

БОНИНИТОВЫЕ ВАРИОЛИТЫ БУРИБАЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОГО УРАЛА: МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

© 2018 г. А. М. Косарев¹, С. А. Светов², С. Ю. Чаженгина², Г. Т. Шафигуллина¹

¹Институт геологии УНЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16, e-mail: amkosarev@mail.ru

²Институт геологии Карельского научного центра РАН, 195910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, e-mail: geoweb@krc.karelia.ru

Поступила в редакцию 12.11.2016 г., принята к печати 14.12.2016 г.

Объектом данного исследования являются бонинитовые вариолиты нижнедевонской баймак-бурибаевской свиты на Южном Урале, которые многими исследователями интерпретируются как продукты ликвации. Роль процессов ликвации при формировании контрастных по составу магматических пород активно обсуждается начиная с первой четверти прошлого века до настоящего времени. В нашей работе использованы петролого-геохимические, геологические и петрографические материалы региональных исследований первого десятилетия нашего века и обширные новые данные, полученные в Институте геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) на СЭМ VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments). Химический состав вариолей и матрикса определялся методом площадного микрозондового сканирования. Изучение содержания примесных компонентов в вариолитовых образованиях проведено методом локального лазерного прободоотбора (LA-ICP-MS) с использованием приставки лазерной абляции UP-266 Масто. Результаты исследования позволяют обсудить вопросы серийной принадлежности вулканитов бурибайского комплекса, петрогенез бонинитовых вариолитов и значение ликвации в процессе образования кремнекислых пород комплекса. Установлено, что лейкократовая глобула обогащена Si, Na, K, Rb, Ba, Sr, что связано с существенно полевошпатовым составом глобул. По сравнению с матриксом глобула обеднена петрогенными элементами, слагающими темновесные минералы (Mg, Fe, Ca), высокочargedными (Hf, Zr, Nb), радиоактивными (U, Th), сульфурофильными (Cu, Zn) элементами. Незначительное обеднение глобул обнаруживается в концентрациях РЗЭ (La, Ce, Eu, Yb), Pb, Sr. Можно предполагать, что в глобулах была более окислительная, а в матриксе восстановительная обстановка. Процесс ликвации сопряжен с кристаллизационной дифференциацией и стимулировался падением давления и резким “сбросом” флюидной фазы при постепенном уменьшении температуры расплава при остывании. Химический состав вариолей отличается высокой суммарной щелочностью от большинства эффузивных и субвулканических пород бурибайского комплекса. Скорее всего, ликвация принимала заметное участие в петрогенезе лишь части кислых пород, относящихся к умеренно щелочной петрохимической серии.

Ключевые слова: вариолиты, ликвация, бониниты, Южный Урал

BONINITIC VARIOLITES OF THE BURIBAY VOLCANIC COMPLEX THE SOUTHERN URALS: MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND FORMATION CONDITIONS

Aleksandr M. Kosarev¹, Sergei A. Svetov², Svetlana Yu. Chazhengina², Gul'nara T. Shafigullina¹

¹Institute of Geology, Ufa Science Centre of RAS, 16 Karl Marks st., Ufa, 450077, Russia, e-mail: amkosarev@mail.ru

²Institute of Geology, Karelian Science Centre of RAS, 11 Pushkinskaya st., Petrozavodsk, 195910, Russia, e-mail: geoweb@krc.karelia.ru

Received 12.11.2016, accepted 14.12.2016

The object of this research are the boninites variolites of Lower Devonian Baymak-Buribay Formation in the Southern Urals, which many researchers are interpreted as the products of immiscibility. The role of processes of immiscibility in the formation of the contrasting composition of igneous rocks is discussed, starting from first quarter of former century to the present time. We used the petrological-geochemical, geological and petrographic materials of former regional studies and extensive new data obtained at the Institute of Geology KarSC RAS (Petrozavodsk) on SEM VEGA II LSH (Tescan) with an energy dispersive microprobe INCA Energy 350 (Oxford instruments). The chemical composition of variola and matrix

Для цитирования: Косарев А.М., Светов С.А., Чаженгина С.Ю., Шафигуллина Г.Т. (2018) Бонинитовые вариолиты бурибайского вулканического комплекса Южного Урала: минералогия, геохимия и условия образования. *Литосфера*, **18**(2), 246–279. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-246-279

For citation: Kosarev A.M., Svetov S.A., Chazhengina C.Yu., Shafigullina G.T. (2018) Boninitic variolites of the Buribay volcanic complex the Southern Urals: mineralogy, geochemistry and formation conditions. *Litosfera*, **18**(2), 246–279. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-246-279

was determined by microprobe areal scanning. The study of the content of the impurity components in variolitic formations were held by method local laser sampling (LA-ICP-MS) using the consoles Laser Ablation UP-266 Macro. Results of a research allow discussing serial accessory of volcanites of a Buribay complex, a petrogenesis the boninite variolites and value of immiscibility in formation of silicate rocks. It is established that the leucocratic globule is enriched Si, Na, K, Rb, Ba, Sr that is connected with significantly feldspath compositions of globules. In comparison with matrix the globules are poor by the petrogenic elements composing dark-colored minerals (Mg, Fe, Ca), high-charging (Hf, Zr, Nb), radioactive (U, Th), sulfur-bearing (Cu, Zn). Insignificant impoverishment of globules is found in concentration of REE (La, Ce, Eu, Yb), Pb, Cr. It is possible to assume that in the globules there was more oxidizing situation and in a matrix – reduction one. Process of a immiscibility is integrated with crystallization differentiation and was stimulated with pressure drop and sharp “dumping” of a fluid phase, in case of gradual reduction of temperature of fusion when cooling. The chemical composition of variola has a high total alkalinity then most effusive and subvolcanic rocks of Buribay complex. Most likely, the immiscibility took a prominent part in petrogenesis only part of the acidic rocks related to moderately alkaline petrochemical series.

Keywords: *variolites, immiscibility, boninites, Southern Urals*

Acknowledgements

The authors are sincerely grateful for the support and discussion of the materials to the Director of the Institute of Geology, Ufa Science Center of RAS Corresponding Member of RAS Viktor N. Puchkov and Dr. geol and min science Igor' B. Seravkin.

The work was prepared with the support of the program Presidium of Russian Academy of Sciences No. 19 “Fundamental Problems of Geological and Geophysical Studies of Lithospheric Processes”, and in accordance with the state order № 0252-2017-0011. The article is published for the first time and in other editions it is not transferred.

ВВЕДЕНИЕ

Роль процессов ликвации (разделения первичного гомогенного расплава на несколько несмешивающихся фаз) при формировании контрастных по составу магматических пород обсуждается на протяжении последнего столетия, при этом до сих пор не существует единой универсальной модели данного природного явления.

Начиная с работ [Greig, 1927; Bowen, 1928] на примере геологических объектов обсуждались механизмы возникновения несмесимости в природных силикатно-сульфидных и силикатно-силикатных системах. За последующие годы многочисленные полевые наблюдения позволили задокументировать огромное количество наиболее узнаваемых проявлений ликвационной дифференциации – вариолитовых (сферолитовых) образований в магматических породах базальтового, андезибазальтового и андезитового состава [Fergusson, 1972; De, 1974; McBirney, Nakamura, 1974; Gelinas et al., 1976; Philpotts, 1982; Смолькин, 1992; Hanski, 1993; Светов, 2008; и мн. др.].

В России, согласно данным Ф.Ю. Левинсона-Лессинга [1949], впервые исследование ликвационных процессов на примере вариолитовых лав было инициировано профессором А.А. Иностранцевым в 1874 г. с изучения петрографии базальтовых (пикробазальтовых) вариолитов Ялгубского края Центральной Карелии. На основе данного объекта дискуссия о причинах ликвационной несмесимости в силикатных системах продолжается уже многие годы, что позволило выработать ряд идей, объясняющих причины инициализации ликвационного фракционирования в расплаве [Хитаров,

Пугин, 1978; Пугин, Хитаров, 1980, 1982; Гудин и др., 2012; Светов, 2013; Светов, Голубев, 2013; и др.].

В зарубежной геологической литературе классические описания вариолитовых лав приводятся для архейских базальтовых коматиитов зеленокаменного пояса Барбертон (ЮАР) [Fergusson, 1972], толеитовых лав района Роюн-Наранда зеленокаменного пояса Абитиби [Gelinas et al., 1976] и многих других базальтовых и толеитовых комплексов [De, 1974; McBirney, Nakamura, 1974; Philpotts, 1982]. Широко обсуждаются результаты экспериментального изучения ликвационного процесса [Roedder, 1951; Veksler, 2004], предлагаются альтернативные механизмы формирования вариолитовых структур за счет переохлаждения расплавов [Fowler et al., 2002], смешения магм [Appel et al., 2009] и повышенного содержания в расплавах водного компонента [Ballhaus et al., 2015].

В основе всех построений лежит ярко проявленный геохимический контраст между составами вариолей (глобул) и связующего матрикса. Большинство исследователей сходится во мнении, что до ликвационного разделения первичная система отвечала основному-ультраосновному типу магм, а после ликвационного фракционирования (механизм и инициальные причины которого дискутируются) наблюдается формирование “капель” (вариолей, глобул) кислого андези-дацит-риолитового расплава в мафитовой матрице.

В ходе гравитационного фракционирования вариолы всплывают, сталкиваются (вызывая процессы коалесценции), создавая крупные линзовидные скопления в прикровельных частях лавовых потоков или ядрах подушечных лав.

В данной работе приведен новый геологический, минералогический и геохимический материал, полученный в ходе изучения вариолитовых лав бонинитов бурибайского комплекса Южного Урала, одного из уникальных геологических объектов России, где широко распространены следы ликвационной эволюции расплавов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БУРИБАЙСКОГО ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Бурибайский палеовулканический комплекс (D_1e_2br) располагается в Западно-Магнитогорской зоне Магнитогорской островодужной мегазоны на Южном Урале (рис. 1) и составляет нижнюю часть разреза фронтальной островной палеодуги позднеэмского возраста [Вулканизм..., 1992; Spadea et al., 1998, 2002; Косарев и др., 2005, 2009].

Магнитогорская мегазона включает зону Главного Уральского разлома (ГУР), или Вознесенско-Присакмарскую зону, Западно-Магнитогорскую (ЗМЗ), Центрально-Магнитогорскую (ЦМЗ) и Восточно-Магнитогорскую (ВМЗ) зоны (см. рис. 1а, б). В ее пределах располагаются колчеданные месторождения мирового класса, а также многочисленные месторождения золота и крупные месторождения железа [Серавкин, 2010]. В связи со слабой тектонической нарушенностью геологических разрезов в Магнитогорской мегазоне сохранилась стратиграфическая последовательность вулканических комплексов девонского и каменноугольного возрастов, которые датированы по конодонтовой фауне. Присутствие датированных разрезов на западном и восточном бортах Магнитогорской мегазоны позволяет провести их достоверную корреляцию и геодинамические реконструкции [Медноколчеданные..., 1985, 1988; Вулканизм..., 1992; Маслов и др., 1993; Серавкин, 1997, 2010; Пучков, 2000, 2010; Косарев и др., 2005, 2014].

На западном фланге Магнитогорской мегазоны располагается Вознесенско-Присакмарская зона (ГУР) серпентинитового меланжа шириной 5–17 км и протяженностью около 400 км (см. рис. 1). В серпентинитовом матриксе присутствуют включения размерами от первых сантиметров до нескольких километров, представляющие собой фрагменты океанического кремнисто-базальтового разреза ($O-S_1$), островодужных вулканических, вулканогенно-осадочных и интрузивных пород от силурийско-раннедевонского до верхнедевонского возраста и интрузивных, вулканогенно-осадочных пород и известняков каменноугольного возраста. В обломках олистостромовых горизонтов, наряду с перечисленными разновидностями пород, отмечаются и сами серпентиниты. В генерализованном виде набор указанных структурно-вещественных комплексов следует рассматривать как аккрецион-

ную призму, маркирующую выход зоны палеосубдукции на современном эрозионном срезе Южного Урала [Пучков, 2010].

Вознесенско-Присакмарская зона (ГУР) на западе по тектоническому контакту (с падением ЮВ 30–60°) сочленяется с толщами, слагающими Центрально-Уральскую зону (Уралтау). Последняя имеет антиформное строение и сложена, судя по геохронологическому возрасту и находкам фауны, протерозойскими, вендскими и палеозойскими породами. В Центрально-Уральскую зону входят максютовский эклогит-глаукофановый высокобарический комплекс, типоморфный для зон субдукции, и суванякский зеленосланцевый метаморфический комплекс [Пучков, 2010].

Бурибайский вулканический комплекс позднеэмского (D_1e_2br) возраста является нижней подсвитой баймак-бурибаевской свиты ($D_1ems b-br_1$), датирован по конодонтовой фауне (зоны *serotinus-ratulus*) [Маслов, Артющкова, 2010]. Мощность комплекса превышает 1000 м.

Нижняя подсвита баймак-бурибаевской свиты ($D_1ems b-br_1$) классифицируется как дифференцированная базальт-риолитовая субформация. Она соответствует бурибайскому вулканическому комплексу и делится на три толщи: нижнюю – долерито-базальтовую (br_1^1), среднюю – пиллоу-базальт-вариолитовую (br_1^2) и верхнюю – базальт-риодацитовую (br_1^3). Повышенный интерес к вулканитам этой свиты обусловлен ее высокой колчеданосностью и принадлежностью к ранним островодужным (или предостроводужным) [Вулканизм..., 1992] супрасубдукционным образованиям. Дополнительный интерес к бурибайскому вулканическому комплексу вызван выделением в его составе пород, принадлежащих к толеитовой и бонинитовой сериям [Кабанова, Зайков, 1987; Вулканизм..., 1992; Spadea et al., 1998, 2002; Herrington et al., 2002].

Детальные исследования геологического разреза проводились по р. Таналык (район д. Хворостянки) (рис. 2), где в моноклинальном залегании со слабыми деформациями залегают все три толщи бурибайского комплекса. Дополнительно мы обобщили и интерпретировали петрохимические и геохимические материалы ранних геолого-съемочных работ и тематических исследований.

Прежде чем перейти к описанию геологического разреза по р. Таналык, кратко изложим основные результаты регионального изучения вулканитов бурибаевского комплекса.

1. Установлено, что нижняя долерито-базальтовая и средняя пиллоу-базальт-вариолитовая толщи относятся к подрудной части разреза относительно уровня оруденения Бурибаевского и Юбилейного колчеданных месторождений. Анализ гистограмм распределения петрогенных окислов в базальтах бурибайского комплекса на Юбилейном

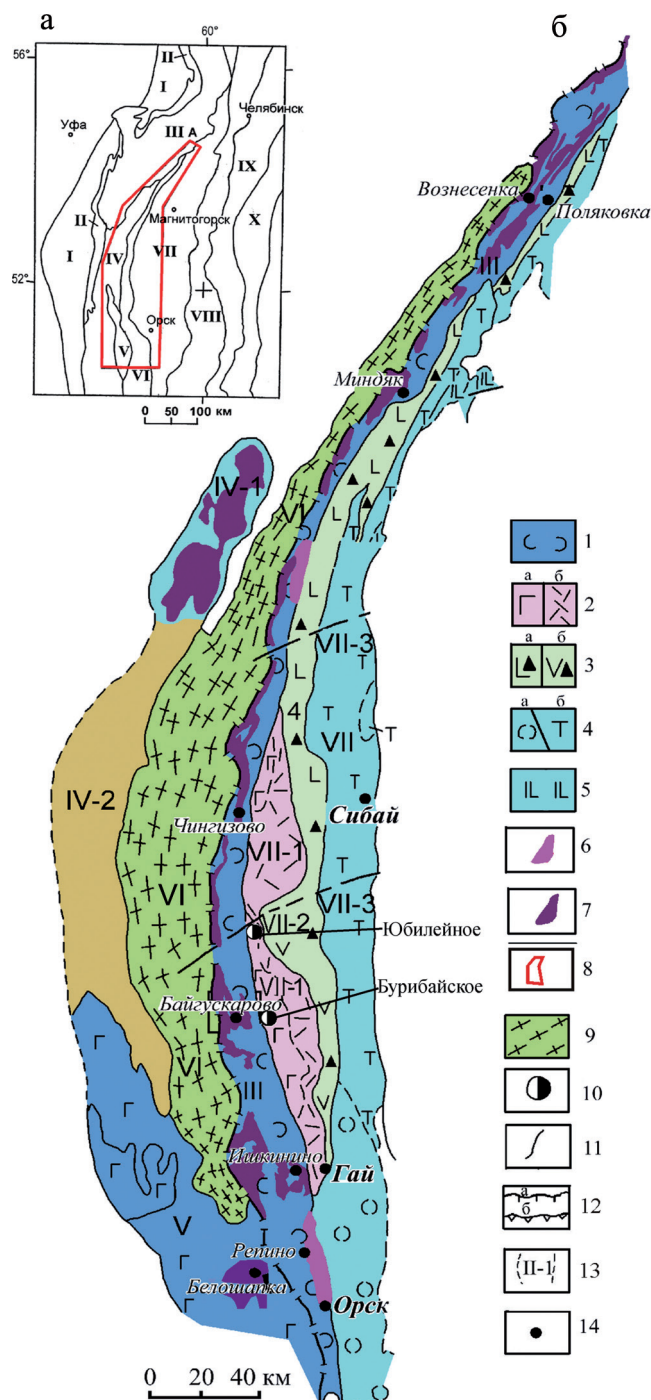


Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования Южного Урала (а) и геологическая схема Кракинско-Сакмарской и западной части Магнитогорской мегазон (б). Составлены на основе [Вулканизм..., 1992; Рязанцев и др., 2005].

а – Структурная схема Южного Урала: I – Предуральский краевой прогиб; II – Западно-Уральская внешняя зона складчатости; III – Башкирский антиклинорий с отклонениями рифейского авлакогенного комплекса; IV – Зилаирский синклиний; V – Сакмарская аллохтонная зона; VI – Уралтауский антиклинорий; VII – Магнитогорская мегазона (мегасинклиний);

VIII – Восточно-Уральское поднятие; IX – Восточно-Уральский прогиб; X – Зауральская зона.

б – 1–6 – формации: 1 – базальтовая (О–S), 2 – базальт-риолитовая (D_{1e}): контрастный (а) и непрерывный (б) комплексы, 3 – андезито-базальтовая (D_{2ef1}): базальт-андезито-базальтовый (а) и гибридный базальт-андезит-риолитовый (б) комплексы, 4 – базальт-риолитовая (D₂): базальтовый (а) и контрастный (б) комплексы, 5 – андезито-базальтовая (D₂), 6 – калиевых базальтов-трахитов (D_{1e1}); 7 – серпентинизированные ультрабазиты; 8 – контур площади рис. 1б на рис. 1а; 9–12 (б): 9 – метаморфические комплексы зоны Урал-Тай, 10 – колчеданные месторождения, 11 – геологические границы, 12 – разрывные нарушения: а – надвигового, б – взбросо-надвигового типов; 13 – номера структурных зон и подзон Южного Урала; 14 – населенные пункты. Подзоны: IV-1 – Кракинская; IV-2 – Зилаирский синклиний; V – Сакмарская зона; VI – Уралтауский антиклинорий; VII – Магнитогорская мегазона: VII-1 – Вознесенско-Присакмарская зона, VII-2 – Тубинско-Гайская зона, VII-3 – Ирендыкская зона, VII-4 – Карамалыташская спрединговая зона.

Fig. 1. Scheme structure-formational regionalization of the Southern Urals (a) and geological scheme of the Sakmara-Kraka and the western part of the Magnitogorsk megazones (б). Compiled by materials [Vulkanizm..., 1992; Ryazantsev et al., 2005].

а – The structural scheme of the Southern Urals: I – Preuralian foredeep; II – Western Uralian folded zone; III – Bashkirian with deviations of Riphean aulacogen complex; IV – Zilair synclinorium; V – Sakmara allochthon zone; VI – Uraltau anticlinorium; VII – Magnitogorsk megazone (megasyntinorium); VIII – East-Uralian uplift; IX – East Uralian deflection; X – the Trans-Uralian zone.

б – 1–6 – formations: 1 – the basaltic (O–S), 2 – the basalt-rhyolitic (D_{1e}): bimodal (a) and continued (б) complexes, 3 – the andesite-basaltic (D_{2ef1}): basalt-andesite-basaltic (a) and hybrid basalt-andesite-rhyolite (б) complexes, 4 – the basalt-rhyolite (D₂): basalt (a) and bimodal (б) complexes, 5 – the andesite-basaltic (D₂), 6 – potassic basalt-trachytes (D_{1e1}); 7 – serpentinitic ultrabasic; 8 – contour area of Fig. 1b in Fig. 1a; 9–12 (б): 9 – metamorphic complexes of Ural-Tau zone, 10 – massive sulfide deposits, 11 – geological boundaries, 12 – faults: a – thrusts, б – reverse fault thrust types; 13 – numbers of structural zones and subzones of the Southern Urals; 14 – settlements. Subzone: IV-1 – Kraka; IV-2 – Zilair synclinorium; V – Sakmara zone; VI – Uraltau anticlinorium; VII – Magnitogorsk megazone: VII-1 – Prissakmara-Voznesenka zone, VII-2 – Tubinsk-Gai zone, VII-3 – Irendyk zone, VII-4 – Karamalitash spreading zone.

месторождении и его флангах, в разрезе по р. Таналык и Бурибаевской рудоносной зоне показал пониженные значения моды SiO₂ (50–52%) в разрезе (безрудном) по р. Таналык по сравнению с выборками базальтов Юбилейного месторождения (мода SiO₂ – 54–56%) и Бурибайской рудоносной зоны (мода SiO₂ – 52–54%). Эти сведения подтверждают вывод В.А. Прокина [1977] об активном привносе кремнезема в зоны рудообразования. Наиболее активному выносу из пород бурибайского вулканического комплекса подвержены K₂O и CaO. Обнаруживается резкая правая асимметрия в гистограммах K₂O как на рудоносных участках, так и на безруд-

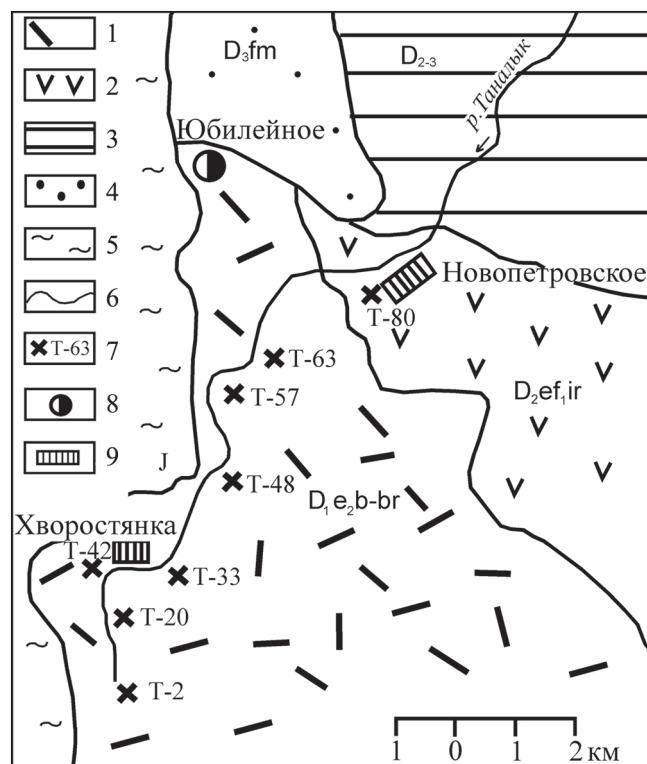


Рис. 2. Геологическая схема южного фланга Юбилейного колчеданного месторождения в Западно-Магнитогорской зоне на Южном Урале (район д. Хворостянка).

