

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИКА

УДК 552.311:551.242.22 (571.54)

РИФЕЙСКИЙ ОСТРОВОДУЖНЫЙ МЕТЕШИХИНСКИЙ ПЕРИДОТИТ-ГАББРОВЫЙ
МАССИВ (*Западное Забайкалье*)

Д.А. Орсов¹, А.С. Мехоношин², И.В. Гордиенко¹, Р.А. Бадмацыренова¹,
С.В. Канакин¹, А.В. Травин^{3,4,5}, М.Г. Волкова²

¹ Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

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

⁴ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

⁵ Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия

Приведены новые данные по геологическому строению, возрасту, петрогеохимическому составу и условиям образования позднепротерозойского Метешихинского ультрамафит-мафитового плутона Икатского комплекса. Показано, что в его строении участвуют две группы пород — мафитовая, составляющая основной объем массива, и ультрамафитовая, соответствующие двум интрузивным фазам. Первая включает расслоенную серию пород, обогащенных интеркумулусным амфиболом и варьирующих по составу от оливиновых габбро до лейкократовых габбро и анортозитов; вторая сложена верлитами, плагиоверлитами и оливиновыми клинопироксенитами. На основании минералого-петрографических, геохимических и изотопных исследований показано, что породы обеих фаз кристаллизовались из единого расплава мантийного происхождения. При этом *P-T*-условия их формирования существенно различались. Предполагается, что их разделение произошло в промежуточной камере при фракционной кристаллизации и накоплении ранних минералов (оливина и, возможно, клинопироксена) в нижних частях камеры. С помощью программного комплекса COMAGMAT рассчитан состав исходного расплава для пород первой фазы. Он соответствует толеитовому базальту нормального ряда с содержанием воды 0.2—0.5 мас. %, кристаллизация которого могла происходить при давлении 3.0—3.5 кбар и активности кислорода, соответствующей буферу QFM. Для дифференцированной серии типично постепенное обеднение Cr, Ni и обогащение Sr, Ti, Cu и PЗЭ в процессе эволюции расплава. Спектры распределения PЗЭ в породах массива обладают однотипным слабофракционированным трендом распределения с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и величиной $(La/Yb)_N = 1.25—2.75$. Мультиэлементным спектрам свойственны отрицательные аномалии K, Th, Nb, Zr и максимумы Ba, U, Sm и Sr. Геохимические характеристики несут черты сходства с толеитовыми базальтами современных островных дуг. Проведенные исследования показали, что Метешихинский массив сформировался в позднем рифее (809 млн лет) в субдукционной обстановке активной окраины Сибирского континента.

Верхний рифей, островодужный базитовый магматизм, расслоенные интрузивы, петрология, изотопное датирование.

THE RIPHEAN METESHIKHA ISLAND-ARC PERIDOTITE-GABBRO MASSIF
(*western Transbaikalia*)

D.A. Orsoev, A.S. Mekhonoshin, I.V. Gordienko, R.A. Badmatsyrenova,
S.V. Kanakin, A.V. Travin, and M.G. Volkova

New data are presented on the geologic structure, age, petrogeochemical composition, and conditions of formation of the Late Proterozoic Meteshikha ultramafic–mafic pluton of the Ikat complex. Mafic rocks are the main rocks of the massif, whereas ultramafic rocks are secondary; both of them correspond to two intrusive phases. The first phase includes a layered rock series enriched in intercumulus amphibole, which varies in composition from olivine gabbro to leucocratic gabbro-anorthosite; the second is composed of wehrlite, plagioweherlite, and olivine clinopyroxenite. Mineralogical, petrographic, geochemical, and isotope studies show that the rocks of both phases crystallized from the same mantle melt; note that the *PT*-conditions of their formation were

considerably different. We suppose that they were separated in the intermediate chamber during fractional crystallization and the accumulation of early minerals (olivine and, probably, clinopyroxene) in the lower part of the chamber. Using the COMAGMAT software, we have found the composition of the parental melt for the rocks of the first phase — normal tholeiitic basalt with 0.2–0.5 wt.% water, which might have crystallized at 3.0–3.5 kbar and the oxygen activity controlled by the QFM buffer. The differentiated series is characterized by gradual depletion with Cr and Ni and enrichment with Sr, Ti, Cu, and REE during the evolution of melt. The REE patterns for the massif rocks have a similar low-fractionation trend with domination of light lanthanides over heavy ones and $(La/Yb)_N = 1.25–2.75$. Multielement spectra are characterized by negative anomalies of K, Th, Nb, and Zr and positive anomalies of Ba, U, Sm, and Sr. The geochemical characteristics of the rocks are similar to those of the tholeiitic basalts of present-day island arcs. Studies show that the Meteshikha massif formed in the subduction setting of the active margin of the Siberian continent in the Late Riphean (809 Ma).

Upper Riphean, island-arc basic magmatism, layered intrusions, petrology, isotope dating

ВВЕДЕНИЕ

В юго-восточном складчатом обрамлении Сибирской платформы широко развиты разнообразные по формационной принадлежности, возрасту и составу ультрабазит-базитовые комплексы. В островодужных и коллизионно-аккреционных зонах со значительным уровнем эрозионного среза они зачастую являются единственными индикаторами геодинамических режимов, которые отражают глобальные тектонические процессы, начиная с распада суперконтинента Родинии (850 млн лет) [Хераскова и др., 2010; Кузьмин, Ярмолюк, 2014] и заканчивая закрытием Палеоазиатского океана на рубеже 450 млн лет [Гладкочуб и др., 2005]. Это связано в первую очередь с современной тектонической разобщенностью пород, нередко совмещенностью комплексов различной геодинамической природы [Мехоношин и др., 2005, 2013; Симонов и др., 2014], интенсивным развитием разновозрастных гранитоидных ассоциаций и наложенными метаморфическими преобразованиями, что ограничивает использование вулканогенно-осадочных комплексов для геодинамических реконструкций.

Примером подобных зон может служить территория восточного побережья оз. Байкал в районе нижнего течения р. Селенга, характеризующаяся сложным геологическим строением с преобладающим развитием гранитоидных пород. В этом районе в процессе проведения государственных геологических съемок (м-ба 1:200 000 и 1:50 000) выявлена группа ультрабазит-базитовых массивов (Метешихинский, Острая Сопка, Фурай, Водораздельный, Бурлаковский, Бурлинский и другие более мелкие тела), которые в виде «останцов» располагаются среди обширного поля гранитоидов (рис. 1). Позднее эти плутоны были объединены в самостоятельный икатский интрузивный комплекс предположительно позднепротерозойского возраста. В литературе имеются лишь отрывочные сведения, касающиеся описания петрографического состава и небольшой петрохимической характеристики пород этих интрузивов [Балькин и др., 1986; Изох и др., 1998; Грудинин и др., 1999, 2001]. Вместе с тем многие вопросы, связанные, прежде всего, с особенностями состава, временем и условиями становления этих интрузивов, до сих пор не решены. В статье все эти вопросы мы попытались осветить на примере Метешихинского ультрабазит-базитового массива — самого крупного и наиболее представительного для интрузивов икатского комплекса.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Район нижнего течения р. Селенга, где находится Метешихинский массив, занимает юго-восточный склон хр. Морской, охватывая бассейны рек Итанца, Кома, Метешиха и Ирклиик (правые притоки р. Селенга). Основной объем исследуемой территории сложен гранитоидными породами Ангаро-Витимского батолита (см. рис. 1). В строении района участвуют также позднепротерозойские осадочно-вулканогенные образования селенгинской серии [Грудинин и др., 2001]. Они расчленены на две свиты: итанцинскую (нижнюю) карбонатно-базальтово-терригенную и бурлинскую (верхнюю) сланцево-карбонатную [Осокин и др., 1989]. Породы этих свит метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и прорваны гранитоидами.

Метешихинский массив расположен в междуречье Метешихи и Большой, правых притоков р. Селенга, в 80 км от впадения ее в оз. Байкал. Он вытянут в северо-восточном направлении при общей протяженности около 12 км и ширине от 1.5 до 4 км (рис. 2). Разрывными нарушениями по рекам Кочевная и Большая массив разбит на три блока: юго-западный (самый крупный), центральный (междуречье Кочевной и Большой) и северо-восточный. На северо-западе породы массива по тектоническому разлому контактируют с полем гранитов и плагиогранитов. На его западном и восточном флангах, а

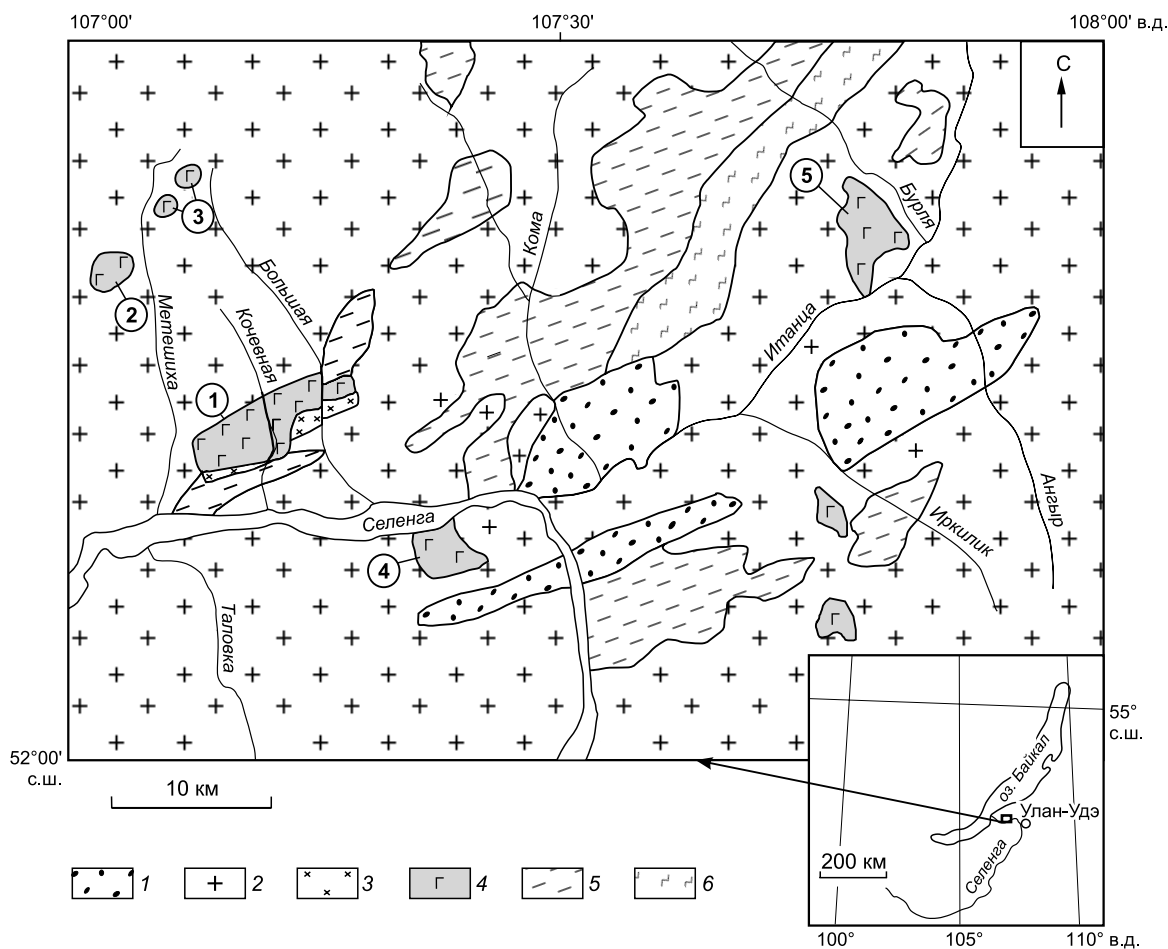


Рис. 1. Схема геологического строения района нижнего течения р. Селенга, составлена А.Н. Булгаковым и Д.А. Орсовым.

1 — юрско-нижнемеловые отложения впадин, 2 — гранитоиды, 3 — диориты и кварцевые диорты, 4 — ультрабазит-базитовые массивы икатского интрузивного комплекса: 1 — Метешихинский, 2 — Острая Сопка, 3 — Фурай и Водораздельный, 4 — Бураковский, 5 — Бурлинский; 5, 6 — осадочно-вулканогенные породы селенгинской серии позднего протерозоя: 5 — итанцинская свита, 6 — бурлинская свита.

также на юго-восточном контакте вмещающие породы представлены гранитами. Среди них встречаются выходы карбонатных пород (известняки, доломиты) и мусковит-биотит-кварц-полевошпатовых сланцев итанцинской свиты. По всему южному краю массива примыкает полоса диоритов и кварцевых диоритов, имеющих отчетливо секущие контакты с габброидными породами массива.

Метешихинский интрузив по объему примерно на 85—90 % состоит из полосчатых с признаками трахитоидности габбро и габброноритов, дифференцированных от оливиновых меланократовых габбро до габбро и анортозитов. Габброидные породы постоянно содержат в разных количествах позднемагматический амфибол. Наиболее полный набор пород наблюдается в его юго-западном блоке. В центральной части юго-западного блока среди полосчатых габброидов отмечаются отдельные изолированные друг от друга тела верлитов удлиненной или изометричной формы. Наблюдаются контакты верлитов с вмещающими габброидами как резкие, так и постепенные через зоны обогащения клинопироксеном. Состав этих зон может доходить до оливиновых клинопироксенитов. Полосчатость имеет разный масштаб проявления (от первых десятков сантиметров до десятков и сотен метров) и непостоянную ориентировку. Преобладают падения полосчатости и трахитоидности в направлении центра массива с углами 25—45°. Непосредственно на контактах с прорывающими гранитами отмечаются оторочки цоизитизированных и нацело амфиболизованных габбро. В глубь массива процессы амфиболизации постепенно затухают.

В южной части центрального блока установлен интрузивный контакт габброидных пород заключочной фации с вмещающими сланцами итанцинской свиты.



