 мас. %), а также высокие количества Na_2O (18.7–21.4 мас. %) и Cl (7.9–8.1 мас. %).

В редко встречаемых в дунитах мелких зернах *клинопироксена* расплавных включений очень мало. Они бурой окраски, изометричной или призматической формы. Содержимое тонкораскристаллизовано, представлено бесцветными и темными бесформенными дочерними фазами.

ТЕРМОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПРОГРЕТЫХ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

При прогреве первичных расплавных включений в оливине дунитов плавление дочерних фаз начиналось при 835–950°C. В температурном

интервале 1090–1100°C происходило формирование газового пузыря. Полностью расплавились кристаллические фазы включений в диапазоне 1200–1225°C. При этих температурах нередко отмечалось перемещение газового пузыря во включениях. При дальнейшем повышении температуры газовый пузырь уменьшался и нередко происходила разгерметизация включений. Зафиксировать температуру гомогенизации удалось лишь при 1270°C. Однако температурный интервал гомогенизации содержимого включений гораздо шире, поскольку в большинстве включений газовый пузырь сохранялся при 1300°C. Прогретые “вслепую” до 1360°C и закаленные единичные сохранившиеся включения были представлены стеклом без газового пузыря. Исходя из большой вероятности разгерметизации включений при высоких температурах, мы при существенном уменьшении размеров газового пузыря нагрев включений прекращали с целью сохранения возможности выяснения химического состава их содержимого. В клинопироксене содержимое включений интенсивно начинает плавиться около 1100°C. При этом слабо различимые контуры становятся отчетливыми у множества дочерних фаз, появляется несколько газовых пузырей. Гомогенизация происходит при 1190–1200°C. Из-за малых (<5 мкм) размеров включений их химический состав не анализировался.

Химический состав прогретых и закаленных 19 включений в оливине представлен в табл. 4. Поскольку в процессе охлаждения между оливином-хозяином и расплавом включений происходит диффузионное перераспределение Fe и Mg , этот состав был нами пересчитан до достижения равновесия между ними. Пересчет проводился по методике (Danyushevsky, Plechov, 2011) с помощью программного пакета Petrolog3, которая учитывает зависимость содержания общего FeO в расплаве от железистости равновесного оливина-хозяина. За исходное значение $\text{FeO}_{\text{общ}}$ в расплаве мы приняли максимальное содержание FeO в стеклах закаленных расплавных включений, которое составляет

Таблица 3. Химический состав дочерних фаз из первичных и вторичных включений в оливине-флогопитовой жилке, мас. %

Компоненты	Клинопироксен								Флогопит					Амфибол	Нефелин				Перовскит		Магнетит		Содалит	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13		14	15	16	17	18	19	20	21	22	
SiO ₂	54.45	55.22	52.44	53.56	54.93	53.83	42.37	40.12	39.41	39.60	40.52	48.63	44.09	44.05	45.60	43.32	0.45	н.п.о.	0.12	0.96	38.61	38.13		
TiO ₂	1.58	1.35	1.33	0.95	0.97	1.07	2.49	3.00	4.82	3.18	1.87	6.26	0.12	0.47	0.03	н.п.о.	58.15	0.82	0.40	н.п.о.	н.п.о.			
Al ₂ O ₃	1.17	0.56	1.80	0.66	0.60	0.71	13.81	13.60	12.35	13.35	10.43	5.58	33.10	32.97	34.01	32.10	н.п.о.	0.54	н.п.о.	н.п.о.	31.29			
FeO	3.01	2.63	3.04	4.43	4.44	4.23	3.26	4.09	4.59	5.61	5.87	3.42	1.15	1.22	1.10	1.14	0.73	81.15	89.76	1.40	1.33			
MnO	0.01	0.05	н.п.о.	0.09	0.13	0.10	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.04	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.11	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.			
MgO	15.56	16.51	16.47	14.69	15.69	14.61	23.66	23.18	21.54	21.92	24.87	19.43	0.49	0.86	0.29	0.58	0.46	н.п.о.	2.07	0.14	0.33			
CaO	22.09	22.84	25.00	22.75	22.97	22.69	0.03	0.02	0.02	0.06	н.п.о.	9.15	0.19	0.17	0.07	н.п.о.	36.54	0.12	н.п.о.	0.06	0.02			
Na ₂ O	0.98	1.04	0.44	1.14	1.04	1.10	2.13	1.82	1.64	1.99	2.32	4.74	16.54	15.75	15.74	19.10	1.14	0.10	н.п.о.	18.70	21.42			
K ₂ O	0.06	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	8.19	7.59	7.77	7.20	6.70	0.99	2.05	2.10	1.80	2.24	0.03	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.			
P ₂ O ₅	0.06	0.09	н.п.о.	0.08	0.07	0.07	0.12	н.п.о.	0.02	н.п.о.	н.п.о.	0.04	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.08	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.			
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7.92	8.14		
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.33	0.17		
Сумма	98.97	100.29	100.86*	98.35	100.84	98.41	96.36*	93.74*	94.65*	93.07*	94.25*	98.24	97.73	97.63	98.64	98.48	99.62*	98.12*	83.83	94.61*	99.57	100.83		