1 – баймак-бурибаевская свита (D_{1e_2}), контрастный и непрерывный комплексы; 2 – ирендикская свита (D_{2ef_1}), гибридный непрерывный гетеродромный комплекс; 3 – кремнистые алевролиты и яшмоиды бугулыгурского горизонта и терригенно-тефроидные породы улутауской свиты (D_{2-3}); 4 – флишоиды зилаирской свиты (D_3); 5 – рыхлые отложения юрского возраста (J); 6 – геологические границы; 7 – точки наблюдения и номера проб; 8 – Юбилейное медно-цинково-колчеданное месторождение; 9 – населенные пункты.

Fig. 2. Geological scheme of southern flank of Yubileinoe massive sulphide deposit in the Western-Magнитогorsk megazones the Southern Urals (district Khvorostjanka village).

1 – Baimak-Buribai Formation (D_{1e_2}), contrast and continuous complexes; 2 – Irendyk Formation (D_{2ef_1}), hybrid continuous heterodromous complex; 3 – siliceous aleurolites and jasperoid Bugulugur chert and terrigenous-tephroids rocks of Ulutau Formation (D_{2-3}); 4 – flysch of Zilair Formation (D_3); 5 – loose sediments Jurassic age; 6 – geological boundaries; 7 – points and numbers of sampling; 8 – Yubileinoe massive copper-zinc sulphide deposits; 9 – settlements.

ных, а значения моды этого оксида падают на интервал 0.0–0.1%. Правая асимметрия в гистограммах CaO обнаружена только на рудоносных участках, что в сочетании с низкими значениями моды (4–6% на Юбилейном рудном поле и 2–4% в Бурибаевской рудоносной зоне) свидетельствует об ак-

тивном выносе этого оксида. Наиболее инертными из микроэлементов при вторичных процессах являются Ti, Zr, Sc, Th, Y и PЗЭ. Не вдаваясь в детали, отметим, что в рудоносных и относительно древних формациях дисперсии большинства изученных элементов, включая перечисленные, заметно возрастают и нередко встречаются пониженные для магматических пород данного типа концентрации. Это, скорее всего, свидетельствует о перераспределении элементов в пределах формации и об их частичном выносе [Вулканогенная металлогения..., 1994].

2. Вулканогенные породы br_1^2 основного состава обладают повышенным содержанием SiO_2 и MgO. Среднее арифметическое значение SiO_2 составляет 52.5% при колебаниях в массивных и пиллоу-базальтах от 44.0 до 60.0%; среднее содержание MgO – 7.8% при колебаниях от 3.0 до 24.0%. На Юбилейном рудном поле И.Б. Серавкиным была выделена группа пикрито-базальтов. Позднее [Серавкин, Косарев, 1979] на материалах по разрезу по р. Таналык и у д. Хворостянки было показано, что широкие колебания SiO_2 в пиллоу-базальтах возникают в результате присутствия вариолей, содержание SiO_2 в которых достигает 63.0%. В связи с колебаниями количества вариолей появляются составы пород с концентрацией SiO_2 от 53.0 до 60.0%.

Таким образом, в составе бурибайского комплекса намечаются два генетических типа пород с повышенным содержанием кремнезема ($SiO_2 = 53–63\%$): 1 – продукты магматической дифференциации; 2 – вулканиты базальтового состава, подверженные метасоматическому окварцеванию, альбитизации и т. п. в связи с процессами колчеданобразования. Решение вопроса о генетическом типе вулканитов с повышенной концентрацией SiO_2 (53–63%) в разрезе бурибайского комплекса является ключевым в проблеме серийной принадлежности вулканитов баймак-бурибаевской свиты.

В статье акцент сделан на минералого-петрографических особенностях и геохимии вариолитовых лав нижней – диабазовой и средней – пиллоу-базальт-вариолитовой толщи ($b-br_1^{1-2}$).

ФАЦИАЛЬНАЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Нижняя – долерито-базальтовая – толща бурибайского комплекса мощностью >500 м сложена массивными базальтами (долеритами) с плохо выраженной подушечной отдельностью (рис. 3). Мощность лавовых потоков варьирует от 10 до 20 м. В породах преобладают афировые и микропорфировые структуры с различными сочетаниями интерсертальной, офитовой, пойкилоофитовой и пилотакситовой структур основной массы. Плагноклаз составляет до 15–30% объема породы. Он при-

Бурибайский
рудный район
Юбилейное месторождение
ЗМЗ

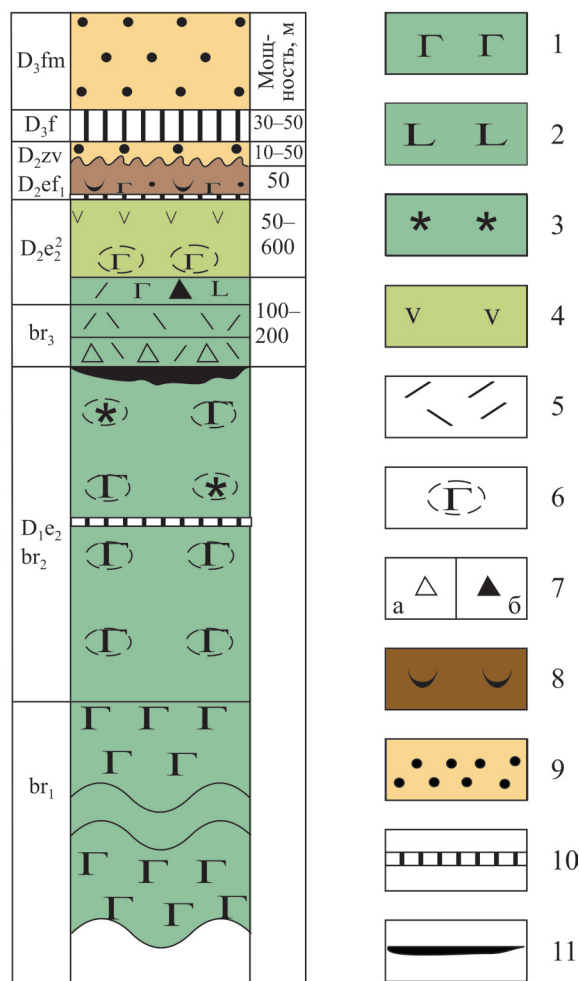


Рис. 3. Геологическая колонка Бурибайского рудного района Магнитогорской мегазоны на Южном Урале.

1–8 – эффузивные породы: 1 – базальты нормальной и умеренной щелочности, 2 – андезибазальты: афировые и плагиофировые, 3 – бониниты вариолитовые, 4 – андезиты плагиофировые, 5 – дациты и риодациты плагиофировые, кварц-плагиоклазовые мелко-среднепорфировые, 6 – эффузивные породы с подушечной отдельностью, 7 – агломеративные туфы: а – мелкообломочные, б – крупнообломочные, 8 – тейфroidы; 9 – терригенные породы; 10 – кремни, яшмоиды; 11 – рудные тела колчеданных месторождений.

Fig. 3. The geologic column Buribay ore district of the Magnitogorsk megazone in the Southern Urals.

1–8 – effusive rocks: 1 – basalts of normal alkalinity and moderate-alkaline, 2 – andezibazalts: aphyric and plagiophytic, 3 – boninites variolitic, 4 – andesites plagiophytic, 5 – dacites and rhyodacites plagiophytic, quartz-plagioclase fine-average and porphytic, 6 – effusive rocks with pillow lavas, 7 – agglomerate tuffs: a – fine clastic, б – rudaceous, 8 – tephroids; 9 – terrigenous rocks; 10 – flints, jasperoid; 11 – ore bodies massive sulphide deposits.

существует чаще в двух генерациях: ранней, представленной единичными таблитчатыми выделениями, и поздней, сформированной многочисленными лейстовидными выделениями длиной до 0.5–1.0 мм. Второй главный минерал – клинопироксен. Наблюдается в двух генерациях: микрофенокристах и мелких зернах в интерстициях плагиоклаза. В большинстве случаев пироксен замещен вторичными минералами – эпидотом, актинолитом, хлоритом, но нередки и породы с неизмененным пироксеном. Судя по редким псевдоморфозам, в базальтах можно предполагать и присутствие некоторого количества оливина.

В разрезе присутствуют как разновидности базальтов со значительным количеством апостекловатой основной массы, свидетельствующие о быстром остывании лавовых потоков, так и хорошо раскристаллизованные породы. Последние представляют собой центральные части лавовых потоков либо силлы, внедрившиеся в толщу базальтов на синвулканическом этапе. В большинстве случаев первый вариант более распространен.

Средняя – пиллоу-базальт-вариолитовая – толща ($D_{1ems} b-br_1^{21}$) состоит из потоков эффузивных пиллоу-базальтов, чередующихся с потоками и субвулканическими телами массивных базальтов. Мощность потоков варьирует от 2 до 15 м. Последние в заметных количествах присутствуют в верхней части разреза толщи, здесь же появляются прослои гиадокластитов, гиадокластогенных тейфroidов и кремнистых пород.

Пиллоу-базальты нередко слагают лишь верхнюю часть потока, нижняя часть которого имеет массивное сложение. Во внешней оболочке подушек часто присутствуют вариолиты. В средней части толщи получили развитие потоки пиллоу-базальтов – вариолитов, реже подушечных вариолитов (рис. 4).

Для пиллоу-базальтов характерны интерсерральные, метельчатые, стекловатые и вариолитовые микроструктуры в краевой части подушек. В центральной части подушек интерсертально-гиадокластические структуры сочетаются с небольшим количеством микролитов плагиоклаза, витрофировые и интерсерральные ассоциируют со скоплениями пироксена. Иногда в центре подушек обнаруживается диабаз с радиально-лучистыми агрегатами пироксен-плагиоклазового состава и небольшими участками стекла.

Массивные потоки базальтов имеют интерсерральную или пилотакситовую микроструктуру основной массы, а в центральных частях потоков – переходные к офитовым и пойкилоофитовым микроструктуры. В породе присутствует существенное количество плагиоклаза, представленного чаще всего немногочисленными микрофенокристами и преобладающими (15–30% объема) крупными микролитами плагиоклаза.

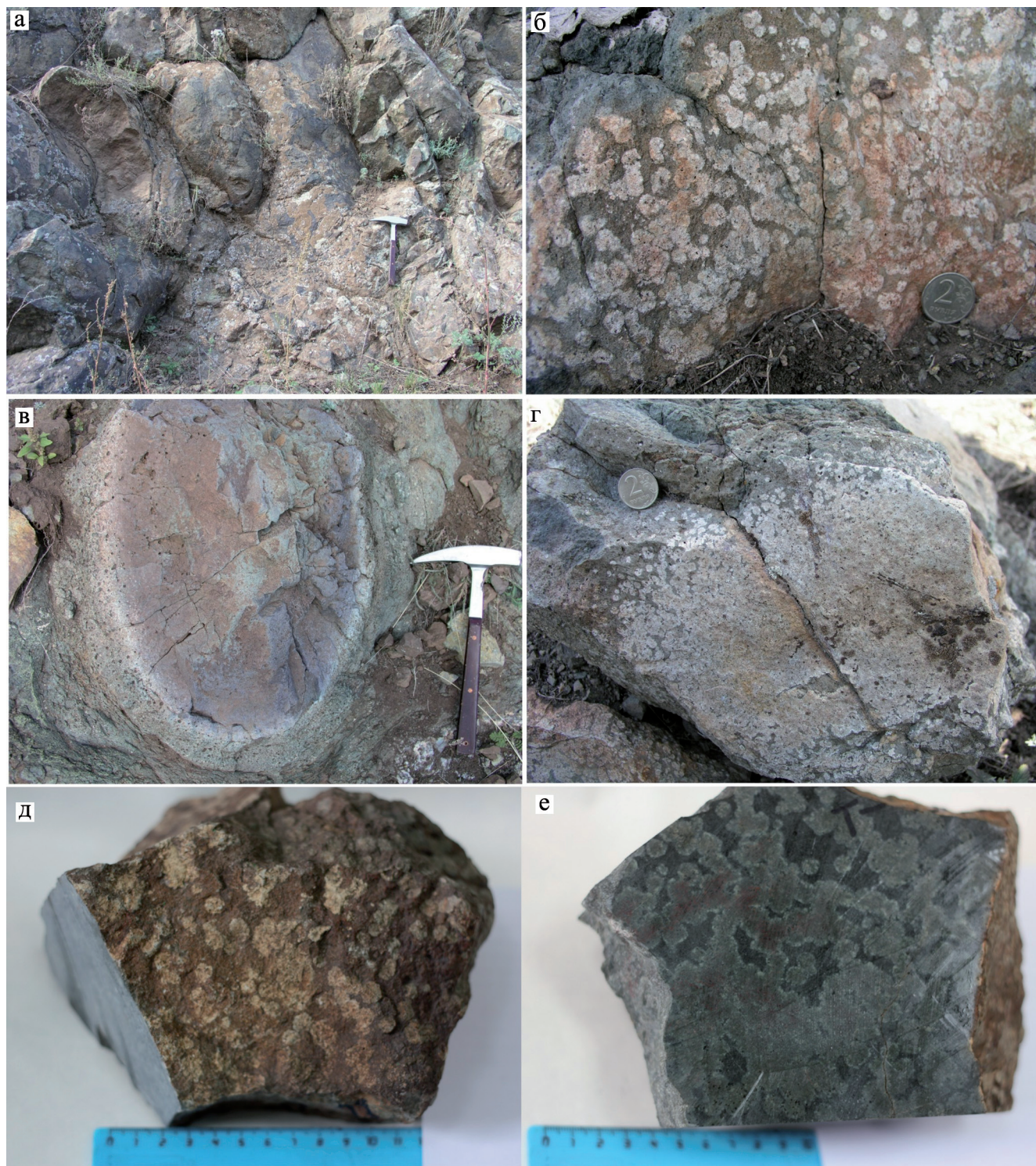


Рис. 4. Фото обнажений и образцов бонинитовых вариолитов геологического разреза по р. Таналык на юго-западной окраине д. Хворостянка.

а – обнажение на правом западном берегу р. Таналык, общий вид, хорошо видны пиллоу-базальты и вариолиты средней толщи бурибайского вулканического комплекса, подушки, ориентированные длинной осью под углом $50-60^\circ$, отражают характер залегания; б – крупновариолитовый бонинит (общий вид); в – подушка бонинитовых вариолитов с высветленной внешней зоной и гематитизированной центральной частью, с радиальными трещинами; г – бонинит мелковариолитовый; д – образец Т-42-11 (общий вид), на выветрелой поверхности видны светлые вариолы размером $0.5-1.0$ см; е – то же, полированный срез, видны извилистые ограничения темно-зеленого существенно хлоритового матрикса, светло-серые и красноватые вариолы (гематитизированные), заметно преобладающие по площади по сравнению с матриксом.

Fig. 4. Photos outcrops and samples boninite variolites of the geological section on r. Tanalyk in the south-western outskirts of v. Hvorostyanka.

a – outcrop on the right r. Tanalyk the west bank, the overall look, clearly visible pillow basalts and variolite average thickness Buribay volcanic complex, pillows long axis oriented at an angle 50–60°, reflect the nature of the occurrence; б – megavariolitic boninite (general view); в – pillow boninitic variolites with lightening foreign zone and gematite the central part, with radial cracks; г – boninite finely variolitic; д – sample T-42-11 (general form), on the weathered surface visible light variola of 0.5–1.0 cm size; e – the same, polished slice, visible winding limitations dark green essentially chlorite matrix, light gray and reddish variola (hematitized), markedly prevailing compared with square matrix.

Особого внимания заслуживают так называемые “гигантовариолиты” (см. рис. 4б, г), которые слагают поток подушечных вариолитов на окраине д. Хворостянки. Эти породы детально изучали А.В. Говорова [1967], И.Б. Серавкин, А.М. Косарев [1979].

В последние годы в процессе детального комплексного минералого-геохимического исследования основных пород баймак-бурибаевской свиты получены новые данные по петрографии пород (на основе рассмотрения слабо измененных вариолитов в разрезе).

Вариолитовые лавы (см. рис. 4а–е) состоят из меланократового матрикса и лейкократовых вариолей (глобул). В образцах, изученных авторами, меланократовый матрикс сформирован клинопироксеном призматической и лейстовидной формы и бурым изотропным слабо раскристаллизованным вулканическим стеклом (рис. 5). На отдельных участках стекло раскристаллизовано и имеет существенно хлоритовый состав. Отдельные фрагменты стекла на границе с вариолями обладают извилистыми границами, часто стекло выполняет интерстиции, образованные лейстами клинопироксена.

Вариоли имеют размеры 0.3–12.0 мм, сферическую форму, при слипании (коалесценции) нескольких глобул формируются лейкократовые обособления диаметром до 45.0 мм. Лейкократовые участки в породе имеют сфероидальную, иногда слегка сплюснутую форму, встречаются в виде единичных выделений, лентовидных обособлений, скоплений комковатой неправильной формы. Нередко вариолиты слагают целые подушки, составляя до 80% объема последних.

По данным А.В. Говоровой [1967], и в образцах, изученных авторами, хорошо прослеживается концентрически зональное строение глобул, в которых чаще всего выделяются две зоны. Всегда присутствуют центральная темная зона диаметром до 3–4 мм и внешняя светлая.

Центральная темная зона глобул иногда имеет красноватый оттенок, обусловленный присутствием микроштокверка гематита и единичных выделений и скоплений гидрограната. Гематитовый штокверк образует каркас ячеистой структуры, в которой от периферии к центру в каждой ячейке в идеальном виде выделяются микрозонки гематита–гидрограната + кварца–хлорита. В ряде случаев хорошо видна ромбодипирамидальная форма зональ-

ных ячеек-псевдоморфоз, принадлежащих, судя по форме, оливину. Таким образом, установлено, что в центре вариолей часто присутствуют скопления зерен оливина.

Внешняя зона глобул состоит из лейкократовой основной массы, а также фенокристов и лейст клинопироксена (см. рис. 5а). Выделения пироксена заключены в радиально-метельчатую апостекловатую лейкократовую основную массу. Последняя имеет преимущественно плагиоклазовый состав, о чем можно судить по присутствию выделений плагиоклаза с двойниками, наличию нечетких фрагментов сферолитового и аксиолитового строения, сложенных пелитизированным плагиоклазом, и, в ряде случаев, по присутствию участков апостекловатых метельчатых структур существенно альбитового состава (см. рис. 5г).

Светло-бурое стекло имеет волнистое строение, близкое к метельчатым микроструктурам. В некоторых случаях фрагменты “кислого” стекла образуют радиально ориентированные агрегаты, подобные вариолям, но имеющие сферолитовые структуры. Иногда в пределах метельчатых существенно альбитовых агрегатов присутствуют мелкие “таблички” плагиоклаза, ориентированные длинной осью параллельно радиальным фрагментам стекла.

Наиболее ранний пироксен (I), вероятно, замещен агрегатом вторичных минералов. Судя по характерной призмодипирамидальной форме, в вариолитах присутствовал и оливин, замещенный чаще всего кварц-хлоритовым агрегатом. Иногда в границах псевдоморфоз наблюдается гидрогранат. Клинопироксен (II) отмечается в виде таблитчатых, изометрических призматических выделений, а самый поздний клинопироксен (III) имеет лейстовидную форму с длиной лейст до 1.0–1.5 мм (см. рис. 5а–е). На отдельных участках со стекловатой основной массой лейстовидные выделения пироксена образуют интерсервальную структуру. В проходящем свете видно, что микролиты пироксена (III) пересекают радиально-лучистые агрегаты кислого существенно альбитового стекла светло-серого цвета с буроватым оттенком.

Микролиты пироксена пересекаются друг с другом; один микролит пересекает другой, но утыкается в третий. Видимо, это свидетельство одновременного, но все же растянутого во времени процесса кристаллизации микролитов пироксена. Данные микролиты начинали кристаллизоваться

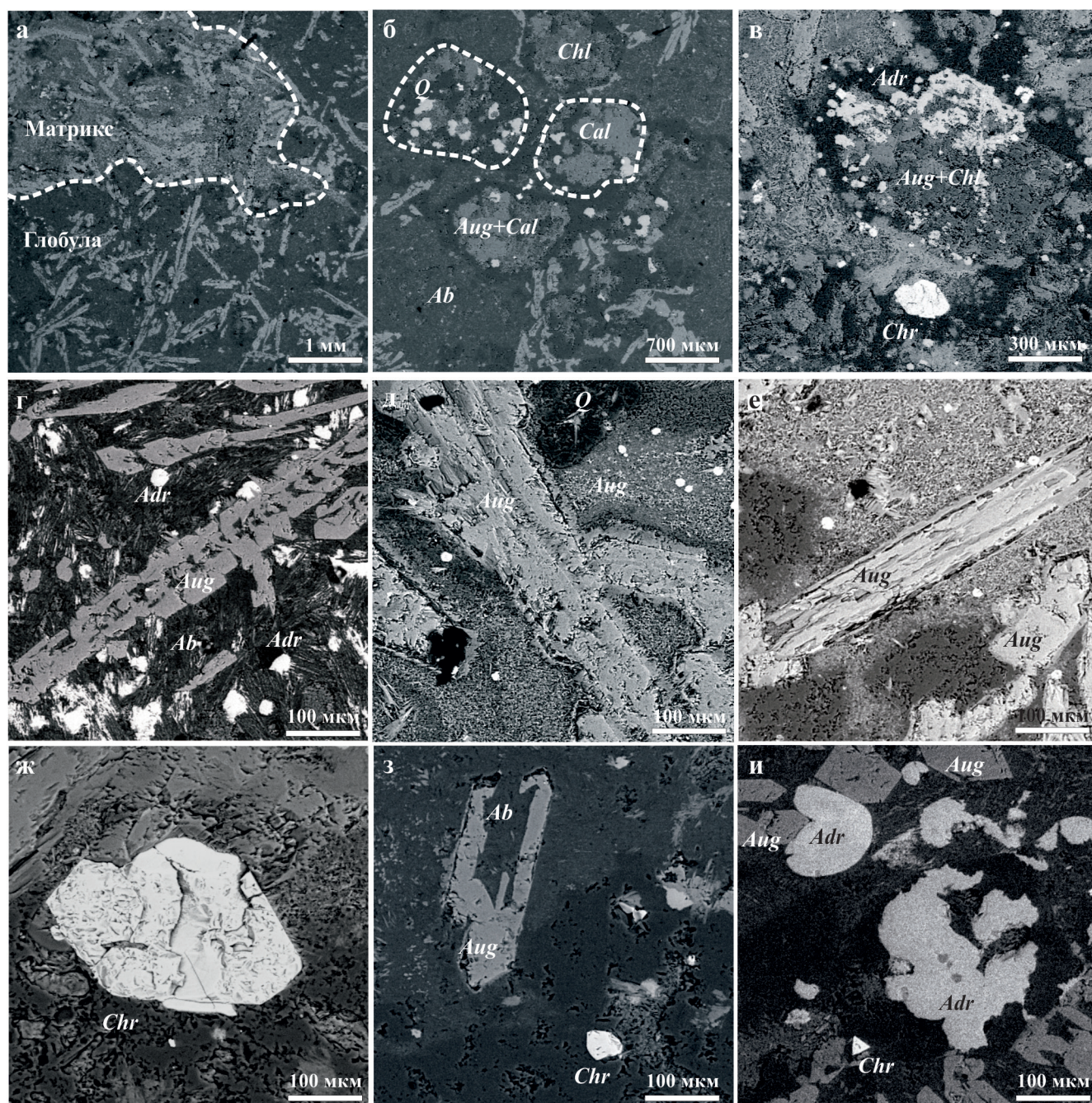


Рис. 5. Морфология минеральных агрегатов в бонинитовых вариолитах бурибайского вулканического комплекса (микрофото образца Т-42-11).