Рис. 2. Схема геологического строения Метешихинского ультрабазит-базитового массива, по А.Д. Дарижабову с авторскими изменениями и дополнениями.

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2, 3 — итанцинская свита: 2 — известняки с прослоями сланцев и кварцитов, 3 — мусковит-биотит-кварц-полевошпатовые, кварц-мусковитовые сланцы; 4, 5 — гранитоиды Ангаро-Витимского батолита: 4 — биотитовые граниты, кварцевые сиениты, 5 — граниты и плагиограниты; 6—9 — Метешихинский массив: 6 — верлиты, 7 — оливиновые клинопироксениты, 8 — полосчатые габброиды (оливиновые габбро, мелано-, мезо-, лейкогаббро и габбро-нориты, 9 — габбро и габбро-нориты амфиболлизированные; 10 — диориты и кварцевые диориты; 11 — разрывные нарушения; 12 — элементы залегания полосчатости и трахитоидности, 13 — место отбора пробы на $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Определение содержаний главных петрогенных оксидов в породах выполнено стандартным силикатным анализом, некоторых микроэлементов — методами атомно-абсорбционного (Сг, Со), рентгенофлуоресцентного (Ni, Cu, Rb, Sr, Zr, Ba) анализа на установке VRA-30 в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Концентрации редких (Cs, Rb, Th, U, Nb, Ta, Hf) и редкоземельных элементов (РЗЭ) определены методом ICP-MS на масс-спектрометре ELEMENT-2 при автоклавном разложении в Аналитическом центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН (г. Иркутск). Анализы минералов выполнены на модернизированном рентгеновском микроанализаторе MAP-3 в ГИН СО РАН. ^{40}Ar - ^{39}Ar изотопное датирование осуществлено на монофракции первично-магматического амфибола в лаборатории изотопно-аналитической геохимии ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Методика детально описана в статье [Травин и др., 2009]. Облучение выполнялось на исследовательском реакторе ФТИ ТПУ (г. Томск). Измерения изотопного состава аргона проводили на масс-спектрометре Micromass 5400. Холостой опыт установки ступенчатого прогрева по ^{40}Ar не превышал $n \cdot 10^{-10}$ нсм³. Выбор температурных фракций для расчета датировок методом возрастных плато проводили в соответствии с работой [Fleach et al., 1977]. При расчетах возраста использовали константы распада и изотопные распространенности, рекомендованные Комиссией по геохронологии (IUGS) [Steiger, Jäger, 1976].

Изотопный анализ кислорода выполнен в лаборатории стабильных изотопов в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) на масс-спектрометре Finnigan MAT 252 с двойной системой напуска. Подготовка образцов к изотопному анализу кислорода проведена по лазерной методике. Для разогрева пробы применяли инфракрасный непрерывный Nd-YAG лазер ($l = 1.064$ мм, CW, 100W) Для выделения кислорода использовали BrF_3 . Затем кислород очищали от продуктов реакции и остатков реактива на криогенных ловушках и на поглотителе. Чистый кислород вымораживали в отдельный контейнер на силикагель при температуре жидкого азота. Калибровка метода выполнена по международным стандартам NBS-28 и NBS-30. Воспроизводимость определения величин $\delta^{18}\text{O}$ (1σ) составляла ± 0.2 ‰.

ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД МАССИВА

Перидотиты представлены верлитами. Они, как правило, содержат в небольших количествах ин-теркумулусный паргасит и плагиоклаз, иногда отмечаются единичные зерна ортопироксена. При увеличении содержания плагиоклаза они переходят в плагиоверлиты. Верлиты имеют отчетливо выраженную кумулятивную (гипидиоморфно-зернистую) структуру с участками пойкилитовой (рис. 3, *a*). Для них устанавливается следующий минеральный состав (%): оливин ~ 40—70, клинопироксен ~ до 30—60, ортопироксен ~ единичные зерна, плагиоклаз ~ от 3—5 до 10, роговая обманка ~ до 3. В качестве акцессорных постоянно присутствуют хромшпинелиды, в некоторых случаях — сульфиды (троилит, пентландит).

Оливиновые клинопироксениты распространены незначительно и локализуются главным образом на границе верлитов и оливиновых габбро, с которыми они имеют постепенные переходы. Структура пород гипидиоморфно-зернистая, местами пойкилитовая. Оливиновые клинопироксениты сложены оливином (до 20 %) и клинопироксеном (70—90 %). Содержание плагиоклаза в переходных разностях с габбро иногда доходит до 10 %, а паргасита — до 5—8 %. Ведущий рудный минерал — магнетит со структурами распада ильменита — присутствует в виде ксеноморфных выделений среди оливина и моноклинного пироксена; реже наблюдается в виде включений в силикатах. Также в составе пироксенитов присутствуют сульфиды.

Среди **габбро и габброноритов** выделяются оливиновые и амфиболовые разновидности с вариацией от мелано- до лейкократовых разностей, переходящих местами в габбро-анортозиты. Для габбро характерен котектический плагиоклаз-клинопироксеновый парагенезис. Нормальные габбро встречаются редко, среди темноцветных минералов отмечается биотит, в тех или иных количествах присутствуют амфиболы, представленные как собственно магматическими, так и вторичными наложенными ассоциациями. Габбронориты образуют переходы к габбро и представляют собой более продвинутый продукт фракционирования базитового расплава, поскольку содержат менее основной плагиоклаз и иногда кварц. В мезо- и лейкократовых оливиновых габбро преобладает аллотриоморфно-зернистая

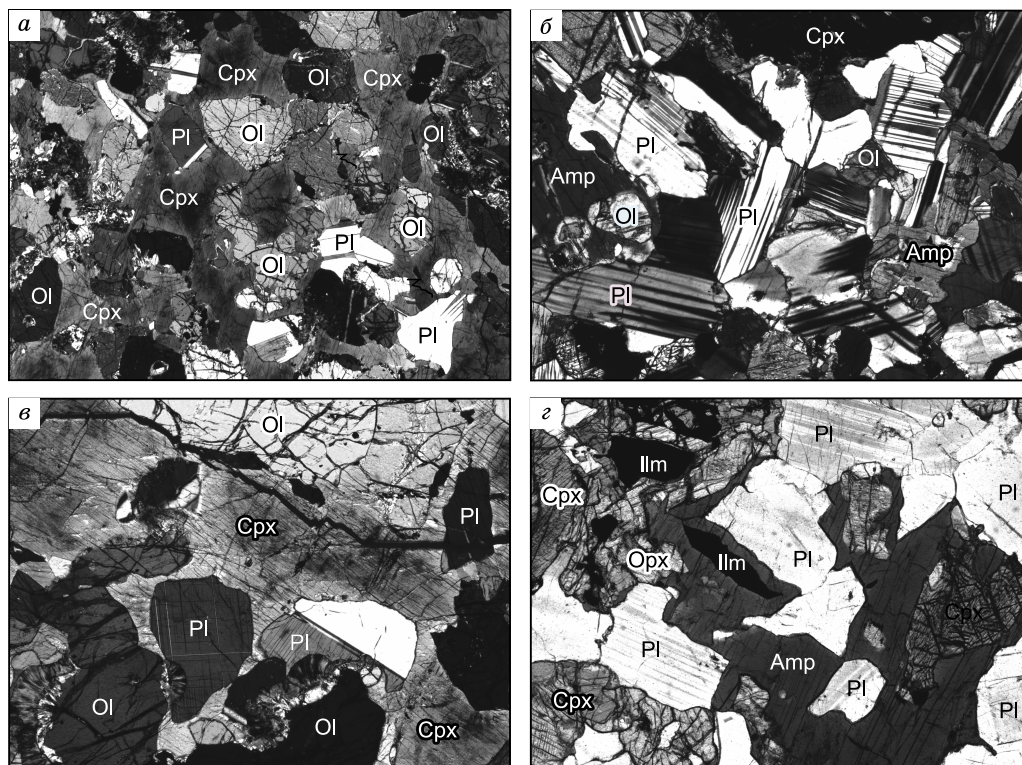


Рис. 3. Структуры ультраосновных и габброидных пород Метешихинского массива.

Шлифы, николи скрещены. *a* — верлит плагиоклазсодержащий, структура гипидиоморфно-зернистая, увел. 20; *б* — оливиновое габбро с амфиболом, структура аллотриоморфно-зернистая (габбровая), увел. 50; *в* — оливиновое габбро, структура пойкилитовая (в ойкокрите клинопироксена включения плагиоклаза и оливина), увел. 50; *з* — амфиболовый габбронорит, структура аллотриоморфно-зернистая в сочетании с пойкилитовой, увел. 50. Ol — оливин, Pl — плагиоклаз, Cpx — клинопироксен, Opx — ортопироксен, Amp — амфибол, Ilm — ильменит.

(габбровая) структура (см. рис. 3, б), нередко отмечается пойкилитовая (см. рис. 3, в). Аксессуарные и рудные минералы представлены апатитом, магнетитом, ильменитом (см. рис. 3, з), сфеном, шпинелью и сульфидами (моноклинный пирротин, халькопирит и пирит). Для магнетита и ильменита типичны взаимные пластинчатые структуры распада твердого раствора.

В оливинсодержащих габброидных породах массива характерной особенностью является развитие коронарных (келифитовых) структур, которые проявляются обычно на контакте оливина и плагиоклаза (см. рис. 3, в). Они имеют зональное строение и от оливина к плагиоклазу сложены оторочками ортопироксена и амфибола. Появление их связывается с позднемагматическими реакциями ранних минеральных фаз — оливина и плагиоклаза с остаточным расплавом при активном участии летучих компонентов (прежде всего, H₂O), как это было показано П.А. Балыкиным с соавторами [1983] на примере ряда базит-ультрабазитовых массивов восточной части Байкало-Муйского пояса.

Анортозиты встречаются редко и наблюдаются в виде отдельных линз и прослоев в габбро. Они сложены плагиоклазом с небольшим содержанием клинопироксена (до 10%). Преобладает панидиоморфно-зернистая структура с участками гипидиоморфно-зернистой. Плагиоклаз чаще всего образует

Таблица 1. Химический состав породообразующих минералов

Компонент	Верлит					Плагиоверлит				Оливиновый клинопироксенит		Оливиновое габбро			
	MT-9-03			MT-9/1-03	MT-10-03	MT-6/2-03				MT-10/1-03		MT-3/1-03			
	Ol (2)	Cpx (1)	Pl (2)	Ol (2)	Ol (3)	Ol (2)	Cpx (1)	Opх (1)	Pl (1)	Ol (1)	Cpx (2)	Ol (3)	Cpx (2)	Opх (2)	Pl (3)
SiO ₂ , мас. %	39.82	51.26	44.91	39.02	39.92	38.97	51.17	54.55	46.20	39.03	51.22	37.85	53.10	54.61	45.68
TiO ₂	—	0.62	—	—	—	—	0.41	0.17	—	—	0.59	—	0.16	0.08	—
Al ₂ O ₃	—	4.40	34.38	—	—	—	4.32	2.32	34.68	—	4.83	—	2.20	2.27	35.12
Cr ₂ O ₃	—	0.64	—	—	—	—	0.65	0.16	—	—	0.37	—	0.12	0.03	—
FeO*	15.56	4.27	0.24	17.82	17.89	18.90	5.64	12.48	0.17	19.35	4.55	25.56	5.16	14.79	0.16
MnO	0.24	0.18	—	0.18	0.29	0.29	0.16	0.23	—	0.24	0.13	0.31	0.09	0.26	—
MgO	43.45	15.21	—	42.43	41.84	41.33	15.40	28.83	—	40.60	15.13	36.64	15.61	27.42	—
NiO	0.23	—	—	0.15	0.21	0.15	0.09	0.07	—	0.16	—	0.14	—	—	—
CaO	—	22.46	18.29	—	—	—	21.17	0.73	17.62	0.03	22.68	0.04	23.45	0.56	17.75
SrO	—	—	0.59	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.18
Na ₂ O	—	0.21	0.86	—	—	—	0.36	—	1.29	—	0.10	—	0.28	0.02	1.42
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.30	99.25	99.27	99.60	100.15	99.64	99.44	99.54	99.96	99.41	99.60	100.54	100.17	100.04	100.31
f, ат. %	—	14.15	—	—	—	—	17.41	19.84	—	—	14.79	—	15.86	23.56	—
Fa, %	16.69	—	—	19.06	19.35	20.42	—	—	—	21.08	—	28.12	—	—	—
An	—	—	92.2	—	—	—	—	—	88.3	—	—	—	—	—	84.3
Ab	—	—	7.8	—	—	—	—	—	11.7	—	—	—	—	—	12.7
Or	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Коэффициенты кристаллохимических формул															
Si, ф.ед.	1.009	1.891	2.093	0.997	1.013	1.001	1.891	1.948	2.123	1.006	1.883	0.995	1.948	1.960	2.098
Ti	—	0.017	—	—	—	—	0.012	0.005	—	—	0.016	—	0.004	0.002	—
Al	—	0.191	1.888	—	—	—	0.188	0.098	1.878	—	0.209	—	0.095	0.096	1.901
Cr	—	0.019	—	—	—	—	0.019	0.005	—	—	0.011	—	0.004	0.001	—
Fe ²⁺	0.329	0.132	0.009	0.381	0.380	0.406	0.174	0.373	0.007	0.417	0.140	0.562	0.158	0.444	0.006
Mn	0.005	0.006	—	0.004	0.006	0.006	0.005	0.007	—	0.005	0.004	0.007	0.003	0.008	—
Mg	1.642	0.837	0.004	1.617	1.583	1.582	0.849	1.535	0.004	1.561	0.829	1.436	0.854	1.466	—
Ni	0.005	—	—	0.002	0.004	0.003	0.003	0.002	—	0.003	—	0.003	—	—	—
Ca	—	0.888	0.913	—	—	—	0.838	0.028	0.868	—	0.894	0.001	0.922	0.022	0.874
Sr	—	—	0.016	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na	—	0.015	0.077	—	—	—	0.026	—	0.115	—	0.008	—	0.020	0.001	0.126
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Анализы выполнены на электронном микрозонде MAP-3 в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ), аналитик — ваннских зерен, использованных для расчета среднего состава. Fa — фаялит, An — анортит, Ab — альбит, Or — ортоотобран Е.В. Кисловым.

