

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОЛИВИНОВЫХ ШОНКИНИТОВ ИНАГЛИНСКОГО МАССИВА (Центральный Алдан)

Е.Ю. Рокосова¹, Л.И. Панина¹, Ю.Р. Васильев^{1,2}, Ф.П. Леснов¹

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

На щелочно-ультраосновном Инаглинском массиве (с.-з. часть Центрального Алдана) были изучены оливиновые шонкиниты, располагающиеся в северной части массива между дунитами и щелочными габброидами. Исходя из полученных данных по химическому и микроэлементному составам рассматриваемых пород и слагающих их минералов, а также из термобарогеохимических результатов изучения расплавных включений в клинопироксенах, был сделан вывод, что оливиновые шонкиниты кристаллизовались из исходного щелочно-базитового расплава, обогащенного Cl, S, CO₂ и редкими элементами. Кристаллизация клинопироксена происходила при 1180—1200 °С из гомогенного силикатно-солевого расплава, который при понижении температуры, вероятно, распался на несмешимые силикатные и карбонатно-солевые фракции. Состав силикатной составляющей эволюционировал от щелочно-базитового к щелочно-трахитовому. Карбонатно-солевая фракция имела щелочно-карбонатный состав и была обогащена S и Cl. Единый тренд эволюции законсервированных в клинопироксенах расплавов и составов магматических пород Инаглинского массива дал основание предположить, что щелочные габброиды, меланократовые щелочные сиениты и пулaskиты могли сформироваться из одной магмы, близкой к щелочно-базитовому составу, в процессе проявления в ней кристаллизационной дифференциации. Геохимические исследования показали, что оливиновые шонкиниты и содержащиеся в зернах клинопироксенов стекла гомогенизированных расплавных включений имеют близкие содержания редких элементов и по сравнению с примитивной мантией обогащены ими на 1—2 порядка. Высокие концентрации LILE (K, Rb, Ba) и LREE в оливиновых шонкинитах и гомогенизированных включениях, вероятно, указывают на обогащенный мантийный источник, а наличие отрицательных аномалий HFSE и Ti является одним из характерных признаков магматических пород, формировавшихся при участии корового материала. Некоторая деплетированность HREE относительно LREE, высокие отношения (La/Yb)_n в породах и стеклах включений (10.0—11.4 и 4.7—6.2 соответственно) могут свидетельствовать о возможном присутствии в мантийном очаге граната.

Оливиновые шонкиниты, силикатно-карбонатные включения, несмешимость расплавов, геохимия пород и расплавных включений, источники магматизма, Инаглинский массив.

CONDITIONS OF CRYSTALLIZATION OF OLIVINE SHONKINITES IN THE INAGLI MASSIF (Central Aldan)

E.Yu. Rokosova, L.I. Panina, Yu.R. Vasil'ev, and F.P. Lesnov

The olivine shonkinites localized among dunites and alkali gabbroids in the northern part of the alkaline ultrabasic Inagli massif (northwestern part of Central Aldan) have been studied. The obtained data on the chemical and trace-element compositions of the rocks and minerals and the results of melt inclusion study showed that the olivine shonkinites crystallized from alkaline basanite melt enriched in Cl, S, CO₂, and trace elements. Clinopyroxene crystallized at 1180–1200 °C from a homogeneous silicate–salt melt, which was probably separated into immiscible silicate and carbonate–salt fractions with temperature decreasing. The composition of the silicate fraction evolved from alkaline basanite to alkaline trachyte. The carbonate–salt fraction had an alkaline carbonate composition and was enriched in S and Cl. The same trend of evolution of clinopyroxene-hosted melts and the igneous rocks of the Inagli massif suggests that the alkali gabbroids, melanocratic alkali syenites, and pulaskites formed from the same magma, which had a near-alkaline basanite composition during its crystallization differentiation. The geochemical studies showed that the olivine shonkinites and glasses of homogenized melt inclusions in clinopyroxene grains have similar contents of trace elements, one or two orders of magnitude higher than those in the primitive mantle. The high contents of LILE (K, Rb, and Sr) and LREE in the olivine shonkinites and homogenized inclusions suggest the enriched mantle source, and the negative anomalies of HFSE and Ti are a specific feature of igneous rocks formed with the participation of crustal material. The slight depletion in HREE relative to LREE and the high (La/Yb)_n ratios in the rocks and inclusion glasses (10.0–11.4 and 4.7–6.2, respectively) suggest the presence of garnet in the mantle source.

Olivine shonkinites, silicate–carbonate inclusions, immiscibility of melts, geochemistry of rocks and melt inclusions, sources of magmatism, Inagli massif

ВВЕДЕНИЕ

Кольцевые щелочно-ультраосновные комплексные массивы давно являются объектом детальных исследований геологов из-за присутствия в них различных полезных ископаемых, а также широкого спектра уникальных редких горных пород. В них встречаются ультращелочные, щелочные, субщелочные и щелочноземельные породы от ультраосновных до кислых, а также карбонатиты [Егоров, 1991; Костюк, 2001; Фролов и др., 2003; и др.]. Необыкновенное разнообразие пород и руд в массивах зависит от многих причин, среди которых важную роль играют состав родоначальных магм, степень их дифференциации, процессы смешения, несмесимости, флюидонасыщенность, температурный режим и др. Подобную качественную и количественную информацию о минералообразующей среде и процессах ее кристаллизации можно получить с помощью комплексного термобарогеохимического исследования законсервированных включений в минералах. В этом плане платиноносный щелочно-ультраосновной Инаглинский массив изучен недостаточно. Здесь были определены температуры кристаллизации клинопироксена и оливина в шонкинитах [Чепуров, 1972], выяснен состав минералообразующей среды и температуры кристаллизации хромдиопсида из хромдиопсид-флогопит-ортоклазовых жил [Наумов и др., 2008; Борисенко и др., 2011], а также получена информация о составе минералообразующей среды, из которой кристаллизовались хромшпинелиды дунитов [Симонов и др., 2011]. Однако для получения более полной информации о физико-химических условиях образования пород в комплексных массивах необходимо изучение ранних и наиболее высокомагнезиальных пород. Исследование первичных расплавных включений в таких породах позволяет проследить эволюцию материнской магмы и возникающий широкий спектр кристаллизующихся расплавов. На Инаглинском массиве для термобарогеохимических исследований мы взяли оливиновые шонкиниты — одни из наиболее ранних неизмененных пород, в которых были обнаружены расплавные включения.

Целью нашей работы явилось выяснение физико-химических условий образования оливиновых шонкинитов: особенностей и температур их кристаллизации, химического состава исходных расплавов, их эволюции и обогащенности редкими элементами, а также магматического источника. Полученные результаты позволили сравнить эволюцию законсервированных во включениях исходных расплавов в процессе кристаллизации минерала с эволюцией составов магматических пород, присутствующих в рассматриваемом массиве, и сделать соответствующие генетические выводы.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИНАГЛИНСКОГО МАССИВА

Инаглинский массив расположен в северо-западной части Центрально-Алданской провинции, в 30 км к западу от г. Алдан. Он залегает среди гравелитов и песчаников верхнего протерозоя, доломитов и доломитизированных известняков нижнего кембрия и прорывает кристаллические породы фундамента Алданского щита. Массив обрамляют пластовые интрузии сиенит-порфиров и сиенит-диорит-порфиров, залегающие среди толщи карбонатных пород нижнего кембрия.

В плане Инаглинский массив имеет округлую форму, площадь около 20 км² и концентрически-зональное строение (рис. 1). В центре массива расположено ядро дунитов (16 км²), окруженное кольцом щелочных габброидов (лейцитовых и диопсидовых шонкинитов, малиньитов), а также линзовидных тел меланократовых щелочных сиенитов и даек пуласкистов.

Ядро *дунитов* непосредственно нигде не контактирует с щелочными габброидами, обычно их разделяет узкая полоса (до 50 м) пироксен-оливиновых пород с различным содержанием слюды, состав которых постепенно меняется от *перидотитов* [Еремеев, 1984] или верлитов [Корчагин, 1996] к *оливиновым шонкинитам*. Отмечаются также самостоятельные дайкообразные тела перидотитов внутри ядра дунитов [Рожков, Кицул, 1960; Еремеев, 1984]. Кольцевое тело *щелочных габброидов (лейцитовых и диопсидовых шонкинитов, малиньитов)* имеет ширину от десятков метров до 500 м. Щелочные габброиды неоднородны по составу. В них встречаются многочисленные ксенолиты дунитов и перидотитов, а также скарнированных известняков. *Меланократовые пироксеновые щелочные сиениты* отмечены в виде двух сравнительно крупных тел линзовидной формы среди шонкинитов в северной части массива и в виде зон различной мощности на контактах шонкинитов и пуласкистов. Размеры этих тел в длину 350 и 500 м при мощности 50—100 м. В северной и юго-восточных частях массива среди окаймляющих дуниты щелочных габброидов обнажаются две крупные дайки и множество более мелких, часто ветвящихся жил и прожилков *пуласкистов* (пироксен-амфиболовых щелочных сиенитов). Среди щелочных пород и внутри ядра дунитов широко распространены жилы щелочных сиенитовых пегматитов [Еремеев, 1984]. *Пегматитовые жилы* в дунитовом ядре массива выполняют радиальные трещины во внутренней его части, а также кольцевые и радиальные трещины на периферии, частично вдаваясь в зону развития щелочных габброидов. Среди пегматитов выделяются диопсид-ортоклазовые, ортоклаз-роговообманковые и микроклин-альбит-амфиболовые разности с эгирином и натролитом. *Гигантозернитые полевошпат-хромдиопсид-слюдяные породы* с некоторым количеством апатита образуют доволь-