а – фазовая граница вариоль–матрикс; б – округлые микроиндалины в центре глобул; в – структура матрикса; клинопироксены: г – из центра глобул, д – зональный пироксен из краевой части глобул, е – из зоны матрикса; хромиты: ж – из матрикса, з – хромит и альбит из центра глобулы; и – морфология зерен граната в ядрах глобул.

Fig. 5. Morphology mineral aggregates in the boninitic variolites Buribai volcanic complex (microfoto of a sample T-42-11).

а – the phase boundary of the variola–matrix; б – rounded microtonalites in the center of the globules; в – matrix structure; clinopyroxenes: г – the center of the globules, д – pyroxene zone from the edge of the globules, е – from the matrix zone; chromite: ж – from the matrix, з – chromite and albite the center of the globules, и – the morphology of garnet grains in the nuclei of the globules.

в остывающей капле существенно кислого расплава, переходя частично в более основное стекло матрикса. Преобладающее количество микролитов располагается в меланократовом матриксе. Нередко микролиты пироксена находятся на границе светло-бурого (глобула) и темно-бурого (матрикса) стекла, фиксируя границу двух контрастных стекловатых ликвационных фаз, изредка на границе двух типов стекла встречаются дугообразные микролиты пироксена.

Пироксены и струйчатое лейкократовое пелитизированное стекло образуют радиально-лучистые агрегаты. В пределах крупных вариолей нередко присутствует 2–3 радиально-лучистых центра. Наряду с клинопироксенами во второй зоне вариолей также встречаются псевдоморфозы по оливины диаметром до 1.5 мм и скопления мелких апооливиновых псевдоморфоз. Радиально-метельчатые агрегаты стекла во второй зоне нередко содержат мелкие щелевидные пустоты, выполненные хлоритом (миндалины и псевдоморфозы по темноцветным минералам), что свидетельствует о высокой газонасыщенности ликвационных фаз в расплаве.

В единичных случаях округлые лейкократовые выделения в пределах глобул окаймляются с одной стороны серповидными кварц-хлоритовыми миндалинами, что подчеркивает жидкостный характер дифференциации исходных для вариолитов магм во время их обособления. В пределах вариолей присутствуют также и округлые миндалины кварц-хлоритового и карбонатного состава.

Граница фазового перехода между меланократовым матриксом и лейкократовыми существенно плагиоклазовыми вариолями резкая, в шлифе – извилистая. Лейсты пироксена третьей генерации нередко пересекают ее, переходя из одной зоны в другую.

Результаты минералого-петрографического изучения вариолитов, на наш взгляд, свидетельствуют об их формировании в ходе ликвационной дифференциации излившегося расплава, в связи с чем произошло разделение магмы на кислую лейкократовую часть (глобулы) и мафическую меланократовую (матрикс).

В составе *верхней риолит-базальтовой толщи* бурибайского комплекса в разрезе по р. Таналык у д. Хворостянка присутствуют (снизу вверх по разрезу): эффузивные дациты, андезидациты, риодациты, оливин-пироксен- и пироксен-плагиофировые базальты (магнезиальные и умеренномагнезиальные), андезибазальты и афировые базальты умеренно-магнезиальные.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Предварительное изучение морфологии ликвационных образований проводили на поляризационном оптическом микроскопе, а состава минераль-

ных фаз и геохимического состава отдельных зон – на сканирующем электронном микроскопе в лаборатории Департамента минералогии в Музее естественной истории, г. Лондон, Университете г. Удина (Италия) и МГУ (г. Москва). Обширный объем новых данных был получен в Институте геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) на СЭМ VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments) при следующих параметрах: W-катод, напряжение 20 кВ, время сканирования в стандартном режиме съемки 90 с. Общее количество определений химического состава минералов превысило 400. Компьютерную обработку микрозондовых анализов минералов осуществляли с помощью программ MINAL (автор Д.В. Доливо-Добровольский). Химический состав вариолей и матрикса определяли методом площадного микрозондового сканирования.

Для дополнения СЭМ-исследований минералов изучались их рамановские спектры, которые были получены на дисперсионном раман-спектрометре Nicolet Almega XR (возбуждение лазером 532 нм). Для фокусировки лазерного луча на поверхности шлифа использовался 50-кратный объектив конфокального микроскопа, что позволило получить сигнал с области образца около 2 мкм². Съемка осуществлялась в спектральном диапазоне 85–4000 см⁻¹, спектральное разрешение около 1 см⁻¹, время экспозиции составляло 30 с. Усреднение параметров спектра для каждой минеральной фазы проводилось по 5–10 точкам анализа. Количественные характеристики рамановских спектров (положение, интенсивность и ширина на половине высоты пиков) получены разложением спектров по функции Гаусса и Лоренца при обработке в программе OMNIC.

Химический состав пород бурибайского комплекса ранее определяли методами силикатного, ICP-MS и рентгенофлуоресцентного анализов. Результаты приведены в работах [Серавкин, Косарев, 1979; Кузьмин, Кабанова, 1991; Вулканизм..., 1992; Spadea et al., 1998, 2002; Косарев, 2001; Косарев и др., 2005, 2009].

Содержание примесных компонентов в вариолитовых образованиях изучали методом локального лазерного пробоотбора (LA-ICP-MS) с использованием приставки лазерной абляции UP-266 Macro (New Wave Research), дополняющей квадрупольный масс-спектрометр (X-SERIES 2 Thermo Scientific). Система UP-266 Macro включает в себя учетверенный по частоте лазер Nd: YAG с длиной волны 266 нм, в качестве эталона применяли стандартный образец NIST 612 – National Institute of Standards and Technology.

Исследование выполняли по профилям (рис. 6, профили 3–6) вкрест ликвационных проявлений (глобул или их слившихся частей). Размер участка лазерного пробоотбора в экспериментах составлял 250–300 мкм. Испарение проводилось Z-образным

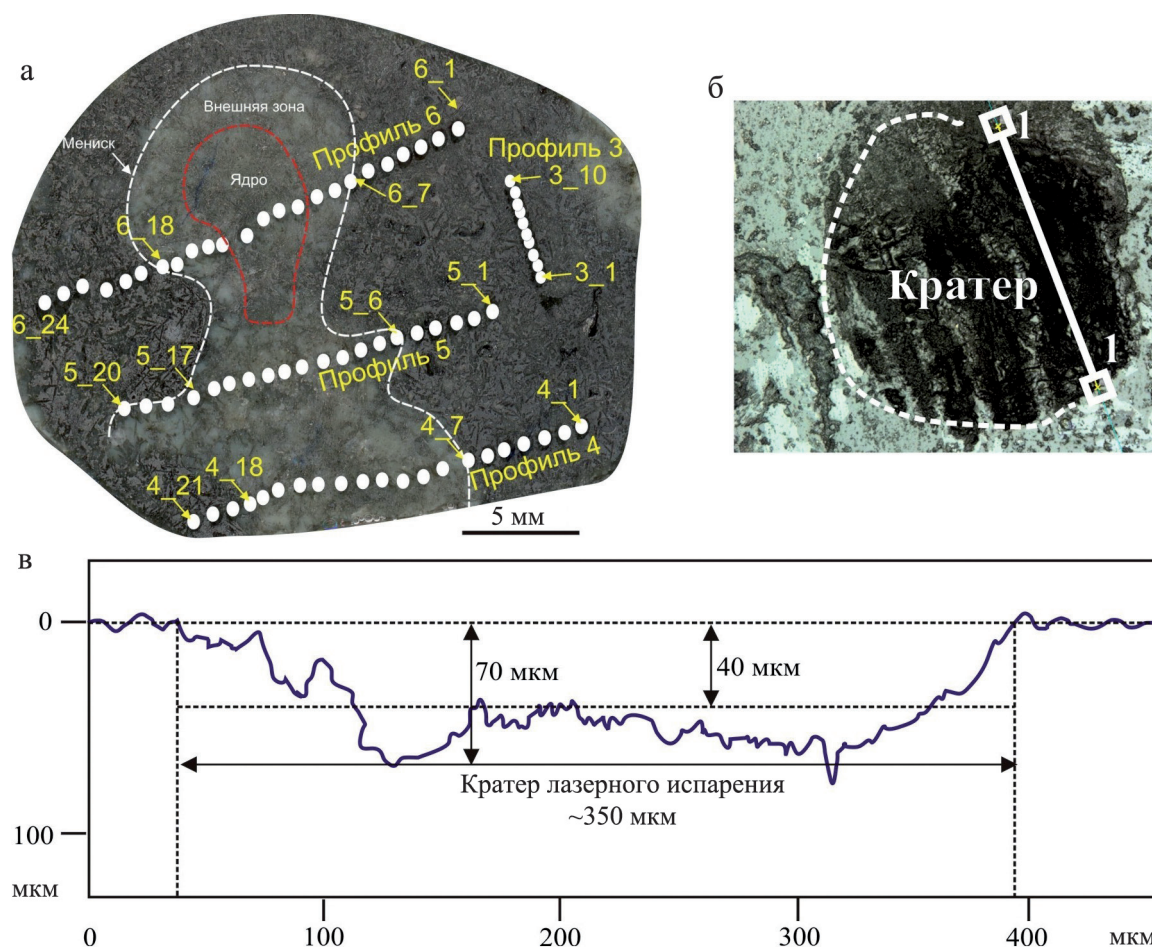


Рис. 6. Бонинитовый вариолит. Образец Т-42-11.

а – схема микрозондовых исследований; б – поверхность кратера при лазерном испарении; в – диаграмма, характеризующая рельеф кратера при лазерном испарении.

Fig. 6. Boninitic variolite. Sample T-42-11.

а – scheme microprobe analysis; б – crater surface by laser evaporation; в – diagram describes the crater topography by laser evaporation.

микропрофилем пучком в 30 мкм, что в итоге привело к формированию кратеров испарения диаметром около 350 мкм и глубиной прожига 40–70 мкм. Детально методика описана в работе С.А. Светова с соавторами [2015].

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОВ И ВАРИОЛИТОВ ПИЛЛОУ-ЛАВ

Основные породы нижних двух толщ (b–br¹⁻²) бурибайского палеовулканического комплекса охарактеризованы в табл. 1, 2 и на рис. 7а–д, 8. Породы делятся по магнезиальности на высокомагнезиальные ($MgO \geq 8\%$) и низкомагнезиальные ($MgO \leq 5\%$) типы. Геохимическая характеристика вулканитов базируется на опубликованных [Вулканизм..., 1992; Spadea et al., 1998, 2002; Косарев,

2001; Herrington et al., 2002; Косарев и др., 2005] и новых авторских материалах.

Базальты умеренно-щелочные натриевые слагают нижнюю долерито-базальтовую толщ бурибайского комплекса (D₁e₂br¹). В ее составе преобладают натриевые низкомагнезиальные базальты, реже андезибазальты, мас. % : SiO₂ – 44.75–52.33, TiO₂ – 0.51–1.54, FeO_{общ} – 7.23–12.20, MgO – 2.37–4.20, ед. до 8.25, CaO – 4.30–6.00, Na₂O – 4.00–6.35, K₂O – 0.11–0.21. На диаграмме SiO₂–(Na₂O + K₂O) (рис. 7а) большинство проб располагаются в поле субщелочных базальтов, единичные – попадают в пограничную область щелочных и субщелочных составов. На диаграмме AFM (рис. 7б) три пробы умеренно-щелочных пород приурочены к полю толеитовой серии и две – к полю известково-щелочных составов. Толеитовый тренд для субщелочных пород довольно обычен,

Таблица 1. Содержание петрогенных окислов (мас. %) и редких элементов (г/т) в вулканитах Магнитогорского палеовулканического пояса

Table 1. Contents of major (wt %) and trace elements (ppm) in volcanic rocks of the Magnitogorsk paleovolcanic belt

Компонент	Комплекс Баймак-бурибаевский D ₁ ems ₂										
	Серия										
	СЦ		БОН	СЦМГ	БОН				ИЦ	ИЦМГ	ИЦ
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	№ пробы										
	T-2V	T-4Б	АКТ-6V	T-6A	T-10B	T-21	T-27Б	T-32	T-38	T-40	T-41
SiO ₂	54.04	52.8	50.9	51.5	52.54	52.5	59.38	60.78	48.54	42.28	64.98
TiO ₂	0.51	1.51	0.5	0.53	0.45	0.33	0.29	0.62	0.44	0.63	0.48
Al ₂ O ₃	16.59	16.43	13.1	14.4	14.38	11.47	10.31	13.9	13.31	13.54	17.63
FeO	7.23	12.2	10.2	8.0	9.03	8.23	6.25	9.0	7.87	8.46	3.98
MnO	0.11	0.19	0.17	—	0.16	—	0.16	—	0.13	0.19	0.06
MgO	8.25	2.37	10.3	9.6	9.84	14.0	9.2	4.2	6.71	8.73	1.51
CaO	3.8	4.88	8.8	8.32	7.33	6.7	7.51	1.82	12.63	13.8	1.19
Na ₂ O	5.93	6.35	3.2	5.54	3.25	2.6	3.32	5.5	3.16	3.6	8.65
K ₂ O	0.2	0.21	0.1	0.04	0.15	0.12	0.32	0.25	0.18	0.34	0.1
P ₂ O ₅	0.07	0.38	0.06	—	0.07	—	0.06	—	0.18	0.17	0.15
П.п.п.	3.27	—	2.5	2.92	2.58	3.5	3.04	2.84	6.68	8.28	1.48
Сумма	100.0	99.63	102.1	100.85	99.78	99.45	99.84	101.55	99.85	99.8	99.95
Mg#	71.1	25.75	68.95	68.19	67	75.3	73	—	60.14	64.78	39.78
Li	2.28	4.3	3.97	3.0	1.7	4.1	6.36	—	9.06	7.9	3.95
Rb	2.97	1.7	2.39	0.16	0.48	0.5	3.9	—	2.12	3.7	0.36
Cs	0.07	0.19	0.08	—	—	0.01	0.025	—	—	0.008	—
Be	0.65	0.47	0.3	0.054	—	0.12	0.014	—	0.5	0.47	0.3
Sr	157	141	143	125	99	229	128	81	142	229	210.8
Ba	59.2	24.2	22.5	14.4	29	20.5	21.8	—	15.4	21	14
Sc	—	—	38.5	—	—	—	—	—	—	—	—
V	179	310	239	189	211	173	132	—	232	245	17.2
Cr	71.5	35	422	—	445	791	435	15	254	358	—
Co	29.4	14.5	41.6	28	31	30	28	26	22	28	2.5
Ni	65.2	12.8	92.8	177	96	186	324	19	96	115	3.3
Cu	10.1	—	14.7	—	11	—	62	59	79	112	—
Zn	112	155.8	79.9	69	63	72	55	10	66	78	95
Ga	14.2	17.2	10.4	10.9	7.9	10.4	6.6	—	13	14	12.2
Y	13.2	31.5	13.6	12.2	10.6	9.2	6.3	—	8.0	9.34	20.27
Nb	0.86	5.6	0.57	0.75	0.74	0.72	0.38	—	2.2	2.3	3.3
Ta	0.09	0.51	0.07	0.23	0.22	0.1	0.039	—	0.22	0.27	0.29
Zr	44	71	26	24.8	22	23.9	19	59	44.1	45	76.8
Hf	1.39	2.04	0.94	0.67	0.63	0.63	0.49	—	1.2	1.27	2.17
Mo	0.18	0.6	0.22	0.026	0.065	—	0.08	—	0.28	0.19	0.18
Sn	1.14	1.9	0.58	1.3	0.62	0.55	0.47	—	0.49	0.6	0.64
U	0.217	0.4	0.130	0.15	0.1	0.05	0.03	—	0.1	0.14	0.42
Th	0.4	0.46	0.253	0.2	0.1	0.1	0.04	—	0.77	0.75	0.9
La	2.14	10.5	1.39	1.6	1.3	1.5	0.7	—	8.26	7.4	15.95
Ce	5.7	24.5	4.04	4.03	3.4	3.46	1.9	—	16.5	15.87	30.48
Pr	0.94	3.7	0.67	0.597	0.49	0.46	0.22	—	2.2	2.2	4.0
Nd	4.68	16.3	3.57	3.29	2.8	2.4	1.47	—	8.5	8.9	16.2
Sm	1.52	4.6	1.31	1.1	0.968	0.8	0.51	—	1.8	2.0	3.9
Eu	0.65	1.6	0.5	0.4	0.3	0.33	0.09	—	0.5	0.67	1.2
Gd	2.15	5.26	1.81	1.5	1.36	1.12	0.7	—	1.7	2.05	4.2
Tb	0.38	0.87	0.33	0.23	0.2	0.15	0.07	—	0.19	0.2	0.65
Dy	2.42	5.66	2.2	2.06	0.86	1.5	1.0	—	1.5	1.7	4.1
Ho	0.52	1.17	0.5	0.39	0.34	0.27	0.18	—	0.24	0.27	0.73
Er	1.38	3.37	1.49	1.33	1.17	0.99	0.7	—	0.81	0.92	2.07
Tm	0.2	0.43	0.23	0.13	0.1	0.07	0.03	—	0.039	0.05	0.22
Yb	1.28	2.96	1.44	1.25	1.13	0.97	0.74	—	0.76	0.82	1.8

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	№ пробы										
	T-2V	T-4Б	АКТ-6V	T-6А	T-10B	T-21	T-27Б	T-32	T-38	T-40	T-41
Lu	0.2	0.4	0.23	0.13	0.11	0.07	0.05	—	0.04	0.05	0.21
Er	1.38	3.37	1.49	1.33	1.17	0.99	0.7	—	0.81	0.92	2.07
Tm	0.2	0.43	0.23	0.13	0.1	0.07	0.03	—	0.039	0.05	0.22
Yb	1.28	2.96	1.44	1.25	1.13	0.97	0.74	—	0.76	0.82	1.8
Lu	0.2	0.4	0.23	0.13	0.11	0.07	0.05	—	0.04	0.05	0.21

Примечание. Петрогенетические серии: СЩ – умеренно-щелочная серия, СЩМГ – субщелочная магнезиальная, ИЩ – известково-щелочная серия, ИЩМГ – известково-щелочная магнезиальная, БОН – бонинитовая серия. Прочерк – не определялось.

Note. Petrogenetic series: СЩ – moderately alkaline series, СЩМГ – subalkaline magnesia, ИЩ – calc-alkaline series, ИЩМГ – calc-alkaline magnesia, БОН – boninite series. Dash – not determined.

Таблица 2. Химический состав, СЭМ (мас. %), минералов магматической и метаморфической стадий формирования бонинитовых вариолитов бурибайского комплекса (образец T-42-11)

Table 2. The chemical composition, SEM (wt %), of minerals of the magmatic and metamorphic stages formation of the boninite variolites of Buribay complex (sample T-42-11)

Компонент	Клинопироксены бонинитовых вариолитов									
	Зона Ц									
	Точка									
	4 9	37 2	37 3	37 4	37 5	38 1	2 4 1	2 14 1	20 1	2 20 2
SiO ₂	48.62	50.02	49.90	50.45	49.75	48.26	49.57	50.51	49.13	48.74
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	0.64	—	—	0.71
Al ₂ O ₃	8.54	6.11	6.76	6.46	6.76	6.95	6.64	6.90	6.92	7.20
FeO	13.93	8.57	7.77	7.34	8.00	7.77	6.23	6.20	7.92	7.60
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	20.02	14.05	14.16	15.13	14.44	14.07	14.52	14.43	13.98	13.98
CaO	8.89	21.25	21.41	20.62	21.05	22.95	22.41	21.96	22.04	21.76
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Si ⁴⁺	1.77	1.85	1.84	1.85	1.84	1.78	1.82	1.86	1.81	1.80
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02
Al ³⁺	0.37	0.27	0.29	0.28	0.29	0.30	0.29	0.30	0.30	0.31
Al ⁴⁺	0.14	0.12	0.14	0.13	0.13	0.08	0.11	0.16	0.12	0.12
Fe ³⁺	0.09	0.03	0.02	0.01	0.04	0.14	0.03	0.00	0.07	0.04
Fe ²⁺	0.34	0.23	0.22	0.21	0.21	0.10	0.16	0.19	0.17	0.19
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg ²⁺	1.09	0.77	0.78	0.83	0.79	0.77	0.80	0.79	0.77	0.77
Ca ²⁺	0.35	0.84	0.85	0.81	0.83	0.91	0.88	0.86	0.87	0.86
X _{Mg}	0.76	0.77	0.78	0.79	0.79	0.88	0.83	0.81	0.82	0.80
W _{ol}	6.05	34.70	34.42	33.33	33.33	34.30	36.26	36.23	34.28	34.10
En	54.38	38.74	38.92	41.43	39.66	38.64	39.79	39.39	38.46	38.48
Fs	16.92	11.70	10.85	10.71	10.51	5.03	8.13	9.49	8.67	9.52
	Зона КГ									
	Точка									
	6 1	6 2	6 3	6 4	6 5	6 6	7 1	7 16	7 17	2 5 4
SiO ₂	50.98	50.15	49.48	49.71	49.95	48.68	55.22	52.99	56.79	52.32
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	5.97	6.86	7.00	9.06	7.05	7.07	2.46	5.12	2.22	7.01
FeO	8.93	7.49	7.12	9.80	6.47	8.91	10.35	14.86	10.55	14.14
MnO	—	—	—	—	—	0.50	—	0.66	—	—
MgO	13.97	13.59	14.13	15.08	14.33	13.44	17.24	14.17	18.12	13.69
CaO	20.14	21.91	22.26	16.35	22.21	21.39	14.73	12.20	12.31	12.84
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Si ⁴⁺	1.89	1.85	1.82	1.83	1.84	1.81	2.04	2.00	2.10	1.96
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ³⁺	0.26	0.30	0.30	0.39	0.31	0.31	0.11	0.23	0.10	0.31