* Суммарное железо.

таблитчатые зерна размером до 3 мм. Нередко замещается серицитом или соссюритом, иногда полностью. Клинопироксен обычно выполняет интерстиции между кристаллами плагиоклаза.

Все породы Метешихинского массива в различной степени подвержены вторичным преобразованиям. Серпентинизация ультраосновных разновидностей проявлена слабо и сопровождается выделением вторичного магнетита. Характерна широкая амфиболизация первичных силикатных минералов. Плагиоклаз по сравнению с темноцветными минералами менее подвержен вторичным изменениям и лишь в отдельных случаях наблюдается его соссюритизация и перекристаллизация с выделением более кислого плагиоклаза. Из других вторичных минералов в таких породах отмечаются хлорит, тальк, кальцит, клиноцоизит, эпидот.

Оливин является первой ликвидусной фазой ультрамафитов и некоторых разновидностей габброидов. Он образует субизометричные, округленные, линзовидные, иногда ксеноморфные зерна, которые часто заключены в виде пойкилитовых вростков в более крупные выделения пироксена и, в редких случаях, плагиоклаза. Химический состав породообразующих минералов из основных разновидностей пород массива приведен в табл. 1. Железистость оливина варьирует от 16.7—20.4 ат. % в перидотитах до

Метешихинского массива

Оливиновый габбронорит				Габбро и габбронориты							
MT-13/6-03				MT-4-03		MT-14-03	MT-13-03			MT-12/2-03	MT-52/2-03
OI (2)	Cpx (4)	Opх (1)	Pl (4)	Opх (3)	Pl (2)	Pl (2)	Cpx (2)	Opх (2)	Pl (4)	Pl (1)	Pl (1)
38.68	51.06	54.17	47.26	54.72	46.56	45.45	51.66	54.03	48.08	55.56	47.87
—	0.57	0.04	—	0.11	—	—	0.63	0.24	—	—	—
—	3.93	1.34	33.85	1.63	34.01	34.46	3.41	1.69	33.11	28.53	33.20
—	0.17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
21.75	8.13	17.61	0.19	17.42	—	0.20	9.24	18.08	0.36	0.08	0.12
0.39	0.23	0.55	—	0.33	—	—	0.13	0.27	—	—	—
38.87	15.40	25.02	—	25.36	—	—	14.94	25.51	—	—	—
0.14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	20.02	1.71	16.67	0.75	17.05	17.73	20.07	0.86	16.07	10.63	15.93
—	—	—	—	—	0.44	0.36	—	—	0.41	—	0.42
—	0.32	0.22	1.90	—	1.65	1.23	0.32	—	2.26	5.40	2.32
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.05	—
99.83	99.86	100.62	99.87	100.32	99.71	99.43	100.46	100.68	100.29	100.25	99.86
—	23.33	28.96	—	28.19	—	—	26.03	28.72	—	—	—
23.91	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	82.9	—	85.1	88.8	—	—	79.7	51.9	79.1
—	—	—	17.1	—	14.9	11.2	—	—	20.3	47.8	20.9
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Коэффициенты кристаллохимических формул											
1.005	1.892	1.959	2.169	1.987	2.148	2.108	1.910	1.956	2.203	2.492	2.199
—	0.016	0.001	—	0.003	—	—	0.017	0.007	—	—	—
—	0.172	0.057	1.831	0.069	1.850	1.883	0.148	0.072	1.788	1.508	1.797
—	0.005	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0.473	0.252	0.533	0.008	0.529	—	0.008	0.286	0.547	0.014	0.003	0.005
0.009	0.007	0.017	—	0.010	—	—	0.004	0.008	—	—	—
1.505	0.851	1.349	—	1.373	—	—	0.824	1.377	—	—	—
0.003	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	0.795	0.066	0.820	0.029	0.843	0.881	0.795	0.033	0.789	0.511	0.784
—	—	—	—	—	0.012	0.010	—	—	0.011	—	0.011
—	0.023	0.015	0.169	—	0.148	0.111	0.024	—	0.201	0.470	0.207
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.003	—

С.В. Канакин. $Fa = 100 \cdot Fe^{2+} / (Mg + Fe^{2+})$; $f = 100 \cdot (Fe^{2+} + Mn) / (Mg + Fe^{2+} + Mn)$. В скобках указано количество проанализированного плагиоклаза. Здесь и в табл. 2: прочерк — ниже предела чувствительности анализа. Проанализированный нами обр. MT-52/2-03

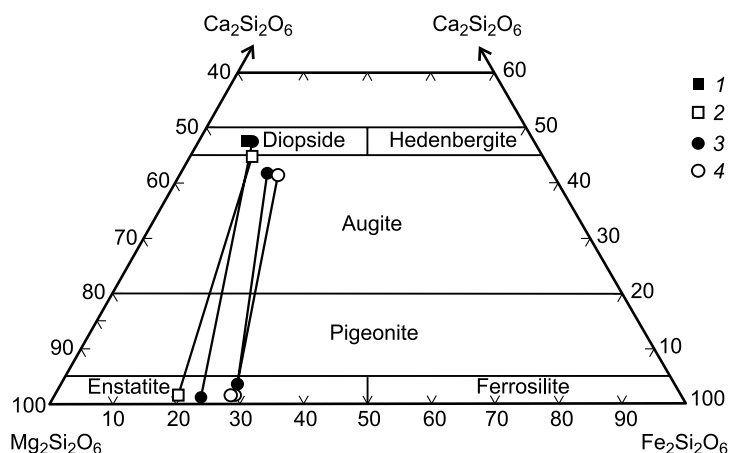


Рис. 4. Состав орто- и клинопироксенов из пород Метешихинского массива на классификационной диаграмме [Morimoto, 1989].

■ 1
□ 2
● 3
○ 4

Diopside — диопсид, Hedenbergite — геденбергит, Augite — авгит, Pigeonite — пижонит, Enstatite — энстатит, Ferrosilite — ферросилит. Линиями соединены сосуществующие пироксены. 1 — верлиты, 2 — плагиоверлиты, 3 — оливиновые габбро, 4 — габбро и габбронориты.

23.9—28.1 ат. % в оливиновых габбро. Постоянно в составе присутствуют марганец и никель. Причем более высокие со-

держания NiO и менее низкие концентрации MnO по сравнению с оливиновыми габбро наблюдаются в ультрамафитовых породах.

Клинопироксен содержится во всех типах пород и по составу отвечает диопсиду (перидотиты и оливиновые клинопироксениты) и авгиту (габбро и габбронориты) (рис. 4). Встречается в виде изометричных, короткопризматических, реже ксеноморфных зерен. Ультраосновным породам свойственны крупные ойкокрсты (до 1.5—1.9 мм) с округлыми включениями оливина, хромшпинелидов и нередко плагиоклаза. Клинопироксены Метешихинского массива характеризуются высокими содержаниями Al_2O_3 , причем в перидотитах этого компонента заметно больше (4 мас. % и более), чем в габброидных породах (2.2—3.4 мас. %) (см. табл. 1). В процессе формирования пород массива в клинопироксенах закономерно увеличивается железистость от 14.1—17.4 ат. % в верлитах до 23.3—26.0 ат. % в габброидах.

Ортопироксен во всех породах отвечает энстатиту (см. рис. 4). Он образует неправильные по форме, реже призматические, выделения. В габброноритах и оливиновых габброноритах форма зерен энстатита более идиоморфная, чем у моноклинного пироксена. В габбро и оливиновых габбро энстатит отмечается в виде мелких зерен, которые местами как бы нарастают на авгит. Вместе с тем здесь зерна ортопироксена значительно крупнее, чем в ультраосновных породах. Как и клинопироксен, энстатит в габброидных породах имеет более высокую железистость (до 29 ат. %) и меньше содержит Al_2O_3 , чем в ультрамафитах (см. табл. 1). Следует отметить, что в габброидах массива сростания энстатита и авгита в виде взаимных пластинчатых вростков продуктов распада, характерных для многих дифференцированных массивов, нами не обнаружены.

Плагиоклаз — один из главных и самых распространенных минералов в породах массива. В перидотитах и оливиновых клинопироксенитах образует гипидиоморфные таблитчатые, удлинённые индивиды размером от 0.2 до 0.7 мм. По сравнению с ультраосновными породами плагиоклаз в габбро и габброноритах является минералом кумулуса. Здесь он представлен эвгедральной формой кристаллов. Состав плагиоклазов изменяется от 88—92 % An в плагиоклазсодержащих перидотитах до 83—84 % An в оливиновых габбро и 79—52 % An в габбро и габброноритах (см. табл. 1). В плагиоклазе постоянно отмечается небольшая примесь FeO (0.24—0.12 мас. %) и в отдельных случаях SrO (до 0.59 мас. %).

Хромшпинелиды типичны только для ультраосновных пород массива. Наблюдаются в двух структурных позициях: в виде кубооктаэдрических кристаллов и округлых включений (0.01—0.2 мм) в оливине и более крупных зерен (до 2—4 мм) в интерстициях силикатных минералов. Все они большей частью замещены хроммагнетитом до полных псевдоморфоз за счет привноса FeO, Fe_2O_3 и TiO_2 (до 2.67 мас. %) и выноса Cr_2O_3 , Al_2O_3 и MgO, которые входят в состав хлорита, образующего каймы вокруг зерен измененных хромшпинелидов. Редко сохранившиеся ядра представлены в перидотитах, согласно классификации [Павлов, 1949], ферриальмохромитом-субальмоферрихромитом, а в оливиносодержащих пироксенитах — субальмохроммагнетитом. Таким образом, общая эволюция состава хромшпинелидов в дифференцированной серии массива идет по линии замещения Cr и Al на $(Fe^{3+} + TiO_2)$ и Mg на Fe^{2+} .

Амфиболы постоянно присутствуют во всех породах массива. Они представлены как собственно магматическими, так и вторичными наложенными ассоциациями. Самые ранние (первично-магматические) амфиболы являются продуктами кристаллизации остаточного расплава, обогащенного флюидной фазой, и по составу меняются от эденита и паргасита до магнезиальной роговой обманки (табл. 2, рис. 5). Они образуют крупные (до 9 мм) зерна, выполняющие промежуточное пространство между другими минералами, иногда в виде кайм окружают ильменит-магнетитовые выделения (см. рис. 3, з).

Паргаситы по сравнению с другими амфиболами характеризуются повышенной титанистостью (до 2 мас. % TiO_2) и глиноземистостью (11.76—15.84 мас. % Al_2O_3). Их железистость последовательно

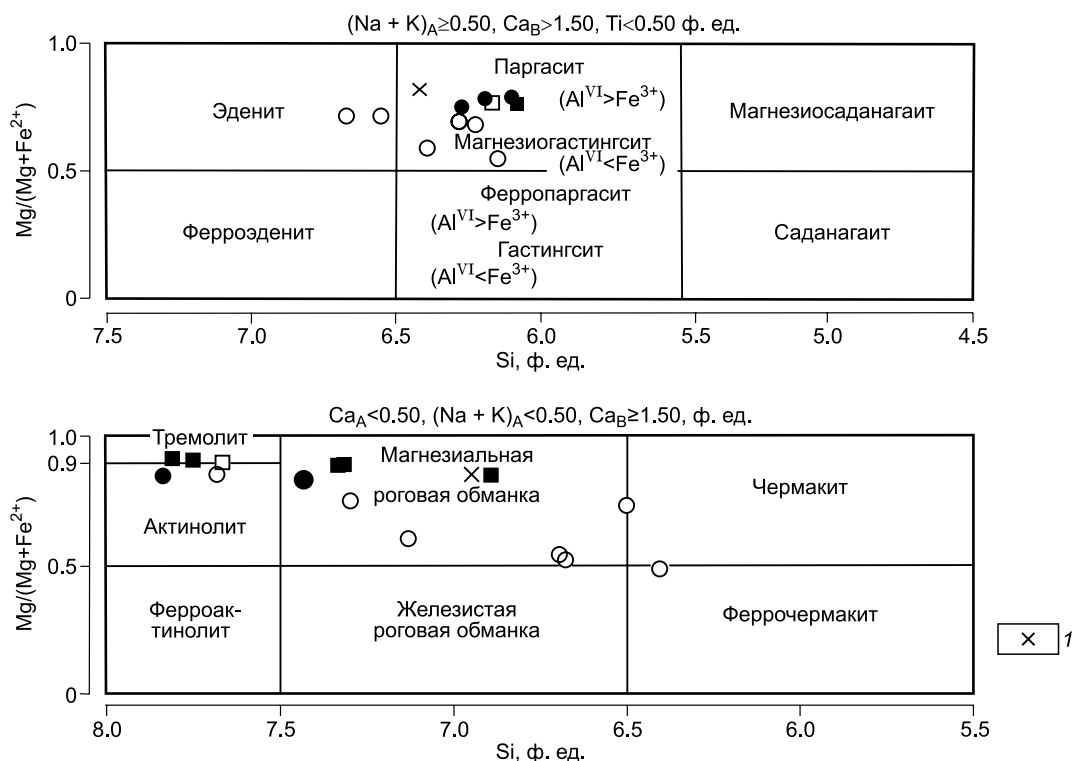


Рис. 5. Состав амфиболов из пород Метешихинского массива на классификационной диаграмме [Leake et al., 1997].

1 — оливиновые клинопироксениты. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.

нарастает от перидотитов и оливиновых клинопироксенитов (17.6—23.1 ат. %) к габброноритам (40.3—44.3 ат. %). В составе паргаситов постоянно фиксируется хлор, при этом наиболее высокие его концентрации (до 0.38 мас. %) отмечаются в самых железистых разновидностях амфиболов из габброноритов. Фтор встречается в единичных случаях.