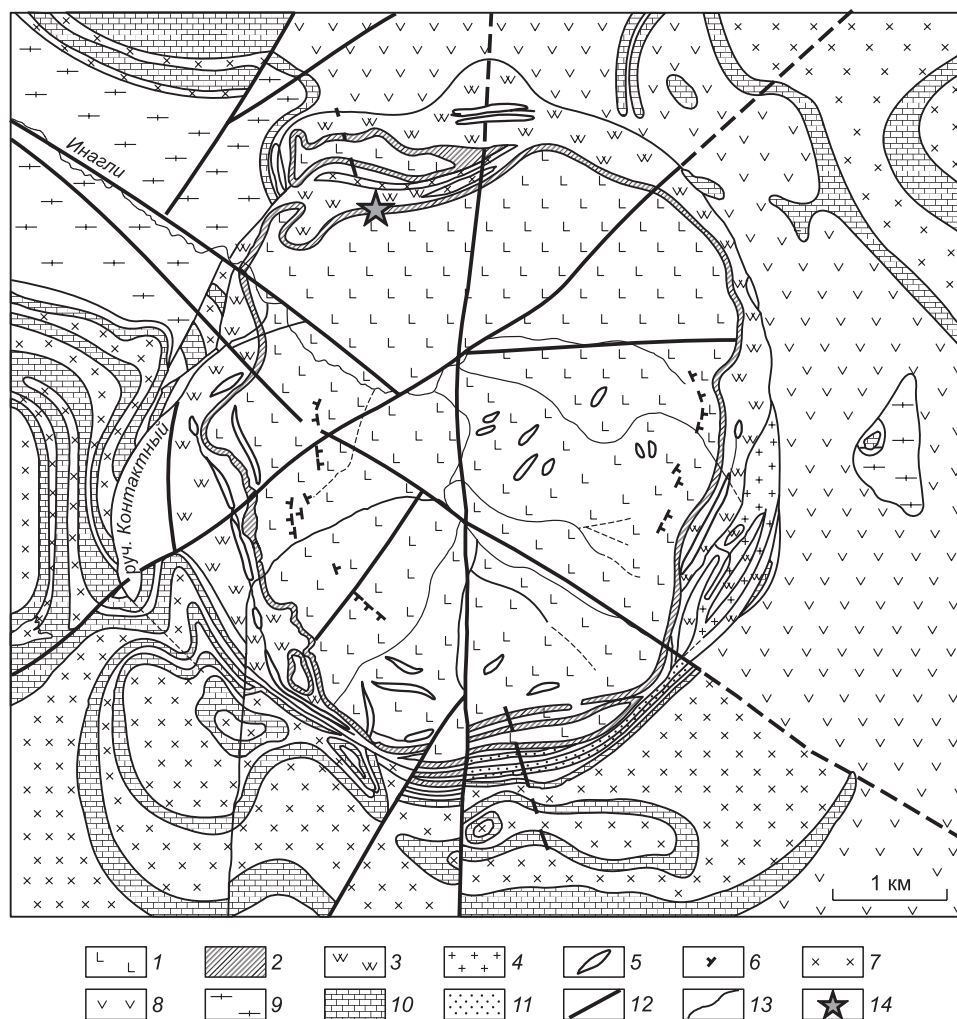


Рис. 1. Геологическая схема Инаглинского массива, по [Корчагин, 1996] с изменениями авторов.

Породы массива: 1 — дуниты, 2 — оливин-пироксеновые породы с некоторым количеством слюды (перидотиты) и оливиновые шонкиниты, 3 — шонкиниты и малиниты, 4 — пуласкиты и меланократовые щелочные сиениты, 5 — щелочные пегматиты, 6 — хромдиопсид-слюдяные метасоматиты; пластовые интрузии, обрамляющие Инаглинский массив: 7 — сиенит-диорит-порфиры, 8 — сиенит-порфиры; вмещающие породы: 9 — граниты, кристаллические сланцы и гнейсы (AR), 10 — мраморизованные известняки и доломиты, 11 — гравелиты и песчаники (PR₃); 12 — разлом; 13 — линия контактов; 14 — место отбора исследуемых образцов оливиновых шонкинитов.

но крупные самостоятельные тела в дунитах. Распространены они внутри ядра дунитов в кольцевой зоне разломов, сложенной трещиноватыми брекчированными дунитами, и встречаются только в пределах этой ослабленной зоны, к которой приурочено также Инаглинское месторождение слюды и хромдиопсида («сибирского изумруда», по А.М. Корчагину [1996]). На северо-западе в эндоконтактной зоне массива присутствуют sillлы ультраосновных пород, состоящие из оливина, диопсида, флогопита, некоторые исследователи [Богатиков и др., 1991; Владыкин, 1997] их относят к лампроитам.

Дуниты являются наиболее ранними породами Инаглинского массива. Однако на их возраст имеются различные точки зрения. Некоторые авторы [Рожков и др., 1962; Шнай, 1980] относят дуниты к протерозойским образованиям, опираясь на их аналогию с дунитами комплексов Чад и Кондер. Возраст же слюдоносного перидотита из оторочки дунитового тела комплекса Кондер, определенный К-Аг методом по биотиту, составляет 600 ± 50 млн лет [Ельянов, Моралев, 1961]. Другие исследователи [Угрюмов, Киселев, 1969; Максимов, Угрюмов, 1971; Ельянов, Моралев, 1972] считают, что дуниты Инаглинского массива образовались в мезозое, основываясь на палеомагнитных реконструкциях, а также полевых наблюдениях. Возраст дунитов, определенный по цирконам U-Pb (SHRIMP) методом, также является мезозойским (134 ± 1.8 млн лет) [Borisenko et al., 2011].

Спорными являются также представления об образовании пород перидотитового состава. По мнению одних исследователей [Богомолов, 1968; Корчагин, 1974, 1996], все тела перидотитов периферической части дунитового ядра — это контактово-реакционные образования, возникшие в мезозое под влиянием щелочно-габброидной магмы. В качестве доказательств приводятся постепенные переходы от дунитов к шонкинитам как в пространственном расположении, так и по минеральному составу. Н.В. Еремеев [1984] считает, что присутствие тел неизменных перидотитов внутри дунитового ядра в зонах рассланцевания позволяет предполагать, что они образовались значительно позднее дунитов и представляют собой самостоятельную интрузивную фазу мезозойского магматизма.

Возрастные соотношения щелочных габброидов, щелочных меланократовых сиенитов и пуласки-тов в массиве устанавливаются вполне определенно по пересечению пуласкитовыми дайками шонкинитов, т. е. пуласкиты моложе шонкинитов. Меланократовые щелочные сиениты также залегают среди шонкинитов. Возраст щелочных габброидов, щелочных меланократовых сиенитов и пуласки-тов отвечает поздней юре—раннему мелу [Ельянов, Моралев, 1961; Кравченко, Власова, 1962; Еремеев, 1984; Костюк и др., 1990; Кононова и др., 1995; Mues-Schumacher et al., 1996; Borisenko et al., 2011].

Основой для исследований послужила оригинальная коллекция образцов оливиновых шонкинитов Инаглинского массива из узкой полосы между дунитами и щелочными габброидами, отобранная в северной части массива Ю.Р. Васильевым и Ф.П. Лесновым (см. рис. 1).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В работе наибольшее внимание уделялось методам изучения включений минералообразующих сред [Ермаков, 1950, 1972; Базарова и др., 1975; Реддер, 1987; Соболев, 1996]. Для исследований были изготовлены шлифы и полированные с двух сторон пластинки оливиновых шонкинитов, которые изучались в проходящем и отраженном свете на поляризационном микроскопе Olympus BX51 с цифровой фотокамерой ColorView III.

Термометрические исследования расплавных включений проводились в микротермокамере с литовым нагревателем [Михайлов, Шацкий, 1974]. Нагреватель микротермокамеры позволяет получать температуры до 1600 °С с точностью определения температур ± 10 —15 °С.

Для определения химического состава дочерних фаз и стекол включений, а также составов поро-дообразующих и аксессуарных минералов использовался рентгеноспектральный электронно-зондовый микроанализатор Camebax-Micro. Сила тока составляла 30—40 нА, ускоряющее напряжение 20 кВ, диаметр электронного пучка 2.5—3.0 мкм. Элементы эталонизировались согласно комбинации хорошо охарактеризованных минералов, чистых металлов и синтетических компонентов. При анализе определялись содержания основных петрогенных компонентов, а также S, Cl, Ba, Sr. Пределы обнаружений элементов рассчитаны [Лаврентьев и др., 1974] по 2 σ -критерию (мас. %): SiO₂ — 0.009; TiO₂ — 0.036; Al₂O₃ — 0.012; FeO — 0.019; MgO — 0.013; MnO — 0.022; CaO — 0.010; Na₂O — 0.020; K₂O — 0.010; BaO — 0.105; SrO — 0.019; P₂O₅ — 0.008; Cl — 0.011; SO₃ — 0.011.

Состав некоторых включений в исследуемых породах определялся также с помощью сканирующего электронного микроскопа LEO1430VP, снабженного энергетическим спектрометром OXFORD [Рид, 2008]. Для проведения количественного химического анализа по эталонам использовалась программа INCA Energy 300. Ускоряющее напряжение составляло 20 кВ, электронный пучок захватывает область исследуемого образца на глубину 2—5 мкм от поверхности. По данным [Лаврентьев и др., 2015], результаты определения основных и второстепенных компонентов на сканирующем электронном микроскопе являются сопоставимыми по точности с микрозондовыми анализами.

Определение состава некоторых мелких солевых фаз во включениях проводились методом рамановской спектроскопии на одноканальном спектроанализаторе U-1000 фирмы Jobin Yvon. Возбуждение проводилось твердотельным лазером Spectra Physics с длиной волны 514 нм и мощностью 1.8 Вт.

Анализ редкоземельных и редких элементов в расплавных включениях и клинопироксенах был выполнен методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) на ионном зонде Cameca IMS-4f (филиал Физико-технологического института РАН, г. Ярославль) по методике А.В. Соболева, В.Г. Батановой [1995]. Диаметр первичного пучка составлял 20 мкм. Содержание воды в стекле включений было определено также с помощью метода SIMS по методике А.В. Соболева [1996].

Валовой химический состав пород был изучен с помощью рентгенофлуоресцентного анализа (РФА), а их микроэлементный состав — методом масс-спектрометрии с индукционно связанной плазмой (ICP-MS).

Все исследования и анализы, кроме анализов SIMS, проводились в лаборатории термобарогеохимии (№ 436) и Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Таблица 1.

Химический состав пород Инаглинского массива (мас. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	46.10	47.04	48.63	48.50	52.21	52.72	54.34
TiO ₂	0.48	0.78	0.99	1.13	0.62	0.74	0.77
Al ₂ O ₃	3.83	9.33	10.51	10.69	11.49	12.73	13.39
Fe ₂ O ₃	13.94	4.06	8.25	5.29	3.49	4.89	5.00
FeO	—	7.15	4.86	5.33	4.43	3.66	3.49
MnO	0.26	0.12	0.17	0.15	0.14	0.13	0.11
MgO	19.49	11.60	5.53	8.61	7.86	5.81	4.39
CaO	13.35	14.60	10.35	10.70	8.79	8.54	6.83
Na ₂ O	0.70	1.02	1.37	2.04	1.87	2.08	2.62
K ₂ O	1.62	4.60	6.10	5.34	6.48	6.26	6.69
P ₂ O ₅	0.92	—	0.92	0.91	0.48	0.83	0.54
H ₂ O	—	0.16	0.82	—	—	—	—
П.п.п.	—	0.57	0.26	0.95	0.89	1.23	0.62
Сумма	100.69	100.87	99.07	99.64	99.02	99.62	98.79

Примечание. Породы: 1 — исследуемые оливиновые шонкиниты; 2 — лейцитовые шонкиниты; 3 — диопсидовые шонкиниты; 4—7 — щелочные габброиды. 1 — наши данные; 2, 3 — по А.М. Корчагину [1996]; 4—7 — по В.П. Костюку с соавторами [1990]. Здесь и далее: прочерк — компонент не определялся. Химический состав петрогенных компонентов оливиновых шонкинитов исследован с помощью рентгенофлуоресцентного анализа, аналитик Н.Г. Карманова.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЛИВИНОВЫХ ШОНКИНИТОВ

Оливиновые шонкиниты имеют темный серо-зеленый цвет, гипидиоморфно-зернистую структуру. Порода в основном представлена идиоморфными зернами клинопироксена и неправильной формы зернами оливина, между которыми расположены ксеноморфный калиевый полевой шпат и лейсты флогопита (рис. 2). Порода содержит до 50—55 об. % клинопироксена, 20—25 об. % оливина, 5—10 об. % калиевого полевого шпата, 3—7 об. % флогопита, до 3 об. % апатита и 5 об. % магнетита.