Таблица 2. Продолжение

Table 2. Continuation

Компонент	Клинопироксены бонинитовых вариолитов									
	Зона КГ									
	Точка									
	6 1	6 2	6 3	6 4	6 5	6 6	7 1	7 16	7 17	2 5 4
Al ⁴⁺	0.15	0.15	0.13	0.23	0.14	0.12	0.00	0.22	0.00	0.27
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.28	0.23	0.17	0.30	0.18	0.20	0.32	0.47	0.33	0.44
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00
Mg ²⁺	0.77	0.75	0.78	0.83	0.78	0.74	0.95	0.80	1.00	0.77
Ca ²⁺	0.80	0.87	0.88	0.65	0.87	0.85	0.58	0.49	0.49	0.52
X _{Mg}	0.74	0.76	0.82	0.73	0.82	0.78	0.75	0.62	0.75	0.63
W _{ol}	35.21	36.20	35.08	24.94	35.57	32.82	34.31	28.40	33.86	28.31
En	38.19	37.36	38.78	40.81	39.24	37.15	45.33	37.69	46.47	36.14
Fs	13.68	11.53	8.45	14.86	8.85	10.66	15.25	23.15	15.16	20.91
	Зона МЕ					Зона МА				
	Точка									
	2-6 1	2 9 3	2 10 1	2 11 1	2 12 1	2 21 1	2 21 3	2 21 4	9 6	18 7
SiO ₂	46.82	48.50	49.40	48.78	48.62	48.57	49.24	49.69	51.11	49.14
TiO ₂	—	0.76	—	0.63	0.81	0.57	—	0.67	—	—
Al ₂ O ₃	3.45	8.22	6.41	8.17	7.85	7.87	7.82	6.29	6.99	7.45
FeO	13.39	8.56	7.91	7.21	7.31	6.99	7.19	7.70	12.79	8.61
MgO	10.74	13.22	13.07	13.49	13.27	12.93	13.15	13.94	19.93	13.79
CaO	25.61	20.74	23.22	21.72	22.14	23.07	22.61	21.72	9.18	21.00
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Si ⁴⁺	1.78	1.80	1.83	1.80	1.80	1.80	1.82	1.84	1.87	1.82
Ti	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00
Al ³⁺	0.15	0.36	0.28	0.36	0.34	0.34	0.34	0.27	0.30	0.32
Al ⁴⁺	0.00	0.16	0.11	0.16	0.14	0.14	0.16	0.11	0.17	0.14
Fe ³⁺	0.29	0.00	0.06	0.00	0.01	0.03	0.02	0.01	0.00	0.04
Fe ²⁺	0.13	0.27	0.19	0.22	0.21	0.19	0.20	0.23	0.39	0.23
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg ²⁺	0.61	0.73	0.72	0.74	0.73	0.71	0.72	0.77	1.08	0.76
Ca ²⁺	1.04	0.82	0.92	0.86	0.88	0.91	0.89	0.86	0.36	0.83
X _{Mg}	0.82	0.73	0.79	0.77	0.77	0.79	0.78	0.77	0.74	0.77
W _{ol}	40.78	32.25	37.68	33.96	35.00	36.40	35.71	35.95	12.00	32.47
En	30.33	36.54	36.08	37.12	36.59	35.64	36.18	38.44	53.75	38.00
Fs	6.46	13.25	9.39	10.88	10.65	9.33	10.06	11.42	19.33	11.29
Компонент	Хромиты бонинитовых вариолитов									
	Зона Ц									
	Точка									
	24 1	25 1	26 2	26 3	28 1	28 2	30 1	31 1	32 1	2 14 5
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	4.56	1.34	0.67	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	12.91	12.65	14.00	13.54	11.71	12.99	15.27	13.14	14.82	13.67
Cr ₂ O ₃	54.54	54.75	52.42	52.39	49.63	52.23	50.68	54.25	51.09	50.75
Fe ₂ O ₃	5.10	5.30	5.37	6.37	0.75	2.98	4.88	5.59	6.99	7.35
FeO	15.04	14.66	16.87	15.61	21.08	20.31	15.70	13.73	13.50	17.13
MgO	12.42	12.63	11.33	12.10	12.27	10.15	12.81	13.29	13.60	11.10
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Si ⁴⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.145	0.044	0.021	0.00	0.00	0.00
Al ³⁺	0.490	0.479	0.532	0.513	0.440	0.498	0.571	0.495	0.554	0.522
Cr ³⁺	1.387	1.392	1.337	1.332	1.251	1.342	1.270	1.371	1.280	1.299
Fe ³⁺	0.123	0.128	0.130	0.154	0.018	0.073	0.116	0.135	0.167	0.179
Fe ²⁺	0.404	0.394	0.455	0.420	0.562	0.552	0.416	0.367	0.358	0.464
Mg ²⁺	0.596	0.606	0.545	0.580	0.583	0.492	0.605	0.633	0.642	0.536
Ca ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
#Cr	73.91	74.39	71.52	72.19	73.98	72.95	69.00	73.48	69.81	71.35
#Mg	59.56	60.57	54.49	58.02	50.93	47.10	59.27	63.32	64.23	53.61
#Fe	6.17	6.42	6.52	7.72	1.06	3.81	5.95	6.73	8.34	8.95

Таблица 2. Окончание

Table 2. Ending

Компонент	Хромиты бонинитовых вариолитов									
	Зона КГ		Зона МЕ		Зона МА					
	Точка									
	2_12-2	2_13_1	2_9_1	2_9_2	9_1	10_1	10_2	12_1	19_6	19_9
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	1.65	0.00	0.00	0.92	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	13.44	12.91	13.43	12.26	12.74	11.22	15.20	13.47	11.06	9.59
Cr ₂ O ₃	49.43	49.90	51.34	47.96	55.49	57.30	49.88	52.25	57.72	60.04
Fe ₂ O ₃	7.53	7.51	7.36	6.90	4.45	4.03	1.98	8.80	4.09	1.28
FeO	21.13	21.51	16.13	21.32	14.68	15.49	25.18	9.29	14.63	20.63
MgO	8.47	8.17	11.74	8.61	12.64	11.96	6.85	16.19	12.51	8.46
CaO	0.00	0.00	0.00	1.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Si	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Al	0.52	0.50	0.51	0.47	0.48	0.43	0.59	0.50	0.42	0.38
Cr	1.29	1.31	1.31	1.25	1.41	1.47	1.30	1.29	1.48	1.59
Fe ^{III}	0.19	0.19	0.18	0.17	0.11	0.10	0.05	0.21	0.10	0.03
Fe ^{II}	0.58	0.60	0.44	0.59	0.39	0.42	0.69	0.24	0.40	0.58
Mg	0.42	0.40	0.56	0.42	0.61	0.58	0.34	0.76	0.60	0.42
Si ⁴⁺	0.00	0.00	0.00	0.054	0.00	0.00	0.030	0.00	0.00	0.00
Al ³⁺	0.523	0.504	0.511	0.475	0.482	0.430	0.591	0.498	0.422	0.378
Cr ³⁺	1.290	1.308	1.310	1.246	1.410	1.472	1.300	1.295	1.478	1.589
Fe ³⁺	0.187	0.187	0.179	0.171	0.108	0.099	0.049	0.208	0.100	0.032
Fe ²⁺	0.583	0.596	0.435	0.586	0.395	0.421	0.694	0.243	0.396	0.578
Mg ²⁺	0.417	0.404	0.565	0.422	0.605	0.579	0.336	0.757	0.604	0.422
Ca ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.046	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
#Cr	71.17	72.17	71.94	72.41	74.51	77.41	68.76	72.23	77.78	80.77
#Mg	41.69	40.36	56.48	41.86	60.55	57.93	32.65	75.66	60.39	42.25
#Fe	9.36	9.37	8.94	9.02	5.39	4.94	2.53	10.38	4.99	1.62

Компонент	Гранаты бонинитовых вариолитов									
	Зона Ц				Зона КГ		Зона МЕ	Зона МА		
	Точка									
	21_1	22_1	25_3	29_6	6_10	2_5_1	2_8_4	9_2	9_3	16_1
SiO ₂	37.02	34.47	37.83	36.76	36.65	39.78	41.42	35.36	37.25	36.55
Al ₂ O ₃	10.35	10.83	11.48	9.08	9.38	10.40	11.29	8.65	9.83	7.78
FeO	—	—	13.26	18.80	16.63	15.20	14.90	18.50	16.95	18.86
MgO	16.70	19.25	—	—	—	1.87	1.73	—	—	—
CaO	35.92	35.44	37.43	35.36	37.34	32.76	30.66	37.50	35.97	36.81
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Si ⁴⁺	2.63	2.42	2.95	2.91	2.89	3.10	3.23	2.80	2.94	2.90
Al ³⁺	0.87	0.90	1.06	0.85	0.87	0.96	1.04	0.81	0.91	0.73
Fe ³⁺	1.87	2.26	1.04	1.33	1.36	0.84	0.50	1.60	1.21	1.48
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.47	0.00	0.00	0.00
Mg ²⁺	1.77	2.01	0.00	0.00	0.00	0.22	0.20	0.00	0.00	0.00
Ca ²⁺	2.73	2.67	3.13	3.00	3.15	2.74	2.56	3.18	3.04	3.13
X(adr)	0.41	0.41	0.50	0.61	0.61	0.41	0.26	0.67	0.57	0.67
X(grs)	0.19	0.16	0.50	0.39	0.39	0.47	0.53	0.33	0.43	0.33
X(uvarovite)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X(alm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.10	0.00	0.00	0.00
X(sps)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X(prp)	0.39	0.43	0.00	0.00	0.00	0.07	0.06	0.00	0.00	0.00
Сумма	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.98	0.95	1.00	1.00	1.00

Примечание. Зоны вариолитов: Ц – центр глобулы (соответствует точкам лазерной абляции 6_10–6_13); КГ – краевая зона глобулы (6_8, 6_9, 6_15–6_17); МЕ – мениск (6_7 и 6_18); МА – матрикс (5_1–5_6, 6_1–6_5 и 3_1–3_10).

Прочерк – не определялось.

Note. Variolitic zones: Ц – the globule center (corresponding to laser ablation points 6_10–6_13); КГ – the globule edge zone (6_8, 6_9, 6_15–6_17); МЕ – meniscus (6_7 and 6_18); МА – matrix (5_1–5_6, 6_1–6_5 and 3_1–3_10).

Dash – not determined.

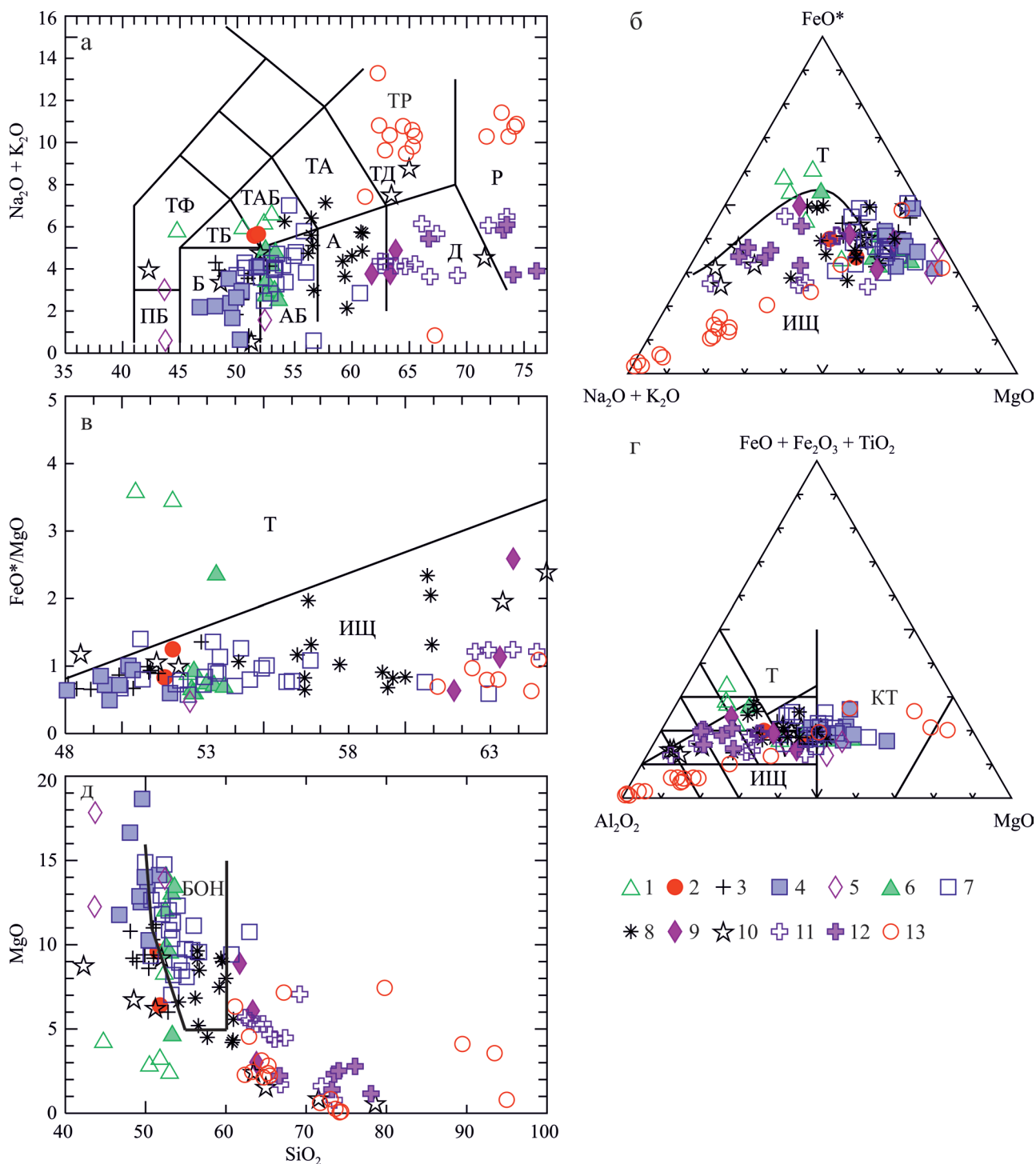


Рис. 7. Петрохимические особенности вулканитов баймак-бурибаевской свиты.

1 – базальты умеренно-щелочные низкомагнезиальные (br_1); 2 – базальты умеренно-щелочные магнезиальные (br_{1-2}); 3 – базальты магнезиальные нормальной щелочности (br_2); 4 – бонинито-базальты (br_2); 5 – пикробазальты и бонинито-базальты Юбилейного колчеданного месторождения (br_2); 6 – бониниты высококальциевые разреза по р. Таналык у д. Хворостянка (br_2); 7 – бониниты из разрезов по р. Таналык у пос. Самарское и руч. Шанхай [Spadea et al., 1998] (br_2); 8 – андезибониниты (br_2), д. Хворостянка; 9 – магнезиальные андезидациты (br_2); 10 – эффузивные породы кислого и основного состава у д. Хворостянка (br_3); 11 – кислые породы из дайки у д. Хворостянка [Зайков и др., 2001; Chistyakova, Latyrov, 2011]; 12 – кислые эффузивные породы Юбилейного месторождения [Аржавитина, 1971]; 13 – альбитовые вариолы из бонинитовых вариолитов br_2 (обр. Т-21, Т-27, Т-42-11) [Косарев и др., 2009].

Сокращенные обозначения пород: Р – риолит, Д – дацит, ТД – трахидацит, ТР – трахит, А – андезит, ТА – трахиандезит, АБ – андезибазальт, ТАБ – трахиандезибазальт, Б – базальт, ТБ – трахибазальт, ПБ – пикробазальт, ТФ – тефрит. Петрогенетические серии: Т – толейтовая, ИЩ – известково-щелочная, КТ – коматиитовая, БОН – бонинитовая.

Fig. 7. Petrochemical features of volcanics of the Baimak-Buribay Formation.

1 – basalts of the moderate-alkaline low-magnesian (br_1); 2 – basalts of the moderate-alkaline magnesian (br_{1-2}); 3 – basalts magnesian of the normal alkalinity (br_2); 4 – boninit-basalts (br_2); 5 – picrobasalts and boninit-basalts Jubileynoye massive sulphide deposit (br_2); 6 – boninites high-Ca section on r. Tanalyk of v. Hvorostyanka (br_2); 7 – boninites high-Ca section on r. Tanalyk of v. Sakmarskoe and r. Shanchai [Spadea et al., 1998] (br_2); 8 – andesiboninite (br_2), v. Hvorostyanka; 9 – magnesian andesidacite (br_2); 10 – effusive rocks of acid and of basic composition of v. Hvorostyanka (br_3); 11 – acid rocks from dike on of v. Hvorostyanka [Zaykov et al., 2001; Chistyakova, Latypov, 2011]; 12 – acid effusive rocks Jubileynoye [Arzhavina, 1971]; 13 – albite varioles from boninite variolites br_2 (sample T-21, T-27, T-42-11) [Kosarev et al., 2009].

Abbreviations of rocks: P – rhyolite, Д – dacite, ТД – trachydacite, ТР – trachyte, А – andesite, ТА – trachyandesite, АБ – basaltic andesite, ТАБ – basaltic trachyandesite, Б – basalt, ТБ – trachybasalt, ПБ – picrobasalt, ТФ – tephrite. Petrogenetic series: Т – tholeiitic, ИЩ – calc-alkaline, КТ – komatiitic, БОН – boninitic.

что связано с их повышенной железнотостью и значениями FeO^*/MgO , а также невысокими концентрациями MgO . Таким образом, в составе нижней долерито-базальтовой толщи преобладают базальты умеренно-щелочной серии.

Базальты умеренно-щелочные натриевые низкомagneзиальные (br_1) характеризуются низкой концентрацией Cr (10.00–35.00), Co (14.50–43.00), Ni (12.80–47.00) (все элементы в г/т), что увязывается с пониженным MgO ($Mg\#$ – 27.50), в повышенных количествах содержится Nb (5.60) и ЛРЗЭ: La (10.25) и Ce (24.50 г/т), умеренные концентрации обнаруживают Zn (72.00–156.00) Pb (8.00–17.00), Rb (1.70–2.97), Sr (105.00–267.00), Ba (24.00–59.20), V (310.00), Sm (4.60), Eu (1.60), Yb (2.96), $La/Yb = 3.55$. На спайдер-диаграмме (см. рис. 8а, б) низкомagneзиальный субщелочной базальт имеет обогащение ЛРЗЭ, обеднение ТРЗЭ и повышенные значения отношения La/Yb , что соответствует умеренно-щелочной серии. Относительно высокая концентрация TiO_2 (1.51%), Nb (5.60 г/т), Y (31.50 г/т), наличие слабой негативной аномалии Sr показывают, что некоторые из этих базальтов подобны плато-базальтам океанов.

В составе второй толщи бурибайского палеовулканического комплекса присутствуют субщелочные магнезиальные базальты, бонинито-базальты, бониниты, магнезиальные андезиты (см. рис. 7, 8, табл. 1).

Второй тип умеренно-щелочных основных пород – умеренно-щелочные натриевые магнезиальные базальты, которые ассоциируются с первым типом в разрезе нижней толщи бурибайского комплекса и присутствуют в низах разреза второй пиллоу-базальт-вариолитовой толщи бурибайского комплекса. Для пород характерен широкий разброс величин концентрации Cr (53.00–430.00 г/т) и Ni (65.20–210.00), умеренные значения содержания Co (28.00–31.00), Zn (66.00–112.00), Pb (10.00), Sr (125.00–138.00), Zr (24.80–85.00), Y (12.20), низкие – Nb (0.75–0.86), Ba (14.00–59.00 г/т). На спайдер-диаграммах (см. рис. 8в, г, пробы 6V, 10B) базальтов этого типа хорошо проявлены негативные аномалии Nb и Ti, положительные аномалии Sr. Графики нормированных составов РЗЭ имеют ровный, слабо выпуклый в области средних (Sm–Dy) РЗЭ характер, иногда на этих графиках обнару-

живается дефицит ЛРЗЭ. Отношения La/Yb в этих пробах (Т-6V, Т-6А) составляют 0.96–1.15. Приведенные сведения свидетельствуют о принадлежности умеренно-щелочных магнезиальных базальтов к надсубдукционному типу.

Магнезиальные базальты (см. рис. 7д) имеют содержание SiO_2 – 48.40–52.80, обладают низкой глиноземистостью (Al_2O_3 – 11.50–13.25), нормальной щелочностью ($Na_2O + K_2O$ – 3.30–3.55), низкой калиевоcтью, повышенными магнезиальностью (MgO – 6.00–11.00%) и кальциевоcтью (CaO – 7.50–12.00) (все оксиды в мас. %). На диаграмме $MgO-SiO_2$ (см. рис. 7д) они занимают промежуточную позицию между бонинитами и оливиновыми базальтами [Симонов и др., 1998]. Среди магнезиальных базальтов присутствуют разновидности с повышенной щелочностью (субщелочные). В пробе 6А содержания Na_2O достигают 5.54, K_2O – 0.04, MgO – 9.60 мас. %.

Базальты магнезиальные нормальной щелочности широко представлены в пробах, отобранных из нижней и средней частей разреза пиллоу-базальт-вариолитовой толщи (пробы Т-6V и др.) [Косарев, 2001]. В этом типе базальтов сохраняется широкий диапазон колебаний Cr (33–4700), Ni (17–290), Cu (8–93), Sr (10–251), умеренная концентрация Co (22–42), Zn (53–93), Pb (6–17), Zr (54–80) (все в г/т).

Бонинито-базальты (см. рис. 7, 8, табл. 1) содержат 46.00–52.00 мас. % SiO_2 , характерные для базальтов, высокую концентрацию MgO (10.26–16.65), пониженную и умеренную – Al_2O_3 (10.11–15.68) и CaO (2.88–9.87), низкую – Na_2O (0.43–3.68) и K_2O (0.02–0.39%). Бонинито-базальтам свойственны высокая концентрация Cr (169.00–1011.00 г/т), Ni (56.00–381.00), умеренная – Co (28.00–47.00) и V (137.00–274.00), низкая – Pb (<0.15–9.00), Zr (24.00–79.00), Sc (19.00–36.00), Ba (26.00–85.00), широкий разброс концентраций Cu (16.00–184.00), Zn (38.00–332.00), Sr (36.00–203.00) (все в г/т). К этой группе примыкают высокомагнезиальные базиты месторождения Юбилейное (см. рис. 4д). Две пробы из них имеют низкую концентрацию SiO_2 (43.65–43.73%), высокую – MgO (12.26–17.84) и Al_2O_3 (16.49–22.50), низкую – CaO (0.24–0.69) и Na_2O (0.07–0.17), повышенную – K_2O (0.50–2.84) (все в мас. %). Третья проба имеет

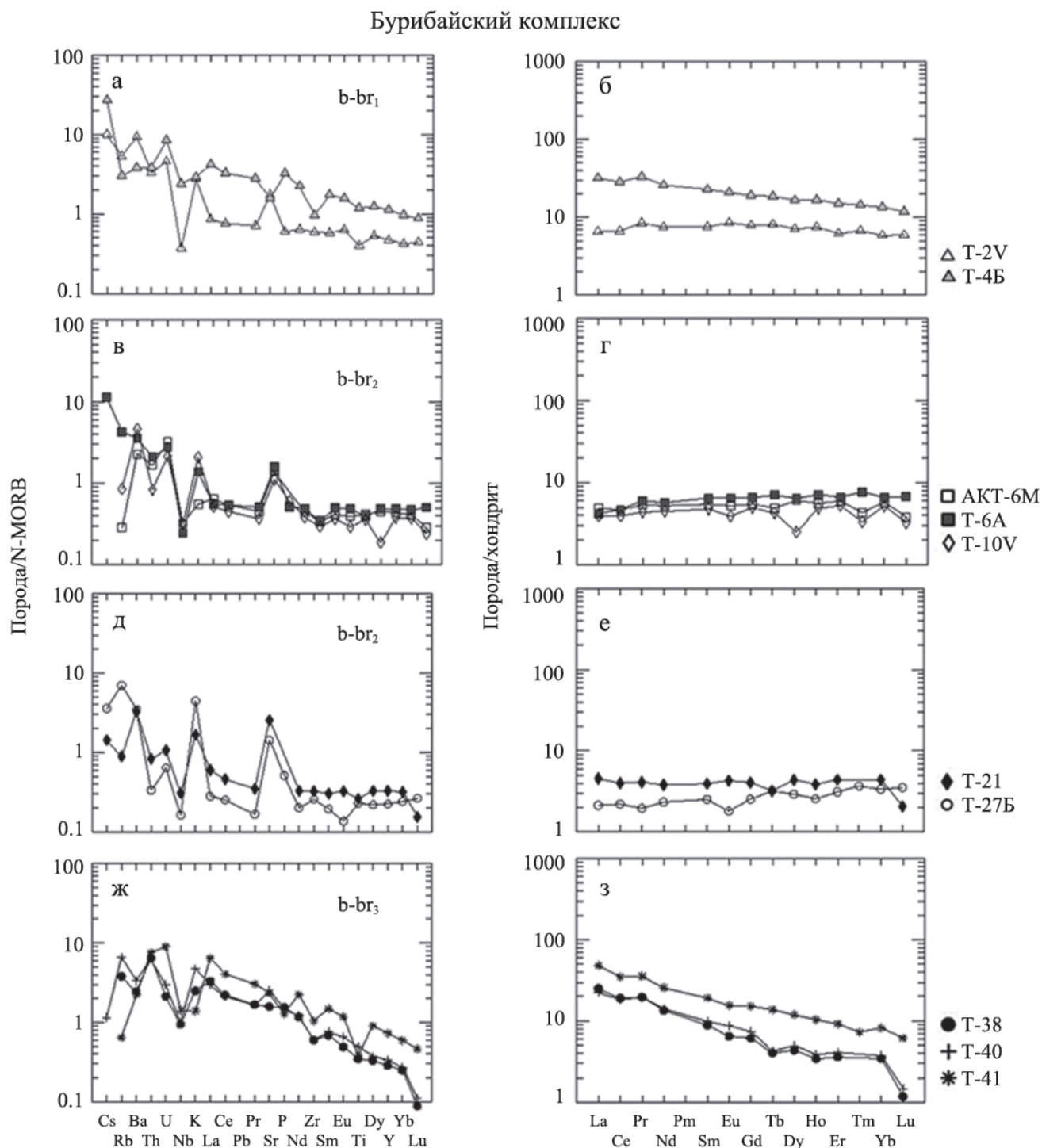


Рис. 8. Распределение микроэлементов, нормализованных по N-MORB [Sun, McDonough, 1989], и редкоземельных элементов, нормированных по хондриту [Nakamura, 1974], в вулканитах Бурибайского комплекса баймак-бурибаевской свиты.