Примечание. Породы: 1–3, 7–18, 20, 23 – неизменные дуниты; 4–6, 19 – флогопитизированные дуниты; 21, 22 – оливин-флогопитовая жилка в дунитах. Включения: 3, 11, 16, 18, 20 – вторичные, остальные – первичные; *в том числе (мас. %): 3 – 0.34 Cr₂O₃, 7 – 0.30 BaO, 8 – 0.32 BaO, 9 – 0.33 BaO, 0.16 NiO, 10 – 0.16 BaO, 11 – 0.22 Cr₂O₃, 1.21 BaO, 0.24 NiO, 17 – 2.04 SrO, 18 – 1.95 SrO, 20 – 0.5 CoO, 0.66 NiO, 0.26 V₂O₅, н.п.о. – ниже пределов обнаружения.

Таблица 4. Химический состав прогретых первичных (1–9) и вторичных (10) расплавных включений в оливине дунитов, мас. %

Компоненты	1(2)	2(3)	3(3)	4(1)	5(2)	6(1)	7(3)	8(1)	9(1)	10(2)
	89.71*	89.58	89.23	89.48	89.33	89.58	88.94	88.94	89.58	86.77
	1190**	1260	1360	1300	1155	1260	1360	1360	1260	–
SiO ₂	40.05	39.78	39.45	38.01	39.37	40.53	41.78	41.04	43.20	46.78
TiO ₂	8.45	4.81	9.04	6.26	8.95	4.44	5.42	4.73	3.46	1.29
Al ₂ O ₃	11.97	13.43	13.73	14.98	15.36	15.46	17.30	19.43	7.96	15.89
FeO	4.51	9.88	6.95	5.57	4.83	10.17	5.95	6.80	11.93	6.65
MnO	н.п.о.									
MgO	7.76	6.94	6.72	7.14	5.21	6.73	3.63	4.17	6.39	3.32
CaO	13.14	12.05	9.41	11.34	8.93	6.70	7.80	5.85	15.15	5.62
Na ₂ O	4.72	4.45	4.89	6.44	5.26	3.92	6.42	7.97	3.04	8.94
K ₂ O	3.10	3.41	3.76	3.68	3.25	2.17	2.83	1.73	2.66	3.27
BaO	0.09	0.17	0.14	0.26	0.12	н.п.о.	0.19	0.17	0.11	–
SrO	0.23	0.12	0.26	0.26	0.30	0.09	0.39	0.44	0.04	–
P ₂ O ₅	1.48	1.56	1.48	1.98	2.02	1.88	1.89	1.39	1.16	2.08
Cl	0.09	0.07	0.11	0.15	0.14	0.04	0.86	0.38	н.п.о.	0.22
SO ₃	0.57	0.61	0.68	0.73	0.85	0.20	0.60	1.10	0.47	0.25
Сумма	96.16	97.28	96.68	96.80	94.59	92.33	95.07	95.24	95.57	94.31
Пересчитанный состав на равновесие с оливином-хозяином										
SiO ₂	40.6	40.84	40.35	38.96	40.79	43.21	42.91	42.49	44.81	–
TiO ₂	6.98	4.25	7.72	5.34	7.18	3.95	4.29	3.89	3.14	–
Al ₂ O ₃	9.9	11.88	11.72	12.77	12.32	13.75	13.7	15.97	7.22	–
Fe ₂ O ₃	1.7	1.76	1.48	1.75	1.4	1.35	1.51	1.42	2.09	–
FeO	10.41	10.35	10.6	10.36	10.68	10.72	10.58	10.69	10.05	–
MgO	11.87	11.93	11.37	10.85	12.01	13.98	11.99	11.6	12.74	–
CaO	10.86	10.65	7.98	9.67	7.16	5.96	6.17	4.81	13.74	–
Na ₂ O	3.9	3.94	4.16	5.49	4.22	3.49	5.11	6.55	2.76	–
K ₂ O	2.56	3.01	3.24	3.14	2.6	1.93	2.24	1.42	2.41	–
P ₂ O ₅	1.22	1.38	1.26	1.69	1.62	1.67	1.5	1.14	1.05	–
T _{равн.} , °C	1357	1363	1365	1369	1373	1389	1383	1400	1347	–

Примечание. Включения: 1–8 первичные, 9 – мнимовторичное (?), 10 – вторичные; в скобках – количество включений. T_{равн.}, °C – равновесная температура оливина с расплавом. В сумме также учтено присутствие в стекле включений Sr₂O₃ (выделено жирным): 3 – 0.06 мас. %, 7 – 0.01 мас. %, 8 – 0.04 мас. %. н.п.о. – ниже пределов обнаружения.

*Состав оливина Fo, **T_{гом}, °C.

11.93 мас. % (табл. 4, ан. 9), так как валовое содержание FeO_{общ} в дунитах не отражает состав исходного расплава, а определяется, главным образом, составом кумулятивных оливинов. Пересчитанный состав включений приводится также в табл. 4.