Оливин в породе образует бесцветные ксеноморфные зерна размером от 0.05 до 1 мм. Зерна разбиты множеством трещин, по которым минерал часто замещается желто-бурыми вторичными продуктами. Зерна оливина иногда содержат хадакристаллы апатита, магнетита.

Клинопироксен представлен удлинными призматическими зернами, реже зернами с восьмиугольными или неправильными сечениями, их размер варьирует от 0.1 до 2.5 мм. Цвет зерен светло-зеленоватый или зеленовато-желтый. Клинопироксен содержит хадакристаллы оливина, магнетита и апатита. В зернах клинопироксена часто развиваются пластинчатые вростки титаномagnetита. Вростки эти следуют двум направлениям отдельно в зернах клинопироксена, образуя очень тонкую решетку.

Ксеноморфные бесцветные зерна **калиевого полевого шпата** в породе располагаются в интерстициях между зернами клинопироксена и оливина. Зерна почти всегда замещены агрегатом буроватого оттенка, их размер варьирует от 0.05 до 1.20 мм. Зерна содержат хадакристаллы оливина, клинопироксена, апатита и магнетита.

Флогопит отмечается в виде лейст неправильной формы размером от 0.05 до

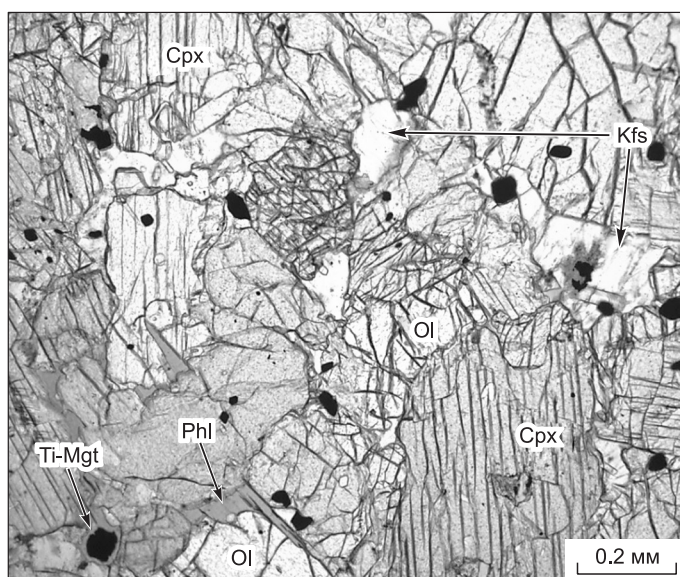


Рис. 2. Оливиновый шонкинит Инаглинского массива.

Ol — оливин, Cpx — клинопироксен, Phl — флогопит, Kfs — калиевый полевой шпат, Ti-Mgt — титаномagnetит. Изображение в проходящем свете.

Таблица 2. Химический состав оливина из оливиновых шонкинитов Инаглинского массива в мас. % и в формульных единицах, рассчитанный на 4 атома кислорода

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	37.32	37.50	37.72	37.74	37.99	38.36	37.51	37.89	37.75	37.97	38.25	38.24	39.25
FeO	25.23	24.82	24.31	23.86	23.21	23.59	24.06	23.55	23.26	22.64	20.49	20.03	18.32
MnO	0.64	0.62	Н.п.о.	0.64	Н.п.о.	0.58	0.61	Н.п.о.	0.60	0.62	0.51	0.44	0.48
MgO	37.25	37.24	37.49	38.00	37.64	37.70	37.86	38.55	38.09	38.76	39.57	39.77	40.18
CaO	0.05	0.06	Н.п.о.	0.06	Н.п.о.	0.07	0.10	Н.п.о.	0.07	0.07	0.14	0.13	1.25
NiO	0.15	0.14	—	—	—	0.15	0.16	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.65	100.39	99.52	100.33	98.84	100.46	100.31	99.99	99.82	100.10	98.98	98.61	99.71
Si	0.98	0.98	0.99	0.99	1.00	1.00	0.98	0.99	0.99	0.99	1.00	1.00	1.01
Fe	0.55	0.54	0.53	0.52	0.51	0.51	0.52	0.51	0.51	0.49	0.44	0.44	0.39
Mn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.46	1.46	1.48	1.49	1.49	1.47	1.48	1.51	1.50	1.51	1.55	1.56	1.54
Ca	0.002	0.002	0	0.002	0	0.002	0.003	0	0.002	0.002	0.004	0.004	0.034
Ni	0.003	0.003	—	—	—	0.003	0.003	—	—	—	—	—	—
Mg#	0.73	0.73	0.74	0.74	0.74	0.74	0.74	0.75	0.75	0.75	0.78	0.78	0.80

Примечание. 1—3, 5—8, 11—13 — зерна; 4, 9, 10 — кристаллиты в клинопироксенах. Анализы 1, 2, 6, 7 выполнены на сканирующем электронном микроскопе LEO1430VP (аналитик М.В. Хлестов), остальные — на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro (аналитик Л.Н. Поспелова). Здесь и далее: Н.п.о. — ниже предела обнаружения.

0.90 мм. Иногда лейсты слюды располагаются вокруг зерен магнетита. Цвет варьирует от светло-коричневого до бурого. Лейсты слюды содержат хадакристаллы апатита и магнетита.

Апатит встречается в виде бесцветных зерен прямоугольной, гексагональной (в поперечном сечении) и неправильной форм. Размер зерен изменяется от 0.02 до 0.40 мм.

Ti-магнетит представлен зернами с неправильными и близкими к треугольным и квадратным сечениями размером до 0.3 мм.

Химический состав оливиновых шонкинитов характеризуется низкими содержаниями (мас. %) SiO₂ (46), Al₂O₃ (3.8) и высокими FeO (14), MgO (19.5), CaO (13), а также присутствием TiO₂ (0.48), Na₂O (0.7), K₂O (1.62), P₂O₅ (0.92) (табл. 1, ан. 1). Лейцитовые и диопсидовые шонкиниты имеют более высокие количества Si, Al, щелочей и более низкие Fe, Mg, Ca (см. табл. 1, ан. 2—7).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ОЛИВИНОВЫХ ШОНКИНИТОВ

Химический состав зерен оливина довольно близкий, однородный, незначительно варьирует от Fo₇₃ до Fo₈₀ (табл. 2). В составе зерен оливина кроме основных компонентов также присутствуют 0.05—1.20 мас. % CaO и ~0.15 мас. % NiO. Кристаллиты оливина в клинопироксенах соответствуют Fo₇₄₋₇₅ (см. табл. 2, ан. 4, 9, 10).

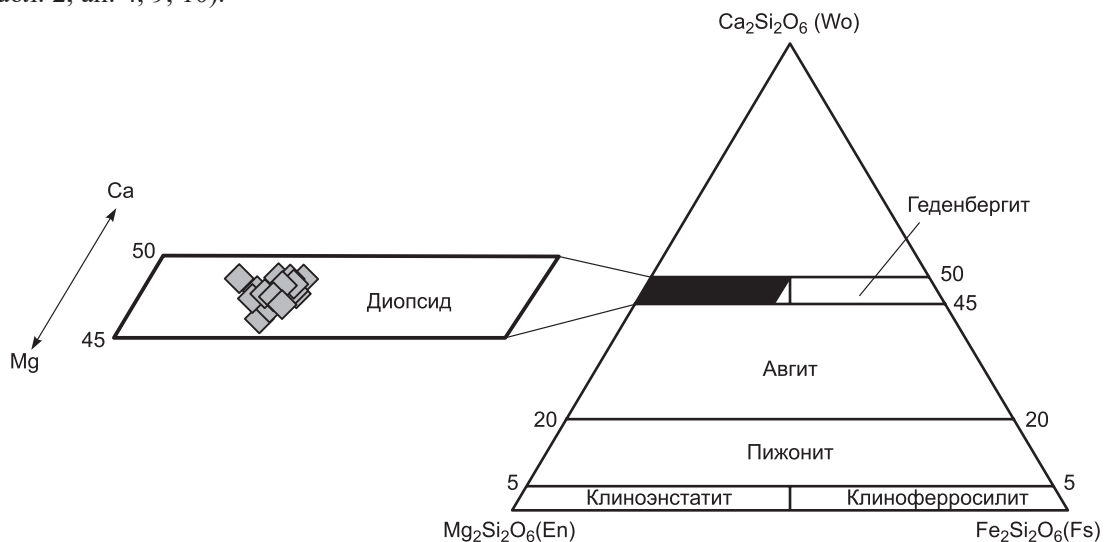


Рис. 3. Составы клинопироксенов (ф. ед.) из оливиновых шонкинитов Инаглинского массива на треугольной диаграмме Wo—En—Fs [Morimoto, 1989].

Таблица 3. Химический состав клинопироксенов из оливиновых шонкинитов Инаглинского массива в мас. % и в формульных единицах, рассчитанный на 6 атомов кислорода

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	51.98	51.84	52.44	51.94	52.89	51.68	50.40	51.72	52.58	52.01	51.67	52.20	52.26
TiO ₂	0.55	0.54	0.34	0.55	0.37	0.55	0.56	0.54	0.47	0.44	0.50	0.39	0.52
Al ₂ O ₃	1.59	2.04	1.64	2.38	1.88	2.09	2.41	1.55	2.01	1.76	2.20	1.99	1.65
FeO	7.35	7.20	6.59	6.93	6.90	6.53	7.04	6.99	6.82	6.76	6.80	6.36	6.47
MnO	0.25	0.16	0.20	0.22	0.23	0.22	0.20	0.23	0.20	0.22	0.20	0.19	0.19
MgO	14.40	14.92	14.30	14.56	14.85	14.80	15.34	15.29	15.02	15.49	14.87	14.88	15.68
CaO	21.80	22.12	22.13	21.81	22.03	21.67	21.88	21.80	22.08	22.06	21.85	22.15	22.10
Na ₂ O	0.74	0.74	0.67	0.80	0.83	0.76	0.69	0.76	0.71	0.58	0.83	0.81	0.59
NiO	0.04	0.05	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.04	0.08	0.06	0.05
Cr ₂ O ₃	0.05	0.07	0.41	0.25	0.07	0.15	0.32	0.02	0.09	0.13	0.18	0.29	0.26
Сумма	98.75	99.67	98.84	99.52	100.10	98.52	98.90	98.95	100.03	99.49	99.18	99.32	99.76
Si	1.94	1.92	1.96	1.92	1.94	1.93	1.87	1.92	1.93	1.92	1.92	1.93	1.92
Ti	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al ^{IV}	0.06	0.08	0.04	0.08	0.06	0.07	0.11	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07	0.08
Al ^{VI}	0.01	0.00	0.03	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00
Fe	0.23	0.22	0.21	0.21	0.21	0.20	0.22	0.22	0.21	0.21	0.21	0.20	0.20
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.80	0.82	0.80	0.80	0.81	0.82	0.85	0.85	0.82	0.85	0.82	0.82	0.86
Ca	0.87	0.88	0.89	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.88	0.87
Na	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.06	0.06	0.04
Ni	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002
Cr	0.001	0.002	0.012	0.007	0.002	0.005	0.009	0.001	0.003	0.004	0.005	0.008	0.008
Fe#	0.22	0.21	0.21	0.21	0.21	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.19	0.19

Примечание. Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro (аналитик Л.Н. Поспелова).