T-2v, T-4B – долерито-базальты (b-br₁); T-6a, AKT-6V, T-10B – пиллоу-базальты магнезиальные (b-br₂); T-21, T-27B – бонинитовые вариолиты (b-br₂); T-38, T-40, T-41 – базальт, андезибазальт пироксен-плагифиловый и дацит (b-br₃).

Fig. 8. Distribution of trace elements, normalized by N-MORB [San, McDonough, 1989] and rare-earth elements, normalized by chondrite [Nakamura, 1974] in the rocks of Buribai complex Baimak-Buribai Formation.

T-2v, T-4B – dolerite-basalts (b-br₁); T-6a, AKT-6V, T-10B – pillow-basalts magnesian (b-br₂); T-21, T-27B – boninitic variolite (b-br₂); T-38, T-40, T-41 – basalts, andesibasalts piroxen-plagiophyric and dacite (b-br₃).

повышенное содержание SiO_2 (52.40) и MgO (13.92), низкое – Na_2O и CaO , повышенное – K_2O (1.09). Все три пробы несут признаки околорудного метасоматоза, разложения плагиоклазов, выноса CaO , привноса K_2O . В них обнаруживаются также повышенное количество Rb , низкое Sr , низкое Cu , умеренное Zn . Породы с низким содержанием кремнезема, возможно, следует называть пикробазальтами, а с повышенным – бонинитом.

Бониниты бурибайского вулканического комплекса охарактеризованы в многочисленных работах [Серавкин, Косарев, 1979; Кузьмин, Кабанова, 1991; Вулканизм..., 1992; Spadea et al., 1998, 2002; Косарев, 2001; Косарев и др., 2005, 2009]. Большинство из опубликованных аналитических материалов использовано на петрохимических (см. рис. 7) и геохимических (см. рис. 8) классификационных диаграммах. В поле бонинитов (см. рис. 7д) [Симонов и др., 1998] располагаются составы собственно *бонинитов*, которые, по Петрографическому кодексу [2008], охватывают интервал (мас. %): SiO_2 – 52.0–58.0, MgO – 8.0–13.0, и *магнезиальных андезитов*: SiO_2 – 56.0–60.0, MgO – 5.0–10.0, и *андезидацитов*: SiO_2 – 60.0–63.8, MgO – 3.0–10.6 разных участков (см. рис. 7).

По геологическим материалам все перечисленные типы пород, за исключением умеренно-щелочных низкомагнезиальных базальтов (br_1^1), представляют собой единую ассоциацию бонинитовой серии. В нее входят и пикробазальты, обнаруженные И.Б. Серавкиным на рудном поле месторождения Юбилейное. Этот вывод обосновывается положением фигуративных точек на диаграммах (см. рис. 7). На диаграмме SiO_2 – FeO^* / MgO (см. рис. 7в) видны отсутствие или очень слабое проявление тренда накопления железа, которое четко обозначено лишь для субщелочных низкомагнезиальных базальтов (br_1), и принадлежность практически всех фигуративных точек к полю коматиит-бонинитовой серии (см. рис. 7г).

По характеру распределения микроэлементов бониниты ближе всего стоят к бонинито-базальтам. В бонинитах установлен широкий диапазон колебаний содержания Cr (12.0–854.0), Ni (19.0–352.0), Cu (1.0–443.0), Ba (20.5–385.0), невысокой дисперсией характеризуются Co (24.0–50.0), Zr (22.0–80.0), Nb (0.7–3.0) (все в г/т).

На спайдер-диаграммах бонинитов (см. рис. 8) проявлена негативная аномалия Nb , несколько более слабая – Th , хорошо обозначены пониженный фон высокозарядных и РЗЭ элементов, характерных для бонинитовых серий и четкая положительная геохимическая аномалия Sr . Эти сведения подтверждают надсубдукционный характер бонинитовых магм, выплавлявшихся в деплетированном мантийном клине при высоком содержании H_2O в зоне магнезиализации и при высоких степенях плавления субстрата [Пирс и др., 1987; Baily et al.,

1989; Фролова, Бурикова, 1997]. В бонинитах обнаружены пониженные, по сравнению с таковыми в бонинито-базальтах, концентрации Cr и Ni , что указывает на генетическую связь этих двух разновидностей высокомагнезиальных пород.

Магнезиальные андезиты и андезидациты продолжают поле бонинитов в область пониженной концентрации MgO (<8) и повышенной – SiO_2 (>58 мас. %) (см. рис. 7). Пробы магнезиальных андезитов из разреза по р. Таналык в районе д. Хворостянка располагаются в пограничной области бонинит-магнезиальный андезит и представлены гигантовариолитами, химия минералов которых приведена в статьях [Косарев, 2001; Косарев и др., 2009] и в данной работе.

Перечисленные пробы характеризуются следующим содержанием, мас. %: SiO_2 – 59.38–60.78, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ – 3.64–5.75, MgO – 4.20–9.20, CaO – 1.82–7.51, Al_2O_3 – 10.25–13.90, FeO^* – 6.25–9.82. Пробы, фигуративные точки которых расположены в поле бонинитов (см. рис. 7), имеют высокую концентрацию MgO (8.00–9.20) и содержание SiO_2 60.00 мас. % и менее, логично называть андезибонинитами.

Среди магнезиальных андезитов присутствуют разновидности с содержанием Na_2O 5.85–6.34 мас. %, K_2O 0.1–0.8, которые обогащены альбитом и при содержании MgO 4.50–9.16 мас. % попадают в поле субщелочных составов. Большая часть магнезиальных андезитов располагается в области нормально-щелочных составов.

Андезибониниты, наиболее близкие к бонинитам (см. рис. 7), характеризуются широким диапазоном вариаций содержания Cr (15–435 г/т), Ni (19–324 г/т), более низкими, чем в бонинитах, умеренными концентрациями Co , Cu , Sr , Rb , V , малыми количествами K_2O , Ba , высокозарядных, редкоземельных и радиоактивных элементов (см. табл. 1).

Магнезиальные андезиты и андезидациты известны на колчеданном месторождении Юбилейное и в разрезе по р. Таналык. Содержание SiO_2 в этих породах варьирует в диапазоне 59.19–63.81, MgO – 3.02–9.00 мас. %. Для андезитов и андезидацитов Юбилейного месторождения обычны пониженная концентрация CaO – 0.53–3.38 мас. %, иногда в единичных пробах наблюдается низкое содержание Na_2O и повышенное – K_2O , Rb , низкое и повышенное – Ba , умеренное – Cu и Zn . Низкое содержание Cr , Ni и Co в пробах с месторождения Юбилейное, вероятно, связано с процессами выщелачивания во время рудогенеза.

Литофациальное и петрохимическое изучение вулканитов двух нижних толщ бурибайского вулканического комплекса позволило сделать следующие выводы.

Эволюция вулканизма бурибайского вулканического комплекса имела гомодромный характер, на ранней стадии формировались базальты ниж-

ней толщ бурибайского комплекса (br_1), принадлежащие к умеренно-щелочной серии. В двух пробах (4А, 4Б) базальты имеют характеристики Ti, Zr, Th/Yb, Nb/Yb, соответствующие платобазальтам океанов, близкие к поляковскому комплексу (O_2) зоны ГУР [Косарев, 2015]. Во второй, наиболее активный, этап вулканизма появляется вторая пиллоу-базальт-вариолитовая толща пиллоу-лав, принадлежащая к бонинитовой серии. Выделяющийся ряд высокомагнезиальных вулканических пород (пикробазальты–бонинитовые базальты–бониниты–магнезиальные андезиты и андезидациты) образован в процессе магматической дифференциации (ликвации), признаки которой запечатлены в вариолитовых бонинитах. Количество вариолей контролирует кислотность пород, которая варьирует по SiO_2 от 43.0 до 63.8%.

ХИМИЯ МИНЕРАЛОВ ВАРИОЛИТОВЫХ БОНИНИТОВ БУРИБАЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Объектом данного исследования являются минералы бонинитовых вариолитов (пробы Т-27, Т-21 и Т-42-11, br_2^2), изученные СЭМ-методом. Бонинитовые вариолиты слагают лавовый поток подушечного строения, залегающий в средней части разреза толщ пиллоу-базальтов (br_2), в разрезе по р. Таналык, представляющем собой удаленную зону Юбилейного колчеданного рудного поля. По характеру вторичных изменений это периферическая область гидротермальной конвективной ячеи с проявлением окислительного диагенеза.

Бонинитовые вариолиты состоят из стекловатых вариолей (глобул), по составу представляющих собой кварц-альбитный агрегат, и существенно хлоритового матрикса. В основной массе вариолитов содержатся скелетные игольчатые выделения тонких длинных лейст клинопироксена, присутствуют также Cr-шпинель, сфен, замещенные вторичными минералами оливин и ранний пироксен, пироксен микрофенокритов и микролитов, плагиоклаз в мetailчатых структурах в слабо девитрифицированном стекле и вариолях. Из вторичных минералов отмечаются гематит, гранат, кварц, актинолит, эпидот, хлорит, пренит, карбонаты (см. рис. 5). В толще также наблюдаются пумпеллиит и селадонит.

Клинопироксены. В бонинитовых вариолитах установлены эндиопсиды, салиты, авгиты и субкальциевые авгиты. Преобладающая направленность эволюции химизма пироксенов – понижение кальциевости, возрастание железности. Салитовый тренд: салит ($Ca_{47.64}Mg_{38.26}Fe_{14.10}$) → салит ($Ca_{48.78}Mg_{34.46}Fe_{16.77}$). Эндиопсид – авгитовый тренд: эндиопсид ($Ca_{44.2}Mg_{46.3}Fe_{9.5}$) → авгит ($Ca_{44}Mg_{39.4}Fe_{16.6}$) → ($Ca_{40.1}Mg_{48.6}Fe_{11.3}$) → ($Ca_{37.67}Mg_{52.3}Fe_{10.02}$) → авгит ($Ca_{30.05}Mg_{51.47}Fe_{18.48}$) → субкальциевый авгит ($Ca_{24.5}Mg_{36.7}Fe_{38.8}$).

Приведенные ряды пироксенов являются идеализированными и представлены выборочными составами. На диаграмме Wo–En–Fs (для 43 проб) выделяются поля салитов и эндиопсидов-авгитов-субкальциевых авгитов. В последнем намечаются два тренда: “авгитовый” и “пижонитовый”, последний из которых завершается субкальциевыми авгитами, пограничными с авгитами (рис. 9а).

Детальные исследования пироксенов пробы Т-42-11 показали (см. табл. 2, рис. 9б), что на классификационной диаграмме [Morimoto et al., 1989] их составы лежат преимущественно в поле авгитов. В пироксенах глобул наблюдается выраженная зональность, которая проявляется в уменьшении кальциевости и возрастании железности от ядра к кайме (см. рис. 9в, г). Эти данные соответствуют установленному ранее эволюционному тренду химической эволюции пироксенов. Важно отметить, что рамановские спектры пироксенов из глобул и матрикса (рис. 9д) сходны и соответствуют спектру авгита. Наличие характеристических линий спектра с частотой 1007, 668, 394 и 330 cm^{-1} свидетельствует о том, что минералы относятся к группе клинопироксенов [Huang et al., 2000].

В целом рассматриваемые пироксены “среднего” стратиграфического уровня сходны с ассоциацией клинопироксенов, присутствующих в колчеданосных вулканиках надсубдукционного офиолитового комплекса Троодос [Crawford et al., 1989; Baily et al., 1991].

Шпинель представлена идиоморфными зернами размером от 10 до 30 мкм, реже до 150 мкм, установленными и в глобулах, и в матриксе. Зерна имеют однородное строение, по составу относятся к хромитам-алюмохромитам (см. рис. 5 в, ж–и, рис. 10а, табл. 2), содержания Cr_2O_3 варьируют от 54.03 до 60.28, Al_2O_3 – 9.92–13.57 мас. %, Cr# – 0.73–0.80, Mg# – 0.55–0.56.

Типичный рамановский спектр хромшпинелидов образца Т-42-11 (рис. 10б) соответствует таковому хромитов [Wang et al., 2004; Reddy, Frost, 2005], для которого характерно присутствие двух интенсивных линий с частотами 695 и 566 cm^{-1} . Эти линии отвечают модам A_{1g} и F_{2g} , характеризующим колебания трехвалентных ионов в октаэдрических позициях. Линия 695 cm^{-1} имеет плечо с частотой 650 cm^{-1} , которое появляется в хромитах с содержанием хрома более 30 мас. % [McCarty, Boehme, 1989]. В работе [Wang et al., 2004] описана корреляционная зависимость между положением этой линии и соотношением $(Cr + Fe^{3+})/(Cr + Fe^{3+} + Al)$. Исходя из данной корреляционной зависимости, положение линии 695 cm^{-1} в спектре хромшпинелидов из ядер соответствует содержанию алюминия около 10 мас. %, т. е. алюмохромиту. Данные по составу хромитов, полученные при интерпретации их рамановских спектров, хорошо согласуются с результатами СЭМ.

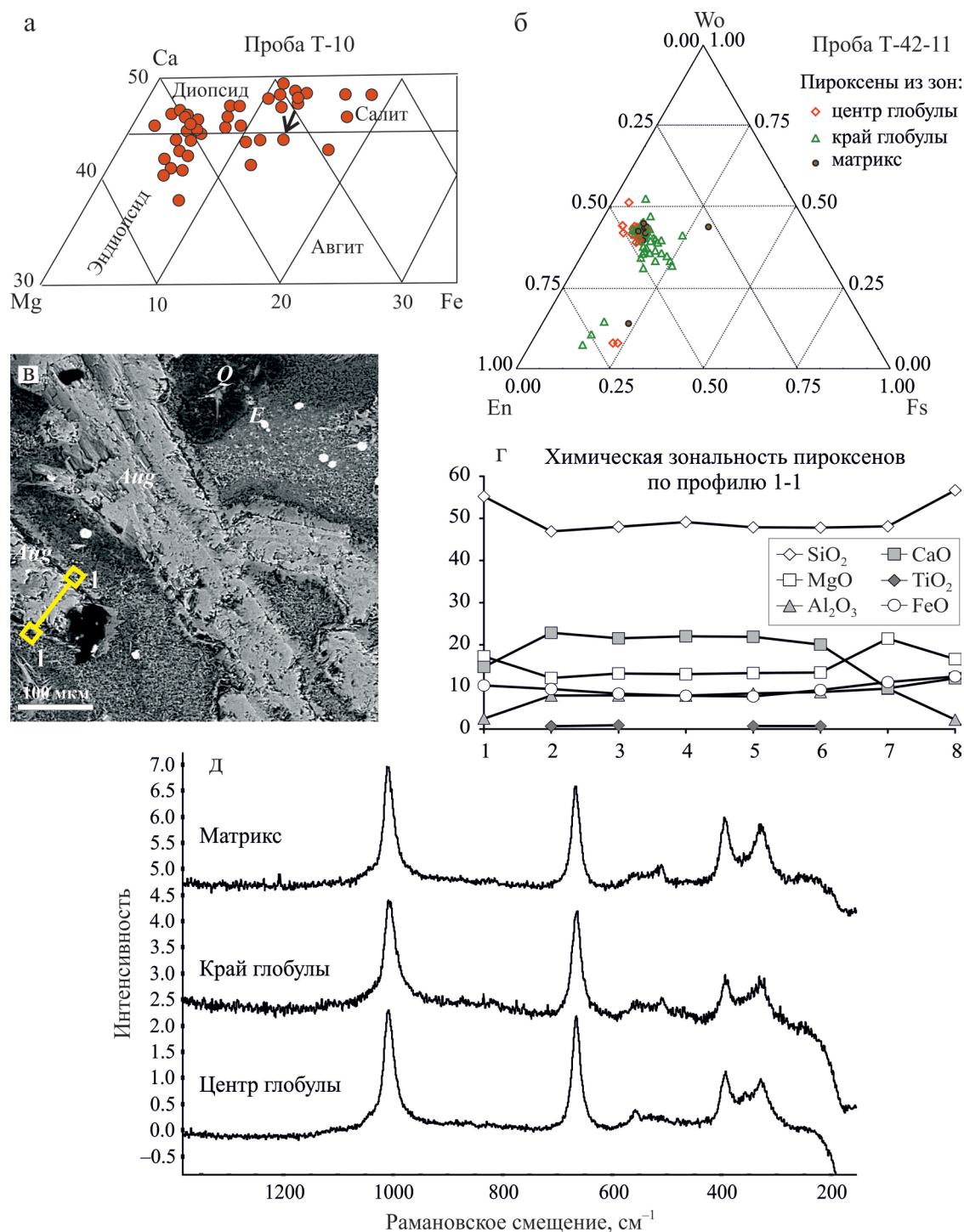


Рис. 9. Соотношения Ca (Wo), Mg (En), Fe (Fs) в пироксенах из вулканитов второй (спилито-вариолитовой) толщи нижней подсвиты бурибаевского вулканического комплекса (D_1 ems b–br₁²) (а, б):

а – базальт магниальный эффузивный, массивный, участками вариолитовый с микровкрапленниками пироксена, б – бонинит крупновариолитовый; зональный пироксен из краевой части глобул, профиль 1–1 (в); химическая зональность пироксенов по профилю 1–1 (г); рамановские спектры авгитов из глобулы и матрикса (д).

Fig. 9. Ratio Ca (Wo), Mg (En), Fe (Fs) in the pyroxenes of the volcanic rocks of second (spilito-variolitic) strata of the lower subformation of the Buribai volcanic complex (D_1 ems b–br₁²) (а, б):

а – basalt magnesian effusive, the massive, sites variolitic with micro inclusion of pyroxene, б – boninite megavariolitic; zone pyroxene from the edge of the globules, 1–1 profile (в); chemical zoning of pyroxene in the profile 1–1 (г); Raman spectra of augites from globule and matrix (д).

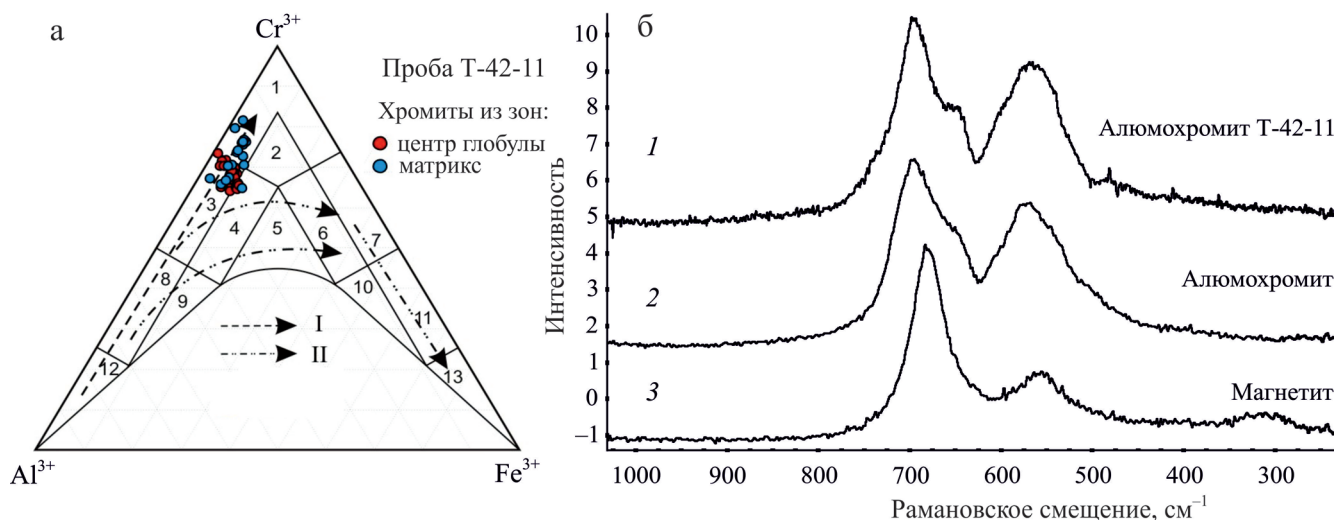


Рис. 10. Состав хромитов на классификационной диаграмме Н.В. Павлова [1949] (а); рамановские спектры алюмохромитов Т-42-11 (1), Совдозерской структуры (2) и магнетитов Совдозерской структуры (3) (б).

Подсемейства хромшпинелидов (а): 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит; тренды эволюции состава хромшпинели из ультрабазитов [Перевожчиков и др., 2004]: I – первичный тренд дифференциации в верхней мантии, II – вторичные тренды метаморфических преобразований в коровых условиях.

Fig. 10. Composition of chromites plotted ternary diagram of N.V. Pavlov [1949]; Raman spectra of aluminochromites T-42-11 (1), Sovdozero structure (2) and magnetites Sovdozero structure (3) (b).