В целом пересчитанный химический состав законсервированных в оливине первичных расплавных включений (табл. 4, ан. 1–8) близок к составу оливиновых меланефелинитов: он

малокремнистый (39–43.2 мас. % SiO₂), обогащен титаном (3.9–7.7 мас. % TiO₂), глиноземом (9.9–16 мас. % Al₂O₃), кальцием (4.8–10.9 мас. % CaO), щелочами (5.1–9.7 мас. %) при преобладании Na над K. Расплав содержит также заметные количества фосфора (1.14–1.69 мас. % P₂O₅), бария (0.09–0.26 мас. % BaO), стронция (0.1–0.44 мас. % SrO), 0.2–1.1 мас. % SO₃ и 0.07–0.86 мас. % Cl. С помощью методов SIMS в стекле включений

установлено также 0.59 мас. % F и 0.54 мас. % H₂O. Недостающая до 100 мас. % сумма компонентов, по-видимому, отражает количество CO₂ в расплаве.

Среди прогретых мнимовторичных включений в оливине обнаружены единичные разности, имеющие пикрито-базальтовый состав (табл. 4, ан. 9). По сравнению с вышеописанными, включения содержат больше SiO₂ (44.8 мас. %) и CaO (13.7 мас. %) и меньше Al₂O₃ (7.22 мас. %) и щелочей (5.17 мас. %).

Единичные проанализированные вторичные включения в оливине имеют нефелинитовый состав. Он включает (в мас. %): 46.78 SiO₂, 15.89 Al₂O₃, 6.65 FeO, 3.32 MgO, 5.62 CaO, 8.94 Na₂O, 3.27 K₂O (табл. 4, ан. 10).

ГЕОХИМИЯ ДУНИТОВ, ОЛИВИНА И СТЕКОЛ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ

Распределение и количество микроэлементов в рассматриваемых породах, оливине и стеклах расплавных включений в минералах, как показали наши исследования и опубликованные данные (Соболев и др., 2009; Симонов и др., 2016), очень неравномерное.

Оливин практически не содержит редкие и редкоземельные элементы, согласно результатам ионного зонда, поскольку все редкоземельные элементы концентрируются в расплаве (табл. 5, ан. 2). В оливине в незначительном количестве были обнаружены (г/т): Cr 411, Ti 247, V 14.8, Rb 12.4, Sr 0.715, Zr 0.425, Y 0.208 и Yb 0.088. Также, судя по коэффициентам распределения, все вышеперечисленные элементы в большей степени накапливаются в расплаве, кроме Cr, который частично накапливается в оливине.

Расплавные включения в оливине дунитов существенно обогащены некогерентными элементами (табл. 5, ан. 3): LILE и LREE у них на два порядка и даже несколько больше превышают мантийные значения, а от Gd до Yb их концентрации постепенно снижаются на один порядок. Спектры распределения некогерентных элементов (рис. 3), нормализованных к примитивной мантии, имеют отрицательный наклон с отрицательными аномалиями K, Hf и Y и крупными положительными аномалиями Nb и Gd. Обогащенность LREE и отрицательный наклон спектров распределения некогерентных элементов в расплавах косвенно свидетельствует о небольшой степени плавления мантийного источника с сохранением в рестите граната.

Содержания же некогерентных элементов в стеклах включений из хромшпинелидов (Симонов и др., 2016) в 1.5–3 раза ниже, чем в таковом из оливина.

В *дунитах* содержание некогерентных элементов ниже, чем в расплавах, законсервированных во

включениях из оливинов, но оно также довольно высокое для HFSE и LREE и превышает в несколько раз (для Nb, Ta на порядок) мантийные значения (табл. 5, ан. 1). Содержания же HREE в породе ниже мантийных значений. Спектры распределения редких элементов, нормированные на примитивную мантию, имеют куполовидную форму в области распространения HFSE и LREE, а от Gd к Yb образует отрицательный наклон. На кривой распределения некогерентных элементов отмечаются крупные положительные аномалии Ta и Ti и небольшие отрицательные аномалии Sr и Hf (рис. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При рассмотрении полученных результатов изучения состава расплавных включений в оливине дунитов и химического состава породообразующих минералов и дочерних фаз из включений были выявлены как черты их сходства, так и различия с таковыми в гулинских меймечитах, щелочных пикритоидах и оливиновых меланефелинитах (Васильев, Золотухин, 1975; Соболев, Слуцкий, 1984; Соболев и др., 2009; Панина, Моторина, 2013; Симонов и др., 2016; Васильев и др., 2017).