Магнезиальная роговая обманка (см. рис. 5) характеризуется более низкими содержаниями Al_2O_3 (5.68—11.16 мас. %) и суммы щелочей (0.86—2.01 мас. %). Железистость ее, как и у паргаситов, постепенно увеличивается от перидотитов (10.4—14.2 ат. %) до габброноритов (47.6—50.7 ат. %). При этом железистость магнезиальной роговой обманки, как правило, меньше, чем в сосуществующем паргасите (см. табл. 2).

Метаморфические амфиболы представлены минералами тремолит-актинолитового ряда и антофиллитом, относящимся к группе Mg-Fe-Mn-Li амфиболов (см. табл. 2, рис. 5). Они имеют локальное развитие и приурочены к зонам интенсивного преобразования пород. Тремолит и антофиллит образуются в ультраосновных (наиболее магнезиальных) породах, а актинолит — в габброидных породах массива.

Выявленная дискретность составов клинопироксена, ортопироксена, плагиоклаза и магматического амфибола, а также, как будет показано ниже, петро- и геохимические данные указывают на то, что ультрамафиты и расслоенная серия габброидов представляют группы пород, которые можно отнести к двум интрузивным фазам.

В целом последовательность формирования пород массива на магматическом этапе может быть представлена в следующем виде: $OI + Chr$ (хромит) + $Cpx \pm Orx \pm Pl \pm Amf$ (амфибол) (верлиты и плагиоверлиты); $Cpx + OI \pm Orx \pm Pl + Amf + (Mt$ (магнетит) + $Ilm)$ (оливиновые клинопироксениты) $\rightarrow Pl + OI + Cpx \pm Orx + Amf + (Ilm + Mt)$ (оливиновые габбро) $\rightarrow Pl \pm Orx + Cpx + Amf + (Mt + Ilm)$ (габбро и габбронориты).

ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Породы Метешихинского массива широко варьируют по содержанию главных петрогенных элементов (SiO_2 , Al_2O_3 , MgO, CaO) и элементов-примесей (Cr, Ni, Cu, Sr, Ba, PЗЭ и др.). Представительные

Таблица 2.

Химический состав амфиболов из пород Метехинского массива

Компонент	Верлит										Оливиновый пироксенит			Оливиновое габбро			Оливиновый габронорит			Габронорит	
	MT-9-03		MT-9/1-03		MT-10-03		MT-6/2-03		MT-10/1-03		MT-3/1-03		MT-13/6-03			MT-4-03					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18			
SiO ₂ , мас. %	48.49	52.24	56.49	59.41	56.83	41.17	52.13	43.20	55.23	49.20	44.50	43.57	42.54	42.35	53.13	56.19	45.33	46.12			
TiO ₂	0.98	0.52	—	—	0.18	1.09	—	1.99	—	—	0.85	0.85	0.79	0.12	—	—	1.73	1.42			
Al ₂ O ₃	9.00	6.06	2.90	0.14	2.45	11.76	6.12	14.75	2.76	10.31	13.42	13.82	14.06	15.48	5.68	1.91	12.26	12.39			
Cr ₂ O ₃	0.73	0.39	—	—	0.12	2.79	—	0.51	—	—	0.49	—	0.42	—	—	—	—	—			
FeO*	5.43	4.46	3.49	9.66	3.16	9.15	4.22	8.14	4.08	5.43	6.28	9.04	7.94	8.09	6.98	6.45	9.82	9.66			
MnO	—	—	—	0.22	—	0.11	—	0.12	—	0.12	—	0.09	0.11	0.14	—	—	—	—			
MgO	18.50	20.27	21.94	27.34	22.18	17.11	20.35	15.40	21.93	18.54	16.52	16.18	16.39	17.30	19.26	21.03	14.36	14.09			
CaO	12.90	12.58	13.05	0.83	12.39	11.29	13.00	11.94	12.91	12.52	11.96	11.96	11.95	11.65	12.41	11.92	11.43	11.25			
Na ₂ O	1.04	0.36	0.35	0.07	0.46	2.01	1.40	2.47	0.61	0.88	1.89	2.36	2.46	2.12	0.65	—	1.91	1.81			
K ₂ O	—	—	—	—	—	0.43	—	0.24	—	—	0.69	0.37	0.35	0.53	—	—	0.32	0.27			
Cl	—	—	—	—	—	0.12	—	—	0.26	—	0.07	0.07	0.06	0.05	—	—	0.06	0.05			
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.27	—			
H ₂ O	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00			
Сумма	99.07	98.88	100.22	99.67	99.77	99.03	99.22	100.76	99.78	99.00	98.67	100.31	99.07	99.83	100.11	99.50	99.49	99.06			
f, ат. %	14.2	11.0	8.2	16.5	7.4	23.1	10.4	22.9	9.5	14.1	17.6	23.9	21.4	20.8	16.9	14.7	27.8	27.8			

Коэффициенты кристаллохимических формул в пересчете на 24 (O)																			
Si, ф.ед.	6.892	7.338	7.760	8.115	7.817	6.084	7.321	6.174	7.673	6.953	6.423	6.274	6.191	6.103	7.438	7.843	6.554	6.666	
Ti	0.105	0.055	—	—	0.018	0.121	—	0.214	—	—	0.092	0.092	0.086	0.013	—	—	0.188	0.155	
Al ^{IV}	1.108	0.662	0.240	—	0.183	1.916	0.679	1.826	0.226	1.047	1.577	1.726	1.809	1.897	0.562	0.157	1.446	1.334	
Al ^{VI}	0.400	0.341	0.229	0.023	0.214	0.134	0.334	0.659	—	0.670	0.706	0.621	0.603	0.732	0.375	0.157	0.644	0.777	
Cr	0.082	0.044	—	—	0.013	0.325	—	0.057	—	—	0.055	—	0.049	—	—	—	—	—	
Fe ²⁺	0.646	0.524	0.401	1.103	0.364	1.130	0.495	0.973	0.474	0.641	0.758	1.088	0.966	0.975	0.817	0.753	1.188	1.167	
Mn	—	—	—	0.025	—	0.013	—	0.014	—	0.014	—	0.011	0.013	0.017	—	—	—	—	
Mg	3.919	4.243	4.491	5.566	4.547	3.768	4.259	3.280	4.541	3.904	3.554	3.472	3.555	3.716	4.019	4.375	3.094	3.035	
Ca	1.965	1.893	1.921	0.121	1.826	1.788	1.956	1.828	1.922	1.895	1.850	1.846	1.863	1.798	1.862	1.782	1.771	1.742	
Na	0.287	0.098	0.092	0.018	0.122	0.575	0.381	0.684	0.164	0.241	0.529	0.659	0.694	0.592	0.176	—	0.535	0.507	
K	—	—	—	—	—	0.082	—	0.043	—	—	0.127	0.067	0.065	0.097	—	—	0.059	0.050	
Cl	—	—	—	—	—	0.030	—	—	0.061	—	0.017	0.017	0.015	0.012	—	—	0.015	0.012	
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.123	—	
(OH)	1.896	1.874	1.832	1.822	1.835	1.971	1.873	1.906	1.853	1.885	1.926	1.921	1.941	1.922	1.867	1.862	1.929	1.928	

Габбро и габбронориты

Компонент	MT-13-03				MT-4/2-06				MT-14-03				MT-12/2-03				MT-52/2-03	
	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	
SiO ₂ , мас. %	43.14	44.54	54.93	43.28	41.22	43.44	51.42	45.12	48.82	44.62	42.19							
TiO ₂	0.45	2.36	—	0.78	0.42	0.50	0.27	0.45	0.53	0.80	0.57							
Al ₂ O ₃	15.67	11.16	3.04	14.28	15.84	13.74	6.57	10.59	6.86	10.56	11.81							
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
FeO*	11.39	9.78	6.24	9.89	15.03	13.98	9.33	16.80	14.86	17.50	18.75							
MnO	—	—	—	0.12	0.14	0.34	—	—	0.46	—	0.09							
MgO	14.02	14.98	21.37	15.02	10.61	11.62	16.87	11.12	13.57	10.80	10.22							
CaO	11.29	12.24	11.79	11.71	11.37	12.03	12.82	11.77	12.10	11.67	11.78							
Na ₂ O	2.14	1.26	—	2.14	1.83	1.96	0.78	0.93	0.75	0.88	1.07							
K ₂ O	0.18	0.75	—	0.42	0.50	0.45	0.08	0.61	0.23	0.70	0.85							
Cl	0.09	—	—	—	0.38	0.23	0.05	0.27	—	—	0.12							
F	—	—	—	—	—	—	—	0.26	—	—	—							
H ₂ O	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00							
Сумма	100.37	99.07	99.37	99.64	99.34	100.29	100.19	99.92	100.18	99.53	99.45							
f, ат. %	31.3	26.8	14.1	0.30	44.3	40.3	23.7	45.9	38.1	47.6	50.7							
Коэффициенты кристаллохимических формул в пересчете на 24 (O)																		
Si, ф.ед.	6.233	6.505	7.683	6.284	6.151	6.389	7.298	6.706	7.139	6.679	6.412							
Ti	0.049	0.259	—	0.085	0.047	0.056	0.029	0.050	0.058	0.090	0.065							
Al ^{IV}	1.767	1.495	0.317	1.716	1.849	1.611	0.702	1.294	0.861	1.321	1.588							
Al ^{VI}	0.902	0.427	0.184	0.729	0.938	0.772	0.396	0.562	0.322	0.543	0.527							
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
Fe ²⁺	1.376	1.194	0.729	1.201	1.876	1.720	1.107	2.088	1.817	2.191	2.384							
Mn	—	—	—	0.015	0.018	0.042	—	—	0.057	—	0.012							
Mg	3.019	3.260	4.454	2.814	2.359	2.547	3.568	2.463	2.957	2.409	2.315							
Ca	1.748	1.915	1.767	1.817	1.817	1.896	1.950	1.875	1.896	1.872	1.918							
Na	0.599	0.356	—	0.602	0.529	0.558	0.215	0.268	0.213	0.255	0.316							
K	0.033	0.140	—	0.078	0.095	0.085	0.014	0.116	0.042	0.133	0.164							
Cl	0.022	—	—	—	0.096	0.057	0.012	0.068	—	—	0.031							
F	—	—	—	—	—	—	—	0.122	—	—	—							
(ОН)	1.927	1.948	1.866	1.958	1.990	1.962	1.893	1.983	1.951	1.997	2.027							

Примечание. Анализы: 1, 2, 7, 10, 15, 20, 25—28 — магнезиальная роговая обманка; 6, 8, 11—14, 19, 22—24 — паргасит; 17, 18 — эдзит; 29 — феррочермакит; 4 — антофиллит; 3, 5, 9 — тремолит; 16, 21 — актинолит. Номенклатура амфиболов, по [Leake et al., 1997]. Анализы выполнены на электронном микрозонде MAP-3 в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). f, ат. % = 100·Fe²⁺/(Mg + Fe²⁺).

* Суммарное железо.

Таблица 3. Представительные химические анализы (мас. %) и содержания некоторых редких элементов (г/т) в породах Метешихинского массива

Компонент	МТ-9/1-03	03-16	МТ-3/5-06	МТ-10-03	03-15	МТ-9-03	МТ-6/2-03	МТ-104/1-06	МТ-10/1-03	МТ-3/1-03	МТ-6/3-03	МТ-13/6-03	МТ-3-03	МТ-2-06	МТ-103-06
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂ , мас. %	44.70	36.29	38.10	36.30	37.32	35.60	41.10	40.50	42.10	42.80	43.00	44.50	44.30	44.80	43.90
TiO ₂	0.08	0.17	0.11	0.05	0.17	0.13	0.61	0.42	0.31	0.30	0.92	0.16	0.37	0.83	0.51
Al ₂ O ₃	2.50	3.51	4.10	4.30	7.35	7.70	8.00	7.05	6.60	17.20	14.80	18.70	19.30	15.20	17.90
Fe ₂ O ₃	1.18	19.60*	3.61	3.29	16.30*	3.44	1.07	2.88	2.55	1.06	2.89	2.22	1.98	4.34	4.00
FeO	11.88	—	10.54	9.70	—	10.72	12.18	10.89	9.00	8.80	9.02	5.58	6.62	8.39	7.21
MnO	0.25	0.21	0.17	0.13	0.19	0.20	0.20	0.19	0.17	0.15	0.20	0.11	0.14	0.18	0.17
MgO	33.86	34.67	31.82	35.96	32.82	33.40	28.30	28.00	24.07	16.85	14.00	12.09	11.75	13.57	10.54
CaO	1.17	0.80	4.37	2.19	3.59	3.26	5.56	6.46	11.68	10.20	10.73	13.39	11.47	10.73	13.38
Na ₂ O	0.10	0.04	0.08	0.15	0.19	0.17	0.80	0.68	0.27	1.00	1.04	0.97	1.29	0.79	0.91
K ₂ O	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	0.05	0.07	<0.01	0.10	0.05	0.06	0.20	0.03	0.02
P ₂ O ₅	<0.05	0.02	<0.05	0.02	0.02	0.02	0.06	0.02	0.02	0.02	0.07	0.02	0.07	0.06	0.02
П.п.п.	4.52	5.26	6.71	7.30	1.80	3.31	2.01	2.77	3.72	1.20	3.26	2.37	2.34	1.55	1.26
Сумма	100.24	100.59	99.61	99.37	99.77	97.93	99.94	99.88	100.47	99.66	99.98	100.15	99.83	100.47	99.82
Сг, г/т	2300	—	1100	2200	1870	2300	1452	2130	1100	220	160	320	280	236	536
Co	—	160	14	—	107	—	71	124	5	68	—	50	—	77	45
Ni	890	957	1130	1130	1041	1250	755	730	420	290	230	200	200	261	162
Cu	50	10	13	13	21	60	48	40	—	65	100	170	110	90	65
Sr	12	16	65	27	113	110	195	172	140	420	400	580	480	454	446