Mineral subdivisions chromespinels (a): 1 – chromite, 2 – subferrichromite, 3 – aluminochromite, 4 – subferrialuminochromite, 5 – ferraluminochromite, 6 – subaluminoferrichromite, 7 – ferrichromite, 8 – chrompicotite, 9 – subferrichrompicotite, 10 – subaluminochrommagnetite, 11 – chrommagnetite, 12 – picotite, 13 – magnetite; evolution trends of the composition of chrome-spinels from ultrabasites [Perevozchikov et al., 2004]: I – primary trend of differentiation in the mantle, II – secondary trends of metamorphic transformations in crustal conditions.

По геохимическим характеристикам шпинели ее составы близки шпинелидам из бонинитов и высокомагнезиальных андезитов [Spadea et al., 1998].

Кислое существенно альбитовое стекло, иногда переходящее в кварц-альбитовый агрегат, слагает лейкократовые глобулы диаметром до 1 см. Лейкократовый агрегат присутствует в виде девитрифицированного стекла (см. рис. 5в, 6), иногда с элементами метельчатых структур, или представлен агрегатом микрогранобластового микрозернистого строения с зернами плагиоклаза (альбита) и кварца. В некоторых случаях на границе лейкократовых вариолей и меланократового существенно хлоритового матрикса располагаются микролиты пироксена. Внутри вариолей присутствуют микрофенокристы и микролиты пироксена, чешуйки хлорита, выделения рудного минерала, нередко имеет место интенсивная гематитизация. Результаты микрозондового анализа кислого стекла и кварц-альбитового агрегата приведены в табл. 3 и работе [Косарев и др., 2009], количество оксидов варьирует в следующих пределах, мас. %: SiO_2 – 64.70–74.36, Al_2O_3 – 20.58–23.80, MgO – 0.06–2.10, CaO – 0.20–2.58, Na_2O –

6.07–11.37, K_2O – 0.04–3.40. Обособление лейкократовой (вариоли) и меланократовой фаз расплава произошло, вероятно, при участии ликвации исходного магнезиального базальтового расплава [Серавкин, Косарев, 1979].

Вторичные минералы вариолитов представлены гранатом, хлоритом, сфеном, эпидотом, кварцем и кальцитом.

Гидрогранаты имеют округлую, реже октаэдрическую форму (см. рис. 5г, и), размер зерен 0.10–0.12 мм, по составу они близки к андрадитам (см. табл. 2, рис. 11а). Присутствие в составе гранатов воды подтверждается исследованиями методом рамановской спектроскопии. В рамановском спектре изученных гранатов отчетливо фиксируется асимметричный пик с частотой 3650 см^{-1} (рис. 11б), соответствующий колебаниям ОН-групп [Thomas et al., 2008].

Скопление гранатов обнаружено в миндалине кварц-гранат-хлоритового состава. Гидрогранаты образуют цепочку сросшихся округлых выделений во внешней зоне миндалины, часто соприкасаясь с ее краем. Гидрогранаты обнаруживают ксеноморфизм по отношению к позднемагматиче-

Таблица 3. Химический состав, СЭМ (мас. %), сфена, хлорита, эпидота и вариолей из бонинитовых вариолитов**Table 3.** The chemical composition, SEM (wt %) of sphene, chlorite, epidote and variola in the boninite variolites

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Сфен										
111	32.765	31.477	3.361	2.796	0.186	0.063	0.796	27.378	0.058	0.08
Хлорит										
76	43.9	0.195	11.321	13.073	0.322	0.318	20.819	6.233	0.404	0.141
77	35.495	0	16.068	10.736	0.389	0.132	22.298	0.812	0.043	0.83
80	40.514	0.088	12.242	11.966	1.83	0.354	22.765	4.041	0.152	0.102
88	32.346	0.013	15.973	15.606	0.202	0.118	23.163	0.76	0.018	0.09
90	34.226	0.033	16.162	14.255	0.675	0.179	23.591	0.8	0.049	0.217
95	37.658	0.045	13.534	11.608	0.824	0.214	24.803	2.791	0.106	0.246
98	36.038	0	16.413	11.165	0.303	0.145	21.487	0.479	0.042	2.056
99	28.724	0.028	13.122	11.842	0.772	0.129	21.374	0.939	0.011	0.232
102	32.239	0.022	16.105	14.05	0.3	0.15	24.17	0.658	0.066	0.072
109	32.485	0.018	15.627	13.548	0.371	0.148	22.749	0.562	0.026	0.076
122	31.334	0.025	18.237	14.984	0.174	0.201	24.977	0.329	0.032	0.023
123	31.334	0.017	15.263	15.026	0.767	0.208	24.012	0.505	0.018	0.008
125	32.626	0.023	16.145	15.986	0.457	0.146	24.637	0.939	0.007	0.028
131	26.121	0	11.926	11.446	4.404	0.136	20.786	1.023	0.054	0.072
132	31.223	0	15.04	11.407	0.409	0.17	26.33	0.365	0.04	0.027
141	28.427	0.002	12.204	11.088	0.564	0.074	19.792	3.664	0.168	0.648
150	30.121	0.015	16.181	12.574	0.509	0.147	25.455	0.402	0.08	0.084
153	32.327	0.003	15.62	12.15	0.615	0.161	26.307	0.498	0.086	0.14
168	28.619	0.027	13.307	10.469	0.583	0.136	22.57	6.063	0.518	0.24
172	31.824	0	15.954	11.81	0.931	0.116	23.717	0.4	0.046	0.084
Апостекловатые кислые вариолы – кварц-альбитовые агрегаты										
84	64.709	0.087	23.812	2.322	0.018	0	2.124	2.58	6.073	3.407
87	74.173	0.023	21.744	0.243	0.031	0.005	0.058	0.834	10.545	0.216
89	74.357	0.01	21.783	0.395	0	0.012	0.096	0.533	10.347	0.531
103	73.042	0.003	20.582	0.624	0.034	0	0.841	0.263	11.377	0.043
108	71.737	0.038	22.996	0.66	0.057	0.015	0.612	1.753	9.331	0.955
142	73.649	0.002	22.889	0.252	0.003	0.023	0.26	1.466	9.983	0.301
136	93.476	0.028	0.389	1.717	0	0.08	3.563	3.194	0.139	0.057
139	94.98	0.013	0.983	0.67	0.044	0.026	0.799	0.288	0.096	0.508
T-42-15/2	64.45	–	18.43	1.97	–	–	3.13	1.25	9.94	0.84
T-42-17/2	61.14	–	13.92	4.40	–	–	6.33	7.62	6.59	–
T-42-27/5	67.22	–	5.66	7.53	–	–	7.16	12.42	–	–
T-42-27/7	62.88	–	17.21	3.62	–	–	4.55	2.95	8.79	–
T-42-29/7	63.28	–	19.62	1.97	–	–	2.46	2.33	9.86	0.49
T-42-2/11-3	62.36	–	21.37	2.21	–	–	2.28	0.98	8.29	2.52
Эпидот										
154	36.886	0.239	11.792	13.262	0.102	0.245	0.161	35.56	0.059	0.03
155	36.374	0.375	10.664	14.393	0.105	0.183	0.313	34.779	0.04	0.024
160	37.335	0.399	10.668	14.285	0.102	0.208	0.323	34.375	0.057	0.035

Примечание. Прочерк – нет данных.

Note. Dash – no data.

ским микролитам пироксена. К. Мишель-Леви получила андрадит при давлении 500 бар и 500°C, а Р. Ягич (R. Jagitsch) синтезировал андрадит при давлении 150 атм и температуре 480°C [Дир и др., 1965].

Судя по концентрации гидрограната во внешней зоне миндалины вместе с халцедоновидным кварцем и хлоритом, можно предполагать, что гранат возник на ранней стадии гидротермального автометаморфизма при температурах, близких к 500°C.

Хлорит является ведущим минералом зелено-каменно-измененных вулканитов и околорудных метасоматитов колчеданных месторождений Южного Урала. В исследуемых породах хлорит присутствует в основной массе матрикса и миндалины (см. рис. 5б, в), представлен магнезиально-железистой разновидностью, близкой к прохлоритам [Пшеничный и др., 1974]. Колебания главных оксидов в хлоритах имеют следующие пределы (см. табл. 3), мас. %: FeO' – 10.47–15.60, MgO –

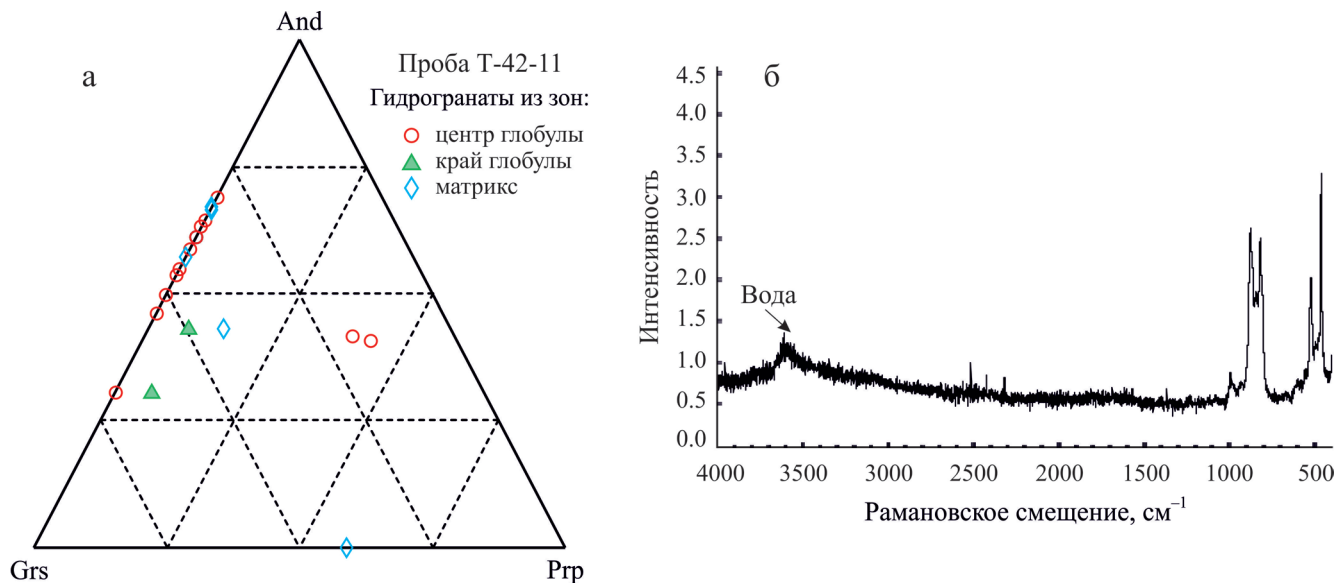


Рис. 11. Состав гидрогранатов из бонинитовых вариолитов бурибайского вулканического комплекса.

Fig. 11. The composition of hydrogarnet from boninitic variolites of the Buribai volcanic complex.

19.80–26.30, Al_2O_3 – 11.30–18.20; отношение FeO'/MgO = 0.43–0.67.

БОНИНИТОВЫЕ ВАРИОЛИТЫ И ИХ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Как отмечалось ранее, бонинитовые вариолиты состоят из вариолей (глобул) и матрикса, количественные соотношения между которыми имеют широкий диапазон колебаний [Серавкин, Косарев, 1979]. Методом СЭМ охарактеризованы глобулы, зона мениска (краевая часть) глобул и матрикс. Каждая из визуально выделенных зон может делиться на подзоны, которые обладают разными химическими характеристиками, отражающими особенности кристаллизационного процесса.

Детальное LA-ICP-MS исследование позволило получить характеристики следующих зон, подзон глобул и матрикса бонинитовых вариолитов: 1 – глобулы однородного строения; 2 – ядра глобул; 3 – мениск глобул; 4 – мениск, обогащенный Rb, Ba, Sr; 5 – однородный по химизму матрикс; 6 – матрикс, обогащенный La; 7 – неоднородный матрикс с вариациями по Rb, Ba, Sr.

Глобула представляет собой сферическое обособление средне-кислого состава размером в поперечнике до 1 см, состоящее из альбита, клинопироксена, граната и присутствующих в переменных количествах хлорита, гематита, актинолита, калишпата, кварца, эпидота, сфена, хромита. Средний состав центра одной из глобул, мас. %: SiO_2 – 64.80, Al_2O_3 – 18.70, FeO – 1.79, MgO – 2.75, CaO – 1.18, Na_2O – 9.97, K_2O – 0.71. Он близок таковому высокоглиноземистой субщелочной кислой породы.

Спайдер-диаграммы глобул (рис. 12а) имеют топологически идентичные спектры распределения РЭ и РЗЭ, присутствуют отрицательные аномалии по Nb, La, Ce, Pr, Nd, Ti и положительные – по Rb, Pb, Sr, что близко характеристике пород надсубдукционного генезиса [Волынец и др., 1990].

В центральной части, ядре и внешней зоне глобулы обнаружены повышенные концентрации K (12530.00–46990.00 г/т), Sr (183.00–334.00) и Rb (11.00–21.50 г/т). Среднее арифметическое содержание петрогенных и микроэлементов в глобуле с однородным составом приведено в табл. 4. По сравнению с матриксом глобула обогащена следующими элементами, г/т: K – 22570.00, Ba – 46.60, Sr – 223.20, Rb – 11.53, Cs – 0.190; обеднена: P – 104.00 г/т, Ca – 12.80%, Al – 153468.00 г/т, РЗЭ, Zr – 47.20, Nb – 0.87, Th – 0.506, Pb – 1.25 г/т. Распределение РЗЭ в глобуле (см. рис. 12а) деплетировано по ЛРЗЭ подобно толеитовым базальтам N-MORB типа [Фролова, Бурикова, 1997].

Ядро глобул выделяется аномально высокой концентрацией CaO (14.14–52.76%), Ba (37.60–59.20 г/т), K (22400.00–42550.00), Sr (183.00–237.00), Rb (11.00–18.), As (1.00–2.20 г/т); умеренно низкой – Zr (44.00–59.00), Nb (0.60–0.86), Th (0.36–0.54 г/т). Количество РЗЭ в ядре глобулы повышено (La – 1.90–3.50 г/т) по сравнению с внешней зоной глобулы (0.84–2.53 г/т). Химические особенности состава ядра глобул связаны с обогащением этой зоны плагиоклазом, кварцем и калишпатом.

Мениск глобул (рис. 12б) фиксирует зону фазового перехода между глобулой и матриксом. При петрографическом описании этой границы отмечаются ее извилистый характер и присутствие

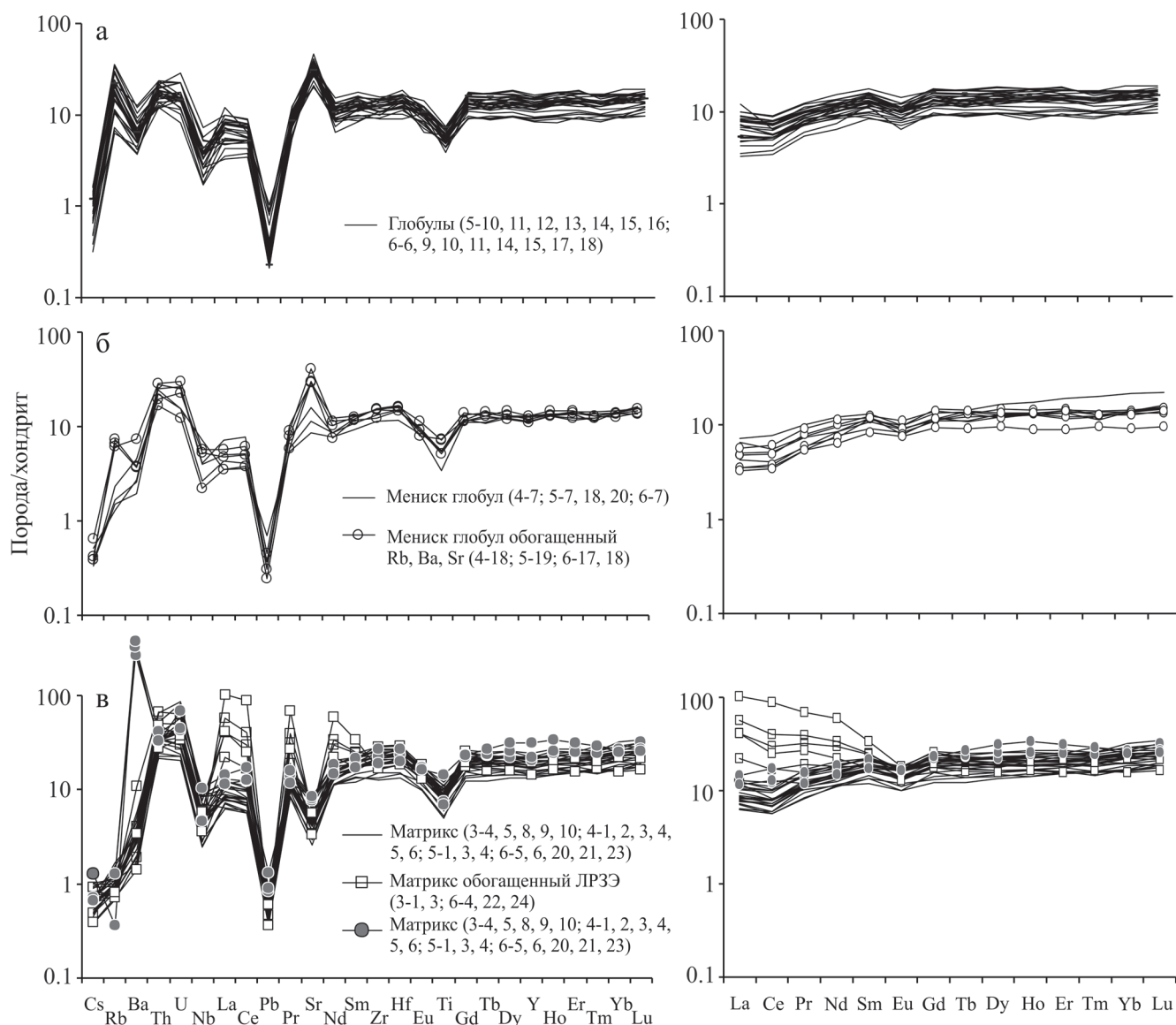


Рис. 12. Химический состав фрагментов бонинитовых вариолитов (глобул, меникса, матрикса) по данным микрозондового анализа, нормированный по хондриту [Sun, McDonough, 1989].

а – глобулы с однородным составом, б – зона меникса глобул, в – матрикс.

Fig. 12. Chemical compositions of fragments boninitic variolites (globula, meniscus, matrix) on the data microprobe analysis, normalized by Chondrite [Sun, McDonough, 1989].

а – globules with uniform composition, б – zone of meniscus globule, в – matrix.

хлорит-кварц-гранатовых миндалинов, а также микролитов пироксена. Состав зоны меникса приведен в табл. 4, характеризуется концентрациями, промежуточными между составом глобул и матрикса, что прослеживается по следующим элементам: Mg, Al, K, Ca, Co, Cu, Zn, Sr, Rb, Yb, Zr, Nb, Th. Мениск имеет пониженную относительно матрикса и глобул концентрацию Cs, Ba, La, Ce, Eu и Pb. ЛРЗЭ и Eu известны тяготением к плагиоклазовому парагенезису [Балашов, 1976]. Повышенная концентрация Sr в зоне меникса имеет случайный

характер, так как широкий интервал колебаний этого элемента и присутствие хромшпинели зафиксированы во всех выделяемых в бонинитовых вариолитах зонах (см. табл. 4).

Мениск, обогащенный Rb, Ba, Sr, по большинству геохимических признаков, за исключением Rb, Ba, Sr, близок по составу к приведенной ранее характеристике. Обогащение Rb, Ba, Sr проявлено в средних арифметических величинах концентраций и интервалах колебаний содержания элементов (см. табл. 4), а также выражено на спайдер-

Таблица 4. Среднее арифметическое содержание элементов (числитель) и интервалы колебаний концентраций (знаменатель)

Table 4. Arithmetic averages contents of elements (numerator) and intervals of fluctuations of concentration (denominator)

Элемент	Mg, г/т	Al, г/т	K, г/т	Ca, %	Cr, г/т	Co, г/т	Cu, г/т	Zn, г/т	Ba, г/т	Sr, г/т
1. Глобула с одно- родным составом; n = 28	50594.00 22120.00– 61560.00	153468.00 123200.00– 271200.00	25570.00 11160.00– 46990.00	12.86 3.50–32.80	393.10 64.80– 1307.00	30.47 16.45–48.57	63.20 14.87– 245.00	51.60 37.90–94.00	46.60 25.60–87.80	223.20 145.20– 334.20
2. Матрикс, одно- родный по химии; n = 20	189590.00 110200.00– 289600.00	162761.00 86040.00– 258100.00	1998.00 1266.00– 2375.00	23.00 15.85–33.50	454.80 271.30– 930.30	95.78 52.67– 154.40	112.00 34.40– 351.10	162.00 105.00– 254.90	23.20 9.80–40.10	34.00 18.60–55.26
3. Зона мениска гло- бул; n = 5	93588.00 67990.00– 117500.00	137520.00 109200.00– 168400.00	4880.00 3740.00– 7617.00	13.80 8.60–16.90	794.50 130.10– 2108.00	51.28 40.75–65.50	65.47 34.11–89.36	89.90 71.60– 107.00	21.80 13.59–31.29	118.80 61.60– 213.80
4. Матрикс с вари- ацией по Ba и Sr; n = 10	128404.00 51640.00– 208700.00	139273.00 48430.00– 183400.00	5299.00 1175.00– 19460.00	16.06 6.93–27.13	892.78 130.00– 2108.00	83.71 30.18– 133.20	97.92 29.70– 157.60	132.30 71.60– 191.20	361.50 7.42– 1511.00	63.92 11.50– 213.80
5. Зона мениска, обогащенная Rb, Ba, Sr; n = 4	49382.00 44880.00– 52450.00	141050.00 123200.00– 178500.00	14305.00 11160.00– 17390.00	10.06 7.17–13.05	209.80 167.90– 273.00	28.06 25.19–32.09	24.03 19.53–31.40	47.70 42.57–53.37	35.60 26.60–50.97	248.00 211.30– 297.20
6. Матрикс обога- щенный La; n = 6	178583.00 109300.00– 221900.00	160000.00 87700.00– 203000.00	1810.00 1473.00– 2549.00	22.01 15.36–26.38	415.00 330.00– 595.00	95.81 56.50– 123.40	105.40 75.50– 144.50	148.80 104.70– 177.20	29.79 9.78–76.90	46.00 23.90–86.86
Элемент	Rb, г/т	Cs, г/т	La, г/т	Ce, г/т	Eu, г/т	Yb, г/т	Zr, г/т	Nb, г/т	Pb, г/т	Th, г/т
1. Глобула с одно- родным составом; n = 28	11.53 4.25–22.50	0.190 0.06–0.311	1.70 0.78–2.54	3.90 2.11–5.45	0.60 0.412–0.87	2.44 1.56–3.54	47.20 35.58–58.93	0.87 0.45–1.79	1.25 0.53–2.53	0.506 0.33–0.68
2. Матрикс, одно- родный по химии; n = 20	0.653 0.435–1.072	0.128 0.072–0.192	2.11 1.47–2.93	4.79 3.48–6.68	0.83 0.57–1.05	3.74 2.71–5.48	80.14 49.00– 113.50	1.35 0.61–2.43	1.39 0.89–1.83	1.05 0.66–1.91
3. Зона мениска гло- бул; n = 5	1.13 0.83–1.49	0.077 0.063–0.097	1.26 0.84–1.70	3.20 2.20–4.70	0.53 0.49–0.57	2.65 2.33–3.67	55.50 43.80–64.40	1.07 0.65–1.76	1.11 0.76–1.71	0.74 0.63–0.83
4. Матрикс с вари- ацией по Ba и Sr; n = 10	2.40 0.54–13.24	0.15 0.052–0.252	2.25 0.79–4.30	5.50 1.87–10.45	0.72 0.33–1.05	3.70 1.30–7.67	69.70 31.20– 103.70	1.29 0.60–2.52	1.59 0.76–3.27	0.899 0.38–1.57
5. Зона мениска, обогащенная Rb, Ba, Sr; n = 4	4.93 3.89–6.90	0.091 0.073–0.123	1.027 0.782–1.351	2.80 2.10–3.80	0.52 0.44–0.65	2.095 1.56–2.37	51.73 42.20–59.1	0.97 0.54–1.38	0.78 0.60–1.12	0.60 0.49–0.83
6. Матрикс, обога- щенный La; n = 6	0.519 0.46–0.59	0.121 0.074–0.171	31.33 5.25–125.7	53.93 10.24– 201.00	1.102 0.75–1.95	3.83 2.64–4.33	83.70 64.90– 109.30	1.44 0.89–1.94	1.44 0.90–2.01	1.67 0.80–1.95

диаграммах (см. рис. 12б), где Rb, Ba и Sr образуют положительные геохимические аномалии. Концентрация Sr имеет максимум в пробе 4-7. В табл. 4 видно, что для зоны мениска, обогащенного Rb, Ba, Sr, в сравнении с зоной мениска глобул, охарактеризованной ранее, характерно пониженное содержание Mg, Ca, Cr, Co, Cu, Zn, La, Ce, Yb, Pb, Th, слабо пониженное – Zr, Nb, повышенное – K, Ba, Sr, Rb, слегка повышенное – Al, Cs.