1. *Оливин* во всех рассматриваемых гулинских породах является высокомагнезиальным, содержит примеси Ni, Cr, Ca. В меймечитах и щелочных пикритоидах встречается оливин состава $Fo_{93-80.6}$, в дунитах и оливиновых меланефелинитах — Fo_{90-83} . *Клинопироксен* в дунитах представлен диопсидом и субкальциевым диопсидом, в меймечитах — диопсидом и диопсид-авгитом, в щелочных пикритоидах — субкальциевым авгитом, а в оливиновых меланефелинитах — фассаитом. Все клинопироксены в гулинских ультрабазитах обогащены Na и содержат примесь Ti. Самые высокие количества TiO₂ (3.3–5.65 мас. %) присутствуют в клинопироксенах щелочных пикритоидов, самые низкие (0.5–1.8 мас. %) — дунитов. В клинопироксенах дунитов и меланефелинитов содержится 0.34–0.42 и 0.5 мас. % Na₂O соответственно. А в меймечитах и щелочных пикритоидах количество Na₂O в клинопироксене более высокое, до 0.75 мас. %. Вместе с тем дочерний клинопироксен из включений в оливине дунитов и меланефелинитов имеет самое высокое содержание Na₂O (1–1.14 и 0.8 мас. % соответственно). *Флогопит* в дунитах и меланефелинитах содержит примерно одинаковое количество Na₂O (0.7–1.5 и 0.7–0.9 мас. % соответственно) и TiO₂ (4–5.4 и 5.2 мас. % соответственно) при более высокой примеси BaO во флогопите меланефелинитов (3.75 против 0.32–0.42 мас. %). *Нефелин* из включений в оливине дунитов и меланефелинитов, так же как и породообразующий нефелин меланефелинитов, содержит незначительную примесь CaO (до 0.22 мас. %), тогда как в дочернем нефелине из оливина щелочных пикритоидов ее количество

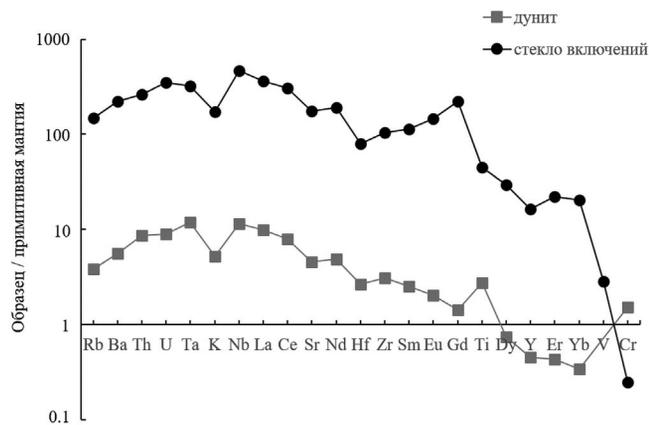


Рис. 3. Мультиэлементные спектры распределения несовместимых элементов в дуните и стекле первичных расплавных включений в оливине, нормированные к примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995).

достигает до 1.35 мас. %. *Титаномагнетиты* в дунитах и меланефелинитах близки по составу и отличаются от такового в меймечитах. В них соответственно отмечается, в мас. %: 14.45 и 16.35 против 20.39 TiO_2 , 1.7 и 3.03 против 0.08 Cr_2O_3 . Создается впечатление, что породообразующие минералы и дочерние фазы из включений в дунитах и меланефелинитах кристаллизовались из расплавов близкого состава, тогда как при кристаллизации минералов в меймечитах и щелочных пикритоидов состав исходных расплавов был другой.

2. Результат изучения первичных расплавных включений свидетельствует, что дуниты Гулинского плутона образовались из обогащенной R, Ba, Sr, Ce, S оливин-меланефелинитовой магмы, содержащей в среднем, в мас. %: 42.21 SiO_2 , 5.45 TiO_2 , 12.75 Al_2O_3 , 11.93 FeO, 11.95 MgO, 7.91 CaO, 4.61 Na_2O , 2.52 K_2O . Кристаллизация оливина из магмы осуществлялась при температурах, превышающих 1260°C. Содержимое вторичных включений в оливине отвечало составу нефелинитовых расплавов, которые, вероятнее всего, являлись дифференциатами оливин-меланефелинитовой магмы. Вместе с тем в редких случаях было зафиксировано, что состав расплавов, законсервированных, возможно, в мнимовторичных включениях, является более высококремнистым (44.8 мас. % SiO_2), более известковистым (13.7 мас. % CaO), менее глиноземистым (7.2 мас. % Al_2O_3) и менее щелочным (5.2 мас. %). Он близок к составу пикритоидных расплавов и не может быть как исходным для меланефелинитовой магмы, так и ее дифференциатом. Подобные расплавы, в мас. %: 45–49.6 SiO_2 , 3.6 TiO_2 , 7.4–8 Al_2O_3 , 12.3–13 FeO, 7.9–12.6 MgO, 10.5–11 CaO, 2 Na_2O , 2 K_2O , были зафиксированы при изучении включений в хромшпинелидах гулинских дунитов (Симонов и др., 2016). Расчетным путем

Таблица 5. Петрохимический (мас. %) и микроэлементный (г/т) состав дунита, оливина и стекла включений в оливине и хромшпинелидах

