

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПЕРИДОТИТ-ТРОКТОЛИТ-ГАББРОВОГО МАССИВА ОРЦОГ-УЛА (Западная Монголия)

М.О. Шаповалова^{1,2}, Н.Д. Толстых¹, Р.А. Шелепаев^{1,2}, Л.В. Цибизов³

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

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

³Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

Представлены новые петрологические, изотопно-геохронологические и геофизические данные по ультрамафит-мафитовому массиву Орцог-Ула в Западной Монголии. Установлено двухфазное строение массива: 1) ритмично-расслоенная перидотит-габбровая серия пород (278.7 ± 2.5 млн лет) и 2) слабо-дифференцированная серия (272 ± 2 млн лет), сложенная биотитсодержащими амфибол-оливиновыми габбро и габброноритами. Обратный порядок распределения пород от лейкократовых в основании к меланократовым в верхней части каждого ритма расслоенной серии указывает на опрокинутое залегание массива вследствие тектонических процессов. Породы первой фазы внедрения по петрохимическим характеристикам (меньшими содержаниями $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, TiO_2 , P_2O_5), по уровню концентраций некогерентных элементов отличаются от пород второй фазы. Предполагаются различные мантийные источники: для первой фазы — деплетированный (положительный ϵ_{Nd}), а для второй — обогащенный (отрицательный ϵ_{Nd}). Рассчитанные исходные расплавы для первой и второй интрузивных фаз относятся к пикробазальтовым магмам. Построена карта аномальных значений модуля вектора магнитной индукции, с помощью которой уточнено строение массива Орцог-Ула.

Ультрамафит-мафитовые формации, расслоенный интрузив, пермский возраст, аномальные значения модуля вектора магнитной индукции, Западная Монголия.

PETROLOGY AND GEOCHRONOLOGY OF THE OORTSOG PERIDOTITE–TROCTOLITE–GABBRO MASSIF (*western Mongolia*)

M.O. Shapovalova, N.D. Tolstykh, R.A. Shelepaev, and L.V. Tsibizov

New petrological, isotope-geochronological, and geophysical data reveal two phases of magmatism in the Oortsog mafic–ultramafic intrusion in Western Mongolia. The intrusion consists of (i) rhythmically layered peridotite gabbro (278.7 ± 2.5 Ma) and (ii) poorly differentiated biotite-containing amphibole–olivine gabbro and gabbro-norite (272 ± 2 Ma). The inverse upward succession from leucocratic to melanocratic lithologies within each rhythm indicates that the intrusion was tectonically overturned. The earlier rocks (phase 1) have lower contents of major oxides ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, TiO_2 , and P_2O_5) than the later ones (phase 2) and show different patterns of incompatible elements. The intrusive rocks of phases 1 and 2 were derived from depleted (positive ϵ_{Nd}) and enriched (negative ϵ_{Nd}) mantle sources, respectively. The calculated parental melts of both phases belong to picritic (Mg-rich) basaltic magma. More insight into the intrusion structure was gained by mapping magnetic anomalies.

Mafic–ultramafic rocks, layered intrusion, Permian age, magnetic-flux density anomaly, western Mongolia

ВВЕДЕНИЕ

На территории Юго-Восточной Сибири [Кислов, 1998; Поляков и др., 2013; Podlipsky et al., 2015], Вьетнама [Svetlitskaya et al., 2015], Китая [Luo et al., 2014] и Монголии [Изох и др., 1998] последнее время ведется комплексное изучение ультрамафит-мафитовых дифференцированных и расслоенных интрузий с сульфидной минерализацией. Такие интрузии являются производными мантийного магматизма, и их изучение вносит существенный вклад в петрологические концепции, реконструкцию истории развития геологических структур. В Центрально-Азиатском складчатом поясе (ЦАСП) широко распространены массивы перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации с характерным ареальным размещением без их приуроченности к региональным разломам или офиолитовым зонам

[Изох и др., 1990]. На территории Хангайского нагорья выделяются массивы, объединенные в раннепалеозойский тамирский комплекс и разбитые на три ареала: Идэрский, Байдарикский и Тамирский [Поляков и др., 1984]. В работе [Я-Цзин Мао и др., 2018] предполагается связь базитовых массивов, в том числе тамирского комплекса (Орцог-Ула и Дулан-Ула) с Таримским плюмом. К Тамирскому ареалу относятся массив Орцог-Ула, содержащий сульфидную минерализацию [Изох и др., 1990], минералы элементов платиновой группы (ЭПГ) [Шаповалова и др., 2016] и находящийся в 1.5 км от него массив Дулан-Ула, также имеющий вкрапленную сульфидную минерализацию. Оба эти массива рассматриваются как объекты с экономическим Cu-Ni-ЭПГ потенциалом [Я-Цзин Мао и др., 2018]. В массиве Орцог-Ула нами выделены две фазы внедрения [Шаповалова и др., 2016], которые являются производными расплавов, фракционированных в различной степени. Цель данной работы — выявление особенностей формирования интрузивных фаз в одном из расслоенных массивов тамирского комплекса (Орцог-Ула) Западной Монголии на основе петрографии, петрохимии, минерального и редкоэлементного составов пород; установление возраста обеих фаз и в итоге построение петрологической модели становления массива. Это позволит внести вклад в решение фундаментальной петрологической задачи, связанной с образованием и эволюцией базитовых магм. По итогам выполненных исследований можно предположить, к какому этапу формирования ЦАСП относить магматизм, частью которого является массив Орцог-Ула.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МАССИВА ОРЦОГ-УЛА

Массив Орцог-Ула расположен в северной части территории Монголии относительно Главного Монгольского разлома в центре ЦАСП, граничащего с Сибирским кратоном на севере, Таримским и Китайско-Корейским кратонами на юге. Северный сегмент рассматривается как каледонский (500—400 млн лет) ороген, тогда как южный относится к герцинской (400—230 млн лет) складчатости [Тектоника..., 1974; Дергунов и др., 1980].

Многими исследователями, в частности [Tectonic..., 2002; Badarch et al., 2002], установлено, что территория Монголии имеет сложное мозаичное строение, где относительно небольшой докембрийский блок, располагающийся в Хангайском нагорье, является центральным сегментом, вокруг которого акретированы фрагменты земной коры, сформированные в различных геодинамических обстановках. Поэтому вопрос о геодинамических условиях, в которых формировался массив, является актуальным. На данный момент существуют две точки зрения: 1) по данным [Гордиенко, 1987; Ernst, 2014, 2016], на исследуемой территории существовала активная окраина Монголо-Сибирского континента с двумя вулканоплутоническими поясами; 2) магматическая активность связана с Монгольской горячей точкой [Kuzmin et al., 2010; Ярмолук, Кузьмин, 2012], существовавшей в позднепермскую-раннетриасовую эпоху [Кузьмин, Ярмолук, 2014].

Расслоенный перидотит-габбровый массив Орцог-Ула находится на северном склоне Хангайского нагорья в левобережье р. Тамирын-Гол (рис. 1, а) с площадью выхода на поверхность около 5 км². Он прорывает метаморфические протерозойские толщи, сложенные кварцитами, гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. В северо-западной части массива установлен контакт габброидов с вмещающими породами, в том числе с зонами приконтактового плавления. Центральная его часть пространственно совпадает с вершиной горы Ундэр-Орцог-Ула (1740 м) (см. рис. 1, б). В ранних публикациях породы массива Орцог-Ула и другие габброидные интрузивы на карте м-ба 1:200 000 [Хосбаяр и др., 1987] были отнесены к раннепалеозойскому этапу магматизма. В исследуемом регионе также широко проявлен пермский ультрамафит-мафитовый и габбро-монцодиоритовый магматизм селенгинского комплекса.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Анализ валового состава пород (56 проб) проводился методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) на приборе ARL 9900 (Thermo Scientific, Швейцария). Измерения осуществлялись при пределах обнаружения 30 г/т. Анализ содержания редких элементов (28 образцов) выполнен в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) методом ICP-MS на масс-спектрометре MAT Element-I (Finnigan, Германия) по методике [Николаева и др., 2008]. Рентгеноспектральный микроанализ (WDS) породообразующих минералов (121 анализ) проводился на приборе JXA-8100 (Jeol, Япония). Градуирование осуществлялось по внутренним стандартам минералов. Параметры съемки: $E_0 = 20$ кВ, $I = 40$ нА, $t = 10$ с.