Матрикс представляет собой меланократовую темно-зеленую основную массу бонинитовых вариолитов, сформирован клинопироксеном, меланократовым (существенно хлоритовым) стеклом, актинолитом, эпидотом, кварцем, гранатом, хромитом, гематитом, реже селадонитом и барруазитом. Состав матрикса следующий, мас. %: SiO_2 – 43.72, TiO_2 – 0.37, Al_2O_3 – 8.57, Fe_2O_3 – 1.91, FeO – 9.26, Mg – 19.84, CaO – 9.84, Na_2O – 0.74, K_2O – следы, P_2O_5 – 128.40 г/т [Среднепалеозойский..., 1983]. Следует отметить, что состав матрикса вариолитов близок к среднему составу пикробазальтов, что позволяет предполагать их генетическую связь.

Химический состав матрикса (см. табл. 4) контрастен глобулам. На спайдер-диаграммах (см. рис. 12в) матрикса присутствуют минимумы по Rb, Nb, La, Ce, Sr, Ti. Важно отметить, что в отличие от распределения примесных элементов в глобулах, в матриксе присутствуют минимумы по Rb и Sr. Минимумы более высокого уровня обнаруживают по Cs, Ba, La, Ce. Четкие геохимические максимумы проявлены для Th, U и Pb. Приведенные сведения не позволяют по геохимическим характеристикам однозначно относить матрикс к надсубдукционно-геохимическому типу вулканических пород.

Матрикс, обогащенный Ba. Составы, попадающие в данную группу, на рис. 12 представлены: 1 – пробами зон, граничащих с мениском глобул (6-6, 6-7, 6-19, 5-5, 4-7); 2 – пробами отдельных областей матрикса на удалении от глобул (6-1, 6-2, 6-3, 3-6, 5-2). Большая часть проб матрикса содержит Ba на уровне от 9.78 до 36.55 г/т (в среднем – 23.2 г/т). Данный тип матрикса имеет значительное обогащение Ba (пробы 6.1–6.4) – от 76.93 до 1511 г/т, превышающее его среднее содержание в матриксе в 3–66 раз. Пробы этой группы также имеют повышенное содержание K, Rb, Cs, Sr, что позволяет предполагать локальную калишпатизацию (+/– гидрослюды) с проявлением баритовой минерализации. На спайдер-диаграммах подобного типа матрикса (см. рис. 12в) выделяются минимумы по Cs, Rb, Ba, Nb, La, Ce, Sr, Ti. Устойчивые положительные геохимические аномалии отмечены для Th, U, Pb. Таким образом, матрикс с высокой концентрацией Ba может представлять собой переходный состав системы матрикс–глобула, возможно, несформированные глобулы.

Спайдер-диаграммы (см. рис. 12в) однородного матрикса и матрикса с широкими вариациями Ba

топологически подобны. При этом концентрация РЗЭ в матриксе более высока, нежели в глобуле и мениске (см. табл. 4).

Матрикс, обогащенный ЛРЗЭ. Матрикс данного типа по химическому составу приближен к однородному матриксу, имеет идентичные геохимические минимумы на спайдер-диаграммах по Rb, Nb, Sr, Ti. Максимумы разной интенсивности образуют Cs, Th, U, Pb. Своеобразие спайдер-диаграммы матрикса, обогащенного La, заключается в появлении положительных геохимических аномалий по La, Ce, Pb, Pr, Nd и Sm, слабо выраженных положительных аномалий по Eu и Gd и ровном “толеитовом” распределении нормированных содержаний ТРЗЭ. Отдельные пробы (3_2) показывают аномально высокую концентрацию ЛРЗЭ, СРЗЭ, U и Th. Значения концентрации всех ЛРЗЭ и СРЗЭ в матриксе, обогащенном La, повышены (см. табл. 4), Yb – близки и слегка повышены. Содержание Pb близко к другим пяти пробам этой выборки. Близки и слегка понижены относительно матрикса с однородной химией величины содержания Mg, Al, K, Ca, Cr, Co, Cu, Zn, свидетельствующие о базальтоидной генетической общности двух разновидностей матрикса.

Распределение РЗЭ (см. рис. 12в) в этом типе матрикса имеет обогащенный характер по ЛРЗЭ и СРЗЭ и обеднение по ТРЗЭ. Повышенная концентрация ЛРЗЭ в матриксе может объясняться присутствием калишпата и селадонита – концентраторов ЛРЗЭ и СРЗЭ, которые известны в вариолитах по петрографическим данным.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Стабильная высокотемпературная ликвация, охарактеризованная в ряде экспериментальных работ [Nakamura, 1974; Хитаров, Пугин, 1978; Эволюция..., 1983; и др.], не может влиять на природные силикатные расплавы, так как область несимости исчезнет еще до начала процесса кристаллизации минералов из магматического расплава. Наиболее существенное влияние на эволюцию силикатных магм может оказывать метастабильная ликвационная дифференциация, происходящая в силикатных расплавах одновременно с кристаллизационной дифференциацией [Эволюция..., 1983].

На основании детального химического и петрографического изучения геологических разрезов бурибайского палеовулканического комплекса мы пришли к выводу, что наиболее близкие к первичным расплавы имели пикробазальт-бонинит-базальтовый состав. Производными этих расплавов были высококальциевые бониниты [Spadea et al., 2002]. Аналогичная ассоциация исследована на о. Кипр, где колчеданосный палеовулканический комплекс представляет собой эволюционный ряд [Соболев и др., 1993]: водосодержащие коматиты–островодужные толеиты–высококальцие-

вые бониниты. Первичные расплавы являются магнезиальными островодужными толеитами ($MgO = 12-13$ мас. %, $H_2O = 1.8-2.0$ мас. %) и были образованы при $P = 10$ кбар и $T = 1250-1290^\circ C$ при плавлении мантийного источника.

Фигуративные точки бонинитовых вариолитов Южного Урала (д. Хворостянка) совпадают с областью метастабильной низкотемпературной ликвации на диаграмме $SiO_2-(Na_2O + K_2O + Al_2O_3)-(CaO + MgO + FeO + TiO_2)$ [Эволюция..., 1983] и областью ликвационных фаз палеопротерозойских вариолитовых лав пикробазальтов Ялгубы (Центральная Карелия) [Светов, 2013].

Температурный интервал метастабильной ликвации (по экспериментальным данным) в силикатной системе лейцит-фаялит- SiO_2 , максимально приближенной к природным базальтам, располагается в интервале $1270-1155^\circ C$, существенно ниже стабильной высокотемпературной ликвации ($>1690^\circ C$) [Эволюция..., 1983].

Кристаллизация минералов в бонинитовых вариолитах началась, скорее всего, с хромита. Этот минерал имеет повышенную концентрацию Cr_2O_3 , значения варьируют от 54.03 до 60.28 мас. %, $Cr\# = 0.73-0.80$, $Mg\# = 0.55-0.56$, и по составу относится к хромитам-алюмохромитам.

Реальные вкрапленники оливина в бонинитовых вариолитах отсутствуют, но в центральных частях вариолей часто наблюдаются псевдоморфозы по оливину и его скоплениям, выполненные кварцем и хлоритом, имеющие ромбодипирамидальную форму, которая характерна для оливина. Подобные образования ранее отмечали И.Б. Серавкин [Среднепалеозойский..., 1983] и П. Спадеа [Spadea et al., 1998, 2002]. Присутствие оливинов в центрах вариолей свидетельствует, по всей вероятности, о том, что они служили центрами, вокруг которых концентрировался кислый расплав будущих глобул.

Пироксены кристаллизовались после оливина. Установлены два поколения фенокристов пироксенов и третья генерация микролитов и лейст пироксенов, образующих структуру "пироксеновый спинифекс". Поздняя генерация микролитов и лейст пироксена нередко являются составной частью радиально-лучистых альбит-кварц-пироксеновых агрегатов, формирующих вариоли. Однако нередко лейсты пироксена пересекают волокнистость альбитового стекла под крутым углом, вплоть до 90° . Вероятно, это свидетельствует о раннем и близсинхронном формировании лейст пироксена относительно альбит-кварцевого агрегата вариолей.

Как отмечалось в петрографической характеристике бонинитовых вариолитов, клинопироксены по химизму образуют три тренда: диопсид-салит, диопсид-эндиопсид и эндиопсид-авгит. Эти тренды весьма характерны для магнезиальных базальтов и пикритов офиолитового комплекса Троодос [Bailey et al., 1991] и марианит-бонинитовых ассоциаций

Западно-Тихоокеанских островных дуг [Богатиков, Цветков, 1988]. Тренд диопсид-авгит четко проявился в пробе, изученной СЭМ-методом (см. рис. 6, 7б). Этот тренд более характерен для известково-щелочных серий [Добрецов и др., 1971]. Вероятно, можно говорить о том, что в процессе кристаллизационной дифференциации с участием оливина и раннего пироксена проявился тренд, свойственный толеит-базальтовым и субщелочным сериям, а поздний тренд диопсид-авгит, отличающийся накоплением железа во внешней зоне клинопироксенов, характеризует известково-щелочную тенденцию, которая реализуется в процессе ликвации, при формировании существенно альбитовых вариолей.

Сопоставление геохимических особенностей глобул, матрикса и зоны мениска показало наличие закономерных трендов в изменении концентраций отдельных групп элементов. Глобулы с однородным составом (вариоли) обогащены кремнеземом и элементами группы КИР. Значительную часть глобул составляет кварц-альбитовый агрегат, включающий кислое, существенно альбитовое стекло. Состав вариолей варьирует по $SiO_2 - 64.70-74.36$, $Na_2O - 6.07-11.37$, $K_2O - 0.04-3.40$ мас. %. По классификации в координатах $SiO_2-\Sigma Na_2O + K_2O$ большинство составов вариолей располагается в поле субщелочных кислых пород.

По данным микрозондового анализа (см. табл. 4), лейкократовая глобула обогащена Si, Na, K, Rb, Cs, Ba, Sr, что связано с существенно полевошпатовым составом глобул, включая преобладающий альбит и редкий калишпат. Присутствие в вариолях нераскристаллизованного кислого стекла позволяет предполагать первично магматический характер концентрации макро- и микроэлементов. Установлено, что глобула по сравнению с однородным матриксом обеднена петрогенными элементами, слагающими темноклетчатые минералы (Mg, Fe, Ca, Al), многими РЗЭ (La, Ce, Eu, Yb), высокозарядными (Hf, Zr, Nb), элементами группы железа (Cr, Ni, Co), радиоактивными (U, Th), сульфурфильными элементами (Cu, Zn, Pb). Эти сведения указывают на то, что в глобулах была более окислительная обстановка, а в матриксе – восстановительная.

Зона мениска в соответствии со структурным положением представляет собой область разграничения глобулы и матрикса. По концентрациям макро- и микроэлементов эта зона в большинстве случаев занимает промежуточное положение между глобулой и матриксом.

ВЫВОДЫ

1. Химические составы вулканитов и клинопироксенов бонинитовых вариолитов, присутствие среди них салитов, эндиопсидов, авгитов, субкальциевых авгитов позволяют относить эти породы

к типу высококальциевых бонинитов. Выплавление исходных для высококальциевых бонинитовых магм происходило в надсубдукционном мантийном клине при высоких концентрации флюидной фазы, степени плавления мантийного субстрата и температуре. Формирование бонинитов и бонинитовых базальтов фиксирует прогрессивную стадию эволюции поднимающегося мантийного диапира.

2. Геохимическая характеристика бонинитовых вариолитов (системы глобула–матрикс) имеет двойственную природу, система ликвата (глобул) эволюционировала подобно магматической микросистеме гранитоидного с субщелочным уклоном типа, а матрикса – как система базальтоидного пикробазальт–бонинит–базальтового типа.

По классификационным параметрам – $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.51\text{--}1.38$ в бонинитах и бонинитовых базальтах ($\text{Si}_2\text{O} 49.90\text{--}59.38\%$) – породы могут быть классифицированы как умеренно- и высококальциевые бониниты и бонинито–базальты [Дубровский, 2009]. К этому названию следовало бы добавить тип пироксенов, т. е. назвать породу бонинит–клинопироксеновой.

3. Первичный расплав, подвергнутый ликвационной кристаллизации, имел пикробазальт–бонинит–базальтовый состав. Ликвация продуцировала две фазы контрастного состава, первая из которых (вариоли) имела дацит–риолитовый субщелочной состав, вторая (матрикс) была близка пикробазальт–коматиитовому составу. Ликвация происходила в приповерхностных условиях, включая эффузивную подводную фацию пиллоу–базальтов. Присутствие в разрезах бурибайского вулканического комплекса даек магнезиальных диоритов [Spadea et al., 1998], являющихся аналогами бонинитов, позволяет предполагать, что процесс ликвации начинался на суб- и гиповулканических глубинах в первых километрах от поверхности земли, где, возможно, происходил первый “сброс” флюидной фазы при условиях резко пониженного давления.

4. Распределение примесных компонентов в вариолитах определяется наличием (и количеством) альбитовой (плагиоклаз и альбитовое стекло) составляющей в той или иной зоне. Глобулы с однородным составом обогащены альбитом и кремнеземом, что определяет наличие стандартного для надсубдукционных образований геохимического минимума по Nb и максимума по Sr [Волынец, 1993]. Однородный по химии матрикс практически не содержит альбита, в связи с чем проявлены минимумы по Rb и Sr и стандартные минимумы Nb и Ti. Зона мениска – переходная зона между глобулой и матриксом. Переменное количество альбита определяет максимумы и минимумы Rb, Sr, Ba. Обогащение матрикса La, скорее всего, связано с проявлениями калишпата, альбита, возможно, амфибола и селадонита.

5. Химический состав вариолей отличается высокой суммарной щелочностью от эффузивных и субвулканических пород бурибайского комплекса. Скорее всего, ликвация принимала заметное участие в петрогенезе кислых пород, относящихся к умеренно–щелочной петрохимической серии.

6. Постмагматическая стадия эволюции комплекса включала несколько этапов: высокотемпературный автометаморфизм (маркируется образованием гидрограната, высокотемпературного кварца)–умеренно–температурный автометаморфизм (приводит к образованию хлорита, эпидота, гематита)–гальмиролиз и окислительный диагенез (объясняют присутствие селадонита)–метаморфизм погружения пренит–пумпеллиитовой и эпидот–актинолитовой фаций. Судя по составу хлорита, процессы окислительного диагенеза и метаморфизма погружения выносом железа не сопровождалась. Пониженная концентрация железа является характерной первично–магматической чертой бонинитовых петрогенетических серий.

Авторы выражают искреннюю благодарность за поддержку и обсуждение материалов директору Института геологии УНЦ РАН чл.-корр. РАН, докт. геол.-мин. наук В.Н. Пучкову, докт. геол.-мин. наук И.Б. Серавкину.

Работа подготовлена при поддержке программы президиума РАН № 19 «Фундаментальные проблемы геолого-геофизического изучения литосферных процессов», а также в соответствии с госзаказом № 0252-2017-0011. Статья публикуется впервые и в другие редакции не передана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аржавитина М.Ю. (1971) Петрографическая и петрохимическая характеристика пород Юбилейного месторождения. *Петрология горных пород, вмещающих сульфидные месторождения Южного Урала*. Уфа: БашФАН АН СССР, 43–53.
- Балашов Ю.А. (1976) Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 267 с.
- Богатиков О.А., Цветков А.А. (1988) Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 248 с.
- Волынец О.Н. (1993) Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 67 с.
- Волынец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н. (1990) Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка). *Геология и геофизика*, (5), 3–13.
- Вулканизм Южного Урала (И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др.). (1992) (Под ред. В.А. Маслова, И.Б. Серавкина). М.: Наука, 197 с.
- Вулканогенная металлогения Южного Урала (И.Б. Серавкин, С.Е. Знаменский, А.М. Косарев и др. (1994) М.: Наука, 160 с.

- Говорова А.В. (1967) Вариолиты из района среднего течения р. Таналыка на Южном Урале. *Минералы изверженных горных пород и руд Урала*. Л.: Наука, 72-85.
- Гудин А.Н., Дубинина Е.О., Носова А.А. (2012) Петрогенез вариолитовых лав Онежской структуры, Центральная Карелия. *Петрология*, **20**(3), 255-270.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. (1985) Породообразующие минералы. Т. 1. М.: Мир, 366 с.
- Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутонин В.А. (1971) Породообразующие пироксены. М.: Наука, 454 с.
- Дубровский М.И. (2009) Бониниты: петрохимия, систематика и петрогенез. *Вестник МГТУ*, **12**(3), 436-446.
- Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. (2001) Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 315 с.
- Кабанова Л.Я., Зайков В.В. (1987) Пикриты и марианит-бониниты палеоостроводужной системы Южного Урала. *Типы магматизма Урала*. Свердловск: УрО АН СССР, 108-110.
- Косарев А.М. (2001) Магнезиальные базальты и бонинитовые вариолиты баймак-бурибаевской свиты (Южный Урал). *Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий*. Т. 1. Уфа: ИГ УфНЦ, 227-240.
- Косарев А.М. (2015) Геология и геохимические особенности раннепалеозойских вулканитов Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон на Южном Урале. *Литосфера*, (2), 40-65.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2005) Петролого-геохимические особенности ранне-девонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте. *Литосфера*, (4), 22-42.
- Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В. (2014) Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданоносной мегазоны на Южном Урале. *Литосфера*, (2), 3-25.
- Косарев А.М., Тесалина С.Г., Минибаева К.Р. (2009) Химический состав магматических и метаморфических минералов бонинитовых вариолитов Бурибайского палеовулканического комплекса. *Геологический сборник № 8. Информационные материалы*. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 120-125.
- Кузьмин М.И., Кабанова Л.Я. (1991) Бонинитовые серии Южного Урала: геологическое и петрографическое описание, особенности состава и проблемы происхождения. *Потенциальная рудоносность, геохимические типы и формации магматических пород*. Новосибирск: Наука, 156-173.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. (1949) Избр. тр. Т. 1. М.: АН СССР, 346 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2010) Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 288 с.
- Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т. и др. (1993) Стратиграфия и корреляция вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: УфНЦ РАН, 216 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения (В.А. Прокин, В.М. Нечехин, П.Ф. Сопко и др.). (1985) Свердловск: УНЦ АН СССР, 288 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение (В.А. Прокин, Ф.П. Буслаев, М.И. Исмагилов и др.). (1988) Свердловск: УрО АН СССР, 241 с.
- Павлов Н.В. (1949) Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. *Тр. Ин-та геол. АН. Сер. Рудн. месторожд.*, **103**(3), 88 с.
- Перевозчиков Б.В., Плотников А.В., Макиев Т.Т. (2004) Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сыум-Кеу (Полярный Урал). *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского*. Вып. 6. Пермь: Перм. ун-т, 170-180.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования (2008) СПб.: ВСЕГЕИ, 200 с.
- Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С. (1987) Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции. *Геология окраинных бассейнов*. М.: Мир, 134-165.
- Прокин В.А. (1977) Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 176 с.
- Пугин В.А., Хитаров Н.И. (1980) Вариолиты как пример ликвации магм. *Геохимия*, (4), 496-512.
- Пугин В.А., Хитаров Н.И. (1982) Геохимия ряда элементов при ликвации в базальтовых магмах. *Геохимия*, (1), 35-46.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 146 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пшеничный Г.Н., Середина М.А., Боброва М.С. (1974) Хлориты Юбилейного месторождения и их взаимоотношения с оруденением. *Минералогия, геохимия, метаморфизм и полезные ископаемые Башкирского Зауралья*. Уфа: БФАН СССР, 17-26.
- Рязанцев А.В., Борисёнок Д.В., Дубинина С.В. и др. (2005) Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений. Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 84-135.
- Светов С.А. (2008) Ликвационная дифференциация в базальтовых системах (на примере суйсарских вариолитов ялгубского кряжа). *Геология и полезные ископаемые Карелии*, (11), 120-134.
- Светов С.А. (2013) Контаминация как фактор инициализации ликвационного фракционирования базальтовых расплавов. *Литосфера*, (2), 3-19.
- Светов С.А., Голубев А.И. (2013) Ликвация в базальтовых расплавах: Морфологические признаки, геохимическая характеристика и причины возникновения. *Вестн. СПбГУ. Сер. геология*, (3), 65-80.
- Светов С.А., Степанова А.В., Чаженгина С.Ю., Светова Е.Н., Михайлова А.И., Рыбникова З.П., Парамонов А.С., Утицина В.Л., Колодей В.С., Эхова М.В. (2015) Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокем-