Компоненты	Дунит	Оливин	Стекло включений	
			в оливине	в хромшпинелиде
	1	2	3	4
SiO_2	39.09	40.37	40.04	49.22
TiO_2	0.46	н.п.о.	8.45	3.36
Al_2O_3	0.61	н.п.о.	11.97	8.19
$FeO_{общ}$	10.56	9.92	4.51	11.59
MnO	0.17	0.22	0.06	0.12
MgO	44.44	48.50	7.71	8.27
CaO	1.07	0.28	13.13	11.68
Na_2O	0.04	0.03	4.71	2.20
K_2O	0.15	–	3.10	1.99
BaO	–	–	0.09	0.00
SrO	–	–	0.22	0.00
P_2O_5	0.04	–	1.48	0.76
Cl	–	–	0.09	0.00
SO_3	0.00	–	0.58	0.00
F	–	–	0.59	0.00
H_2O	–	–	0.54	0.00
Сумма	99.48*	99.32	97.27	98.20*
K	–	–	41400	–
Cr	–	411	652	–
V	–	14.8	234	321
Rb	2.3	12.4	88.6	61.8
Ba	36.9	–	1460	968
Th	0.69	–	20.9	7.48
U	0.18	–	7.08	1.97
Ta	0.44	–	11.8	5.05
Nb	7.51	–	305	111
La	6.41	–	235	92.2
Ce	13.2	–	508	204.11
Sr	90.3	0.715	3460	1465
Nd	6.08	–	240	96.24
Sm	1.03	–	45.7	18.41
Hf	0.75	–	22.6	0
Zr	32.5	0.425	1100	696
Eu	0.31	–	22.4	5.17
Gd	0.77	–	120	14.59
Dy	0.5	–	19.9	8.48
Ti	3326	247	54300	–
Y	1.96	0.203	70.8	30
Er	0.19	–	9.64	3.87
Yb	0.15	0.088	8.91	2.11

Примечание. *В том числе (мас. %): в дунитах – 0.587 Cr_2O_3 , 0.318 NiO, П.п.п. – 1.94; в стекле включений из хромшпинелида – 0.82 Cr_2O_3 . Данные: 1 – средние по (Соболев и др., 2009), 4 – средние по (Симонов и др., 2016).

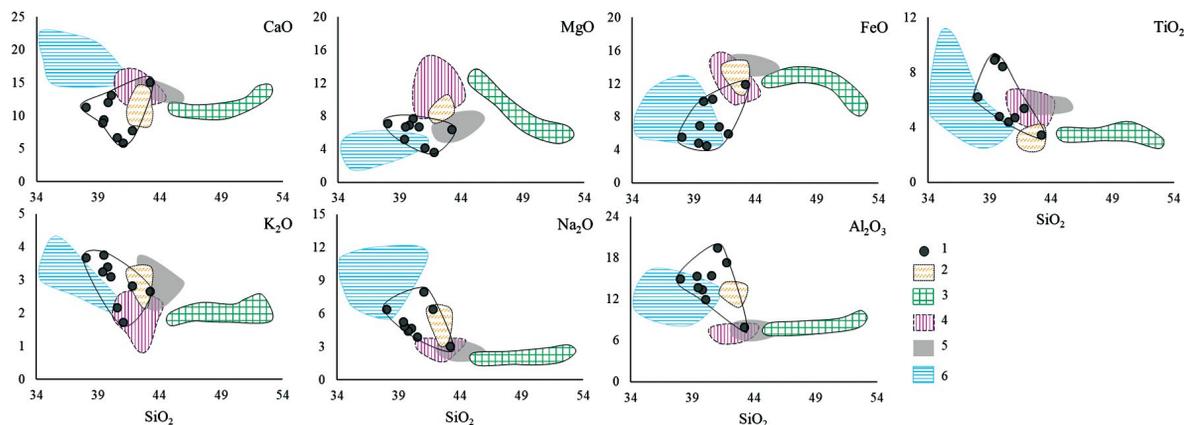


Рис. 4. Бинарная диаграмма зависимости главных оксидов от SiO₂ (в мас. %) в закаленных стеклах расплавных включений в оливине и хромшпинелиде ультраосновных пород Гулинского плутона: 1 – в оливине дунитов, 2 – в оливине мелилитовых меланефелинитов (Васильев и др., 2017), 3 – в хромшпинелиде дунитов (Симонов и др., 2016), 4 – в оливине меймечитов (Соболев и др., 2009), 5 – в оливине пикритов (Панина, Моторина, 2013), 6 – в оливине кугдитов (Расс, Плечов, 2000).

было показано, что пикробазальтовые расплавы, из которых в температурном интервале 1420–1360°C кристаллизовались хромшпинелиды, могли возникнуть при эволюции пикрито-меймечитовой магмы вследствие внутрикамерной кристаллизации из нее оливина в диапазоне 1500–1380°C (Симонов и др., 2016). Вероятнее всего, присутствие пикрито-меймечитовых законсервированных расплавов в оливине дунитов является результатом их смешивания с оливин-меланефелинитовой магмой на поздней стадии кристаллизации минерала.