Компонент	МТ-4/2-06	МТ-56/2-06	МТ-7-03	МТ-6-03	МТ-60/2-06	МТ-13/1-03	МТ-13/5-03	МТ-13/3-03	МТ-13/7-03	МТ-13/4-03	МТ-5/1-03	МТ-2/1-03	МТ-2-03	МТ-11-03	МТ-14-03
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂ , мас. %	44.70	43.50	42.50	44.00	45.00	44.20	44.90	46.90	47.50	44.90	43.00	44.20	45.00	44.90	39.30
TiO ₂	1.14	0.97	0.93	1.02	0.42	0.13	0.17	0.41	0.39	0.18	0.90	0.88	0.96	0.31	1.23
Al ₂ O ₃	17.60	16.45	17.70	17.50	18.90	20.30	19.50	15.80	14.65	18.90	16.30	17.70	17.60	20.10	16.65
Fe ₂ O ₃	3.55	5.92	4.33	5.00	3.14	1.27	1.49	1.96	1.83	1.59	5.08	3.61	4.24	1.12	9.24
FeO	6.59	7.37	7.33	7.37	6.08	5.73	5.04	6.00	5.62	5.27	7.18	6.96	7.11	5.30	9.02
MnO	0.15	0.18	0.18	0.20	0.14	0.11	0.10	0.13	0.13	0.12	0.17	0.16	0.17	0.10	0.15
MgO	8.20	9.36	9.40	10.38	10.01	11.46	11.31	11.67	11.05	10.70	9.51	9.16	8.97	8.81	8.76
CaO	13.26	12.76	14.88	12.38	12.68	12.92	13.92	14.00	15.26	14.33	14.40	12.90	12.30	16.00	13.39
Na ₂ O	1.62	1.22	1.00	1.16	1.42	0.84	0.96	0.92	1.01	0.96	0.96	1.76	1.64	0.92	0.78
K ₂ O	0.13	0.28	0.07	0.04	0.10	0.12	0.13	0.17	0.14	0.10	0.09	0.20	0.20	0.07	0.13
P ₂ O ₅	0.15	0.28	0.02	0.06	0.02	0.02	0.02	0.06	0.05	0.02	0.18	0.12	0.13	0.02	0.02
П.п.п.	3.07	1.78	1.33	1.30	2.43	2.93	2.48	1.83	2.21	2.74	1.82	1.87	1.93	1.76	1.82
Сумма	100.16	100.07	99.65	100.41	100.32	100.01	100.00	99.85	99.84	99.79	99.59	99.52	100.25	99.39	100.47
Сг, г/т	560	220	280	220	260	210	320	520	550	330	230	260	320	400	120
Co	52	61	50	—	62	100	—	50	—	—	50	—	—	—	—
Ni	—	—	93	90	—	190	130	120	240	130	100	110	99	85	76
Cu	110	—	150	130	95	190	120	84	230	170	160	97	110	150	180
Sr	340	490	500	620	380	520	460	430	430	540	530	460	440	730	510

Компонент	03-5	MT-57-06	MT-4/3-06	MT-6/2-06	03-8	MT-5-03	MT-13/2-03	MT-13-03	MT-52/2-03	MT-3/4-06	MT-3/7-06	MT-6/1-03	MT-6/4-03	03-7	MT-4-03
	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO ₂ , мас. %	44.81	44.40	45.00	41.20	44.89	44.30	43.40	39.50	47.00	43.70	42.60	41.00	43.00	44.91	45.10
TiO ₂	0.37	0.81	0.84	1.44	0.49	0.64	0.05	1.88	0.96	0.28	0.06	1.47	0.81	0.49	0.73
Al ₂ O ₃	18.47	17.25	19.30	19.50	21.24	22.20	24.05	14.20	18.30	27.60	32.00	16.80	19.30	17.57	18.10
Fe ₂ O ₃	9.37*	5.33	3.30	6.67	8.87*	3.82	1.37	9.76	3.44	1.29	0.38	5.84	3.63	3.80	3.79
FeO	—	6.37	6.58	7.25	—	4.96	5.16	11.23	8.06	3.43	0.96	8.69	6.17	7.77	7.56
MnO	0.13	0.16	0.17	0.16	0.12	0.13	0.09	0.20	0.16	0.06	0.03	0.19	0.16	0.16	0.16
MgO	11.58	8.34	7.40	6.76	5.84	5.82	8.56	8.67	6.09	4.0	3.62	8.70	9.60	10.28	10.43
CaO	11.89	12.60	12.60	13.22	16.33	15.44	13.31	11.60	12.00	14.80	16.00	13.10	14.64	11.63	11.47
Na ₂ O	1.32	1.40	1.95	1.70	1.12	1.06	1.06	0.97	1.67	2.43	2.22	1.00	0.80	1.25	1.00
K ₂ O	0.20	0.20	0.14	0.39	0.07	0.08	0.10	0.07	0.67	0.10	0.06	0.09	0.13	0.14	0.12
P ₂ O ₅	0.08	0.29	0.12	0.11	0.06	0.02	0.02	0.02	0.09	0.02	0.02	0.10	0.02	0.13	0.01
П.п.п.	1.31	2.37	2.87	2.02	0.54	1.79	2.66	2.16	2.05	1.81	1.88	2.54	1.82	0.64	1.42
Сумма	99.53	99.52	100.27	100.42	99.57	100.24	99.81	100.24	100.49	100.40	99.81	99.52	100.06	98.77	99.89
Cr, г/т	267	140	110	110	87	160	190	91	110	180	100	240	410	83	260
Co	63	55	43	50	30	—	—	64	—	50	50	50	—	50	50
Ni	206	—	55	51	28	34	190	42	15	—	—	82	120	100	130
Cu	135	—	82	47	223	210	190	76	40	—	140	170	130	105	110
Sr	463	520	518	430	746	710	760	470	650	800	760	580	550	328	530

Примечание. Анализы: 1—6 — верлиты; 7, 8 — плагиоверлиты; 9 — оливиновый клинопироксенит; 10—15 — оливиновые габбро; 16—39 — габбро и габбронориты; 40, 41 — анортозиты; 42—45 — габбро-диабазы эндоконтактной зоны закалки. Прочерк — элемент не определялся. Анализы 2, 5, 31, 35, 44 выполнены в ИГХ СО РАН (г. Иркутск), остальные — в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

* Все железо в виде Fe₂O₃.

химические составы пород приведены в табл. 3. По соотношению кремнезема и суммы щелочей все разновидности пород относятся к ряду низкощелочных (нормальных) пород и характеризуются повышенной глиноземистостью, низкими содержаниями TiO₂, P₂O₅, суммы щелочей, существенным преобладанием Na₂O над K₂O. Такие особенности состава многие исследователи считают типоморфными для надсубдукционных с повышенной глиноземистостью базальтов современных островных дуг [Богатиков, Цветков, 1988; Изох и др., 1998].

Анализ распределения петрогенных элементов в породах выявил наличие в них двух отчетливо дискретных серий (ультрамафическая и мафическая), которые подтверждают справедливость выделения двух интрузивных фаз по минералогическим и геологическим данным. Взаимоотношения выделенных типов пород хорошо иллюстрируют петрохимические бинарные диаграммы (рис. 6). Вариации состава пород образуют два тренда. Первый — ультрабазитовый, обусловлен аккумуляцией ранних фемических минералов (оливина и пироксенов) с образованием верлитов и примыкающим к ним оливиновых пироксенитов. Второй — габброидный, соответствует толеитовому типу фракционной кристаллизации с формированием расслоенной серии. Толеитовый тип при уменьшении содержания MgO характеризуется постепенным увеличением Al₂O₃, CaO, суммой щелочей, TiO₂, что согласуется и с основными тенденциями изменения состава породообразующих минералов.

Распределения содержаний микроэлементов (Cr, Ni, Sr) также образуют два поля, отвечающих выделенным группам пород (рис. 7) и коррелирующих с содержанием MgO (толеитовый тренд фракционирования). При этом ультрабазиты и клинопироксениты по сравнению с габброидами обогащены совместимыми элементами Cr и Ni и обеднены некогерентными Sr, Rb, Zr, Ba (табл. 4). В противоположность некогерентным элементам Cu не обнаруживает отчетливой связи с процессами дифференциации магмы, и ее тренд распределения в габброидах заметно отличается от такового в ультрабазитах (см. рис. 7). Как известно, в ультраосновных-основных массивах при незначительных содержаниях серы Cu в составе промежуточного твердого раствора преимущественно накапливается в габброидных породах в виде халькопирита, сосуществующего с моноклинным пирротинном. Поэтому поведение Cu мало зависит от фракционной кристаллизации габброидов.

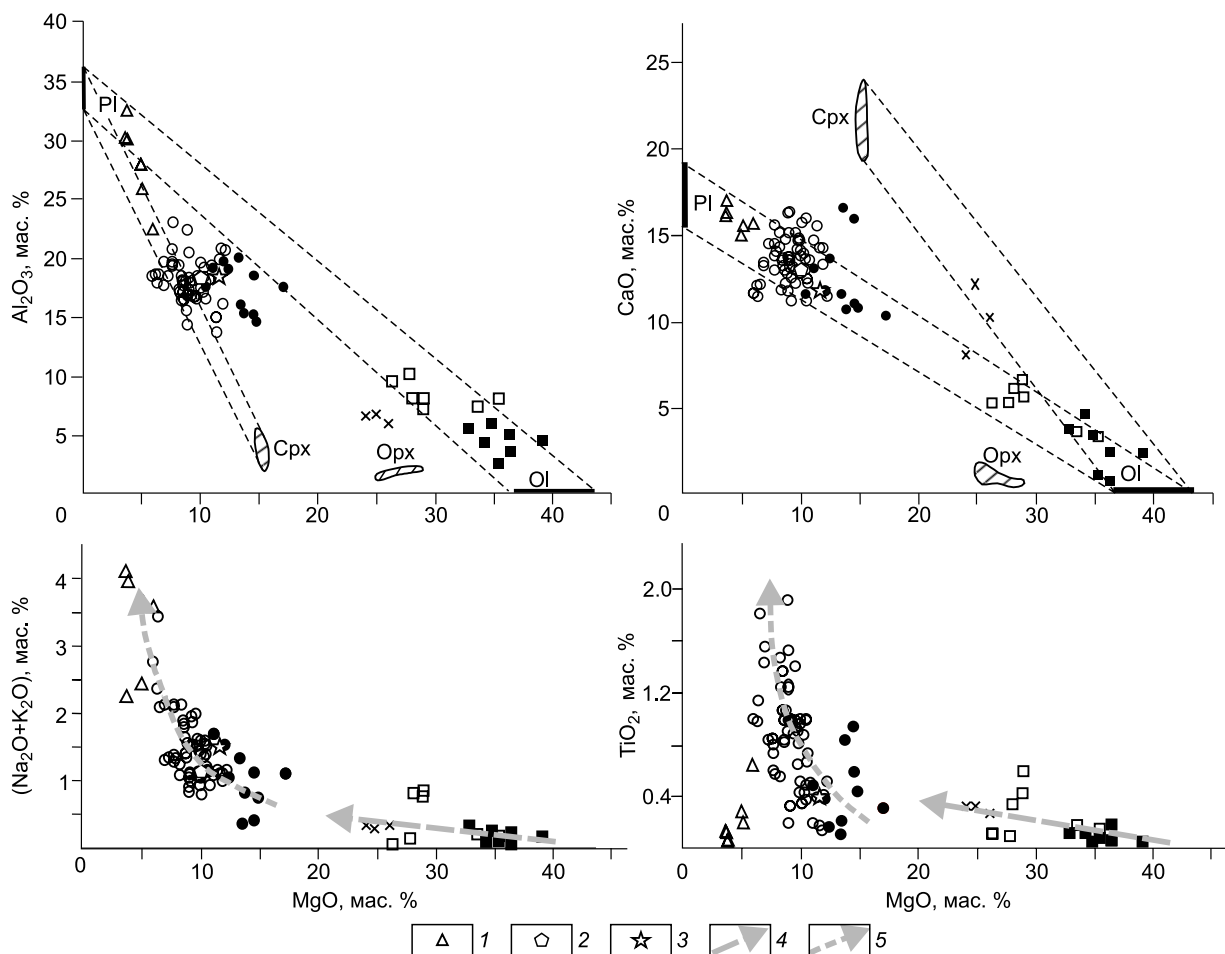


Рис. 6. Петрохимические вариационные диаграммы для пород Метешихинского массива.

Для построения диаграмм использованы результаты всех наших анализов и данные [Грудинин и др., 1999, 2001], пересчитанные на сухую основу. 1 — лейкократовые габбро и анортозиты; 2 — средний состав закалочной фации; 3 — расчетный состав исходного расплава; 4, 5 — тренды эволюции составов пород: 4 — ультрабазитов и оливиновых клинопироксенов, 5 — расслоенной серии габброидных пород. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3—5. На диаграмме отражены реальные вариации состава породообразующих минералов (см. табл. 1).

Для всех пород интрузива типично низкое суммарное содержание редкоземельных элементов. При этом отмечается тенденция увеличения РЗЭ от ультрамафитовых к габброидным породам, достигая минимума в наименее магнезиальных габброноритах (см. табл. 4). Спектры распределения РЗЭ в габброидах характеризуются пологими отрицательными графиками ($(La/Yb)_N = 1.77—3.16$) и слабо выраженной положительной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 1.09—1.48$) (рис. 8, а), которая также отмечается и в ультрамафитовых породах ($Eu/Eu^* = 1.04—1.92$). Можно предположить, что заметная обогащенность Eu является особенностью родоначального расплава Метешихинского массива, а не только следствием фракционирования плагиоклаза в процессе кристаллизации пород. В целом спектры РЗЭ обладают однотипным слабофракционированным трендом распределения и несут черты сходства с толеитовыми базальтами современных островных дуг (см. рис. 8, а).

На спайдер-диаграмме все типы пород массива имеют одинаковую конфигурацию спектров, на которых отчетливо проявлено их обогащение крупноионными литофилами K, Ba и особенно Sr при пониженных содержаниях высокозарядных элементов Rb, Th, Nb и Zr. Такой характер распределения сближает породы Метешихинского массива с базальтами островодужной толеитовой серии (см. рис. 8, б).