Клинопироксены по химическому составу относятся к диопсиду [Mogimoto, 1989] (рис. 3). Железистость диопсида равна 0.22—0.19. В диопсидах присутствует ~ 0.06 мас. % NiO, а также в некоторых зернах отмечается от 0.25 до 0.40 мас. % Cr₂O₃ (табл. 3, ан. 3, 4, 7, 12, 13), и их, вероятно, можно отнести к хромдиопсидам.

Флогопит [Дир и др., 1966; Rieder et al., 1998] в своем составе содержит 3.6—5.1 мас. % TiO₂, 0.07—0.12 мас. % Cl и до 0.2 мас. % BaO (табл. 4, ан. 1—11). Его магнизиальность варьирует от 0.80 до 0.86.

Зерна полевых шпатов отвечают составу ортоклаза (табл. 5, ан. 1—11), в котором отмечается до 0.45 мас. % BaO и до 0.34 мас. % SrO.

Состав апатита зерен и хадакритов в клинопироксене и флогопите практически одинаков (табл. 6) и содержит небольшую примесь FeO (0.2—0.5 мас. %), SrO (0.15—0.68 мас. %), Cl (0.47—0.86 мас. %) и F (~2.9 мас. %) (см. табл. 6, ан. 8, 9).

В Ti-магнетите содержится 2.1—6.4 мас. % TiO₂, а также отмечается 1.2—2.8 мас. % Cr₂O₃ и 0.15—0.2 мас. % NiO. В минерале Fe⁺³ замещается Al, а Fe⁺² — небольшими количествами Ca, Mg и Mn (табл. 7).

СИЛИКАТНО-СОЛЕВЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КЛИНОПИРОКСЕНАХ ОЛИВИНОВЫХ ШОНКИНИТОВ

Расплавные включения обнаружены в клинопироксенах оливиновых шонкинитов. Они малочисленны, встречаются поодиночке и отнесены к первичным. Включения раскристаллизованы, имеют неправильную или округлую форму, их размер варьирует от 5 до 30 мкм. Дочерние фазы включений представлены светло-бурыми лейстами флогопита (см. табл. 4, ан. 12, 13), бесцветными зернами калиевого полевого шпата (см. табл. 5, ан. 12) и альбита (см. табл. 5, ан. 13), зернами апатита (см. табл. 6, ан. 10), магнетита (см. табл. 7, ан. 11), в интерстициях между которыми отмечаются мелкозернистые карбо-

Таблица 4. Химический состав флогопита из оливиновых шонкинитов Инаглинского массива в мас. % и в формульных единицах, рассчитанный на 8 катионов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12*	13**
SiO ₂	38.30	38.15	38.55	38.23	39.00	38.68	39.15	39.10	38.29	39.41	38.93	37.91	39.98
TiO ₂	4.77	3.59	4.27	4.04	4.04	3.90	4.81	3.75	5.12	3.70	5.03	1.87	2.79
Al ₂ O ₃	13.46	13.47	13.62	13.65	13.71	13.63	12.93	14.06	13.42	14.12	13.54	12.79	13.72
FeO	8.39	8.39	8.09	7.89	7.50	7.68	7.13	6.59	6.35	6.10	6.05	5.88	9.33
MnO	0.05	0.07	0.09	0.08	0.04	0.05	0.07	0.05	0.06	0.05	0.04	Н.п.о.	Н.п.о.
MgO	19.41	20.32	20.94	20.36	20.88	21.06	20.43	21.09	20.32	21.41	20.48	23.27	19.45
CaO	0.01	0.03	0.04	0.03	Н.п.о.	0.02	0.05	0.03	0.02	0.04	0.22	Н.п.о.	Н.п.о.
Na ₂ O	0.37	0.15	0.31	0.34	0.40	0.27	0.32	0.36	0.31	0.33	0.14	»	»
K ₂ O	9.63	10.02	9.67	9.77	9.77	9.80	8.96	9.82	9.67	9.70	9.99	10.06	10.24
BaO	Н.п.о.	Н.п.о.	0.14	Н.п.о.	0.23	0.11	Н.п.о.	0.13	Н.п.о.	0.12	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Cl	0.11	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.12	0.11	0.11	0.12	0.07	»	»
Сумма	94.51	94.30	95.84	94.57	95.67	95.30	94.11	95.10	93.72	95.08	94.50	94.13	97.60
Si	2.87	2.85	2.83	2.84	2.86	2.85	2.94	2.88	2.87	2.89	2.90	2.84	2.96
Ti	0.27	0.20	0.24	0.23	0.22	0.22	0.27	0.21	0.29	0.20	0.28	0.11	0.16
Al ^{VI}	0.06	0.03	0.01	0.04	0.05	0.03	0.08	0.09	0.06	0.11	0.08	0.00	0.16
Al ^{IV}	1.13	1.15	1.17	1.16	1.14	1.15	1.06	1.12	1.13	1.11	1.10	1.16	1.04
Fe	0.53	0.52	0.50	0.49	0.46	0.47	0.45	0.41	0.40	0.37	0.38	0.37	0.58
Mn	0.003	0.004	0.01	0.01	0.002	0.003	0.004	0.003	0.004	0.003	0.003	0.00	0.00
Mg	2.17	2.26	2.29	2.26	2.28	2.31	2.29	2.31	2.27	2.34	2.27	2.60	2.15
Ca	0.001	0.002	0.003	0.002	0.00	0.002	0.004	0.002	0.002	0.003	0.02	0.00	0.00
Na	0.05	0.02	0.04	0.05	0.06	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.02	0.00	0.00
K	0.92	0.95	0.91	0.93	0.92	0.92	0.86	0.92	0.93	0.91	0.95	0.96	0.97
Ba	0.00	0.00	0.004	0.00	0.01	0.003	0.00	0.004	0.00	0.003	0.00	0.00	0.00
Mg#	0.80	0.81	0.82	0.82	0.83	0.83	0.84	0.85	0.85	0.86	0.86	0.88	0.79

Примечание. Форма выделения: 1—11 — зерна, 12, 13 — дочерняя фаза из включения в клинопироксене. Анализы 1—11 выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro (аналитик Л.Н. Поспелова), ан. 12 и 13 — на сканирующем электронном микроскопе LEO1430VP (аналитик М.В. Хлестов).

* В сумме учитывается 2.35 мас. % F.

** В сумме учитывается 2.09 мас. % F.

натно-солевые фазы (рис. 4, а, б). В мелкозернистом карбонатно-солевом интерстиционном материале с помощью КР-спектроскопии удалось установить кальцит.

Для прогрева отбирались включения, рядом с которыми отсутствовали трещины. Режим прогрева был следующим: включение нагревали до 300 °С, затем при повышении температуры на 50 °С делали пяти- или десятиминутную выдержку.

В процессе нагревания при 440—460 °С во включениях начиналось плавление карбонатных и солевых фаз с обособлением карбонатно-солевого расплава и одного или двух газовых пузырьков в нем.

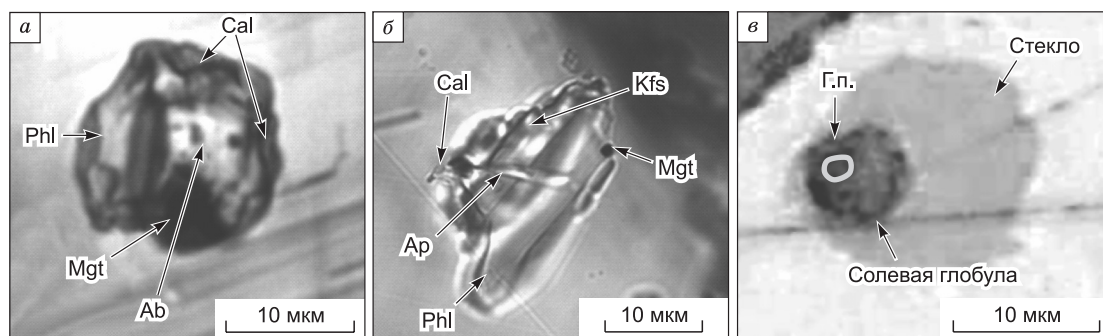


Рис. 4. Силикатно-солевые включения в клинопироксенах оливиновых шонкинитов Инаглинского массива:

а, б — до прогрева; в — после прогрева. Ab — альбит, Ap — апатит, Cal — кальцит, Mgt — магнетит, Г.п. — газовый пузырек. Остальные обозн. минералов см. на рис. 2.

Таблица 5. Химический состав калиевого полевого шпата и альбита из оливиновых шонкинитов Инаглинского массива в мас. % и в формульных единицах, рассчитанный на 32 атома кислорода

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	65.46	64.75	65.40	65.48	64.38	64.45	63.73	63.84	64.08	63.32	64.42	63.52	66.84
Al ₂ O ₃	19.42	18.92	19.09	19.15	19.22	18.64	18.39	18.61	18.92	18.78	18.53	18.59	19.39
FeO	0.16	0.16	0.23	0.32	0.31	0.28	0.59	0.65	0.10	0.17	0.10	Н.п.о.	Н.п.о.
CaO	0.39	0.38	0.32	0.33	0.49	0.38	0.35	0.28	0.43	0.53	0.26	Н.п.о.	2.67
Na ₂ O	2.99	3.66	2.88	3.09	1.64	1.31	1.15	1.31	1.28	1.27	1.02	0.88	11.23
K ₂ O	11.95	11.28	12.23	12.13	14.34	14.47	14.54	14.54	14.26	14.32	15.04	15.92	Н.п.о.
SrO	0.22	0.22	0.22	0.27	0.34	0.26	0.22	0.25	0.23	0.15	0.13	Н.п.о.	»
BaO	0.22	0.28	0.17	0.17	0.17	0.17	Н.п.о.	0.23	0.15	0.45	Н.п.о.	»	»
Сумма	100.80	99.64	100.54	100.93	100.89	99.96	98.97	99.71	99.44	98.99	99.49	98.91	100.1
Si	11.85	11.86	11.89	11.86	11.78	11.89	11.89	11.85	11.86	11.83	11.94	11.90	11.78
Al	4.14	4.08	4.08	4.08	4.14	4.05	4.04	4.06	4.12	4.13	4.04	4.10	4.02
Fe	0.02	0.02	0.03	0.05	0.05	0.04	0.09	0.10	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00
Ca	0.08	0.07	0.06	0.06	0.10	0.07	0.07	0.06	0.09	0.11	0.05	0.00	0.50
Na	1.05	1.30	1.01	1.08	0.58	0.47	0.42	0.47	0.46	0.46	0.37	0.32	3.83
K	2.76	2.64	2.84	2.81	3.35	3.41	3.46	3.44	3.37	3.42	3.56	3.81	0.00
Sr	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00
Ba	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00

Примечание. Минерал: 1—12 — ортоклаз, 13 — альбит. Форма выделения: 1—11 — зерна, 12, 13 — дочерние фазы из включений в клинопироксене. Анализы 1—11 выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro (аналитик Л.Н. Поспелова), ан. 12 и 13 — на сканирующем электронном микроскопе LEO1430VP (аналитик М.В. Хлестов).