Определения возраста по изотопным соотношениям U и Pb в цирконах осуществлялось на прецизионном вторично-ионном (SIMS) микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe II, ASI, Австралия) в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). ^{39}Ar – ^{40}Ar методом определяли возраст по монофракциям биотита и амфибола в ИГМ СО

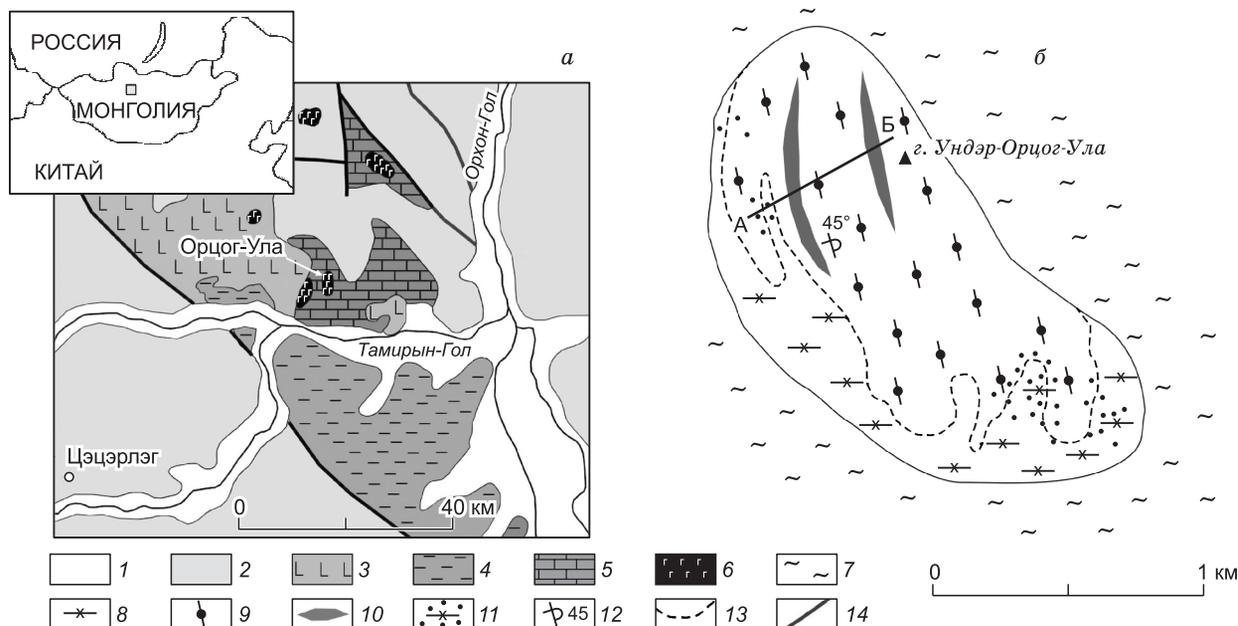


Рис. 1. Геологическая схема строения северного склона Хангайского нагорья [Яншин и др., 1989] (а) и массива Ордог-Ула (наши данные) (б).

1 — четвертичные отложения; 2 — осадочные терригенные породы (PZ_3 — MZ_2); 3 — базальты (PZ_3); 4 — зеленые сланцы (R_3 — E_1); 5 — карбонатные породы (R_3 — E_1); 6 — интрузии тамирского комплекса (PZ_1); 7 — кристаллические сланцы и гнейсы; 8 — габбро и габбронориты второй фазы; 9, 10 — породы первой фазы: 9 — оливковые габбро, габбронориты и троктолиты; 10 — ультрамафиты (плагιοгарцбургиты, лерцолиты) и меланотроктолиты; 11 — габброиды с сульфидной вкрапленностью; 12 — опрокинутое залегание пород; 13 — контакт между фазами; 14 — разломы.

РАН. Измерения изотопного состава аргона осуществлялось на многоколлекторном масс-спектрометре Argus (GV-Instruments, Англия).

Данные по Sm-Nd были получены методом TIMS (ThermoFinnigan Triton) (погрешность определения параметров менее 0.001 %) в Геологическом институте Кольского научного центра РАН (г. Апатиты). Для химических процедур использовалась методика определения самарий-неодимового отношения [Журавлев и др., 1987].

Состав родоначальных расплавов, из которых могли образоваться породы массива Ордог-Ула, определяли методом математического моделирования с помощью программного комплекса SOMAGMAT 3.57 [Ariskin et al., 1993]. Моделирование проводилось в режиме, имитирующем формирование расслоенного массива. Для стартовых расчетов были выбраны параметры: давление 2 кбар, фугитивность кислорода соответствовала буферу QFM (кварц-фаялит-магнетитовый).

Во время экспедиционных работ на массиве Ордог-Ула была выполнена наземная магнитная съемка и построена карта аномальных значений модуля вектора магнитной индукции. Метод подробно описан в разделе «Наземная магнитная съемка массива Ордог-Ула».

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрографическая характеристика пород

Нами установлено, что массив состоит из двух фаз внедрения [Shapovalova et al., 2015] (см. рис. 1, б): 1) ритмично-расслоенной перидотит-троктолит-габброноритовой серии пород (без биотита); 2) биотитсодержащих амфибол-оливковых габброидов со слабым изменением меланократовости. Был выявлен резкий контакт между фазами в южной части массива. В породах обеих фаз обнаружена сульфидная минерализация, приуроченная к контакту между фазами [Шаповалова и др., 2017]. Полученные нами данные позволили уточнить ранее опубликованную схему интрузива [Изох и др., 1990].

Породы первой и второй фаз имеют петрографические и минералогические различия. Породы слагающие **первую фазу**, включают четыре группы по лейкократовости:

Ультрамафитовая группа представлена плагιοгарцбургитами и лерцолитами, линзовидные выходы которых находятся в северной части массива. Они характеризуются гипидиоморфной структурой,

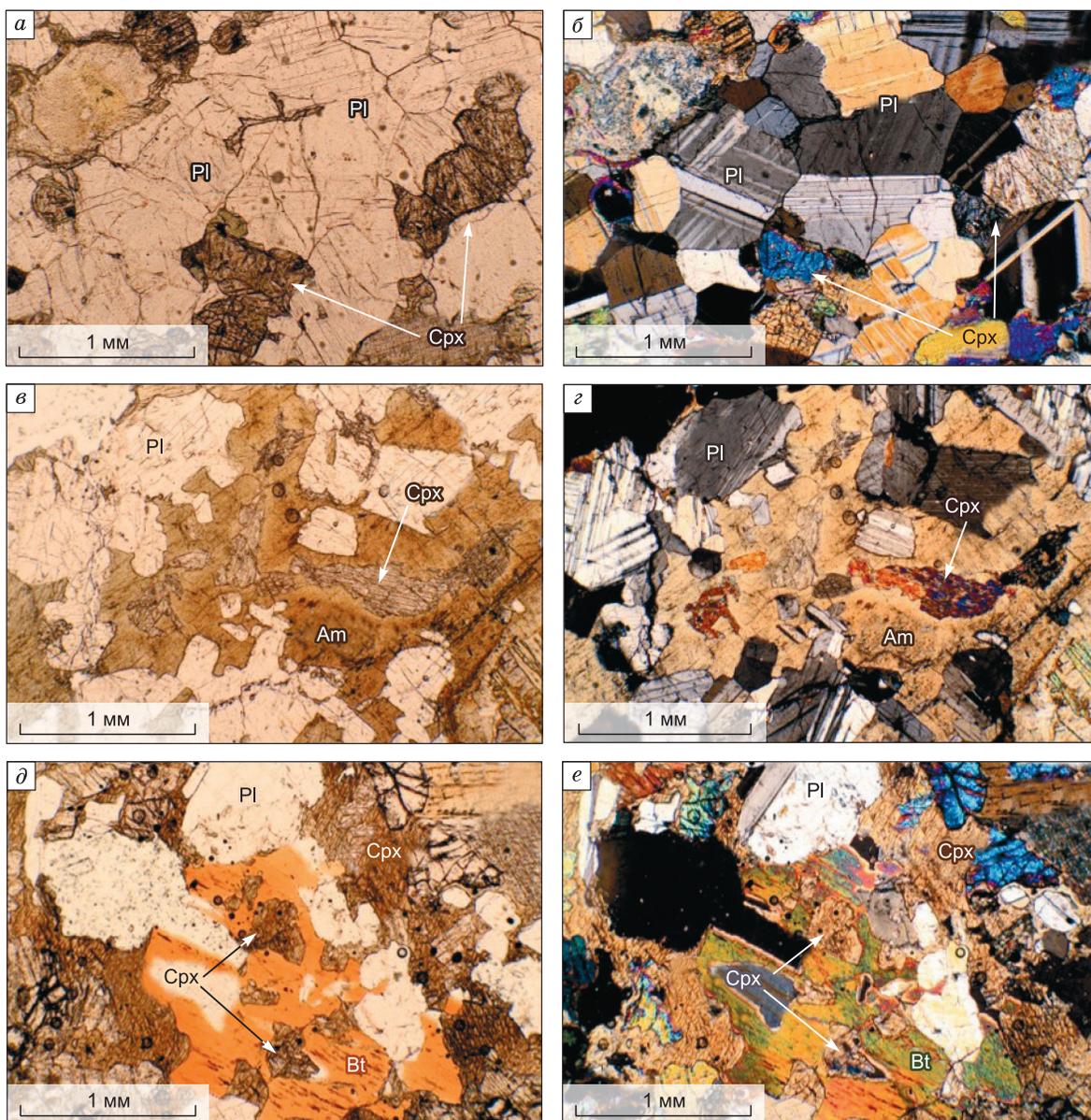


Рис. 2. Мезократовое оливиновое габбро первой фазы (обр. Ч-29-14) с габбровой структурой (а, б); биотитсодержащее амфиболовое мезогаббро второй фазы (обр. В-13061) с пойкилитовой структурой (в, з); амфибол-оливиновое мезогаббро второй фазы (обр. Ч-22-14) с пойкилитовой структурой (д, е).

Pl — плагиоклаз, Cpx — клинопироксен, Am — амфибол, Bt — биотит. а, в, д — без анализатора; б, з, е — с анализатором, николи скрещены.

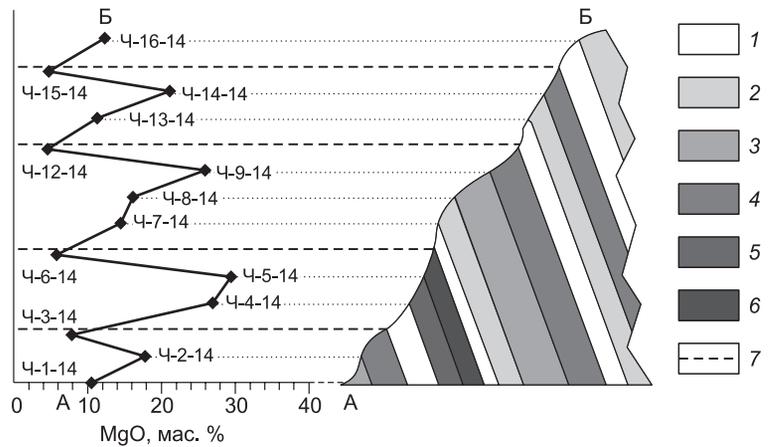
местами переходящей в пойкилитовую. Плагиогарцбургиты сложены оливином (70—85 об. %), плагиоклазом (5 об. %) и ортопироксеном (10—25 об. %). Лерцолиты состоят из оливина (70 об. %), плагиоклаза (0—5 об. %), ортопироксена (10—15 об. %) и клинопироксена (10—15 об. %), который соответствует диопсиду и авгиту ($Mg\# = 73—88\%$).