$^{40}Ar/^{39}Ar$ ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ

Поскольку до сих пор отсутствуют данные по абсолютному возрасту интрузивов икатского комплекса, нами было предпринято геохронологическое изучение Метешихинского массива $^{40}Ar/^{39}Ar$ мето-

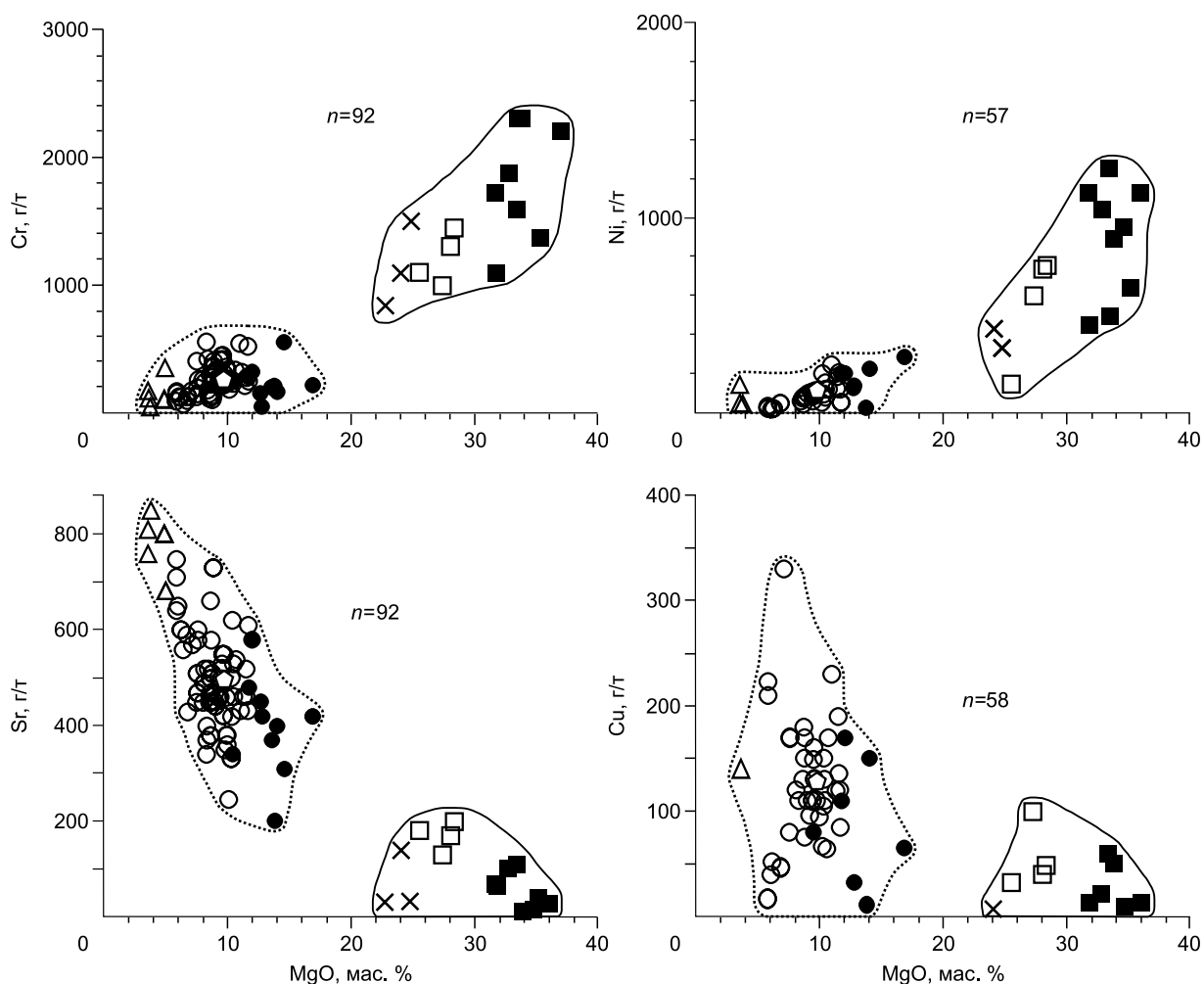


Рис. 7. Диаграммы зависимости концентраций Cr, Ni, Sr и Cu от содержания MgO для пород Метешихинского массива.

Сплошная линия — поле ультрабазитов и клинопироксенитов, пунктирная — поле базитовых (габброидных) пород. Усл. обозн. см. на рис. 4—6.

дом. В качестве объекта изучения была выбрана монофракция магматической роговой обманки (рис. 9, а) из образца амфиболового габбро. Состав проанализированной на микрозонде роговой обманки отвечает паргаситу (см. табл. 2, ан. 22)

В возрастном спектре паргасита Метешихинского массива после низкотемпературных ступеней со значительно завышенными значениями наблюдается четкое плато, характеризующееся 95 % выделенного ^{39}Ar и значением возраста 809.2 ± 5.9 млн лет (см. рис. 9, б). Можно предположить, что значение плато соответствует времени закрытия K/Ar изотопной системы амфибола при остывании амфиболовых габбро.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА

Изотопный состав кислорода измерен в мономинеральных фракциях оливина, плагиоклаза и клинопироксена из плагиоверлитов и оливинового габбро. Значения величины $\delta^{18}\text{O}$ в изученных минералах соответствуют мантийно-магматическим изотопным меткам кислорода (табл. 5, рис. 10). Относительно «утяжеленным» оказался кислород в одноименных минералах из оливинового габбро расслоенной серии. По оценкам некоторых исследователей [Taylor, Shepard, 1986], фракционирование в закрытой магматической системе ограничено достаточно узким диапазоном значений $\delta^{18}\text{O}$, который характеризует изотопный состав кислорода пород мантийного происхождения.

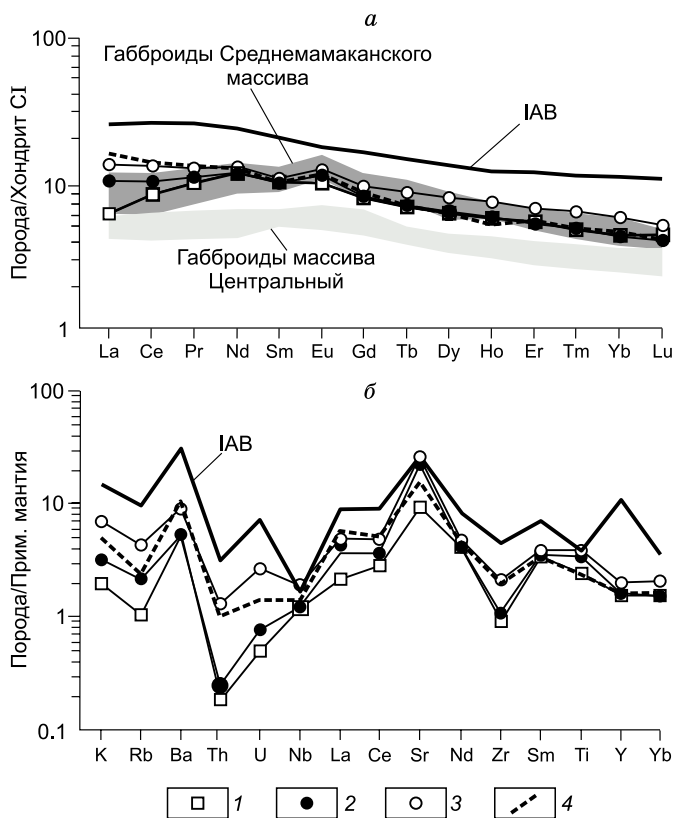


Рис. 8. Распределение редкоземельных и редких элементов в породах Метешихинского массива (по данным табл. 4).

a — данные, нормированные по хондриту CI, *б* — по примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995]. Для построения спектров использованы средние значения для каждого типа пород: 1 — плагиоверлиты ($n = 2$), 2 — оливиновое габбро ($n = 2$), 3 — габбро и габбронориты ($n = 4$), 4 — габбро-диабаз эндоконтактовой зоны закалки ($n = 1$). IAB — низкокальциевые островодужные базальты Восточной Камчатки [Иванов и др., 2008], Среднемамаканский массив — по данным [Цыганков, 2005], массив Центральный — по данным [Изох и др., 1998].

По возрастанию средних значений $\delta^{18}\text{O}$ минералы образуют ряд оливин \rightarrow клинопироксен \rightarrow плагиоклаз. Подобная тенденция, как известно, типична для первичного фракционирования изотопов кислорода в магматических породах и связана с эволюцией химического состава кристаллизующегося расплава с последовательным «утяжелением» изотопного состава в вышеотмеченном минеральном ряду [Донцова, 1966; Epstein, Taylor, 1967]. Значения $\delta^{18}\text{O}$ для всех минералов из пород, образовавшихся на различных стадиях кристаллизации магмы, колеблются в узких пределах от

5.0 до 6.4 (см. табл. 5). Это свидетельствует, с одной стороны, о незначительном влиянии процесса фракционной кристаллизации магмы на изотопный состав кислорода, с другой, — об отсутствии последующего гидротермального обмена кислорода с вмещающими породами, как это, например, установлено для расслоенной интрузии Киглапейт (Лабрадор) [Kalamarides, 1984].

Согласно экспериментальным данным [Matthews et al., 1983], различие значений $\delta^{18}\text{O}$ в двух сосуществующих минералах определяется температурой окончательного изотопного уравнивания. По мнению многих исследователей [Bottinga, Javoy, 1973; Фор, 1989], такое предположение выполняется

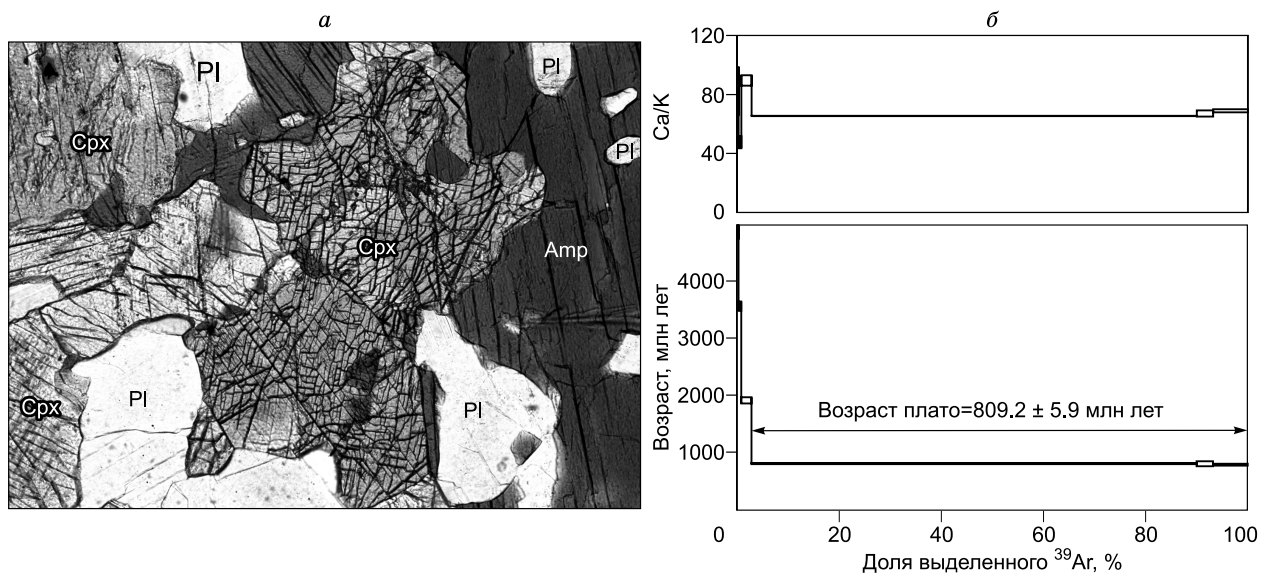


Рис. 9. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектр магматического паргасита из амфиболового габбро Метешихинского массива, обр. МТ-4/2-06.

a — характер развития паргасита в амфиболовом габбро (шлиф, без анализатора, увел. 50); *б* — $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр.