Таблица 6. Химический состав апатита из оливиновых шонкинитов Инаглинского массива (мас. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	0.16	0.31	0.24	0.29	0.25	0.16	0.18	0.58	0.86	Н.п.о.
FeO	0.28	0.52	0.24	0.31	0.33	0.50	0.24	Н.п.о.	Н.п.о.	»
MnO	0.05	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	»	»	»
MgO	0.11	0.09	0.07	0.09	0.18	0.09	0.11	»	»	»
Na ₂ O	0.11	0.07	0.11	0.14	0.08	0.12	0.12	»	»	»
CaO	54.20	54.22	54.00	53.58	53.51	53.50	54.17	54.45	53.74	51.88
P ₂ O ₅	42.02	42.82	42.07	41.59	42.48	42.02	42.62	41.34	41.63	42.05
SrO	0.16	0.20	0.21	0.19	0.68	0.23	0.15	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Cl	0.62	0.63	0.57	0.67	0.47	0.86	0.57	0.73	0.52	1.29
F	—	—	—	—	—	—	—	2.86	2.96	3.08
Сумма	97.71	98.91	97.55	96.88	98.03	97.52	98.19	97.10	96.75	98.30

Примечание. Форма выделения: 1—3 — зерна, 4—9 — хадакристаллиты в клинопироксенах и флогопитах, 10 — дочерние фазы из включений в клинопироксене. Анализы 1—7 выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro (аналитик Л.Н. Поспелова), ан. 8—10 — на сканирующем электронном микроскопе LEO1430VP (аналитик М.В. Хлестов).

При дальнейшем повышении температуры пузыри сливались в один, который затем уменьшался в размере, и при 860—900 °С осуществлялась его гомогенизация в карбонатно-солевом расплаве. При 900—1000 °С происходило интенсивное плавление силикатных фаз во включениях и карбонатно-солевой расплав приобретал форму глобулы (рис. 5). При дальнейшем повышении температуры происходило полное плавление силикатной части включений, уменьшение солевой глобулы и при 1180—1200 °С гомогенизация солевого расплава в силикатном. При незначительном снижении температуры до 1150—1160 °С солевая глобула вновь появлялась и при дальнейшем охлаждении постепенно увеличивалась в размере. При комнатной температуре включения в клинопироксенах после прогрева состоят из силикатного стекла и карбонатно-солевой глобулы с газовым пузырьком (см. рис. 4, в). Подобные фазовые изменения при прогреве наблюдались также в силикатно-карбонатных включениях в мелилитах мелилитов влк. Пиан ди Челли (Сан-Венанцо, Италия) [Stoppa et al., 1997].

Таблица 7. Химический состав титаномагнетита из оливиновых шонкинитов Инаглинского массива (мас. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	0.03	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.04	0.02	0.03	0.00
TiO ₂	2.26	2.12	3.47	5.74	4.50	4.81	5.65	5.63	6.38	6.25	1.42
Al ₂ O ₃	3.06	2.55	2.56	1.93	3.04	1.96	2.70	2.98	2.84	2.85	1.27
FeO	88.01	89.20	87.85	85.24	85.22	87.35	86.25	85.55	83.91	84.22	88.87
MnO	0.43	0.37	0.35	0.45	0.46	0.39	0.43	0.40	0.41	0.47	0.00
MgO	0.97	0.91	1.00	1.39	1.11	1.31	1.18	1.32	1.64	1.62	0.00
CaO	0.02	0.02	0.00	0.17	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.12	0.76
Na ₂ O	0.06	0.12	0.11	0.07	0.08	0.06	0.03	0.10	0.07	0.08	0.00
NiO	0.17	0.18	0.15	0.20	0.17	0.18	0.18	0.17	0.17	0.17	0.00
Cr ₂ O ₃	2.04	1.76	2.25	1.26	2.80	1.36	1.55	1.57	1.34	1.24	1.74
Сумма	97.04	97.27	97.75	96.47	97.39	97.41	98.08	97.78	96.78	97.06	94.06

Примечание. Форма выделения: 1—10 — зерна, 11 — дочерние фазы из включений в клинопироксене. Анализы 1—10 выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro (аналитик Л.Н. Поспелова), ан. 11 — на сканирующем электронном микроскопе LEO1430VP (аналитик М.В. Хлестов).

При химическом анализе стекол прогретых силикатно-карбонатных включений выяснилось, что их состав в диопсиде с Mg# = 0.80 и 0.81 близок к распространенным на массиве лейцитовым шонкинитам [Корчагин, 1996] и щелочным базитам (табл. 8, ан. 1—5). В диопсиде с Mg# = 0.78 в законсервированных во включениях расплавах еще более увеличиваются количества Si, Al, щелочей и уменьшаются Mg, Fe, Ca (см. табл. 8, ан. 6—9), т. е. состав эволюционирует в сторону щелочно-трахитового. Это преобразование отчетливо демонстрируют бинарные диаграммы, построенные на основе кремнезема для силикатных стекол включений в клинопироксенах (рис. 6). Следует отметить, что в стеклах включений присутствует до 0.55 мас. % Cl.

В составе карбонатно-солевых глобул в диопсидах отмечается (мас. %): 17.2—23.2 SiO₂ и 18.3—22.8 CaO, а также 0.4—1.0 TiO₂, 1.7—6.1 Al₂O₃, 2.6—4.9 FeO, 0.10—0.13 MnO, 3.1—5.1 MgO, 1.8—4.0 Na₂O, 1.9—4.9 K₂O, 0.90—1.67 P₂O₅, 0—0.14 BaO, 0.06—0.50 SrO, 0.33—1.30 Cl, 0.2—1.3 SO₃ (табл. 9, ан. 1).

ГЕОХИМИЯ ПОРОД, КЛИНОПИРОКСЕНОВ И РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Оливиновые шонкиниты значительно обогащены редкими элементами (табл. 10, ан. 1, 2) относительно примитивной мантии (PM). Так, содержание LILE превышает мантийный уровень примерно на 2 порядка, LREE — примерно на 1.0—1.5 порядка, а HFSE и HREE — менее чем на 1 порядок. На мультиэлементных спектрах с нормированием элементов по примитивной мантии [Sun, McDonough,

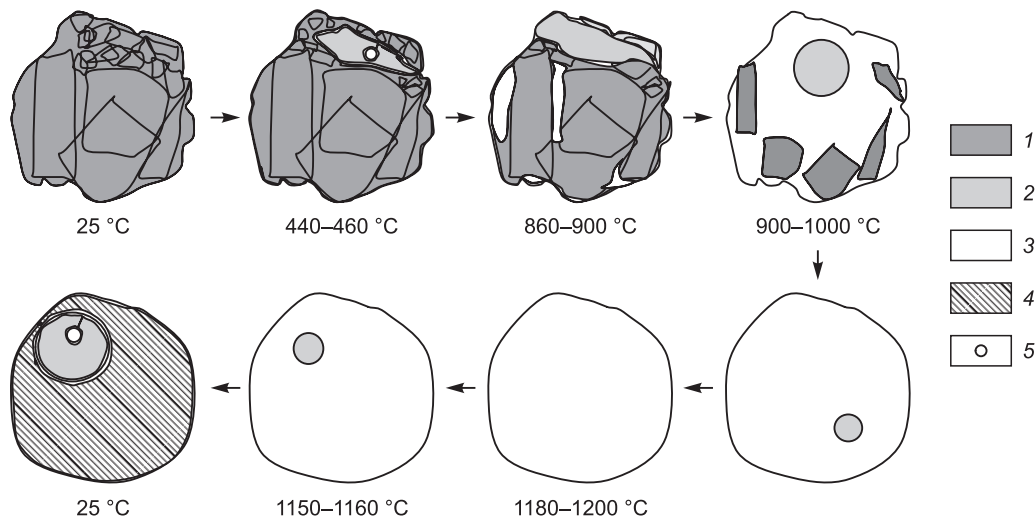


Рис. 5. Поведение силикатно-солевых включений в клинопироксенах Инаглинского массива при прогреве до 1200 °C и охлаждении в микротермокамере с силитовым нагревателем.

1 — дочерние фазы и стекло, 2 — солевой расплав, 3 — силикатный расплав, 4 — стекло, 5 — газовый пузырь.

Таблица 8.

Химический состав силикатных стекол прогретых включений в диопсидах оливиновых шонкинитов из Инаглинского массива (мас. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	48.80	50.12	52.23	54.88	55.54	56.01	56.85	57.75
TiO ₂	0.83	0.57	0.83	0.80	0.56	0.98	1.12	Н.п.о.
Al ₂ O ₃	5.90	9.13	12.26	13.38	13.35	14.83	15.40	20.22
FeO	8.00	5.80	6.51	6.90	5.53	3.99	4.13	2.37
MnO	0.10	Н.п.о.	Н.п.о.	0.08	0.17	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
MgO	12.79	11.23	7.92	6.19	7.10	5.89	6.10	3.15
CaO	17.35	16.01	11.97	9.71	9.19	5.34	3.92	2.69
K ₂ O	2.96	2.09	3.73	4.22	4.17	7.85	8.61	9.70
Na ₂ O	1.17	1.14	1.66	2.35	2.33	3.57	3.67	4.26
P ₂ O ₅	Н.п.о.	0.41	0.44	0.51	0.52	0.76	Н.п.о.	Н.п.о.
Cl	0.17	0.04	0.06	0.05	0.55	0.22	0.26	0.12
Сумма	98.07	96.54	97.61	99.07	99.01	99.44	100.06	100.26

Примечание. Анализы 1—4, 6—8 выполнены на сканирующем электронном микроскопе LEO1430VP (аналитик Н.С. Карманов), ан. 5 — на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro (аналитик Л.Н. Поспелова).