Субультрамафитовая группа представлена троктолитами (Ol 60 об. %, Pl 25 об. %, Cpx + Орх 10—15 об. %), меланократовыми оливиновыми габбро и габброноритами (Ol 60—80 об. %, Pl 10—30 об. %, Cpx 10—15 об. %; Ol 60—80 об. %, Pl 10—30 об. %, Cpx + Орх 10—15 об. %), которые слагают верхние части ритмов массива Орцог-Ула.

В мафитовую группу входят оливиновые габбро (Ol 5—60 об. %, Pl 10—80 об. %, Cpx 10—40 об. %), среди которых мезократовые являются самыми распространенными породами массива (рис. 2,

Рис. 3. Разрез по линии А-Б (см. рис. 1, б) и диаграмма изменения содержания MgO в породах первой фазы снизу вверх по разрезу:

1 — оливковые лейкогаббро; 2 — оливковые мезогаббро; 3 — оливковые мезогаббронориты; 4 — оливковые меланогаббро; 5 — троктолиты; 6 — плагиоклазовые перидотиты; 7 — граница между ритмами.



а, б), лейкогаббро (Ol 0—5 об. %, Pl 70—90 об. %, Crx 10—30 об. %) и роговообманковые габбро (Ol 5—30 об. %, Pl 50—70 об. %, Crx 10—30 об. %, Hbl 5—10 об. %), выделенные по наличию магнезиальной роговой обманки (Mg# 77.3—94.9 %, ^{IV}Al 0.6—0.2 %, Ti 0.08—0.04 %).

Анортозитовая группа представлена анортозитами, содержащими более 90 об. % основного плагиоклаза (An₆₅₋₉₀). Анортозиты встречаются в нижних частях (в современных координатах) массива и характеризуются аллотриоморфно-зернистой структурой и наибольшей степенью изменения пород.

Вторая фаза состоит из оливковых габброноритов и оливковых габбро (мезогаббро), для которых содержание плагиоклаза и, следовательно, степень дифференциации представлена незначительно. В отличие от пород первой фазы габброиды второй фазы характеризуются наличием биотита (см. рис. 2, в, з) (до 10 об. %) и большими содержаниями амфибола (до 30 об. %) (см. рис. 2, д, е).

Для пород первой фазы характерна первично-магматическая расслоенность, обусловленная чередованием всех групп пород. Каждый ритм начинается с ультрамафитов или мафитов и заканчивается лейкократовыми породами. В разрезе массива Орцог-Ула наблюдается обратная последовательность пород внутри каждого ритма: основание ритма сложено лейкократовыми разновидностями, верхняя часть ритма — меланократовыми габброидами (рис. 3). Такую особенность можно объяснить опрокинутым залеганием массива Орцог-Ула.

Породообразующие минералы массива Орцог-Ула

Оливин является породообразующим минералом обеих фаз. В лерцолитах и плагиогарцбургитах первой фазы содержится до 75 об. % оливина, а в габброидах по мере увеличения лейкократовости количество оливина уменьшается вплоть до полного его отсутствия в лейкогаббро, роговообманковых габбро и анортозитах. Обычно он идиоморфен по отношению к остальным минералам и в большинстве случаев частично серпентинизирован, с образованием петельчатой структуры. Размер кристаллов оливина достигает 3 мм. По составу он относится к хризолиту с Fo₆₃₋₈₃ для первой фазы [Изох и др., 1990] и Fo₇₃₋₈₂ для второй (рис. 4, а; табл. 1). В габброноритах первой фазы были встречены зерна оливина с мелкими включениями (до 0.25 мм) зеленой шпинели (герцинит). Для пород второй фазы характерен оливин с каймами ортопироксена и клинопироксена.

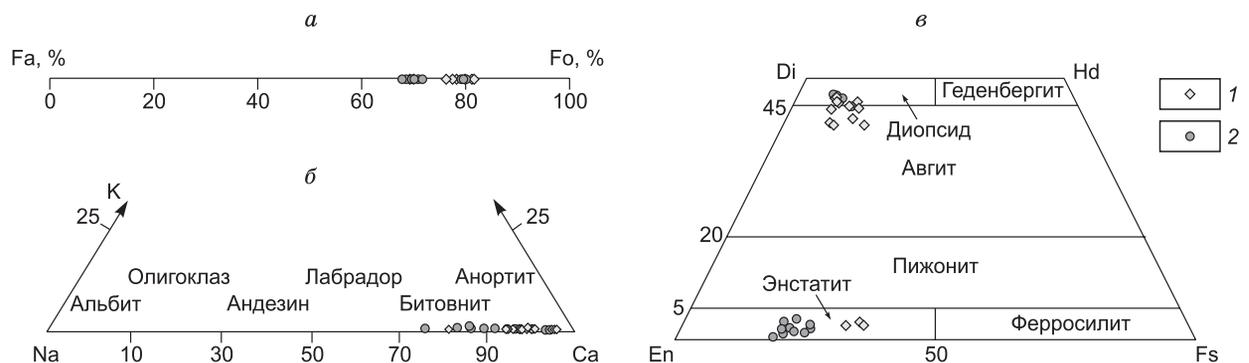


Рис. 4. Составы породообразующих минералов из обеих фаз массива Орцог-Ула:

а — оливина; б — плагиоклаза; в — пироксенов. Классификация пироксенов дана по [Mogimoto, 1989]. 1 — первая фаза, 2 — вторая фаза.

Таблица 1. Химический состав оливина (мас. %) в породах массива Орцог-Ула

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Сумма	Fo, %
О1 меланогаббро	Первая фаза											
	38.02	н.п.о.	н.п.о.	0.36	22.44	39.83	н.п.о.	0.03	—	0.02	100.70	75.7
	38.61	»	»	0.34	21.84	40.21	»	0.03	—	0.01	101.04	76.4
О1 мезогаббро	39.51	»	»	0.32	17.67	43.34	»	0.02	—	0.05	100.92	81.1
	39.07	»	»	0.28	19.12	42.36	0.01	0.02	—	0.01	100.86	79.6
Троктолит	39.10	»	»	0.27	16.48	43.78	н.п.о.	0.03	—	0.08	99.75	82.3
	39.72	»	»	0.23	15.56	44.61	»	0.04	—	0.09	100.25	83.4
О1 меланогаббро	Вторая фаза											
	38.18	0.01	0.02	0.37	21.09	39.55	0.01	0.02	0.02	—	99.26	76.7
	38.62	0.02	0.03	0.31	16.88	43.24	0.02	0.02	0.01	—	99.15	81.8
	39.25	0.02	0.02	0.32	16.69	43.49	0.02	0.02	0.01	—	99.84	82.0
О1 мезогаббро	38.62	0.01	н.п.о	0.30	21.39	38.83	0.02	н.п.о	0.00	—	99.16	76.1
	38.43	н.п.о	»	0.32	21.80	39.01	0.04	»	н.п.о	—	99.6	75.9
	38.38	0.01	0.02	0.27	24.17	37.60	0.02	»	»	—	100.46	73.3
	38.52	0.01	0.01	0.27	24.31	37.89	н.п.о.	»	0.01	—	101.02	73.3
	37.88	0.01	0.03	0.24	21.63	39.70	0.01	0.03	0.01	—	99.52	76.4

Примечание. Здесь и далее: н.п.о – ниже предела обнаружения, прочерк – не анализировалось. Рентгеноспектральный микроанализ породообразующих минералов проводился на приборе JXA-8100 в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), аналитик О.С. Хмельникова.

Таблица 2. Химический состав плагиоклазов (мас.%) в породах массива Орцог-Ула

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Ап, %
Перидотит	Первая фаза						
	49.42	32.44	15.56	2.73	0.01	100.26	75.85
	45.44	34.57	18.61	0.98	0.01	99.79	91.30
О1 меланогаббро	45.89	34.75	18.59	0.92	0.01	100.45	91.68
	46.03	34.27	18.52	1.05	0.01	100.11	90.64
	44.95	33.89	18.74	0.89	н.п.о.	98.83	92.10
О1 мезогаббро	46.54	33.88	17.87	1.34	»	99.88	88.03
	45.62	34.27	16.94	1.32	0.15	98.58	86.83
	43.77	34.75	19.45	0.41	н.п.о.	98.56	96.31
	44.25	35.32	19.31	0.51	»	99.55	95.48
Троктолит	45.44	34.45	18.36	1.03	»	99.67	90.76
	45.16	34.55	18.55	1.01	0.06	99.58	90.72
О1 меланогаббро	Вторая фаза						
	45.70	34.20	18.62	1.13	0.03	100.04	89.97
	45.25	34.58	18.83	0.95	0.02	99.86	91.52
	44.73	34.99	19.33	0.69	0.02	99.96	93.84
О1 мезогаббро	45.27	34.24	17.32	1.54	0.01	98.62	86.10
	46.66	33.38	15.61	2.10	0.11	99.17	79.90
	47.49	32.24	15.41	2.42	0.05	98.04	77.66
	45.00	34.81	17.99	0.45	н.п.о.	98.24	95.69

Примечание. Концентрации TiO₂, Cr₂O₃, MnO, FeO, MgO – ниже предела обнаружения.