Таблица 4. Содержания редких и редкоземельных элементов (г/т) в породах Метешихинского массива

Элемент	03-16	03-15	MT-6/2-03	MT-104/1-06	MT-103-06	MT-2-06	03-5	03-8	MT-4/3-06	MT-6/2-06	03-7
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Rb	0.20	0.39	0.71	0.59	0.69	1.87	3.76	1.82	2.10	2.64	1.47
Sr	15.7	113.1	195.5	172.0	446.5	454.4	462.7	745.6	518.2	429.9	328.1
Y	0.37	1.09	8.81	5.20	4.04	10.36	4.93	7.77	10.71	11.42	7.30
Zr	0.30	2.46	10.36	8.40	8.93	13.65	14.67	8.60	35.62	30.31	21.24
Nb	0.08	0.12	1.07	0.58	0.42	1.23	0.62	0.39	1.75	2.31	0.98
Ta	0.01	0.04	0.04	0.04	0.09	0.10	0.11	0.12	0.13	0.41	0.12
Hf	0.03	—	0.43	0.27	0.23	0.53	—	0.35	0.93	0.83	—
Ba	7.0	15.8	43.1	27.0	31.8	35.0	61.6	42.3	65.1	66.1	70.6
Th	0.04	0.08	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.05	0.04	0.02	0.08
U	0.01	0.06	—	0.02	0.01	0.02	0.05	0.01	0.04	0.04	0.01
La	0.33	0.37	1.76	1.15	1.86	2.82	2.46	2.22	4.25	3.83	3.81
Ce	0.73	0.76	6.23	3.72	4.48	7.49	5.28	5.90	10.60	10.60	8.60
Pr	0.08	0.14	1.14	0.64	0.65	1.33	0.74	0.92	1.51	1.66	1.21
Nd	0.34	0.51	6.99	3.48	3.22	7.06	3.40	4.74	7.37	8.36	5.74
Sm	0.06	0.15	1.93	0.95	0.78	2.03	0.87	1.39	1.82	2.18	1.40
Eu	0.04	0.13	0.68	0.39	0.41	0.83	0.42	0.69	0.84	0.90	0.63
Gd	0.07	0.27	2.18	1.07	0.90	2.22	1.10	1.59	1.97	2.56	1.64
Tb	0.01	0.07	0.32	0.17	0.15	0.36	0.19	0.26	0.35	0.40	0.25
Dy	0.07	0.28	2.00	1.05	1.03	2.08	1.13	1.79	2.07	2.57	1.51
Ho	0.02	0.08	0.40	0.23	0.20	0.45	0.23	0.37	0.47	0.52	0.28
Er	0.05	0.16	1.13	0.59	0.48	1.17	0.65	0.96	1.25	1.39	0.90
Tm	0.01	0.06	0.15	0.09	0.08	0.17	0.11	0.14	0.19	0.19	0.12
Yb	0.11	0.20	0.95	0.49	0.40	0.99	0.65	0.85	1.04	1.13	0.76
Lu	0.02	0.05	0.14	0.08	0.07	0.13	0.09	0.12	0.15	0.14	0.10
Σ PЗЭ	1.94	3.23	26.00	14.10	14.71	29.13	17.32	21.94	33.88	36.43	26.95
Eu/Eu*	1.75	1.92	1.04	1.17	1.48	1.18	1.31	1.41	1.34	1.09	1.26
(La/Yb) _N	2.00	1.33	1.25	1.63	3.16	1.95	2.60	1.77	2.75	2.31	3.42
(La/Sm) _N	3.50	1.60	0.57	0.76	1.47	0.87	1.76	1.00	1.45	1.10	1.69
(Gd/Yb) _N	0.57	1.17	1.71	1.80	1.82	1.84	1.37	1.51	1.52	1.84	1.74

Примечание. 1, 2 — верлиты; 3, 4 — плагиоклазовые верлиты; 5, 6 — оливиновые габбро; 7—10 — габбро и габбронориты; 11 — эндоконтактный габбро-диабаз (закалочная фация). Прочерк — содержание элемента ниже предела обнаружения. Анализы выполнены ICP MS методом в ИГХ СО РАН (г. Иркутск).

при условии, когда кислород в минералах находился в равновесии с кислородом одного общего резервуара при одной и той же температуре и в дальнейшем изотопный состав кислорода не подвергался каким-либо изменениям. Поэтому температуры, определенные для разных минеральных пар, находящихся в одной или даже в разных структурных группах (кумулясная или интеркумулясная), должны быть близки или одинаковы. Отсюда следует, что чем меньше величина $\Delta\delta^{18}\text{O}$, тем выше температура окончательного изотопного уравнивания сосуществующих минералов.

Анализ полученных данных показывает, что в изученных породах изотопному равновесию при температуре более 1300 °C отвечают пары минералов: Сrx-Ol ($\Delta\delta^{18}\text{O} = 0.3$) и Pl-Ol ($\Delta\delta^{18}\text{O} = 0.5\text{—}0.8$) в плагиоферидотитах и оливиновом габбро. Близким к равновесному распределению изотопов кислорода и, соответственно, меньшими температурами характеризуется пара Pl-Crx ($\Delta\delta^{18}\text{O} = 0.4$) в оливиновом габбро. Рассчитанная температура (1164 °C) изотопно-кислородного равновесия для этой пары значительно ниже температуры их магматической кристаллизации. Можно предположить, что причинами несогласованного поведения кислородных изотопных температур, по-видимому, могли быть ретроградные реакции изотопного обмена в медленно остывавших породах при температурах субсолидуса и ниже после максимальных температур их кристаллизации [Bottinga, Javoy, 1973; Deines, 1977]. Как показали экспериментальные работы [Matsuhisa et al., 1979], ретроградные реакции играют важную роль в про-

Таблица 5. **Изотопный состав кислорода в минералах из пород Метешихинского массива**

№ п/п	№ пробы	Тип породы	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
1	МТ-6/2-03	Плагיוверлит	Оливин	5.0
			Клинопироксен	5.3
			Плагιοκлаз	5.8
2	МТ-104/1-06	»	Оливин	5.6
			Клинопироксен	5.9
			Плагιοκлаз	6.1
3	МТ-103-06	Оливиновое габбро	Оливин	5.7
			Клинопироксен	6.0
			Плагιοκлаз	6.4

геотермометрам имеют большой разброс и нередко различаются друг от друга на сотни и более градусов. Наиболее реальные температуры, динамика изменений которых соответствует теоретически обоснованным, дал двупироксеновый геотермометр П. Уэллса [Wells, 1977]. Получены следующие температуры (°C): плагюверлит — 1238, оливиновые габбро и габбронорит — 1162—1201, габбронорит — 1138.

При барометрических расчетах применялись два геобарометра — Г.В. Нестеренко, А.А. Арискина [1993] и П. Нимица, П. Улмера [Nimis, Ulmer, 1998], в которых использовался химический состав клинопироксена в качестве индикатора глубины кристаллизации расплава. Этот минерал устойчив в широком диапазоне *P-T*-условий формирования и эволюции магм и включает в своем составе практически все петрогенные элементы. Оба примененных геобарометра показали хорошую сходимость результатов. Полученные значения давления для габброидных пород укладываются в интервале 2.8—4.8 кбар, что отвечает мезоабиссальным условиям на глубине 9—12 км. Несколько большие значения получены для ультраосновных пород — 5—6 кбар.

Рассчитанные значения *T* и *P* согласуются с данными по соотношению Al в структурных позициях клинопироксена (см. табл. 1). Наиболее высокотемпературными (Al^{IV}) и более глубинными (Al^{VI}) по сравнению с габброидами являются верлиты и плагюверлиты. Здесь необходимо отметить, что расчетные значения *T* и *P* соответствуют условиям протекания твердофазных реакций, т.е. лежат в области субсолидусных превращений. Поэтому здесь важнее не эти абсолютные, а относительные значения температур и давлений, позволяющие сопоставить разные типы пород.

Оценка состава исходного расплава. Более или менее корректно состав исходного расплава можно оценить только для пород габброидной серии Метешихинского массива, так как породы второй ультрамафитовой фазы внедрения занимают незначительный объем и несут признаки обогащения интрателлурическим оливином, определяя тем самым их высокую магнезиальность и узкий интервал содержания MgO.

За вероятный исходный состав габброидной серии мы приняли средний состав пород закалочной фации на контакте массива со сланцами итанцинской свиты в южной части центрального блока (см. рис. 2). Они представлены мелкозернистыми габбро с субофитовой (диабазовой) структурой. По содержанию основных петрогенных компонентов, редких и редкоземельных элементов породы закалочной фации практически соответствуют среднему составу габброидных пород, что наглядно демонстрируют их спектры РЗЭ и спайдер-диаграмма (см.

Рис. 10. Диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ в минералах из пород Метешихинского массива (по данным табл. 7).

1 — плагюверлит, 2 — оливиновое габбро. I — мантийные ультрабазиты, II — внутриконтинентальные ультрабазит-базитовые интрузии [Фор, 1989; Eiler, 2001].

цессах, приводящих к неравновесному изотопному составу кислорода в ассоциирующихся минералах вследствие различий в скоростях обмена изотопами кислорода.

ОЦЕНКА *P-T*-УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И СОСТАВА ИСХОДНОГО РАСПЛАВА

Оценка *P-T*-условий кристаллизации пород Метешихинского массива проводилась методами минералогической термобарометрии. При вычислении равновесных температур кристаллизации минералов применялись различные геотермометры: мономинеральные клинопироксеновые, ортопироксеновые и роговообманковые, а также оливин-клинопироксеновые, оливин-шпинелевые и двупироксеновые. Полученные значения температур по этим

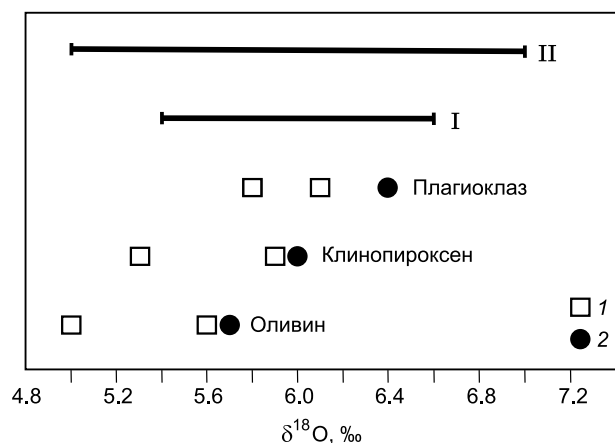


Таблица 6. Оценки состава исходного расплава для Метешихинского массива, мас. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	al'
1	44.40	0.89	18.31	4.36	7.71	0.17	9.95	12.98	1.03	0.12	0.06	0.83
2	44.80	0.40	18.50	2.79	8.30	0.13	11.60	11.90	1.30	0.20	0.08	0.81

Примечание. 1 — средний состав пород закалочной фации ($n = 4$), 2 — расчетный состав исходного расплава. al' — коэффициент глиноземистости: $Al_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO + MgO)$.

рис. 8). Средний состав эндоконтактных пород закалочной фации приведен в табл. 6 и помещен на петрохимических диаграммах (см. рис. 6, 7).

Для проверки корректности полученного состава нами применен метод математического моделирования с использованием программного комплекса SOMAGMAT 3.57 [Арискин, Бармина, 2000]. Моделирование проводилось в режиме формирования расслоенного массива. Для стартовых расчетов нами был выбран диапазон давления от 2 до 5 кбар, а также принято, что фугитивность кислорода соответствует буферу QFM (кварц-магнетит-фаялитовый), так как в габброидах постоянно присутствует магнетит и ильменит.

Как было отмечено выше, особенностью пород Метешихинского массива является наличие первично-магматической роговой обманки, количество которой варьирует от единичных зерен в перидотитах до 5—10 об. % в некоторых разновидностях габброидов. Кроме того, в этих амфиболах зафиксированы заметные концентрации хлора, а в некоторых случаях — фтора (см. табл. 2). Все это свидетельствует о повышенной флюидонасыщенности родоначального расплава Метешихинского интрузива. Учитывая данные по изучению летучих компонентов в расплавных включениях базитовых магм, генерируемых в зоне субдукции [Коваленко и др., 2000], можно предположить, что для исходного расплава Метешихинского интрузива содержание H₂O составляло порядка 0.2 мас. %. Поэтому в процессе ЭВМ-моделирования содержание H₂O в системе изменяли от 0.2 до 1.0 мас. %.

Моделирование показало, что наиболее оптимальная сходимость наблюдаемого и вычисленного составов пород массива установлена при давлении 3.0—3.5 кбар, активности кислорода, соответствующей буферу QFM, и содержанию воды 0.2—0.5 мас. %. Полученный при этих условиях модельный состав исходного расплава для габброидной фазы внедрения соответствует толеитовому базальту нормального ряда, натриевой серии и повышенной глиноземистости (см. табл. 6, рис. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основании анализа геологических, минералогических, петро- и геохимических данных в Метешихинском массиве отчетливо выделяются две группы пород: ультрамафическая и мафическая, образование которых можно отнести к двум интрузивным фазам. Вместе с тем сходство в спектрах распределения редких и редкоземельных элементов (см. рис. 8), а также единый тренд по содержанию Al₂O₃, CaO, Ni, Sr и Sr (см. рис. 6, 7) для перидотитов и габброидной серии свидетельствуют о принадлежности их к единому родоначальному расплаву с мантийными метками изотопов кислорода. Нам представляется, что ультрамафитовая фаза могла быть образована в процессе кристаллизации ранних минералов (оливина и, возможно, клинопироксена) и накопления их в нижних частях промежуточной камеры. В результате такого фракционирования образовался базальтовый расплав с относительно высоким содержанием Al₂O₃ и низким MgO, который дал первый магматический импульс внедрения в конечную камеру кристаллизации. Небольшой по объему ультрамафитовый расплав, вероятно, поступил в камеру позднее, в период второй фазы внедрения. Результаты численного моделирования по базальтовому расплаву с учетом небольшого завышения содержания MgO и щелочей и занижения CaO (см. табл. 6) в принципе подтверждают корректность использования состава пород закалочной фации в качестве состава исходного расплава для габброидной серии массива.

Распределения РЗЭ во всех типах пород массива, как отмечалось выше, характеризуются слабодифференцированным спектром с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми с величиной $(La/Yb)_N = 1.25—3.42$ и небольшим европиевым максимумом. Близость спектров распределения редких и редкоземельных элементов в ультраосновных и основных породах массива позволяет рассматривать их как продукты единого родоначального расплава. Сравнительный анализ с известными эталонными базальтами современных островодужных систем показал, что наибольшая сходимость конфигурации спектров редких и редкоземельных элементов (см. рис. 8) проявляется с низкокальциевыми островодужными базальтами Восточной Камчатки [Иванов и др., 2008]. Подобный характер спектров типичен для многих островодужных ультрабазит-базитовых интрузивов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), примерами которых могут служить массивы восточной части Байкало-Муйского пояса (Среднемамаканский) и Озерной зоны Западной Монголии (Центральный) [Изох и др., 1998, 2000; Цыганков, 2005].

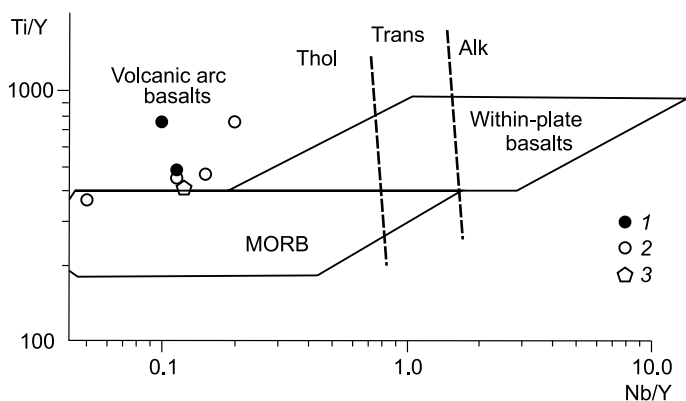


Рис. 11. Дискриминационная диаграмма Ti/Y—Nb/Y для габброидных пород Метешихинского массива.