- брийских мафитовых комплексов. *Тр. КарНЦ РАН*, (7), 54-73.
- Серавкин И.Б. (1997) Тектономагматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса. *Геотектоника*, (1), 32-47.
- Серавкин И.Б. (2010) Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана. Уфа: АН РБ; Гилем, 284 с.
- Серавкин И.Б., Косарев А.М. (1979) О происхождении контрастных и непрерывных серий базальт-липаритовой формации Южного Урала. *Докл. АН СССР*, **245**(5), 1210-1214.
- Симонов В.А., Куренков С.А., Ступаков С.И. (1998) Бонинитовые серии в палеоспрединовых комплексах Полярного Урала. *Докл. АН СССР*, **361**(2), 232-235.
- Смолюкин В.Ф. (1992) Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 272 с.
- Соболев А.В., Портнягин М.В., Дмитриев Л.В., Цаме-рян О.П., Данюшевский Л.В., Конокова Н.Н., Шими-зу Н., Робинсон П. (1993) Петрология ультрамафитовых магм и ассоциирующих пород массива Троодос, о. Кипр. *Петрология*, **1**(4), 379-412.
- Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения (1983). Уфа: БФАН СССР, 116 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1997) Магматические формации современных геотектонических обстановок. Учеб. пособ. М.: МГУ, 320 с.
- Хитаров Н.И., Пугин В.А. (1978) Ликвация в природных силикатных системах. *Геохимия*, (6), 803-819.
- Эволюция изверженных пород. (1983) Под ред. Х. Йодера. М.: Мир, 528 с.
- Appel P.W.U., Polat A., Frei R. (2009) Dacitic ocelli in mafic lavas, 3.8–3.7 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: Geochemical evidence for partial melting of oceanic crust and magma mixing. *Chemical Geology*, **258**, 105-124.
- Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A. (1989) Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **102**, 265-280.
- Bailey D.G., Langdon G.S., Malpas J., Robinson P.T. (1991) Ultramafic and related lavas from the Margi area, Troodos ophiolite. *Cyprus crystal study project initial report, holes CY-I and Ia. Geol. Surv. Canada. Paper* 90-20, 187-202.
- Ballhaus C., Fonseca R.O.C., Munker C., Kirchenbaur M., Zirner A. (2015) Spheroidal textures in igneous rocks – Textural consequences of H₂O saturation in basaltic melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, (167), 241-252.
- Bowen N.L. (1928) The Evolution of the Igneous Rocks. Princeton: Dover Publications Inc., 332 p.
- Chistyakova S.Yu., Latypov R.M. (2011) Small Dacite Dyke, Southern Urals, Russia: Rapidly Quenched Liquid or Fine-Grained Cumulate? (Ed. R.K. Srivastava). Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 569-582.
- Crawford A.J., Falloon T.J., Green D.H. (1989) Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. *Boninites*. L.: Unwin Human, 1-49.
- De A. (1974) Silicate liquid immiscibility in the Deccan Traps and its petrogenetic significance. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, (85), 471-474.
- Fergusson J. (1972) Silicate immiscibility in the ancient basalts of the Barberton Mountain Land, Transvaal. *Nat. Phys. Sci.*, (235), 86-89.
- Fowler A.D., Berger B., Shore M., Jones M.I., Ropchan J. (2002) Supercooled rocks: development and significance of varioles, spherulites, dendrites and spinifex in Archaean volcanic rocks, Abitibi Greenstone belt, Canada. *Precamb. Res.*, **115**, 311-328.
- Gelinas L., Brooks C., Trzcinski W.E. (1976) Archean varioles-quenched immiscible liquids. *Can. J. Earth Sci.*, (13), 210-230.
- Greig J.W. (1927) Immiscibility in silicate melts. *Amer. J. Sci.*, (73), 133-154.
- Hanski E. (1993) Globular ferropicritic rocks at Pechenga, Kola Peninsula (Russia): Liquid immiscibility versus alteration. *Lithos*, **29**, 197-216.
- Herrington R.J., Armstrong R.N., Zaykov V.V. et al. (2002) Massive Sulfide Deposits in the South Urals: Geological Setting Within the Framework of the Uralide Orogen. *Mountain Building in the Uralides: Geophysical Monograph*, **132**. Washington, DC, 155-182.
- Huang E., Chen C.H., Huang T., Lin E.H., Xu Ji-an. (2000) Raman spectroscopic characteristics of Mg-Fe-Ca pyroxenes. *Amer. Miner.*, **85**, 473-479.
- McBirney A.R., Nakamura Y. (1974) Immiscibility in late-stage magmas of the Skaergaard intrusion. *Carnegie Institute of Washington Yearbook*, **73**, 348-352.
- McCarty K.F., Boehme D.R. (1989) A Raman Study of the Systems Fe_{3-x}Cr_xO₄ and Fe_{2-x}Cr_xO₃. *J. Solid State*, **79**, 19-27.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A., Ginzburg I., Ross M., Seifert F., Zussman J. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *Can. Miner.*, **27**, 143-156.
- Nakamura N. (1974) Determination of REA, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**(5), 757-775.
- Philpotts A.R. (1982) Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**, 210-218.
- Reddy B.J., Frost R.L. (2005) Spectroscopic characterization of chromite from the Moa-Baracoa Ophiolitic Massif, Cuba. *Spectrochim. Acta*, **61A**, 1721-1728.
- Roedder E. (1951) Low temperature liquid immiscibility in the system K₂O–FeO–Al₂O₃–SiO₂. *Amer. Miner.*, **36**, 282-286.
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. (2002) Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc–arc Complex. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph*, **132**. Washington, DC, 101-134.
- Spadea P., Kabanova L., Scarrow J.H. (1998) Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnetogorsk zone, Southern Urals). *Ophioliti*, **23**(1), 17-36.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and systematics of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes. *Magmatism in the ocean basins*. Ed. by A.D. Sanders, M.J. Norry. Geol. Soc. London, Spec. Publ. **42**, 313-345.
- Thomas S.-M., Thomas R., Davidson P., Reichart P., Koch-Müller M., Dollinger G. (2008) Application of Raman spectroscopy to quantify trace water concentrations in glasses and garnets. *Amer. Miner.*, **93**, 1550-1557.
- Veksler I.V. (2004) Liquid immiscibility and its role at the magmatic–hydrothermal transition: a summary of experimental studies. *Chem. Geol.*, **210**, 7-31.

Wang A., Kuebler K.E., Jolliff B.L., Haskin L.A. (2004) Raman spectroscopy of Fe-Ti-Cr-oxides, case study: Martian meteorite EETA79001. *Amer. Miner.*, **89**, 665-680.

REFERENCES

- Arzhavitina M.Ju. (1971) Petrographical and petrochemical characteristics of the rocks of the Jubilee deposit. *Petrologiya gornyykh porod, vmeshchayushchiykh sulfidnye mestorozhdeniya Juzhnogo Urala* [Petrology of rocks that contain sulfide deposits in the South Urals]. Ufa, BF Akad. Nauk SSSR, 43-53 (In Russian)
- Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A. (1989) Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **102**, 265-280.
- Bailey D.G., Langdon G.S., Malpas J., Robinson P.T. (1991) Ultramafic and related lavas from the Margi area, Troodos ophiolite. *Cyprus crystal study project initial report, holes CY-1 and 1a. Geological survey of Canada. Paper 90-20*, 187-202.
- Balashov Ju.A. (1976) *Geokhimiya redkozemel'nykh elementov* [Geochemistry of rare elements]. Moscow, Nauka Publ., 267 p. (In Russian)
- Ballhaus C., Fonseca R.O.C., Munker C., Kirchenbaur M., Zirner A. (2015) Spheroidal textures in igneous rocks – Textural consequences of H₂O saturation in basaltic melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, (167), 241-252.
- Bogatikov O.A., Tsvetkov A.A. (1988) *Magmaticheskaya evolyutsiya ostrovnykh dug* [Magmatic evolution of island arcs]. Moscow, Nauka Publ., 248 p. (In Russian)
- Bowen N.L. (1928) *The Evolution of the Igneous Rocks*. Princeton: Dover Publications Inc., 332 p.
- Chistyakova S.Yu., Latypov R.M. (2011) Small Dacite Dyke, Southern Urals, Russia: Rapidly Quenched Liquid or Fine-Grained Cumulate? Ed. by R.K. Srivastava. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 569-582.
- Crawford A.J., Falloon T.J., Green D.H. (1989) Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. *Boninites*. London, Unwin Human, 1-49.
- De A. (1974) Silicate liquid immiscibility in the Deccan Traps and its petrogenetic significance. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, (85), 471-474.
- Dir U.A., Haui R.A., Zusman J. (1985) *Porodoobrazuyushchie mineraly. T. 1* [Rock-forming minerals. V. 1]. Moscow, Mir Publ., 366 p. (In Russian)
- Dobretsov N.L., Kochkin Ju.N., Krivenko A.P., Kutolin V.A. (1971) *Porodoobrazuyushchie pirokseny* [Rock-forming pyroxenes]. Moscow, Nauka Publ., 454 p. (In Russian)
- Dubrovskii M.I. (2009) Boninites: Petrochemistry, systematics, and petrogenesis. *Vestn. MGTU*, **3**(12), 436-446. (In Russian)
- Evolutsiya izverzhennykh porod* (1983) [The evolution of igneous rocks]. (Ed. H. Yoder). Moscow, Mir Publ., 528 p. (In Russian)
- Fergusson J. (1972) Silicate immiscibility in the ancient basalts of the Barberton Mountain Land, Transvaal. *Nat. Phys. Sci.*, (235), 86-89.
- Fowler A.D., Berger B., Shore M., Jones M.I., Ropchan J. (2002) Supercooled rocks: development and significance of varioles, spherulites, dendrites and spinifex in Archaean volcanic rocks, Abitibi Greenstone belt, Canada. *Precamb. Res.*, **115**, 311-328.
- Frolova T.I., Burikova I.A. (1997) *Magmaticheskie formatsii sovremennykh geotektonicheskikh obstanovok* [Magmatic Formations of Modern Geotectonic Environments]. Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 320 p. (In Russian)
- Gelinas L., Brooks C., Trzcinski W.E. (1976) Archean variolites-quenched immiscible liquids. *Can. J. Earth Sci.*, **13**, 210-230.
- Govorova A.V. (1967) Variolites from the area of Tanalyk River middle stream in the Southern Urals. *Mineraly izverzhennykh gornyykh porod i rud Urala* [The minerals of igneous rocks and ores of the Urals]. Leningrad, Nauka Publ., 72-85. (In Russian)
- Greig J.W. (1927) Immiscibility in silicate melts. *Amer. J. Sci.*, (73), 133-154.
- Gudin A.N., Dubinina E.O., Nosova A.A. (2012) Petrogenesis of variolitic lavas of the Onega structure, Central Karelia. *Petrologiya*, **20**(3), 255-270. (In Russian)
- Hanski E. (1993) Globular ferropicritic rocks at Pechenga, Kola Peninsula (Russia): Liquid immiscibility versus alteration. *Lithos*, **29**, 197-216.
- Herrington R.J., Armstrong R.N., Zaykov V.V. et al. (2002) Massive Sulfide Deposits in the South Urals: Geological Setting Within the Framework of the Uralide Orogen. *Mountain Building in the Uralides: Geophysical Monograph*, **132**. Washington, DC, 155-182.
- Huang E., Chen C.H., Huang T., Lin E.H., Xu Ji-an. (2000) Raman spectroscopic characteristics of Mg-Fe-Ca pyroxenes. *Amer. Miner.*, **85**, 473-479.
- Kabanova L.Ja., Zaikov V.V. (1987) Pycrite and marianite-boninites paleoisland-arc systems of Southern Urals. *Tipy magmatizma Urala* [The types of magmatism in the Urals]. Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 108-110. (In Russian)
- Khitarov N.I., Pugin V.A. (1978) Segregation in natural silicate systems. *Geokhimiya*, (6), 803-819. (In Russian)
- Kosarev A.M. (2001) Magnesium basalts and boninitic variolites Baimak-Buribai Formation (Southern Urals). *Geologiya i perspektivy rasshireniya syr'evoi bazy Bashkortostana i soprodel'nykh territorii. T. 1* [Geology and prospects of expanding the raw material base of Bashkortostan and adjacent territories]. Ufa, IG UfNTs, 227-240. (In Russian)
- Kosarev A.M. (2015) Geology and geochemical features of Early Paleozoic volcanites Sakmara and Voznesenka-Prisakmarian zones in the Southern Urals. *Litosfera*, (2), 40-65. (In Russian)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. (2005) Petrological-geochemical features of the Early Devonian-Eifelian island-arc volcanics of the Magnitogorsk zone in a geodynamic context. *Litosfera*, (4), 22-42. (In Russian)
- Kosarev A.M., Tesalina S.G., Minibaeva K.R. (2009) The chemical composition of igneous and metamorphic minerals boninitic variolites Buribay paleovolcanic complex. *Geologicheskii sbornik no. 8. Information materials*. Ufa, IG UNTs RAN, 120-125. (In Russian)
- Kosarev A.M., Seravkin I.B., Holodnov V.V. (2014) Geodynamic, petrological and geochemical aspects of zoning Magnitogorsk pyrite Megazone in Southern Urals. *Litosfera*, (2), 3-25. (In Russian)
- Kuz'min M.I., Kabanova L.Ja. (1991) Boninite series of the Southern Urals: geological and petrographic description, of the features of the composition and origin of the problem. *Potentsial'naya rudonosnost', geokhimicheskie tipy i formatsii magmaticheskikh porod* [Potential ore-forming, geochemical types and formations of magmatic rocks]. Novosibirsk, Nauka Publ., 156-173. (In Russian)

- Levinson-Lessing F.JU. (1949) *Izbrannye trudy. T. I.* [Selected works. V. I.]. Moscow, Akad. Nauk SSSR, 346 p. (In Russian)
- Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2010) *Stratigrafiya i korrelyatsiya devonskikh otlozhenii Magnitogorskoi megazonny Juzhnogo Urala* [Stratigraphy and correlation of Devonian deposits in the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 288 p. (In Russian)
- Maslov V.A., Cherkasov V.L., Tishchenko V.T. et al. (1993) *Stratigrafiya i korrelyatsiya vulkanogennykh kompleksov osnovnykh mednokolchedannykh raionov Juzhnogo Urala* [Stratigraphy and correlation of volcanogenic complexes of the main massive sulfide copper areas of the Southern Urals]. Ufa, UfNTs RAN, 216 p. (In Russian)
- McBirney A.R., Nakamura Y. (1974) Immiscibility in late-stage magmas of the Skaergaard intrusion. *Carnegie Institute of Washington Yearbook*, **73**, 348-352.
- McCarty K.F., Boehme D.R. (1989) A Raman Study of the Systems $\text{Fe}_{3-x}\text{Cr}_x\text{O}_4$ and $\text{Fe}_{2-x}\text{Cr}_x\text{O}_3$. *J. Solid State*, **79**, 19-27.
- Mednokolchedannyye mestorozhdeniya Urala: Geologicheskoye usloviya razmeshcheniya* (V.A. Prokin, V.M. Necheukhin, P.F. Sopko et al.) [Massive sulfide deposits of the Urals: Geological conditions of accommodation]. (1985) Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 288 p. (in Russian)
- Mednokolchedannyye mestorozhdeniya Urala: Geologicheskaya struktura* (V.A. Prokin, F.P. Buslaev, M.I. Ismagilov et al.) [Massive sulfide deposits of the Urals, geologic structure]. (1988) Sverdlovsk, USSR AN, Ural Division, 241 p. (in Russian)
- Nakamura N. (1974) Determination of REA, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**(5), 757-775.
- Pavlov N.V. (1949) *Khimicheskii sostav khromshpinelidov v svyazi s petrograficheskim sostavom porod ul'traosnovnykh intruzivov* [Chemical composition of Cr-spinels in connection with the petrographic composition of the ultramafic intrusives rocks]. *Tr. In-ta geol. nauk. Ser. Rudn. mestorozhd.*, **103**(3), 88 p. (In Russian)
- Perevozchikov B.V., Plotnikov A.V., Makiev T.T. (2004) Nature of variations in the composition of the ore and accessory chrome-spinels from Syum-Keu ultrabasic massif (Polar Urals). *Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii: nauch. chteniya pamyati P.N. Chirvinskogo*. Vyp. 6 [Problems of Mineralogy, Petrography and Metallogeny. Sci. Readings Mem. P.N. Chirvinskii. Proc. 6th]. Perm', Perm'. St. Univ., 170-180. (In Russian)
- Petrograficheskii kodeks Rossii. Magmaticheskie, metamorficheskie, metasomaticheskie, impaktnyye obrazovaniya* [Petrographic Code of Russia. Igneous, metamorphic, metasomatic, impact formations]. (2008) St-Petersburg, VSEGEI Publ., 200 p. (In Russian)
- Philpotts A.R. (1982) Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks. *Contrib. Miner. Petrol.*, **80**, 210-218.
- Pirs J.A., Lippard S.J., Roberts S. (1987) Features of the composition and tectonic value of ophiolite over subduction zone. *Geologiya okrainnykh basseinov* [Geology of border basins]. Moscow, Mir Publ., 134-165. (In Russian)
- Prokin V.A. (1977) *Zakonomernosti razmeshcheniya kolchedannykh mestorozhdenii na Juzhnom Urale* [Laws of placing massive sulfide deposits in the Southern Urals]. Moscow, Nedra Publ., 176 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2000) *Paleogeodinamika Juzhnogo i Srednego Urala* [Paleogeodynamics of the Southern and the Middle Urals]. Ufa, Dauriya Publ., 146 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya (aktualnye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian)
- Pugin V.A., Khitarov N.I. (1980) Variolity as an example of segregation of magmas. *Geokhimiya*, (4), 496-512. (In Russian)
- Pugin V.A., Khitarov N.I. (1982) Geochemistry of some elements in the liquation of basaltic magmas. *Geokhimiya*, (1), 35-46. (In Russian)
- Pshenichnyi G.N., Seredina M.A., Bobrova M.S. (1974) Chlorites Jubileynoe field and their relationship with mineralization. *Mineralogiya, geokhimiya, metamorfizm i poleznye iskopaemye Bashkirskogo Zaural'ya* [Mineralogy, Geochemistry, Metamorphism and Mineralogy of Bashkir Cisurals]. Ufa, BFAN SSSR, 17-26. (In Russian)
- Reddy B.J., Frost R.L. (2005) Spectroscopic characterization of chromite from the Moa-Baracoa Ophiolitic Massif, Cuba. *Spectrochim. Acta*, **61A**, 1721-1728.
- Ryazantsev A.V., Borisenok D.V., Dubinina S.V. et al. (2005) Common structure of Sakmara zone in Southern Urals in the area of Mednogorsk pyrite deposits. *Ocherki po regional'noi tektonike. T. 1: Yuzhny Ural* [Regional tectonic essays. V. 1. Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 84-134. (In Russian)
- Roedder E. (1951) Low temperature liquid immiscibility in the system $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. *Amer. Miner.*, **36**, 282-286.
- Svetov S.A. (2008) Liquation differentiation in basalt systems (on the example of Suisar variolites in Yalgubskii Ridge). *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii*, (11), 120-134. (In Russian)
- Svetov S.A. (2013) Contamination as a factor of initialization of liquid immiscibility in basaltic melts. *Litosfera*, (2), 3-19. (In Russian)
- Svetov S.A., Golubev A.I. (2013) Liquation in basaltic melts: Morphological features, geochemical characteristics and causes of origin. *Vestn. St-Petersburg. Univ. Ser. Geol.*, (3), 65-80. (In Russian)
- Svetov S.A., Stepanova A.V., Chazhengina S.Ju., Svetova E.N., Mikhailova A.I., Rybnikova Z.P., Paramonov A.S., Utitsyna V.L., Kolodei V.S., Ekhova M.V. (2015) Precision geochemical (ICP-MS, LA-ICP-MS) analysis of rock and mineral composition: The method and accuracy estimation in the case study of Early Precambrian mafic complexes. *Trudy KarNC RAN*, (7), 54-73. (In Russian)
- Seravkin I.B. (1997) Tectonic-magmatic zoning of the Southern Urals and its position in the folded systems Ural-Mongolian belt. *Geotektonika*, (1), 32-47. (In Russian)
- Seravkin I.B. (2010) *Metallogeniya Juzhnogo Urala i Tsentral'nogo Kazakhstana* [Metallogeny of the Southern Urals and Central Kazakhstan]. Ufa, AN RB; Gilem Publ., 284 p. (In Russian)
- Seravkin I.B., Kosarev A.M. (1979) On the origin of contrast and continuous series basalt-liparite formation of the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **245**(5), 1210-1214. (In Russian)

- Simonov V.A., Kurenkov S.A., Stupakov S.I. (1998) Boninite series in the paleospreading complexes of the Polar Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **361**(2), 232-235. (In Russian)
- Smol'kin V.F. (1992) *Komatiitovyyi i pikritovyyi magmatizm rannego dokembriya Baltiiskogo shchita* [Early Precambrian komatiitic and picritic magmatism Early Precambrian of Baltic Shield]. St-Petersburg, Nauka Publ., 272 p. (In Russian)
- Sobolev A.V., Portnyagin M.V., Dmitriev L.V., Tsameryan O.P., Danyushevskii L.V., Konokova N.N., Shimizu N., Robinson P. (1993) Petrology of ultramafic magma and associated rocks of the Troodos massif, the island of Cyprus. *Petrologiya*, **1**(4), 379-412. (In Russian)
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. (2002) Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph*, **132**. Washington, DC, 101-134.
- Spadea P., Kabanova L., Scarrow J.H. (1998) Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnetogorsk zone, Southern Urals). *Ophioliti*, **23**(1), 17-36.
- Srednepaleozoiskii vulkanizm Bashkirskogo Zaural'ya i svyaz' s nim kolchedannogo orudneniya* [Middle Paleozoic volcanism of Bashkir Trans Uralian region and related massive sulfide mineralization]. (1983) Ufa, BFAN SSSR, 116 p. (in Russian)
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and systematics of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes. *Magmatism in the ocean basins*. Ed. by A.D. Sanders, M.J. Norry. Geol. Soc. London, Spec. Publ., **42**, 313-345.
- Thomas S.-M., Thomas R., Davidson P., Reichart P., Koch-Müller M., Dollinger G. (2008) Application of Raman spectroscopy to quantify trace water concentrations in glasses and garnets. *Amer. Miner.*, **93**, 1550-1557.
- Veksler I.V. (2004) Liquid immiscibility and its role at the magmatic-hydrothermal transition: a summary of experimental studies. *Chem. Geol.*, **210**, 7-31.
- Volynets O.N. (1993) *Petrologiya i geokhimicheskaya tipizatsiya vulkanicheskikh serii sovremennoi ostrovo-duzhnoi sistemy*. Dis. ... dokt. geol.-min. nauk [Petrology and geochemical typization of volcanic series of modern island-arc system. Dr. geol. and min. Sci. diss.]. Moscow, 67 p. (in Russian)
- Volynets O.N., Antipin V.S., Perepelov A.B., Anoshin G.N. (1990) Geochemistry of volcanic series of an island arc system applied to geodynamics (Kamchatka). *Geol. Geofiz.*, (5), 3-13. (In Russian)
- Vulkanogennaya metallogeniya Juzhnogo Urala* (I.B. Seravkin, S.E. Znamenskii, A.M. Kosarev et al.) [Volcanic Metallogeny of the Southern Urals]. (1994) Moscow, Nauka Publ., 160 p. (In Russian)
- Vulkanizm Juzhnogo Urala* (I.B. Seravkin, A.M. Kosarev, D.N. Salikhov et al.) [Volcanism of Southern Urals]. (1992) Moscow, Nauka Publ., 197 p. (in Russian)
- Wang A., Kuebler K.E., Jolliff B.L., Haskin L.A. (2004) Raman spectroscopy of Fe-Ti-Cr-oxides, case study: Martian meteorite EETA79001. *Amer. Miner.*, **89**, 665-680.
- Zaikov V.V., Maslennikov V.V., Zaikova E.V., Herrington R. (2001) *Rudno-formacionnyi i rudno-facial'nyi analiz kolchedannykh mestorozhdenii Ural'skogo paleookeana* [Ore-formation and ore-facies analysis of massive sulphide deposits of the Urals paleocean]. Miass, IMin UrO RAN Publ., 315 p. (In Russian)