Таблица 3. Химический состав ортопироксенов (мас. %) в породах массива Орцог-Ула

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg#, %
Первая фаза												
Перидотит	53.14	0.13	3.78	0.08	0.38	18.38	18.42	3.28	0.34	0.05	97.96	64.10
Ol мезогаббро	39.90	0.26	14.58	0.11	12.26	0.15	15.03	11.53	1.48	0.13	95.42	68.60
	55.22	0.05	0.96	0.01	18.79	0.49	21.73	1.51	0.11	0.01	98.88	67.33
Троктолит	48.81	1.29	6.19	н.п.о.	13.25	0.30	15.45	11.36	0.99	0.58	98.21	67.51
Вторая фаза												
Ol меланогаббро	55.44	н.п.о.	1.55	н.п.о.	0.08	12.29	29.37	0.22	н.п.о.	н.п.о.	98.95	80.98
	52.04	0.20	2.07	0.15	0.29	16.60	26.31	1.14	0.08	0.03	98.90	73.85
	53.27	0.19	2.00	0.10	0.29	14.67	28.08	1.29	0.03	0.01	99.95	77.33
	52.83	0.43	1.37	0.11	0.37	18.40	23.00	2.08	0.16	0.08	98.82	69.02
Ol мезогаббро	54.49	0.20	1.17	0.16	0.33	15.88	27.16	0.66	0.01	н.п.о.	100.06	75.30
	53.96	0.17	0.94	0.06	0.32	16.48	26.74	1.01	0.03	0.01	99.72	74.30
	54.18	0.31	1.53	0.09	0.31	13.90	28.27	1.16	0.04	н.п.о.	99.79	78.37
	55.07	0.03	1.51	0.12	0.30	13.52	29.06	0.50	н.п.о.	»	100.10	79.30

Плагиоклаз — наиболее распространенный минерал, присутствует во всех породах массива Орцог-Ула в различных количествах (от 5 об. % в плагиоперидотитах до почти 100 об. % в анортозитах). Содержание An в проанализированных зернах плагиоклаза варьирует от An₇₅ до An₉₈ для пород первой фазы и An₇₇—An₉₆ для габброидов второй фазы, что соответствует анортиту и битовниту (см. рис. 4, б; табл. 2). Для плагиоклаза в ультрамафитовой группе пород характерны ксеноморфные кристаллы, а в лейко- и мезократовых габброидах второй фазы он образует лейсты, формирующие пойкилоофитовую структуру с ойкокристиллами пироксена и амфибола. Иногда плагиоклаз замещен соссюритом; в анортозитах количество измененного плагиоклаза выше, чем в габброидах.

Ортопироксен находится в виде мелких (до 2 мм) округлых, призматических кристаллов, чаще неправильной формы и ксеноморфных по отношению к оливину. По составу Mg# он соответствует энстатиту [Morimoto, 1989] на диаграмме Mg—Fe как в первой фазе, так и во второй (см. рис. 4, в; табл. 3).

Таблица 4. Химический состав клинопироксенов (мас. %) в породах массива Орцог-Ула

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg#, %
Первая фаза												
Перидотит	50.40	0.36	5.19	1.10	4.34	0.11	15.36	22.67	0.31	н.п.о.	99.84	86.31
	51.88	0.42	3.47	0.80	4.75	0.15	16.17	22.38	0.30	»	100.30	85.85
	51.89	0.33	3.53	0.95	4.13	0.11	16.41	22.78	0.25	»	100.37	87.62
Ol меланогаббро	52.98	0.25	2.40	0.20	6.36	0.19	16.31	21.26	0.23	»	100.18	82.05
	52.62	0.40	2.88	0.15	6.68	0.21	15.01	22.70	0.21	»	100.85	80.02
Ol мезогаббро	52.19	0.30	2.31	0.11	5.04	0.14	16.07	23.40	0.15	»	99.70	85.03
	52.80	0.28	2.19	0.07	5.30	0.17	15.97	23.39	0.16	»	100.34	84.30
	51.49	0.54	2.44	0.11	7.89	0.19	14.47	22.33	0.20	0.02	99.67	76.57
	51.01	1.47	2.18	0.09	9.51	0.31	14.52	20.41	0.23	0.01	99.75	73.12
Троктолит	51.56	0.37	3.53	0.83	3.87	0.13	16.39	22.91	0.23	н.п.о.	99.81	88.30
	49.76	0.30	4.32	1.84	5.31	0.10	16.98	21.09	0.17	»	99.87	85.07
Вторая фаза												
Ol меланогаббро	52.83	0.51	2.59	0.11	0.20	5.34	16.15	22.92	0.28	0.02	100.94	84.35
	50.78	0.33	3.42	0.84	0.14	4.92	16.08	21.92	0.19	0.02	98.63	85.35
Ol мезогаббро	51.42	0.56	3.05	0.43	0.19	6.63	15.88	21.05	0.29	0.01	99.50	81.02
	52.16	0.45	2.31	0.27	0.16	5.85	15.59	22.51	0.28	0.01	99.60	82.61
	51.81	0.40	3.67	0.97	0.15	4.55	15.98	21.39	0.49	0.05	99.45	86.22
	52.23	0.35	2.68	0.68	0.15	4.37	15.89	22.53	0.39	0.02	99.29	86.63

Таблица 5. Химический состав амфиболов (мас. %) в породах первой фазы массива Орцог-Ула

Компонент	Перидотит	Ol меланогаббро		Троктолит	Ol мезогаббро					
	Mg Hbl	Актинолит	Mg Hbl	Актинолит	Актинолит		Mg Hbl			Тремолит
SiO ₂	52.92	53.33	52.18	54.57	52.74	55.62	46.15	48.28	51.36	54.97
TiO ₂	0.40	0.12	0.25	0.18	0.19	0.77	0.51	1.08	0.57	0.02
Al ₂ O ₃	2.53	3.33	6.04	2.88	2.61	2.58	11.75	7.47	5.84	1.93
Cr ₂ O ₃	0.22	0.23	0.02	0.05	0.55	0.09	0.12	0.26	0.39	н.п.о.
FeO	8.46	9.06	9.22	7.66	7.01	6.52	8.68	7.66	9.42	6.62
MnO	0.21	0.20	0.16	0.12	0.15	0.13	0.09	0.13	0.16	0.15
MgO	16.42	16.04	18.16	19.25	16.53	19.14	16.45	15.88	17.13	20.17
CaO	19.98	17.16	11.58	12.75	18.97	13.09	12.26	15.63	12.49	12.98
Na ₂ O	0.18	0.29	0.57	0.28	0.25	0.18	1.86	0.88	0.49	0.20
K ₂ O	н.п.о.	0.07	0.19	0.04	0.04	н.п.о.	0.36	н.п.о.	0.16	0.02
Сумма	17.36	17.24	16.89	16.98	17.29	16.99	17.42	17.39	17.04	17.00
Mg/(Mg+Fe)	77.58	75.94	98.22	88.98	80.78	83.96	90.60	78.70	85.85	91.06

Таблица 6. Химический состав амфиболов и биотита (мас. %) в породах второй фазы массива Орцог-Ула

Компонент	Перидотит	Ol меланогаббро		Ol мезогаббро				
	Mg Hbl	Mg Hbl		Чермакит	Паргасит		Mg Hbl	Биотит
SiO ₂	50.66	50.19	47.57	44.09	43.58	44.64	51.07	37.98
TiO ₂	0.40	0.01	0.30	0.39	3.21	0.85	0.15	3.01
Al ₂ O ₃	5.05	8.57	9.68	12.85	11.90	12.14	6.29	16.38
Cr ₂ O ₃	0.09	0.02	0.05	0.16	0.13	0.29	0.05	0.17
FeO	10.15	5.77	8.45	9.25	8.39	7.56	5.96	8.27
MnO	0.19	0.13	0.17	0.13	0.09	0.10	0.12	0.02
MgO	17.36	20.48	17.59	15.96	15.47	16.53	19.59	19.59
CaO	11.27	11.57	12.16	10.74	11.21	11.54	12.43	0.02
Na ₂ O	0.60	0.86	1.46	2.14	2.30	2.10	1.08	1.23
K ₂ O	0.14	0.01	0.30	0.15	0.61	0.67	0.01	7.61
Сумма	15.19	15.23	15.46	15.63	15.66	15.72	15.30	94.28
Mg/(Mg + Fe)	78.05	94.95	85.16	78.63	76.68	79.84	89.05	—

Клинопироксен характерен для обеих фаз и присутствует в разном количестве во всех группах пород. Округлые зерна (до 2 мм в поперечнике) Срх обрастают роговой обманкой, образуя венцовую структуру, иногда встречаются мелкие округлые или таблитчатые кристаллы (до 0.5 мм в поперечнике). Клинопироксен формирует пойкилитовую структуру с хадакритами Pl и Орх. В породах первой фазы образует каемки вокруг ортопироксена либо вокруг оливина. По составу клинопироксен соответствует диопсиду и авгиту (Mg# = 73—88 %) для первой фазы и диопсиду (Mg# = 78—86 %) для второй фазы (см. рис. 4, б; табл. 4) [Morimoto, 1989].

Амфибол в породах первой фазы образует каймы по Срх, а также часто замещает полностью Срх и Орх. Он также является характерным породообразующим минералом для пород второй фазы. Обычно он образует крупные до 3 мм ксеноморфные кристаллы, плеохроирующие от светло-зеленого до бурозеленого оттенка. В пойкилитовой структуре он слагает ойкокристаллы (см. рис. 2, д, е). Среди амфиболов в породах обеих фаз чаще всего встречается магнезиальная роговая обманка (Mg# = 77—95 %, ^{IV}Al 0.6—0.2, Ti 0.08—0.04). Были найдены зерна актинолита и тремолита (табл. 5) для пород первой фазы, где амфибол замещает пироксены. В породах второй фазы обнаружены зерна паргасита и чермакита, по номенклатуре [Leake et al., 1997] (табл. 6).