На бинарной диаграмме на основе SiO₂ (рис. 4) составы расплавов из включений в оливине дунитов образуют обособленные поля среди составов включений из оливина других ультрабазитов массива. Они отличаются от таковых в меймечитах (Соболев и др., 2009) и щелочных пикритовых порфиритов (Панина, Моторина, 2013) по более высоким содержаниям Al₂O₃, Na₂O и низким MgO, FeO, но имеют с ними довольно близкие содержания CaO, K₂O, TiO₂. Состав прогретых включений в хромшпинелидах дунитов (Симонов и др., 2016) содержит гораздо больше SiO₂, FeO, MgO и меньше Al₂O₃, щелочей, TiO₂ и довольно близок к высококремнистым мнимовторичным включениям пикробазальтового состава в оливинах дунитов. Наиболее близкий состав включения в оливине дунитов имеют с таковыми в оливине гулинских мелилитовых меланефелинитов (Васильев и др., 2017): составы перекрываются по Al₂O₃, щелочам, TiO₂, частично CaO, отличаясь лишь более низким содержанием FeO и MgO. Довольно близкий состав по K₂O, Al₂O₃, FeO, TiO₂ включения в оливине дунитов имеют с включениями в оливине гулинских кугдитов (Расс, Плечов, 2000). Полученные

результаты, вероятнее всего, свидетельствуют о том, что формирование оливина дунитов происходило из меланефелинитовой магмы при некотором участии меймечитовых и щелочных пикритоидных расплавов в связи с их вероятным подтоком по рифтовым разломам и последующим некоторым смешением в промежуточной камере.

3. Распределение некогерентных элементов в законсервированных минералах расплавов не противоречит этому выводу. В оливине дунитов расплавные включения содержат очень высокое количество некогерентных элементов, превышающих на два порядка и более мантийные значения, что указывает на недеплетированный характер мантийного источника. Оно заметно выше такового в оливине щелочных пикритоидов (Панина, Моторина, 2013) и меймечитов (Соболев и др., 2009) и довольно близко к стеклам включений в клинопироксене меланефелинитов (Панина, Моторина, 2013). Если учесть, что большинство редких и редкоземельных элементов несовместимы с оливином и остаются в расплаве при его кристаллизации, а в клинопироксене они концентрируются и обедняют остаточный расплав, то количество редких и редкоземельных элементов в расплаве, из которого кристаллизовался оливин меланефелинитов, будет не меньше, а возможно, и больше, чем в расплаве, законсервированном в оливине дунитов. На спайдердиаграмме (рис. 5), нормированной к примитивной мантии, спектры стекол включений в оливине дунитов занимают самое высокое положение. Ниже них располагаются спектры включений, законсервированных в клинопироксене меланефелинитов, а еще ниже – спектры включений в оливине щелочных пикритоидов и меймечитов, а также

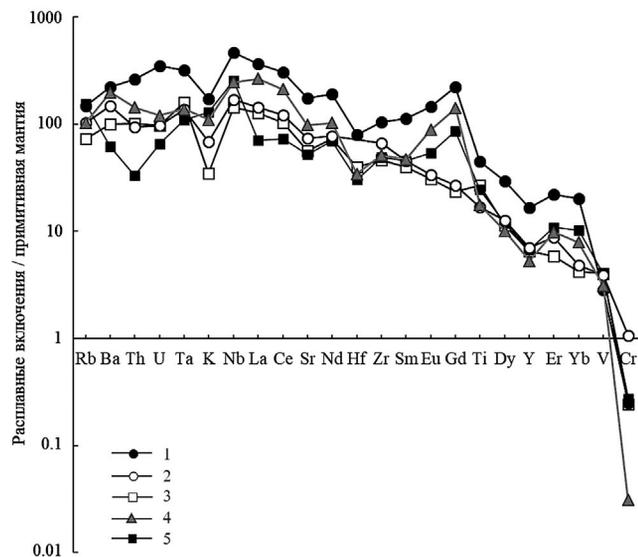


Рис. 5. Мультиэлементные спектры распределения несовместимых элементов в стеклах расплавных включений в минералах ультраосновных пород Гулинского плутона, нормированные к примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995): 1 – в оливине дунитов, 2 – в хромшпинелиде дунитов (Симонов и др., 2016), 3 – в оливине меймечитов (Соболев и др., 2009), 4 – в клинопироксене меланефелинитов (Панина, Моторина, 2013), 5 – в оливине пикритов (Панина, Моторина, 2013).

спектры включений в хромшпинелиде дунитов. Однако последние занимают более высокое положение по содержаниям LILE и LREE и более низкое положение по HREE, по сравнению с таковыми включений в оливине щелочных пикритоидов и меймечитов. Все спектры распределения некогерентных элементов имеют отрицательный уклон. Конфигурация спектра включений в оливине дунитов практически повторяет таковую в клинопироксене меланефелинитов: для них характерны положительные аномалии Nb, Gd и отрицательные K, Sr, Hf, Y. Спектры расплавов, законсервированных в оливине меймечитов и хромшпинелидов дунитов, более плавные с отсутствием крупных положительных и отрицательных (кроме K и Y) аномалий.