Для построения диаграммы использованы данные табл. 4. 1 — оливиновое габбро, 2 — габбро и габбронориты, 3 — габбро-диабаз закалочной фации. Поля составов: within-plate basalts — внутриплитные базальты, volcanic arc basalts — толеитовые базальты вулканических дуг, MORB — базальты COX, Thol — толеитовая серия, Trans — переходная серия, Alk — щелочная серия.

Zr и максимумы для Ba, U, Sr. По мнению некоторых исследователей, такими особенностями обладают флюидонасыщенные расплавы, генерирующиеся над зонами субдукции [Авдейко и др., 1989; Гриб и др., 2009]. Эти результаты хорошо согласуются с данными диаграммы Nb/Y—Ti/Y (рис. 11), предложенной Дж. Пирсом [Pearce, 1982]. Здесь фигуративные точки составов габброидов Метешихинского интрузива, в том числе и средний состав габбро-диабазов закалочной фации, попадают в поле толеитовых базальтов островных дуг. В то же время низкие значения $(La/Yb)_N = 1.77—3.16$ и $(Th/Ta)_N = 0.05—0.67$, а также отношений изотопов стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7039—0.7041$) в габброидах, вероятнее всего, свидетельствуют об отсутствии или очень незначительной коровой контаминации [Бучко и др., 2012].

Для оценки геодинамических условий, при которых формировался тот или иной ультрабазит-базитовый интрузив, помимо геохимических параметров важнейшее значение имеют геохронологические данные. С учетом полученной оценки литостатического давления кристаллизации минералов габброидных пород (2.8—4.8 кбар) их консолидация проходила на глубине 9—12 км. Температура закрытия K/Ar изотопной системы амфибола составляет 550 °C [Hodges, 2003], поэтому при геотермальном градиенте 30 °C/км после кристаллизации габброидного массива и быстрой термической релаксации до соответствующих равновесных температур 280—470 °C должно было произойти полное ее закрытие. Поскольку образование роговообманковых габброидов из расслоенной серии происходило на самых поздних стадиях кристаллизации, полученный возраст (809 млн лет) принимается нами за время заключительной стадии формирования Метешихинского массива.

Полученная датировка Метешихинского массива отвечает неопротерозойскому (верхнерифейскому) этапу ультрабазит-базитового магматизма юго-восточного складчатого обрамления Сибирского крона. По современным геодинамическим построениям, этот этап в Западном Забайкалье по времени совпадает с активным формированием Баргузино-Витимского и Байкало-Муйского океанических бассейнов Палеоазиатского океана и сопряженных с ними Метешихинской и Келянской островодужных систем [Изох и др., 2003; Ярмолюк и др., 2006; Гордиенко, 2006; Гордиенко и др., 2010]. При этом предполагается, что Метешихинская островодужная система с интрузивами икатского комплекса образовалась, возможно, в условиях активной окраины Сибирского континента. В настоящее время фрагменты этой островодужной системы фиксируются верхнерифейскими турбидитами Верхневитимского (Икатского) террейна и толеитовыми базальтами верхнерифейской итандинской свиты селенгинской серии [Булгатов и др., 2006; Гордиенко и др., 2010; Орсов и др., 2012].

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Среди ультрамафит-мафитовых массивов икатского интрузивного комплекса Юго-Западного Забайкалья (южное складчатое обрамление Сибирского крона) Метешихинский массив первый, для которого установлен позднепротерозойский возраст (809.2 ± 5.9 млн лет, $^{40}Ar/^{39}Ar$ метод по магматическому паргаситу).

2. В строении массива участвуют две группы пород — мафитовая и ультрамафитовая, соответствующие двум интрузивным фазам. Первая — включает расслоенную серию пород, обогащенных интеркумулусным амфиболом и варьирующих по составу от оливиновых габбро до лейкократовых габбро-анортозитов; вторая — сложена верлитами, плагиоверлитами и оливиновыми клинопироксенитами. Породы обеих фаз кристаллизовались из единого расплава, который, по данным изотопного состава кислорода в породообразующих минералах, имеет мантийное происхождение.

3. P-T-условия формирования выделенных интрузивных фаз существенно различались. Предполагается, что их разделение произошло в промежуточной камере в результате фракционной кристаллизации и накопления ранних минералов (оливина и, возможно, клинопироксена) в нижних частях камер.

Остаточный базитовый расплав дал первый магматический импульс внедрения в конечную камеру кристаллизации.

4. С помощью программного комплекса COMAGMAT рассчитан состав исходного расплава для пород первой фазы. Он соответствует толеитовому базальту нормального ряда с содержанием воды 0.2—0.5 мас. %, его кристаллизация могла происходить при давлении 3.0—3.5 кбар и активности кислого рода, соответствующей буферу QFM.

5. Спектры распределения РЗЭ в породах массива обладают однотипным слабофракционированным трендом распределения с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и величиной $(La/Yb)_N = 1.25—2.75$. Мультиэлементным спектрам свойственны отрицательные аномалии К, Rb, Th, Nb, Zr и положительные Ba, U, Sm и особенно Sr. Выявленные геохимические характеристики несут черты сходства с толеитовыми базальтами современных островных дуг.

6. Метешихинский массив образовался в субдукционной обстановке, возможно, в условиях активной окраины Сибирского континента. Полученный возраст массива соответствует верхнерифейскому этапу проявления ультрабазит-базитового магматизма юго-восточного складчатого обрамления Сибирской платформы. На этом основании можно предполагать связь образования изученного массива с процессами формирования ранее выделенной Метешихинской островодужной системы.

Авторы выражают благодарность Е.В. Кислову, В.В. Шойбонову, Ж.Н. Цыдыпову и А.В. Малышеву за помощь в проведении экспедиционных работах, а также Е.В. Смирновой, Н.Н. Пахомовой, Т.А. Веливецкой и В.Ф. Посохову за выполнение аналитических исследований. Глубокую признательность выражаем рецензенту А.Э. Изоху за конструктивные замечания, которые позволили значительно улучшить структуру и текст рукописи.

Работа выполнена при частичной поддержке программы повышения конкурентоспособности НГУ (г. Новосибирск) и ТГУ (г. Томск), РФФИ (грант 14-05-0048к).

ЛИТЕРАТУРА

Авдейко Г.П., Волынец О.Н., Антонов А.Ю. Вулканизм Курильской островной дуги. Структурно-петрологические аспекты и проблемы петрогенезиса // Вулканология и сейсмология, 1989, № 5, с. 3—15.

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М., Наука, 2000, 363 с.

Балькин П.А., Петрова Т.Е., Майорова О.Н. Коронарные структуры пород дунит-троктолит-габбровой формации Восточной Сибири // Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск, Наука, 1983, с. 157—182.

Балькин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петров Т.Е. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск, Наука, 1986, 206 с.

Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М., Наука, 1988, 248 с.

Булгатов А.Н., Доронина Н.А., Ласточкин Н.И. Рифейские комплексы фундамента Удино-Витимской раннекаледонской зоны (Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. Вып. 4. Т. 1. Иркутск, Изд-во ИЗК СО РАН, 2006, с. 44—47.

Бучко И.В., Сорокина А.А., Великославинский С.Д., Котов А.Б. Геохимическая характеристика пород неархейского ультрамафит-мафитового массива Джугджуро-Станового супертеррейна (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Литосфера, 2012, № 1, с. 110—121.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Складчиков Е.В., Станевич А.М. Эволюция южной части Сибирского кратона в неопротерозое: петрология и геохронология магматических комплексов, возможная взаимосвязь с распадом Родинии и раскрытием Палеоазиатского океана // Проблемы тектоники Центральной Азии. М., ГЕОС, 2005, с. 127—136.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климух В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее — палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 589—614.

Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Перепелов А.Б. Геохимия вулканических пород Карымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология, 2009, № 6, с. 3—25.

Грудинин М.И., Беличенко В.Г., Гилев А.Ю., Бараш И.Г. Ультрабазит-базитовые комплексы района нижнего течения р. Селенги (Юго-Восточное Прибайкалье) // ДАН, 1999, т. 366, № 1, с. 84—87.

Грудинин М.И., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. Состав и геодинамика ультраосновных и основных пород района нижнего течения р. Селенга // Отечественная геология, 2001, № 2, с. 57—63.

Донцова Е.И. О некоторых закономерностях распределения изотопов кислорода в изверженных горных породах // Геохимия, 1966, № 4, с. 430—442.

Иванов А.В., Перепелов А.Б., Палесский С.В., Николаева И.В. Первые данные по распределению элементов платиновой группы (Ir, Os, Ru, Pt, Pd) и Re в островодужных базальтах Камчатки // ДАН, 2008, т. 420, № 1, с. 92—96.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлева Д.З., Пархоменко В.А. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1565—1577.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А. Формационный анализ расслоенных ультрабазит-базитовых ассоциаций и реконструкция геодинамических условий их образований // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург, Изд-во УрО РАН, 2000, с. 5—25.

Изох А.Э., Туркина О.М., Поляков Г.В. Этапы островодужного магматизма южного обрамления Сибирского кратона: проблема индикаторных магматических формаций // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003, с. 110—113.

Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А. Летучие компоненты (H_2O , CO_2 , Cl, F, S) в базитовых магмах различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Петрология, 2000, т. 8, № 2, с. 131—164.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантйные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 153—184.

Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Орсов Д.А., Владимиров А.Г., Травин А.В., Хромых С.В., Юдин Д.С. Индикаторная роль базит-ультрабазитовых комплексов в интерпретации геодинамической природы тектонических блоков южного обрамления Сибирского кратона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. Т. 2. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2005, с. 49—52.

Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Михеев Е.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Хлестов В.В., Хромых С.В. Реститовые гипербазиты в коллизионной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1562—1582.

Нестеренко Г.В., Арискин А.А. Глубина кристаллизации базальтовой магмы // Геохимия, 1993, № 1, с. 77—87.

Орсов Д.А., Булгатов А.Н., Бадмацыренова Р.А., Гордиенко И.В. Рифейский вулканоплутонический комплекс Бурлинской локальной спрединговой зоны (Западное Забайкалье): возраст, состав и источники формирования // Современные проблемы магматизма и метаморфизма: материалы Всероссийской конференции, посвященной 150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г.М. Саранчиной. Т. 2. СПб., Изд-во СПбГУ, 2012, с. 106—108.

Осокин П.В., Булгатов А.Н., Квашнин В.Г. Осадочно-вулканогенные образования хр. Морского (Забайкалье) и их минерогения // Геология и геофизика, 1989 (5), с. 50—59.

Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Института геол. наук. Сер. руд. месторожд., 1949, вып. 103, № 3, с. 1—88.

Симонов В.А., Гордиенко И.В., Ступаков С.И., Медведев А.Я., Котляров А.В., Ковязин С.В. Условия формирования базальтов Джидинской зоны Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (8), с. 1173—1187.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009, № 11, с. 1181—1199.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 590 с.

Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника, 2010, № 1, с. 5—28.

Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005, 306 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотоп-

ных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2006, т. 410, № 5, с. 657—662.

Bottinga Y., Javoy M. Comments on oxygen isotope thermometry // Earth Planet. Sci. Lett., 1973, v. 20, p. 250—265.

Deines P. On the oxygen isotope distribution among minerals and triplets in igneous and metamorphic rocks // Geochim. Cosmochim. Acta, 1977, v. 41, p. 1709—1730.

Eiler J.M. Oxygen isotope variations of basaltic lavas and upper mantle rocks // Rev. Mineral. Geochem., 2001, v. 43, p. 319—364.

Epstein S., Taylor H.P. Variation of O^{18}/O^{16} in minerals and rocks // Res. Geochem. V. 2 / Ed. P.H. Abelson. 1967, p. 29—62.

Fleach R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant $^{40}Ar/^{39}Ar$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geochim. Cosmochim. Acta, 1977, v. 41, p. 15—32.

Hodges K.V. Geochronology and thermochronology in orogenic systems // Treatise on geochemistry / Ed. R.L. Rudnick. V. 3. Amsterdam, Elsevier Science, 2003, p. 263—292.

Kalamarides R.L. Kiglapait geochemistry VI: Oxygen isotopes // Geochim. Cosmochim. Acta, 1984, v. 48, p. 1827—1836.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Maresch W.V., Nickel E.H., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // Can. Mineral., 1997, v. 35, p. 219—246.

Matsuhisa Y., Goldsmith J.R., Clayton R.N. Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water // Geochim. Cosmochim. Acta, 1979, v. 43, p. 1131—1140.

Matthews A., Goldsmith J.R., Clayton R.N. Oxygen isotope fractionations in volving pyroxenes: the calibration of mineral pair geothermometers // Geochim. Cosmochim. Acta, 1983, v. 47, p. 631—644.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, p. 223—253.

Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // Can. Mineral., 1989, v. 27, p. 143—156.

Nimis P., Ulmer P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems // Contr. Miner. Petrol., 1998, v. 133, № 1—2, p. 122—135.

Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Andesites / Ed. R.S. Thorpe. Wiley, Chichester, 1982, p. 528—548.

Steiger R.N., Jäger E. Subcommittee on Geochronology: convention and use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett., 1976, v. 36, p. 359—362.

Taylor H.P., Shepard S.M.F. Igneous rocks. I. Processes of isotopic fractionation and isotopic systematics // Rev. Mineral., 1986, v. 16, p. 227—271.

Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contr. Miner. Petrol., 1977, v. 62, № 2, p. 129—139.

*Рекомендована к печати 4 марта 2015 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию 22 мая 2014 г.,
после доработки — 12 февраля 2015 г.*