Биотит встречается только в породах второй фазы и кристаллизуется в виде чешуйчатых кристаллов до 1.5 мм, плеохроирующих по биотитовой схеме от бледно-желтого до темно-коричневого с характерным красноватым оттенком. Образует пойкилитовую структуру с Орх, Срх и Pl (см. рис. 2, в, з), иногда хадакритами в Срх. Состав минерала относится к флогопитовому крайнему члену серии биотита на тройной диаграмме для железо-магнезиальных слюд в координатах Mg—Fe—Al (MgO = 19.6 мас. %) (табл. 6).

К акцессорным минералам пород второй фазы массива Орцог-Ула относится апатит. Зерна апатита вытянутые, не превышают 1 мм, находятся в интерстициях породообразующих минералов.

Петрохимическая характеристика массива Орцог-Ула

По петрохимическим характеристикам породы массива Орцог-Ула соответствуют ультраосновным и основным с вариациями SiO_2 от 36 до 48 мас. % и содержанием $\text{MgO} = 5\text{--}35$ мас. % (первая фаза) и 17—25 мас. % (вторая фаза) (рис. 5; табл. 7). Содержание SiO_2 для пород первой фазы увеличивается от ультрамафитовой группы пород до анортозитов.

Основными петрохимическими особенностями пород интрузива являются увеличение содержания SiO_2 , Na_2O и K_2O в процессе кристаллизации (при уменьшении MgO). Это свидетельствует о тенденции накопления щелочей в ходе развития магматической системы. По мере увеличения содержания кремнезема в породах первой и второй фаз вместе с увеличением щелочности увеличиваются содержания Al_2O_3 и TiO_2 . С уменьшением содержания MgO возрастают концентрации Al_2O_3 (см. рис. 5, а) и CaO , что обусловлено фракционированием оливина и плагиоклаза.

При этом к наиболее характерным особенностям следует отнести разницу, проявленную между породами первой и второй фаз. На диаграмме MgO —сумма щелочей (см. рис. 5, б) наблюдается отрицательная корреляция между этими параметрами для пород первой фазы, а фигуративные точки составов пород второй фазы образуют отдельное поле. Породы второй фазы отличаются от пород первой фазы более высокими содержаниями щелочей, особенно K_2O (до 0.8 против 0.2 мас. %), а также P_2O_5 , TiO_2 (до 0.06 и 0.50 мас. % соответственно) при содержании $\text{MgO} = 17\text{--}21$ мас. % (см. рис. 5, в, г). При одинаковом количестве MgO содержания некогерентных элементов сильно различаются, следовательно, породы обеих фаз не могут являться производными одного расплава. Насыщенность пород второй фазы титаном, фосфором и щелочами, особенно калием, отражается в их минеральном составе — обогащении пород биотитом, акцессорными минералами (апатитом, Ti -магнетитом), а также в присутствии Ti -содержащего клинопироксена (TiO_2 до 0.56 мас. %).

Геохимические особенности пород массива Орцог-Ула

Одной из основных геохимических особенностей пород массива Орцог-Ула является их обедненность редкоземельными элементами. Содержание REE не превышают 10 хондр. ед. [Boynnton, 1984], при этом максимальные их концентрации отмечаются в породах второй фазы: в биотитсодержащем рудоносном мезогаббро (рис. 6, а; см. табл. 7). В основном для всех пород характерен слабый отрицатель-

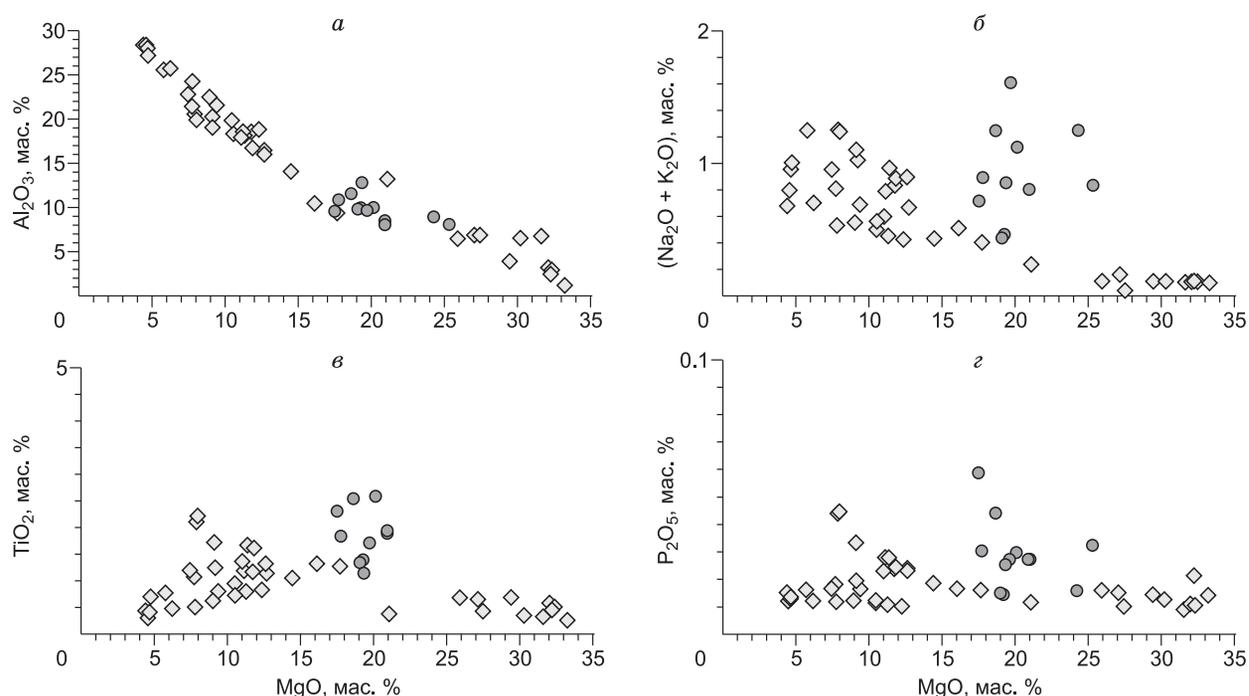


Рис. 5. Содержание MgO в породах двух фаз массива Орцог-Ула относительно Al_2O_3 (а), $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (б), TiO_2 (в), P_2O_5 (г).

Усл. обозн. см. на рис. 4.

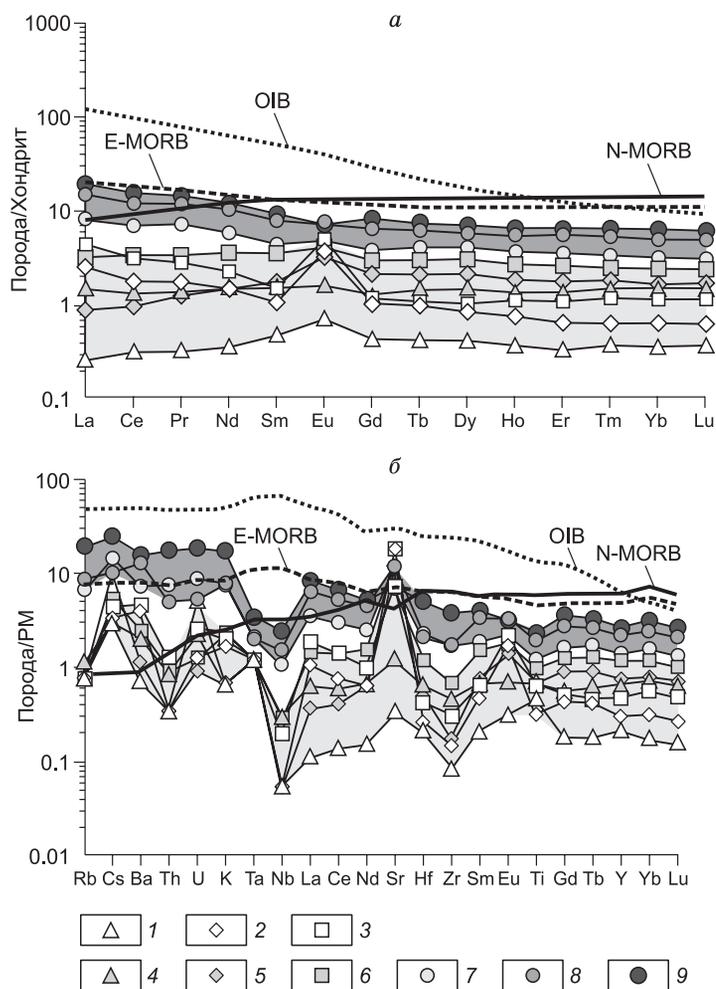
Таблица 7. Выборочные петрохимические и геохимические анализы пород массива Орцог-Ула