1989] кривая оливиновых шонкинитов имеет отрицательный наклон, при этом отчетливо видно, что порода наиболее обогащена LILE, LREE и менее HREE (рис. 7). На кривой отмечаются отрицательные аномалии Nb, Hf, Zr и Ti.

Стекла прогретых первичных включений в клинопироксенах из оливиновых шонкинитов обогащены редкими элементами (см. табл. 10, ан. 3, 4). На мультиэлементных спектрах с нормированием элементов по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] кривые для стекол включений имеют, так же как и породы, отрицательный наклон (см. рис. 7). На кривых наблюдаются небольшая положительная Sr аномалия и глубокие отрицательные — для Nb, Ti и Th. Надо отметить, что содержания редких элементов в стеклах включений и в породах являются близкими. На мультиэлементных спектрах (см. рис. 7) видно, что кривые стекол включений и оливиновых шонкинитов имеют одинаковую конфигурацию. Однако по сравнению со стеклами включений в породе содержится несколько меньше Rb, Ba, Th, U и HFSE (Nb, Hf, Zr, Ti).

Содержание воды в стеклах включений из клинопироксенов оливиновых шонкинитов составляет 0.15—0.18 мас. %.

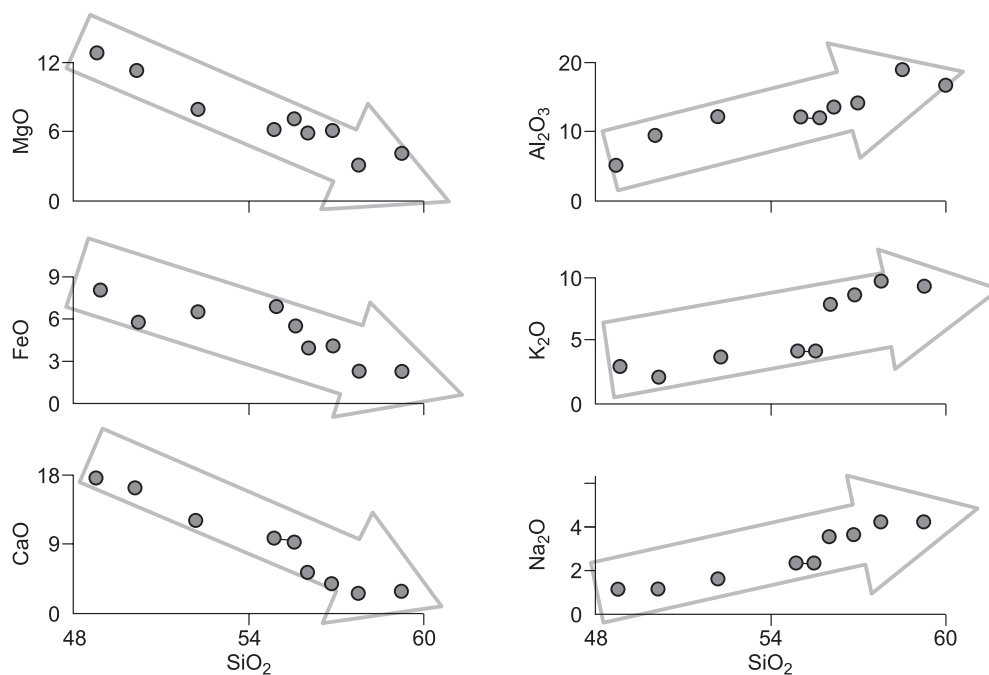


Рис. 6. Бинарные диаграммы соотношений оксидов в силикатных стеклах включений из диопсидов оливиновых шонкинитов Инаглинского массива в зависимости от SiO₂ (мас. %).

Таблица 9. Химический состав карбонатно-солевых глобул из включений в диопсиде Инаглинского массива (1), солевых включений из меллитит-оливиновых пород влк. Пиан ди Челли (Италия) (2) и карбонатитов Форт-Портала (Уганда) (3) (мас. %)

Компонент	1	2	3
SiO ₂	17.2—23.2	18.5—24	17.1
TiO ₂	0.4—1	0.7—2.3	2.3
Al ₂ O ₃	1.7—6.1	2.4—4	5.6
FeO	2.6—4.9	3.0—5.4	10.2
MnO	0.1—0.13	0.1—0.2	0.3
MgO	3.1—5.1	5.0—11.6	7.4
CaO	18.3—22.8	19.5—32.3	28.4
K ₂ O	1.9—4.9	1.5—2.0	1.0
Na ₂ O	1.8—4	0.3—1.1	1.2
P ₂ O ₅	0.9—1.67	0.1—1.1	1.9
BaO	0—0.14	до 0.1	—
SrO	0.06—0.5	0.6—0.8	0.52
Cl	0.33—1.3	0.1—0.2	Н.п.о.
SO ₃	0.2—1.3	0.1—1.12	—
F	—	—	0.12
CO ₂	—	—	15.38
H ₂ O ⁺	—	—	4.41
H ₂ O ⁻	—	—	2.09
Сумма	50.4—64.5	55.0—67.8	97.92

Примечание. 1 — наши данные, 2 — по [Панина и др., 2003], 3 — по [Белоусов и др., 1974].

Диопсиды, согласно анализу, существенно обогащены редкими элементами (см. табл. 10, ан. 5). На редкоземельном спектре диопсида, нормированного к хондриту [Anders, Grevesse, 1989], отмечаются преобладания LREE и MREE по сравнению с HREE (рис. 8).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По результатам выполненного комплексного исследования оливиновых шонкинитов Инаглинского массива установлены их следующие особенности:

1. Диопсид в исследуемых породах кристаллизовался из гомогенного силикатно-солевого расплава при температуре 1180—1200 °С. Об этом свидетельствуют проведенные термометрические исследования первичных силикатно-солевых включений в диопсидах (см. рис. 5). В их ходе выяснилось, что полная гомогенизация включений происходила при 1180—1200 °С, а при незначительном охлаждении (1150—1160 °С) отмечалось разделение гомогенного силикатно-солевого расплава на силикатный расплав и карбонатно-солевою глобулу. Близкие температуры гомогенизации были получены на Инаглинском массиве для раскристаллизованных силикатных включений в клинопироксенах (1200—1220 °С) и оливинах (1250—1280 °С) шонкинитов [Чепуров, 1972].

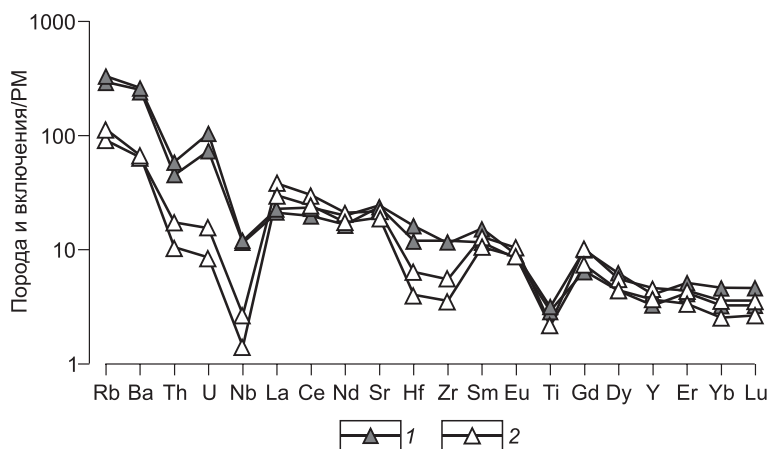


Рис. 7. Нормированные на примитивную мантию, по [Sun, McDonough, 1989], мультиэлементные спектры оливиновых шонкинитов Инаглинского массива и гомогенизированных включений в диопсиде.

1 — силикатные стекла прогретых включений в диопсиде, 2 — оливиновый шонкинит.

Таблица 10.

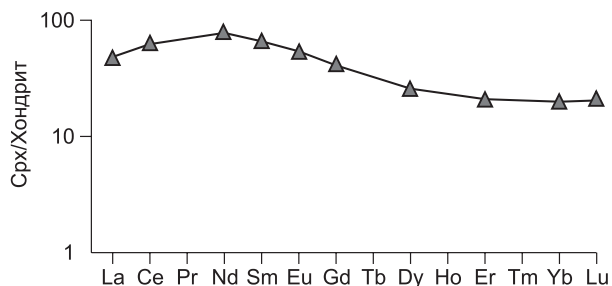
**Микроэлементный состав оливиновых шонкинитов, диопсида
и прогретых расплавных включений из Инаглинского массива (г/т)**

Элементы и их соотношения	Оливиновый шонкинит		Включения в диопсиде		Диопсид
	1	2	3	4	5
Cr	738.9	697.8	311	439.3	1237.8
Ti	2997	2877	3789.3	4114.1	4048.5
V	100.82	95.2	163.5	171.1	96.6
K	12368	13447	—	—	—
Rb	58	72	187.8	210.5	5.89
Sr	457	406	502.8	518.7	505.5
Ba	452	469	1765.8	1840.4	0.55
Nb	1.92	1.01	8.25	8.60	0.27
Cs	1.49	1.95	14.25	13.15	0.01
Ta	Н.п.о.	Н.п.о.	0.53	0.59	0.34
Zr	62	40	135.1	128	59.9
Hf	1.97	1.25	3.71	5.02	2.94
Y	21	16.6	14.86	18.51	28.87
La	26	21	14.51	15.67	11.43
Ce	54	44	35.20	41.66	37.74
Nd	29	24	22.49	26.89	35.41
Sm	5.8	4.7	5.15	6.84	9.72
Eu	1.75	1.47	1.41	1.53	3.03
Gd	6.1	4.4	3.89	5.93	8.07
Dy	4.1	3.3	3.21	4.57	6.29
Er	2.1	1.62	2.02	2.47	3.33
Yb	1.78	1.26	1.61	2.30	3.26
Lu	0.27	0.20	0.24	0.34	0.49
Th	1.48	0.90	3.85	5.01	0.14
U	0.33	0.18	1.55	2.20	0.02
(La/Yb) _n	10.25	11.38	6.27	4.74	2.43
Eu/Eu*	0.89	0.97	0.92	0.71	1.01

Примечание. В оливиновых шонкинитах также присутствуют (г/т): 1 — 354 Ni, 73 Co, 43 Sc, 7.1 Pr, 0.8 Tb, 0.27 Tm, 0.8 Ho; 2 — 338 Ni, 67 Co, 33 Sc, 5.8 Pr, 0.7 Tb, 0.24 Tm, 0.6 Ho. Анализы 1, 2 выполнены методом ICP-MS (аналитик И.В. Николаева), ан. 3—5 — методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (филиал Физико-технологического института РАН, г. Ярославль).