4. Индикаторные отношения некогерентных элементов в законсервированных в оливине ультрабазитов расплавов позволяют получить информацию о магматических источниках, их глубине, степени плавления и различиях в составе (Cullers, Graf, 1984; Nash, Crecraft, 1985; Salters, Longhi, 1999; Скляр и др., 2001). Так, $Nb/U = 43$ в законсервированных расплавах из оливина дунитов свидетельствует об участии в маглообразовании мантийного источника. Отношение $Ti/Zr = 49.36$ в таковых говорит о более низкой степени плавления мантийного субстрата, чем при выплавлении

меймечитовых расплавов, у которых $Ti/Zr = 77.6$ (Соболев и др., 2009), поскольку увеличение значений отношения свидетельствует об увеличении степени плавления (Hofmann, 1997). При этом при выплавлении расплавов в обоих источниках в рестите оставался гранат, о чем свидетельствуют значения Ti/Y законсервированных расплавов в оливине дунитов ($Ti/Y = 766.65$) и меймечитов ($Ti/Y = 996.4$) (Соболев и др., 2009). Кроме того, эти значения свидетельствуют о больших глубинах мантийного источника у меймечитов, по сравнению с таковым у дунитов. Значение Ti/Y меньше 530 говорит о малых глубинах источника и присутствии в нем шпинели (Скляр и др., 2001). О различиях в составе магматических источников до процессов субдукции обычно судят по значениям отношения двух несовместимых элементов (Скляр и др., 2001). Считают, что эти значения отношения будут сохраняться неизменными в ходе частичного плавления и фракционной кристаллизации. Согласно полученным данным, в расплавах, законсервированных в оливине дунитов, значения составляют: $Ta/Yb = 1.32$, $Th/Yb = 2.34$, а в таковых в оливине меймечитов (Соболев и др., 2009) – 3.21 и 4.38 соответственно. Следовательно, можно сделать вывод, что мантийные источники у меймечитов и дунитов были разные: располагались на разных глубинах, имели различный состав и различную степень выплавления исходных магм.

ВЫВОДЫ

1. Дуниты Гулинского плутона образовались из меланефелинитовой магмы в результате кристаллизации оливина выше 1260°C и его гравитационной отсадки. Расплавы были обогащены летучими компонентами – CO_2 , S, F, H_2O , а также незначительно Cl.

2. Кристаллизация хромшпинелидов началась из пикрито-меймечитовой магмы и заканчивалась при ее смешении с меланефелинитовыми расплавами. Общность положения магма-контролирующих долгоживущих рифтовых разломов и их неоднократно повторяющаяся активизация способствовали поступлению этих разных родоначальных магм в промежуточные очаги, где происходило их смешивание и кристаллизация.

3. Исходя из высокого уровня концентрации некогерентных элементов в законсервированных расплавах и их индикаторным отношениям, магматические источники для меланефелинитовой и меймечитовой магм располагались в области неистощенной мантии, подвергались частичному плавлению с сохранением в рестите граната. При этом маглогенерация меланефелинитовых расплавов, по сравнению с меймечитовой магмой, происходила при более низкой степени плавления мантийного субстрата и на меньшей глубине.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность И.П. Солововой и анонимному рецензенту, уделившим много внимания обсуждению и критическим замечаниям по содержанию статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена по Государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400312-2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Васильев Ю.Р. Петрология ультрабазитов Гулинского плутона (север Сибирской платформы) // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972. С. 7–25.

Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология гипербазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 270 с.

Васильев Ю.Р., Гора М.П. Природа дунитов и оливинитов в щелочно-ультраосновных интрузивных комплексах Сибирской платформы // Докл. АН. 2012. Т. 442. № 3. С. 356–359.

Васильев Ю.Р., Гора М.П., Кузьмин Д.В. Меймечит-фоидитовый вулканизм Полярной Сибири. Новосибирск: Из-во СО РАН, 2017. 78 с.

Егоров Л.С. Форма, структура и эволюция Гулинского массива ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 7. С. 41–56.

Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый магматизм (на примере Маймеча-Котуйского комплекса Полярной Сибири). Ленинград: Недра, 1991. 260 с.

Когарко Л.Н., Зартман Р.Э. Новые данные о возрасте Гулинской интрузии и проблема связи щелочного магматизма Маймеча-Котуйской провинции с Сибирским суперплюмом (данные по изотопии U-Th-Pb системы) // Геохимия. 2011. № 5. С. 462–472.

Кравченко С.М., Багдасаров Ю.А. Геохимия, минералогия и генезис апатитоносных массивов (Маймеча-Котуйская карбонатитовая провинция). М.: Наука, 1987. 128 с.

Куренков С.А. Рассеянный спрединг в мезозойской истории Сибирской платформы и Таймырской складчатой области // Внутриплитные явления в земной коре. М.: Наука, 1988. С. 57–70.

Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 772 с.

Осоргин Н.Ю., Томиленко А.А. Микротермокамера. Ав. свидетельство № 1562816 СССР от 17.05.1990.