Компонент	Породы первой фазы							Породы второй фазы		
	Плагио- гарцбург- гит	Лерцо- лит	О1 мела- ногаббро	Мезогаб- бронорит	Лейко- габбронорит	О1 мезо- габбро	О1 мезо- габбро	Вт-сод. оли- виновый мезогаб- бронорит	Вт-сод. оливино- вый мезо- габбро	Вт-сод. лейко- габбро
SiO ₂ , мас. %	34.76	39.83	46.19	45.57	44.00	45.28	44.84	47.05	46.84	48.25
TiO ₂	0.10	0.14	0.21	0.14	0.07	0.15	0.15	0.51	0.27	0.43
Al ₂ O ₃	2.37	3.84	14.10	27.18	28.38	18.45	19.80	11.53	15.90	20.48
Fe ₂ O ₃	19.51	12.62	6.40	4.87	3.67	5.05	8.04	11.47	6.96	6.96
MnO	0.22	0.19	0.11	0.08	0.05	0.09	0.12	0.16	0.10	0.11
MgO	32.21	29.38	14.43	4.68	4.50	11.26	10.45	18.60	12.59	7.85
CaO	1.59	7.16	16.86	14.81	16.65	16.72	15.75	8.35	15.42	14.03
Na ₂ O	0.10	0.10	0.38	0.96	0.76	0.42	0.55	1.11	0.69	1.03
K ₂ O	0.02	0.02	0.07	0.06	0.05	0.04	0.02	0.51	0.22	0.23
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.02	0.04
П.п.п.	9.03	6.47	0.80	0.36	1.34	2.45	0.33	0.42	0.44	0.44
Сумма	100.52	100.22	99.93	98.80	99.62	100.17	100.21	100.25	99.67	100.17
Rb, г/т	0.50	0.75	0.50	0.50	0.50	0.76	0.50	12.82	4.26	5.60
Cs	0.10	0.10	0.18	0.14	0.11	0.15	0.32	0.82	0.46	0.34
Ba	5.19	14.41	17.27	32.42	27.94	13.49	8.08	112.39	51.50	92.04
Sr	7.37	26.28	157.41	392.48	396.25	208.12	247.56	151.80	182.55	254.75
Th	0.03	0.07	0.08	0.11	0.03	0.03	0.03	1.50	0.64	0.43
U	0.11	0.05	0.03	0.05	0.03	0.02	0.02	0.40	0.19	0.11
La	0.08	0.46	1.02	1.37	0.78	0.54	0.27	5.98	2.55	4.63
Ce	0.26	1.10	2.71	2.57	1.43	1.38	0.78	12.49	5.61	9.80
Pr	0.04	0.17	0.42	0.35	0.22	0.24	0.15	1.79	0.89	1.46
Nd	0.21	0.91	2.15	1.37	0.89	1.23	0.90	7.38	3.51	6.28
Sm	0.10	0.30	0.70	0.29	0.21	0.51	0.35	1.82	0.86	1.55
Eu	0.05	0.12	0.31	0.38	0.28	0.27	0.24	0.54	0.36	0.57
Gd	0.11	0.34	0.76	0.31	0.27	0.64	0.56	2.16	0.99	1.68
Tb	0.02	0.07	0.14	0.05	0.05	0.11	0.10	0.36	0.19	0.30
Dy	0.13	0.48	1.00	0.33	0.27	0.76	0.70	2.27	1.31	1.85
Ho	0.03	0.10	0.20	0.08	0.05	0.14	0.13	0.48	0.27	0.40
Er	0.07	0.29	0.56	0.23	0.13	0.40	0.38	1.36	0.75	1.16
Tm	0.01	0.05	0.08	0.04	0.02	0.06	0.06	0.21	0.11	0.17
Yb	0.08	0.31	0.51	0.24	0.13	0.39	0.34	1.35	0.67	1.05
Lu	0.01	0.05	0.08	0.04	0.02	0.06	0.05	0.20	0.10	0.16
Zr	0.95	5.24	7.63	3.48	1.65	3.40	1.97	43.64	19.42	19.97
Hf	0.07	0.20	0.38	0.13	0.08	0.16	0.16	1.60	0.72	0.67
Nb	0.04	0.21	0.21	0.14	0.04	0.09	0.04	1.76	0.79	1.11
Ta	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.14	0.09	0.09
Y	0.98	2.94	5.52	2.20	1.42	3.82	3.47	12.26	6.66	10.26
Eu/Eu*	0.65	6.00	21.00	4.29	5.00	20.00	18.77	3.43	4.00	10.25
(La/Yb) _n	4.30	18.26	42.98	27.34	17.78	24.58	18.00	52.00	39.30	73.68

Примечание. Валовой состав пород проводился методом РФА в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск), аналитик Н.Г. Карманова. Содержания редких элементов определялись И.В. Николаевой методом ICP-MS.

Рис. 6. Спектр распределения REE, нормированных на хондрит CI [Boynnton, 1984], (а); мультиэлементный спектр, нормированный на состав примитивной мантии [McDonough et al., 1992], (б).

1 — плагиоперидотит, 2 — лейкогаббронит, 3 — мезогаббронит, 4 — лерцолит, 5 — оливковое мезогаббро, 6 — оливковое меланогаббро, 7 — Vt-содержащее лейкогаббро, 8 — Vt-содержащее оливковое мезогаббро, 9 — Vt-содержащий оливковый мезогаббронит. Серые поля показывают области значений для пород первой и второй фаз.



ный наклон (более выраженный для пород второй фазы) с небольшим обогащением легких редких земель (LREE) с отношением $(La/Yb)_n = 2.24-3.05$, а также плоский спектр для тяжелых редких земель (HREE). Для пород с меньшим содержанием плагиоклаза наблюдается положительный наклон из-за деплетирования LREE ($(La/Yb)_n = 0.53-0.98$). В расслоенной серии пород первой фазы внедрения наблюдается общее увеличение концентраций REE от плагиоперидотитов до Ol-меланогаббро. Для них типична положительная Eu аномалия различной интенсивности ($Eu/Eu^* = 1.2-3.8$), зависящая от модального содержания плагиоклаза.

Геохимической особенностью пород массива является также их деплетированность в отношении большинства крупноионных литофилов (LILE) (за исключением Sr, Cs и Ba) и высокозарядных элементов (HFSE) относительно N-MORB [Sun, McDonough, 1989]. Для пород первой фазы выделяются положительные аномалии Cs, Sr, U и Eu, а также отрицательные аномалии по HFSE, таким как Th, Nb, Zr, Hf и Ti. Породы второй фазы на всем спектре характеризуются более высокими содержаниями элементов, нормированных на примитивную мантию [McDonough et al., 1992], относительно пород первой фазы (см. рис. 6, б). Для второй фазы характерны отчетливая положительная аномалия по Cs и менее значительная по Eu (относительно первой фазы), а также отрицательные по Ta и Nb.

Отношения $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.136$ для пород первой фазы и 0.151 для пород второй фазы (табл. 8) показывают их геохимическое различие. Породы первой фазы характеризуются положительным ϵ_{Nd} (270 млн лет) $= +13.5$, а породы второй фазы отрицательным ϵ_{Nd} (270 млн лет) $= -4.3$. Такие показатели ϵ_{Nd} характерны для деплетированного источника (в первом случае) и обогащенного (во втором случае) [White, Hofmann, 1982].

Расчет родоначального расплава для пород обеих фаз

Состав родоначального расплава массива Орцог-Ула был получен с помощью математического моделирования процесса фракционной кристаллизации по программе COMAGMAT 3.57 [Ariskin et al., 1993] для двух фаз отдельно. Моделирование проводилось в режиме формирования расслоенных массивов при следующих параметрах системы: давление 2 кбар, окислительно-восстановительные условия соответствовали буферу QFM, максимальная степень кристаллизации родоначального расплава составила 90 %. Полученные модельные кумуляты образуют тренды составов, соответствующие трендам реальных составов пород обеих фаз (рис. 7).

При более высоких содержаниях TiO_2 и щелочей в родоначальном расплаве формируются породы, соответствующие реальным составам пород второй фазы массива Орцог-Ула. При этом содержания MgO в расплавах двух фаз имеют близкие значения, что говорит о невозможности образования одной фазы из другой в процессе фракционирования. Согласно результатам моделирования, родоначальные расплавы обеих фаз по составу соответствуют пикробазальтам (табл. 9).

Таблица 8.

Sm-Nd отношения в породах двух фаз массива Орцог-Ула

Проба	Порода	Возраст, млн лет	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Err	$\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$
Первая фаза									
Ч-30-14/2	Плагиоперидотит	260.00	0.141	0.623	0.136	0.513	15	11.44	13.5
Вторая фаза									
В-13057	Вт-содержащее ОI мезогаббро	260.00	1.488	5.934	0.152	0.512	14	-5.83	-4.3

Примечание. Данные были получены методом TIMS в Геологическом институте Кольского НЦ РАН (г. Апатиты), аналитик А.С. Серов.

Возраст массива Орцог-Ула

На геологической карте [Хосбаяр и др., 1987] и по данным [Изох и др., 1990] массив Орцог-Ула имеет раннепалеозойский возраст (PZ_1). Для уточнения этой датировки были отобраны крупнообъемные пробы оливинового мезократового габбро (Ш-20-15) первой фазы и оливинового биотитсодержащего мезогаббро (В-13057) второй фазы и проведены геохронологические исследования различными методами (U-Pb и Ar-Ag).

U-Pb-изотопное датирование. Из оливинового мезогаббро второй фазы было выделено несколько зерен циркона (рис. 8), по которым получена конкордия (рис. 9, а). Th/U отношения в цирконах соответствуют интервалу значений 0.46—1.10, что характерно для мафитовых пород [Xiang et al., 2011] (табл. 10). Конкордантный возраст для этой группы цирконов равен 272 ± 2 млн лет, что соответствует ранней перми. Все выделенные зерна имеют отчетливо зонально-секториальное строение и ядра с Th/U отношением, равным 0.46—1.10, что соответствует цирконам магматического генезиса [Hoskin, Schaltegger, 2003].