В процессе кристаллизации диопсидов состав силикатного расплава (без учета карбонатно-солевой глобулы) изменялся от щелочно-базитового к щелочно-трахитовому (см. табл. 8). На треугольной диаграмме Al_2O_3 —(FeO + MgO + CaO)—(Na₂O + K₂O) (рис. 9) видно, как в ходе кристаллизации в расплавах уменьшаются содержания кальция, железа, магния и увеличиваются количества алюминия, кремнезема, щелочей, т. е. отчетливо вырисовывается тренд, характерный для эволюционирующих щелочно-базальтоидных расплавов [Боуэн, 1934; Панина, 1993]. На этом тренде располагаются рассматриваемые оливиновые шонкиниты и присутствующие в Инаглинском массиве щелочные габброиды, меланократовые щелочные сиениты и пуласкиты [Костюк и др., 1990; Корчагин, 1996]. Такой тренд может свидетельствовать о формировании всей серии рассматриваемых пород Инаглинского массива из одной материнской щелочно-базитовой магмы при

Рис. 8. Нормированный на хондрит, по [Anders, Grevesse, 1989], редкоземельный спектр клинопироксенов из оливиновых шонкинитов Инаглинского массива.



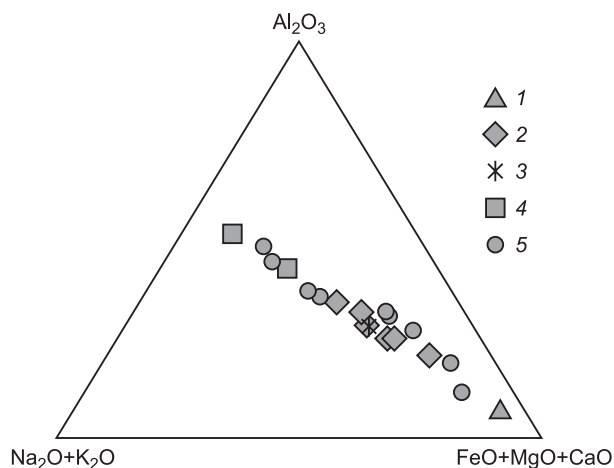


Рис. 9. Диаграмма составов пород и силикатных стекол включений в клинопироксенах оливиновых шонкинитов Инаглинского массива в системе $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—}(\text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO})\text{—}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

Породы: 1 — оливиновые шонкиниты, 2 — щелочные габброиды, 3 — меланократовые щелочные сиениты, 4 — пуласкиты, 5 — стекла включений в клинопироксенах. 2—4 — по данным В.П. Костюка с соавторами [1990].

титовых шонкинитах Рябинового массива [Панина и др., 2011; Рокосова, Панина, 2013]. Причем на тренд также ложатся малиниты, псевдолейцитовые фонолиты, пуласкиты Ыллымахского массива и биотитовые шонкиниты, щелочные пикриты и минетты Рябинового массива. По-видимому, рассматриваемые породы Ыллымахского и Рябинового массивов также могли сформироваться из родоначальных магм, близких к щелочно-базитовому составу в процессе проявления в них кристаллизационной дифференциации.

2. Вероятнее всего, при температурах ниже 1180°C в магматической камере при наступлении неравновесных условий могло произойти разделение гомогенного силикатно-солевого расплава на несмешиваемые силикатные и карбонатно-солевые фракции. Об этом свидетельствует появление карбонатно-солевых глобул в силикатном расплаве при закалке первичных включений в диопсиде (см. рис. 5). Карбонатно-солевые глобулы имеют щелочно-карбонатный состав и обогащены S и Cl (см. табл. 9, ан. 1). Такой состав глобул сопоставим с составами карбонатно-солевого расплава из включений оливин-мелилитовых пород влк. Пиан ди Челли (Италия) [Панина и др., 2003] и с составами карбонатитовых лав Восточно-Африканских рифтов [Белоусов и др., 1974; Eby et al., 2009] (см. табл. 9, ан. 2 и 3 соответственно). Силикатно-солевая несмешиваемость в Инаглинском массиве ранее также была обнаружена при исследовании многофазовых силикатно-солевых включений в хромдиопсидах из хромдиопсид-флогопит-ортоклазовых жил [Наумов и др., 2008]. На основе этого исследования авторами был сделан вывод о том, что кристаллизация хромдиопсида происходила из гетерогенного силикатного расплава, в котором находились в виде эмульсии солевые глобулы преимущественно сульфатного состава. Позже в хромдиопсидах были также детально изучены солевые многофазные кристаллофлюидные включения [Борисенко и др., 2011].

Первичные расплавные включения с силикатно-карбонатно-солевой несмешиваемостью были обнаружены в минералах многих пород [Наумов и др., 1988; Kogarko et al., 1995; Соловова и др., 1996, 1998; Андреева и др., 1998; Панина, Моторина, 2008; Solovova, Gírnis, 2012; Исакова и др., 2015; Секисова и др., 2015; и др.], в том числе и на Алданском щите в мелилит-монтичеллит-оливиновых породах щелочного Маломурунского массива [Панина, Усольцева, 1999, 2000] и в биотитовых шонкинитах Рябинового массива [Рокосова, Панина, 2013]. Возможность проявления процессов силикатно-солевой несмешиваемости в щелочно-базитовых расплавах подтверждается экспериментальными данными исследования синтетических и природных щелочных систем [Freeston, Hamilton, 1980; Kjarsgaard, Hamilton, 1988, 1989; Brooker, Hamilton, 1990; Brooker, 1998; Сук, 2001]. Установлено, что проявление силикатно-карбонатной несмешиваемости возможно в широком интервале температур и давлений, а также зависит от состава исходного силикатного расплава, его флюидонасыщенности и фугитивности кислорода. В недосыщенных силикатных расплавах главными факторами, вызывающими силикатно-карбонатное расщепление, являются критическое содержание Ca, щелочей и высокое давление летучих, преимущественно CO_2 , а также присутствие F, Cl, S, которые играют роль катализаторов расслоения [Wallace, Green, 1988; Hamilton, Kjarsgaard, 1993; Lee, Wyllie, 1997; Chalot-Prat, Arnold, 1999]. Полагают, что летучие из-за высокой активности щелочей не могут отделиться от расплава в виде газовой фазы. Это приводит к изменению структуры щелочных алюмосиликатных расплавов и создает условия для возникновения силикатно-солевой несмешиваемости.

3. Геохимические исследования показали, что оливиновые шонкиниты и содержащиеся в зернах диопсида стекла гомогенизированных расплавных включений имеют близкие содержания редких элементов и по сравнению с примитивной мантией обогащены ими.

Высокие концентрации LILE (K, Rb, Ba) и LREE в породах и гомогенизированных включениях, вероятно, указывают на обогащенный мантийный источник, а наличие отрицательных аномалий HFSE и Ti является одним из характерных признаков магматических пород, формировавшихся при участии корового материала [Кононова и др., 1995]. Необходимо отметить, что высокие содержания LILE, некоторая деплетированность HREE относительно LREE, а также наличие отрицательных HFSE и Ti аномалий ранее отмечались почти для всех калиевых пород Центрального Алдана [Еремеев и др., 1992; Кононова и др., 1995; Mues-Schumacher et al., 1996; Первов и др., 1997; Богатиков, Кононова, 1999]. О.А. Богатиков и В.А. Кононова [1999] на основании изотопно-геохимических исследований пришли к выводу, что источником калиевых пород Центрального Алдана является обогащенная древняя (докембрийская) мантия так называемого первого типа (EM I). Некоторая деплетированность HREE относительно LREE в оливиновых шонкинитах, диопсидах и стеклах включений (см. рис. 7, 8), а также высокие отношения $(La/Yb)_n$ в оливиновых шонкинитах и стеклах включений (см. табл. 10, ан. 1—4) могут свидетельствовать о возможном присутствии в мантийном очаге граната. При частичном плавлении такого источника в примитивном расплаве обычно увеличивается количество LREE, а HREE сохраняются в гранате. Следовательно, образование оливиновых шонкинитов, вероятно, происходило из обогащенного мантийного источника, располагающегося на глубинах существования гранатосодержащих ассоциаций.

ВЫВОДЫ

1. Оливиновые шонкиниты Инаглинского массива кристаллизовались из исходного щелочно-базитового расплава, обогащенного Cl, S, CO₂ и редкими элементами.

2. Кристаллизация клинопироксена в оливиновых шонкинитах происходила при 1180—1200 °С из гомогенного силикатно-солевого расплава, который при понижении температуры, вероятно, распался на несмешиваемые силикатные и карбонатно-солевые фракции. Состав силикатной составляющей эволюционировал от щелочно-базитового к щелочно-трахитовому. Карбонатно-солевая фракция имела щелочно-карбонатный состав и была обогащена S и Cl.

3. Единый тренд эволюции законсервированных в клинопироксенах расплавов и составов магматических пород Инаглинского массива дает основание предполагать, что щелочные габброиды, меланократовые щелочные сиениты и пуласкиты массива могли сформироваться из одной магмы, близкой к щелочно-базитовому составу, в процессе проявления в ней кристаллизационной дифференциации.

4. Образование материнской магмы для оливиновых шонкинитов Инаглинского массива, вероятно, происходило из обогащенного мантийного источника, располагающегося на глубинах существования гранатосодержащих ассоциаций.

Петрографическое исследование пород, изучение химического и редкоэлементного составов пород и минералов было выполнено за счет гранта РФФИ (проект 15-17-20036), а изучение расплавных включений в минералах с выяснением их температур гомогенизации, химического и редкоэлементного составов при поддержке РФФИ (грант 14-05-31074 мол_а).

ЛИТЕРАТУРА

Андреева И.А., Наумов В.Б., Коваленко В.И., Кононова Н.Н. Фторидно-сульфатные и хлоридно-сульфатные солевые расплавы карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук, Южная Монголия // Петрология, 1998, т. 6, № 3, с. 307—315.

Базарова Т.Ю., Бакуменко И.Т., Костюк В.П., Панина Л.И., Соболев В.С., Чепуров А.И. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск, Наука, 1975, 232 с.

Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В., Добровольский В.В., Капица А.П., Логачев Н.А., Милановский Е.Е., Поляков А.И., Рыкунов Л.Н., Седов В.В. Восточно-Африканская рифтовая система. Геохимия. Сейсмология. Основные результаты. Т. 3. М., Наука, 1974, 288 с.

Богатиков О.А., Кононова В.А. Магматическое окно в глубины Земли // Природа, 1999, № 5, с. 12—17.

Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А., Махоткин И.Л., Новгородова М.И., Соловова И.П., Галускин Е.В., Ганеев И.И., Гирнис А.В., Еремеев Н.В., Когарко Л.Н., Кудрявцева Г.П., Михайличенко О.А., Наумов В.Б., Сапожникова Е.Н. Лампроиты. М., Наука, 1991, 301 с.

Богомолов М.А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., Наука, 1968, с. 312—363.

Борисенко А.С., Боровиков А.А., Васюкова Е.А., Павлова Г.Г., Рагозин А.Л., Прокопьев И.Р., Владыкин Н.В. Окисленные магматогенные флюиды, их металлоносность и роль в рудообразовании // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 182—206.