Панина Л.И., Моторина И.В. Меймечиты, щелочные пикритовые порфириды и меланефелиниты

Сибири: условия кристаллизации, родоначальные магмы, источники // Геохимия. 2013. № 2. С. 122–144.

Панина Л.И., Усольцева Л.М. Пироксениты Крестовской щелочно-ультраосновной интрузии: состав родительских магм и их источники // Геохимия. 2009. № 4. С. 378–392.

Панина Л.И., Исакова А.Т., Сазонов А.М. Оливиниты Крестовской интрузии – продукты кристаллизации ларнит-нормативной щелочно-ультрамафитовой магмы: данные изучения расплавленных включений // Петрология. 2018. Т. 26. № 2. С. 163–177.

Расс И.Т., Плечов П.Ю. Включения расплавов в оливинах оливин-мелилитовой породы, массив Гули, северо-запад Сибирской платформы // Докл. АН. 2000. Т. 375. № 3. С. 389–392.

Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Соловова И.П. Физико-химические условия магмообразования в основании Сибирского плюма по данным исследования расплавленных микровключений в меймечитах и щелочных пикритах Маймеча-Котуйской провинции // Петрология. 2009. Т. 17. № 3. С. 311–323.

Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И. и др. Физико-химические параметры кристаллизации дунитов Гулинского ультраосновного массива (Маймеча-Котуйская провинция) // Докл. АН. 2015. Т. 464. № 3. С. 341–345.

Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И. и др. Петрогенезис дунитов Гулинского ультраосновного массива (север Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. С. 2153–2177.

Склярков Е.В., Гладкогуб Д.П., Донская Т.В. и др. Интерпретация геохимических данных. М.: Наука, 2001. 288 с.

Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.

Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. Т. 25. № 12. С. 97–110.

Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н. Новые данные по петрологии сибирских меймечитов // Геохимия. 1991. № 8. С. 1084–1095.

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

Arndt N., Lehnert K., Vasil'ev Y. Meimechites: highly magnesian alkaline magmas from the subcontinental lithosphere // Lithos. 1995. V. 34. P. 41–59. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(95\)90009-8](https://doi.org/10.1016/0024-4937(95)90009-8)

- Arndt N., Chauvel C., Czamanske G., Fedorenko V. Two mantle sources, two plumbing systems: tholeiitic and alkaline magmatism of the Maymecha River basin, Siberian flood volcanic province // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 133. P. 297–313. <https://doi.org/10.1007/s004100050453>
- Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R. et al. High-³He plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalts // *Science*. 1995. V. 269. P. 822–825. <https://doi.org/10.1126/science.269.5225.822>
- Cullers R.L., Graf J.L. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks // *Kimberlites. Part 7.2. Rare Earth Elements Geochemistry*. Amsterdam, Netherlands: Elsevier, 1984. V. 2. P. 239–243.
- Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. et al. A reconnaissance ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronologic study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 2071–2083. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00127-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00127-1)
- Danyushevsky L.V., Plechov P. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2011. V. 12. Q07021. <https://doi.org/10.1029/2011GC003516>
- Gudfinnsson G.H., Presnall D.C. Continuous gradations among primary kimberlitic, carbonatitic, melilitic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3–8 GPa // *J. Petrol.* 2005. V. 46. № 8. P. 1645–1659. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi029>
- Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–229.
- Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y. et al. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 214. P. 75–91.
- McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Nash W.P., Crecraft H.R. Partition coefficients to trace elements in silicic magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1985. V. 49. № 11. P. 2309–2322.
- Salter V.J.M., Longhi J. Trace elements partitioning during the initial stages of melting beneath mid-ocean ridges // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 166. P. 15–30.
- Veksler I.V., Nielsen T.F.D., Sokolov S.V. Mineralogy of crystallized melt inclusions from Gardiner and Kovdor ultramafic alkaline complexes: implications for carbonatite genesis // *J. Petrol.* 1998. V. 39. № 11–12. P. 2015–2031. <https://doi.org/10.1093/petrology/39.11-12.2015>

Genesis of Dunite from the Guli pluton According to Olivine-Hosted Melt Inclusion Data

L. I. Panina¹, A. T. Isakova¹, E. Yu. Rokosova¹

¹*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

Olivine from the dunite of the Guli pluton crystallized from olivine-melanephelinite magma at temperatures above 1260°C according to the melt inclusion study. The melts were enriched with volatile components (S, CO₂, F, H₂O, slightly Cl) and contained high amount of incompatible elements. In addition, olivine hosts sporadic inclusions of picrite-basalt composition, which are close to picrite-meimechite melts preserved in chromite of dunite according to literature data. It suggests the influx of picrite-meimechite melts and the mixing of latter with melanephelinite magma were carried out during the formation of dunites in the magma chamber. Based on the indicator ratios of incompatible elements, these melts and melanephelinite magma had different sources, which were located near the undpleted mantle, at different depths and varying degrees of partial melting.

Keywords: dunite, primary melt inclusions, melanephelinite melt, picrite-meimechite melt, Guli pluton