Ar-Ag датирование. Для пород обеих фаз дополнительно были проведены ^{39}Ar - ^{40}Ar исследования по амфиболам из оливинового мезогаббро первой фазы и биотитам из оливинового биотитсодержащего мезогаббро второй фазы. В спектрах роговой обманки и биотита были выделены плато (см. рис. 9, б, в), характеризующиеся 96 % выделенного ^{39}Ar , соответствующие возрастам 278.7 ± 2.5 млн лет для первой фазы и 257.3 ± 6.5 млн лет для второй. Полученные возрасты соответствуют границе ранней и средней перми.

U-Pb и Ar-Ag датирования второй фазы массива имеют расхождения в интервале 6.5—23.0 млн лет. Учитывая, что температура закрытия K/Ag изотопной системы для биотита составляет 340 ± 20 °C [Hodges, 2004], то полученная возрастная датировка второй фазы Ar-Ag методом, вероятно, соответствует более позднему наложенному тектонико-термальному процессу. Таким образом, полученные новые данные позволяют отнести время формирования интрузии Орцог-Ула к пермскому периоду, а не к раннепалеозойскому.

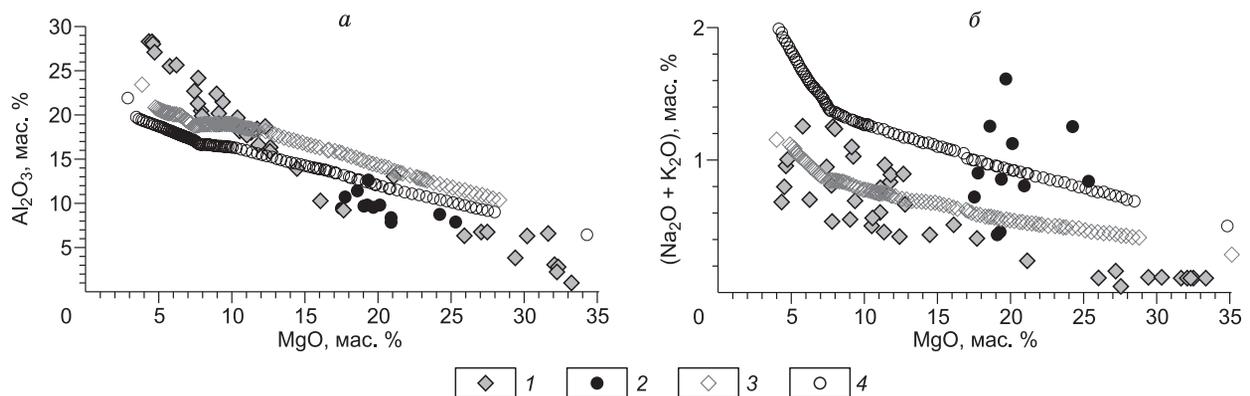


Рис. 7. Сопоставление реальных (1, 2) и модельных (3, 4) составов пород двух фаз массива Орцог-Ула.

1, 3 — породы первой фазы; 2, 4 — породы второй фазы.

Таблица 9. Составы рассчитанных родоначальных расплавов для массива Орцог-Ула, мас. %

Фаза	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Σ
Первая	42.88	0.16	15.45	8.39	16.21	12.38	0.54	0.07	0.02	96.1
Вторая	46.49	0.36	13.34	8.20	16.17	11.24	0.74	0.28	0.03	96.85

Таблица 10. Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов из второй фазы (В-13057) массива Орцог-Ула

№ зерна	²⁰⁶ Pb _c , %	U	Th	²³² Th	²⁰⁶ Pb*, г/г	²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb		²³⁸ U	± %	²⁰⁷ Pb*		± %	²⁰⁶ Pb*		± %
		г/г	²³⁸ U	²³⁸ U		²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*	²³⁸ U		²⁰⁶ Pb*	²³⁸ U				
1.1	—	466	285	0.63	17.4	275.2	± 2.7	446	±140	22.93	1	0.0558	6.4	0.336	6.5	0.04362	1.00
2.1	0.04	518	226	0.45	19.5	275.8	± 2.4	170	± 50	22.87	0.87	0.0495	2.1	0.2981	2.3	0.04372	0.87
3.1	—	1212	1290	1.10	45	273.1	± 2.0	235	± 34	23.11	0.76	0.05088	1.5	0.3036	1.7	0.04327	0.76
4.1	—	424	314	0.76	15.6	272	± 2.6	481	±120	23.21	0.98	0.0567	5.4	0.337	5.5	0.04309	0.98
5.1	—	787	582	0.76	29.1	271.7	± 2.2	255	± 42	23.23	0.81	0.05131	1.8	0.3046	2.0	0.04305	0.81
6.1	0.04	626	285	0.47	23	270.2	± 2.2	183	± 66	23.36	0.85	0.0497	2.8	0.2936	3.0	0.04281	0.85
7.1	0.13	410	314	0.79	15.1	270.2	± 2.8	336	± 58	23.36	1.1	0.0532	2.6	0.3138	2.8	0.0428	1.10
8.1	—	399	315	0.82	14.9	275.2	± 2.6	256	± 84	22.93	0.97	0.0513	3.7	0.309	3.8	0.04361	0.97
10.1	—	321	143	0.46	11.9	272.5	± 2.6	350	± 61	23.16	0.97	0.0535	2.7	0.3185	2.8	0.04317	0.97

Примечание. Определения возраста осуществлялись в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), аналитик А.Н. Ларионова.

Наземная магнитная съемка массива Орцог-Ула

В ходе экспедиционных работ на массиве Орцог-Ула в 2015 г. была выполнена наземная магнитная съемка, по результатам которой построена карта аномальных значений модуля вектора магнитной индукции (**F**). Для магнитной съемки использовался пешеходный магнитометр ММПОС-2 с двумя процессорными оверхаузеровскими датчиками POS-1. Датчики располагались на расстоянии 1 м друг от друга по вертикали, нижний датчик находился на высоте 2 м над поверхностью (на штативе за спиной оператора). Регистрация производилась в автоматическом режиме с периодом 3 с, что соответствует расстоянию 3—5 м между точками вдоль профиля, в зависимости от скорости перемещения оператора. Пространственная привязка осуществлялась по GPS. Расстояние между профилями составляло около 100 м. Запись магнитных вариаций производилась при помощи базовой магнитовариационной станции ММПОС-1 с процессорным оверхаузеровским датчиком POS-1. Регистрация вариаций производилась в автоматическом режиме с периодом 5 с.

Обработка данных включала учет вариаций, приведение их к условному уровню для удобства отображения (в качестве нуля принималось медианное значение всей совокупности измеренных значений **F**) и усреднение в скользящем окне с эффективным радиусом, равным расстоянию между профилями, после чего значения на профиле интерполировались на равномерной сети точек по всей площади участка для построения карты. Погрешность полученных аномальных значений модуля вектора магнитной индукции (**F_a**), оцененная по контрольным измерениям, не превышает 5 %.

Измерения магнитной восприимчивости горных пород (табл. 11) выполнялись полевым капнаметром КТ-5 с разрешающей способностью 10⁻⁵ ед. СИ, по каждой серии из трех измерений на образце рассчитывалось среднее значение. На карте аномалий модуля вектора магнитной индукции (**F**) отчетливо выделяются две области: с амплитудой 200—600 нТл и -200...0 нТл (рис. 10). Картина осложняется множеством неоднородностей, возникающих вследствие особенностей рельефа, а также локальными отрицательными аномалиями, связанными предположительно с отдельными небольшими остатками вмещающих пород.

Согласно геологическим представлениям о массиве, описанным выше, эти области могут быть представлены породами первой и второй фазы. Соответственно, породы первой фазы (см. табл. 11) обладают повышенной магнитной восприимчивостью порядка (11—46)·10⁻³ ед. СИ, породы второй фазы имеют относительно низкую восприимчивость в интервале (0.3—7)·10⁻³ ед. СИ. Это различие объясняется повышенным содержанием магнетита и пироксена в породах первой фазы [Кобранова, 1986]. Наибольшей магнитной восприимчивостью, согласно таблице, обладают перидотиты первой фазы. Они же залегают в верху разреза расслоенной серии, что также подтверждается построенной картой и петрографическими исследованиями. Породы, содержащие сульфиды, имеют выше магнитную восприимчивость пропорционально количеству этих минералов, поскольку пирротин относится к сильномагнитным ми-

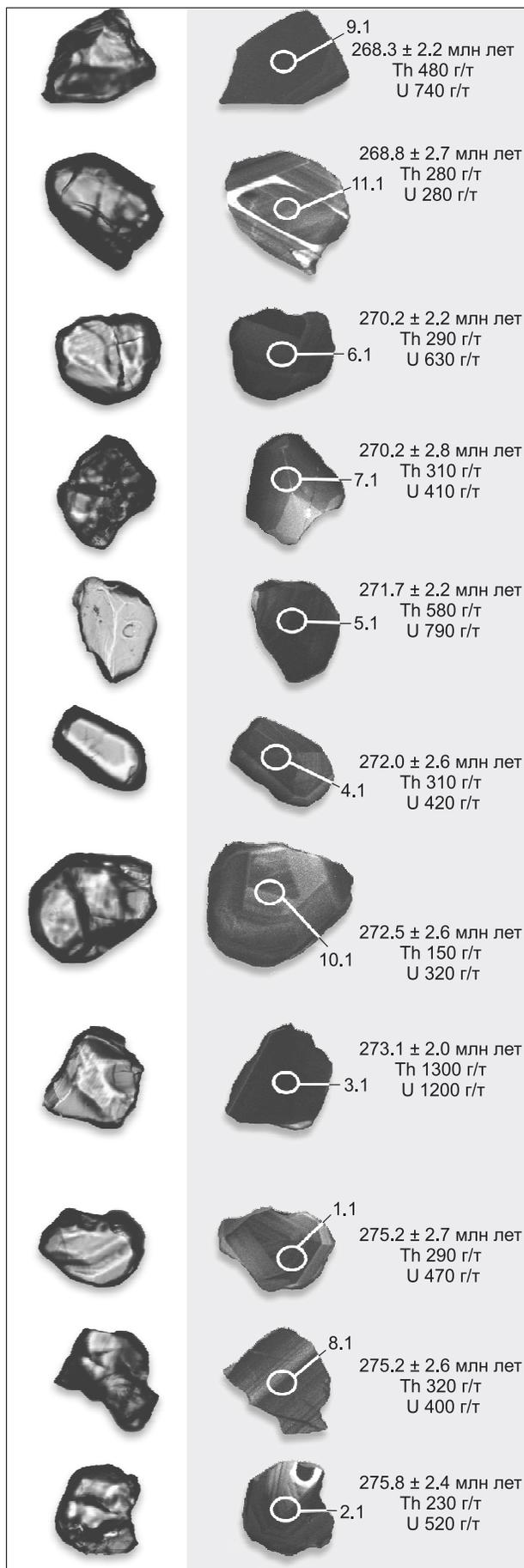


Рис. 8. Морфология, внутреннее строение и возраст зерен цирконов из габброидов второй фазы (B-13057) массива Ордог-Ула.