- Боуэн Н.Л.** Эволюция изверженных пород. М., ОНТИ, 1934, 332 с.
- Владыкин Н.В.** Геохимия и генезис лампроитов Алданского щита // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (1), с. 123—135.
- Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж.** Породообразующие минералы. М., Мир, 1966, т. 3, 316 с.; т. 4, 481 с.; т. 5, 408 с.
- Егоров Л.С.** Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере маймеча-котуйского комплекса Полярной Сибири). Л., Недра, 1991, 260 с.
- Ельянов А.А., Моралев В.М.** Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 3, с. 687—689.
- Ельянов А.А., Моралев В.М.** Глубины формирования и эрозионного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Геология рудных месторождений, 1972, т. 14, № 5, с. 32—40.
- Еремеев Н.В.** Вулкано-плутонические комплексы калиевых щелочных пород. М., Наука, 1984, 136 с.
- Еремеев Н.В., Журавлев Д.З., Кононова В.А., Перов В.А., Крамм У.** Об источнике вещества и возрасте калиевых пород Рябиновского массива (Центральный Алдан) // Геохимия, 1992, № 11, с. 1482—1492.
- Ермаков Н.П.** Исследования минералообразующих растворов. Харьков, Изд-во Хар. ун-та, 1950, 460 с.
- Ермаков Н.П.** Геохимические системы включений в минералах. М., Недра, 1972, 376 с.
- Исакова А.Т., Панина Л.И., Рокосова Е.Ю.** Карбонатитовые расплавы и генезис апатитового оруденения на Гулинском плутоне (север Восточной Сибири) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (3), с. 595—607.
- Кононова В.А., Первов В.А., Богатиков О.А., Мюс-Шумахер У., Келлер Й.** Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис // Геотектоника, 1995, № 3, с. 35—45.
- Корчагин А.М.** Инаглинский щелочно-ультраосновной массив // Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М., Наука, 1974, с. 7—94.
- Корчагин А.М.** Инаглинский плутон и его полезные ископаемые. М., Недра, 1996, 157 с.
- Костюк В.П.** Щелочной магматизм периферического обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 163 с.
- Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю.** Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск, Наука, 1990, 235 с.
- Кравченко С.М., Власова С.В.** Щелочные породы Центрального Алдана. М., Наука, 1962, 190 с.
- Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Соболев Н.В., Маликов Ю.И.** Определение состава породообразующих минералов методом рентгеноспектрального микроанализа с электронным зондом // Западская лаборатория, 1974, т. 40, № 6, с. 657—661.
- Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В.** Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп? // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (8), с. 1473—1482.
- Максимов Е.П., Угрюмов А.Н.** Мезозойские магматические формации Алданского щита // Советская геология, 1971, № 7, с. 108—119.
- Михайлов М.Ю., Шацкий В.С.** Силитовый нагреватель для высокотемпературной микротермокамеры // Минералогия эндогенных образований. Новосибирск, Наука, 1974, с. 109—110.
- Наумов В.Б., Соловова И.П., Коваленко В.И., Малов В.С., Турков В.А., Самойлов В.С.** Природные фосфатно-сульфатные расплавы // Докл. АН СССР, 1988, т. 300, № 3, с. 672—675.
- Наумов В.Б., Каменецкий В.С., Томас Р., Кононова Н.Н., Рыженко Б.Н.** Включения силикатных и сульфатных расплавов в хромдиопсиде Инаглинского месторождения (Якутия, Россия) // Геохимия, 2008, № 6, с. 603—614.
- Панина Л.И.** Лампроитовые породы Алдана и генетические критерии лампроитового расплава // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (6), с. 82—90.
- Панина Л.И., Усольцева Л.М.** Щелочные высококальциевые сульфатно-карбонатные включения в мелилит-монтichelлит-оливиновых породах Маломурунского щелочного массива (Алдан) // Петрология, 1999, т. 7, № 6, с. 653—669.
- Панина Л.И., Усольцева Л.М.** Роль жидкостной несмешиваемости в образовании кальцитовых карбонатитов Маломурунского массива (Алдан) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (5), с. 655—670.
- Панина Л.И., Моторина И.В.** Жидкостная несмешиваемость глубинных магм и зарождение карбонатитовых расплавов // Геохимия, 2008, № 5, с. 487—504.

Панина Л.И., Стоппа Ф., Усольцева Л.М. Генезис мелилитовых пород вулкана Пиан ди Челли по данным изучения расплавных включений в минералах (камафугитовая провинция Умбрия, Центральная Италия) // *Петрология*, 2003, № 4, с. 405—421.

Панина Л.И., Николаева А.Т., Рокосова Е.Ю. Условия кристаллизации щелочно-базитовой дайки Ыллымахского массива (Центральный Алдан): данные изучения расплавных включений в минералах // *Геохимия*, 2011, № 2, с. 129—148.

Первов В.А., Кононова В.А., Садеби П., Терлуолл М.Ф., Фрун П., Богатиков О.А., Аптон Б.Г.Дж., Вулли А.Р. Калиевый магматизм Алданского щита — индикатор многоэтапной эволюции литосферной мантии // *Петрология*, 1997, т. 5, № 5, с. 467—484.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М., Мир, 1987, т. 1, 360 с.; т. 2, 632 с.

Рид С.Дж.Б. Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия в геологии. М., Техносфера, 2008, 232 с.

Рожков И.С., Кицул В.И. Месторождение платины на Алданском щите // *Геология рудных месторождений*, 1960, № 4, с. 74—84.

Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., Боришанская С.С. Платина Алданского щита. М., Изд-во АН СССР, 1962, 119 с.

Рокосова Е.Ю., Панина Л.И. Вещественный состав и условия кристаллизации шонкинитов и минетт Рябинового массива (Центральный Алдан) // *Геология и геофизика*, 2013, т. 54 (6), с. 797—814.

Секисова В.С., Шарыгин В.В., Зайцев А.Н., Стрекопытов С. Ликвационные явления при кристаллизации форстерит-флогопитовых ийолитов вулкана Олдоиньо Ленгаи, Танзания: по данным изучения включений расплава в минералах // *Геология и геофизика*, 2015, т. 56 (12), с. 2173—2197.

Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В. Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов юго-востока Сибирской платформы // *Петрология*, 2011, т. 19, № 6, с. 579—598.

Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрогенетической информации // *Петрология*, 1996, т. 4, № 3, с. 228—239.

Соболев А.В., Батанова В.Г. Мантйные лерцолиты офиолитового комплекса Троодос, о. Кипр: геохимия клинопироксена // *Петрология*, 1995, т. 3, № 5, с. 487—495.

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

Соловова И.П., Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Кононкова Н.Н. Изучение включений в минералах карбонатитового комплекса Палабора (Южная Африка) // *Геохимия*, 1998, № 5, с. 435—447.

Сук Н.И. Экспериментальное исследование силикатно-карбонатных систем // *Петрология*, 2001, т. 9, № 5, с. 547—558.

Угрюмов А.Н., Киселев З.В. О возрасте ультраосновных пород массива Инагли (Алданский щит) // *Геология и геофизика*, 1969 (8), с. 19—24.

Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. М., НИИ-Природа, 2003, 403 с.

Чепуров А.И. Температурные условия кристаллизации минералов щелочных пород Центрального Алдана: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1972, 30 с.

Шнай Г.К. Гетерогенность дунитов в ультраосновных—щелочных массивах // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1980, № 4, с. 23—35.

Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoric and solar // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1989, v. 53, p. 197—214.

Borisenko A.S., Gas'kov I.N., Dashkevich E.G., Okrugin A.M., Ponomarchuk A.V., Travin A.V. Geochronology of magmatic processes and ore-formation in the Central Aldan gold-ore region // *Intern. Symp. Large Igneous Provinces of Asia*. Irkutsk, 2011, p. 38—39.

Brooker R.A. The effect of CO₂ saturation on immiscibility between silicate and carbonate liquids: an experimental study // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, № 11—12, p. 1905—1915.

Brooker R.A., Hamilton D.L. Three-liquid immiscibility and the origin of carbonatites // *Nature*, 1990, v. 346, p. 459—462.

Chalot-Prat F., Arnold M. Immiscibility between calciocarbonatitic and silicate melts and related wall rock reactions in the upper mantle: a natural case study from Romanian mantle xenoliths // *Lithos*, 1999, v. 46, p. 627—659.

Eby G.N., Lloyd F.E., Woolley A.R. Geochemistry and petrogenesis of the Fort Portal, Uganda, extrusive carbonatite // *Lithos*, 2009, v. 113, p. 785—800.

Freestone I.C., Hamilton D.L. The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites: an experimental study // *Contr. Miner. Petrol.*, 1980, v. 73, p. 105—117.

- Hamilton D.L., Kjarsgaard B.A.** The immiscibility of silicate and carbonate liquids // *Afr. Geol.*, 1993, v. 96, № 3, p. 139—142.
- Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L.** Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites // *Miner. Mag.*, 1988, v. 52, p. 43—55.
- Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L.** The genesis of carbonatites by immiscibility // *Carbonatites: genesis and evolution* / Ed. K. Bell. London, Unwin Hyman, 1989, p. 388—409.
- Kogarko L.N., Henderson C.M.B., Pacheco H.** Primary Ca-rich carbonatite magma and carbonate-silicate-sulphide liquid immiscibility in the upper mantle // *Contr. Miner. Petrol.*, 1995, v. 121, № 3, p. 267—274.
- Lee W., Wyllie P.I.** Liquid immiscibility in the join $\text{NaAlSiO}_4\text{—NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—CaCO}_3$ at 1 GPa: implications for crystal carbonatites // *J. Petrol.*, 1997, v. 38, № 9, p. 1113—1135.
- Morimoto N.** Nomenclature of Pyroxenes // *Can. Mineral.*, 1989, v. 27, p. 143—156.
- Mues-Schumacher U., Keller J., Kononova V.A., Suddaby P.J.** Mineral chemistry and geochronology of the potassic alkaline ultramafic Inagli complex, Aldan Shield, eastern Siberia // *Miner. Mag.*, 1996, v. 60, p. 711—730.
- Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Yu.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Mueller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R.** Nomenclature of the micas // *Can. Mineral.*, 1998, v. 36, p. 905—912.
- Solovova I.P., Girnis A.V.** Silicate-carbonate liquid immiscibility and crystallization of carbonate and K-rich basaltic magma: insights from melt and fluid inclusions // *Miner. Mag.*, 2012, v. 76, № 2, p. 411—439.
- Stoppa F., Sharygin V.V., Cundari A.** New mineral data from the kamafugite-carbonatite association: the melilitolite from Pian di Celle, Italy // *Mineral. Petrol.*, 1997, v. 61, p. 27—45.
- Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in ocean basins*. London, Geol. Soc. Special Republication, 1989, p. 313—345.
- Wallace M.E., Green D.H.** An experimental determination of primary carbonatite magma composition // *Nature*, 1988, v. 335, p. 343—346.

*Рекомендована к печати 30 октября 2015 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию
8 мая 2015 г.*