Левый столбец — в отраженном свете, правый — катодолуминесценция.

нералам. Наличие биотита (слабомагнитного минерала) также увеличивает магнитную восприимчивость пород [Дортман, 1984]. После нанесения геофизических данных на схему (см. рис. 10) строение массива приняло окончательный вид (см. рис. 1).

ДИСКУССИЯ

Характерной особенностью пород массива Ордог-Ула является постоянное присутствие плагиоклаза очень высокой основности, An_{90-96} (см. табл. 2), что позволяет относить троктолиты и габбро обеих фаз к *алливалитам* и *эвкритам* соответственно [Петрографический кодекс, 2009]. Возможно, причиной этому является высокое содержание воды в расплаве, где вода буферирует Na и тем самым обогащает породы кальцием [Pletchov, Gerya, 1998]. Такие плагиоклазы встречаются редко, и в Монголии они отмечаются лишь в нескольких мафит-ультрамафитовых массивах (Баянцаганский, Хаярханский и др.) [Галахова, 1963].

Авторы работы [Я-Цзин Мао и др., 2018] также предположили существование двух групп пород в массиве Ордог-Ула, образовавшихся при различных внедрениях магмы. Это предположение было основано на выявлении в составе оливина различных содержаний Ni и непоследовательного изменения Fo минала, что не согласуется с трендом фракционной кристаллизации. Наши данные подтверждают существование этих двух групп пород (фаз), различие условий образования которых многократно показано далее в ходе обсуждения.

Особенностью массива Ордог-Ула является обратное распределение пород по разрезу. Каждый ритм расслоенной серии массива от основания к вершине (в современных координатах) сложен последовательно: лейкогаббро, мезогаббро, троктолитом, меланотроктолитом и перидотитом. Такая последовательность является обратной и противоречит наблюдаемой последовательности в массивах с нормальным залеганием, в которой меланократовые породы сменяются более лейкократовыми от основания к верхней части ритмов в соответствии с кристаллизационной дифференциацией [Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 1980]. Петрографические наблюдения согласуются и с петрохимическими данными. Установлено, что в целом вверх по разрезу (в совре-

Рис. 9. Возраст массива Орцог-Ула:

a — диаграмма с конкордией для цирконов из габброидов второй фазы; *б, в* — возрастной Ag-Ag спектр ступенчатого отжига: *б* — амфибола первой фазы, *в* — биотита второй фазы.

менных координатах) и в каждом отдельном ритме содержание MgO последовательно увеличивается со скачкообразным его уменьшением на границах каждого ритма (см. рис. 3). Тогда как в других ритмично-расслоенных интрузивах с нормальным залеганием наблюдается противоположная тенденция: в каждом ритме вверх по разрезу происходит уменьшение магнезиальности, и при переходе к следующему ритму содержание магния скачкообразно увеличивается [Поляков и др., 1984; McBirney, 1996]. Эти данные по расслоенной серии массива Орцог-Ула свидетельствуют об его опрокинутом положении, что не противоречит геологической карте L-48-I, II [Хосбаяр и др., 1987], где в исследуемом регионе Хангайского нагорья показана складчатость вмещающих осадочных пород с опрокинутым залеганием в раннем протерозое, карбоновой и триасовой системах раннего мезозоя. Следовательно, все осадочные и интрузивные породы данного региона, в том числе массив Орцог-Ула, были вовлечены в формирование интенсивной складчатости, которая привела к изменению структурного положения массива. Выявленное нами по петрографическим и петрохимическим признакам опрокинутое положение массива согласуется с масштабными структурами данного региона. Причиной обратной зональности (уменьшение меланократовости пород вверх по разрезу) могла бы быть более ранняя кристаллизация плагиоклаза по сравнению с оливином, но это не подтверждается петрографическими наблюдениями, поскольку ранние идиоморфные кристаллы плагиоклаза отсутствуют в меланократовых породах. Следовательно, вывод об опрокинутом залегании массива Орцог-Ула вместе с вмещающими его породами является обоснованным.

Магнитные аномалии, полученные в результате съемки, весьма контрастны и позволяют уверенно выделить выходы пород двух типов (рис. 11). В северо-восточной части картина осложняется влиянием рельефа, что не всегда позволяет однозначно приурочить аномалии к геологическому строению. Однако геофизические данные совпадают с петрологическими данными: в пределах областей положительных и отрицательных магнитных аномалий обнаружены породы с относительно высокой и низкой магнитной восприимчивостью, которые относятся к первой и второй фазам соответственно. Как видно из распределения магнитных аномалий на карте, перидотиты первой фазы имеют наибольшую магнитную восприимчивость (см. табл. 11) и они залегают в верхней части разреза расслоенной серии. Это соответствует выводам о залегании более меланократовых пород в верхней части разреза, что подтверждает вывод об опрокинутом залегании массива Орцог-Ула.

Породы первой и второй фаз значительно отличаются по петрохимическим и геохимическим параметрам, что предполагает двухфазное строение массива. В первую очередь можно отметить, что при одинаковых или близких концентрациях MgO содержания некогерентных элементов значительно различаются (см. рис. 4), поэтому фазы не могут быть производными единого расплава и результатом

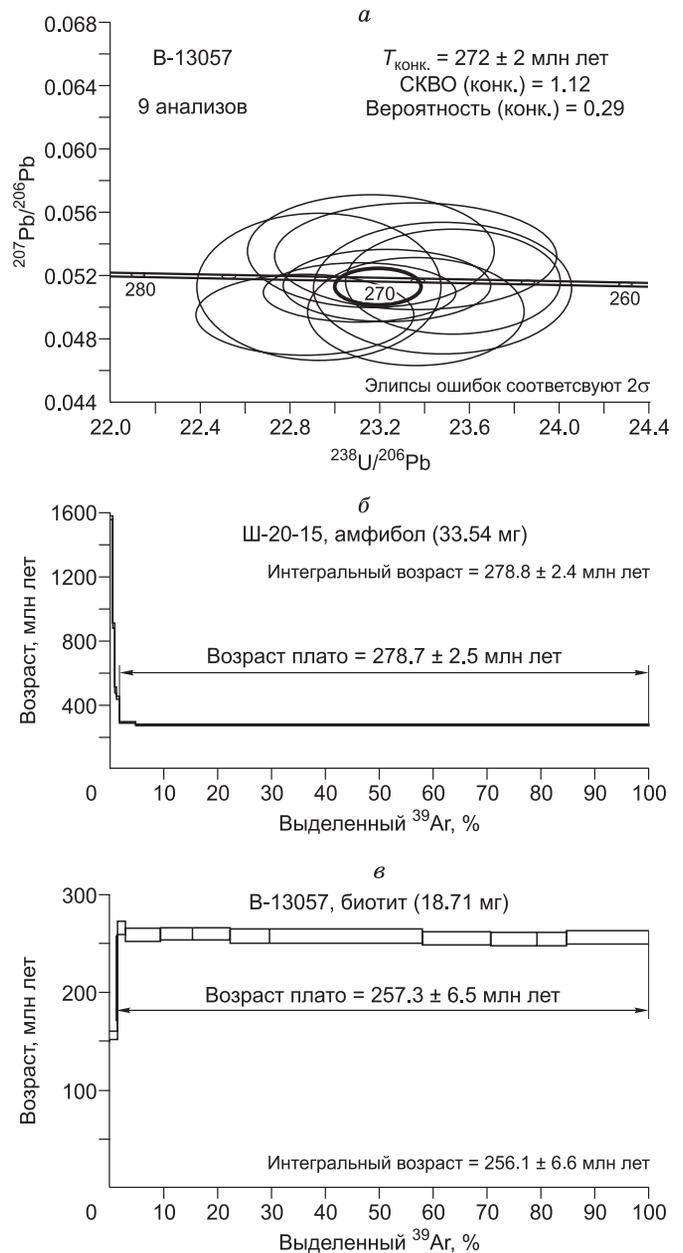


Таблица 11.

Магнитная восприимчивость пород массива Орцог-Ула

Образец	Разновидность породы	Магнитная восприимчивость, 10^{-3} ед. СИ	Образец	Разновидность породы	Магнитная восприимчивость, 10^{-3} ед. СИ
Породы первой фазы			Породы второй фазы		
В-13048	Меланогаббро с сульфидами	11.8	В-13043	Меланогаббро с сульфидами	5.34
В-13050	Перидотит	46.05	В-13044	О1 габбро	2.86
Ч-2-14	Габбронорит с сульфидами	3.1	В-13045	О1 меланогаббро с сульфидами	3.25
Ч-4-14	Меланократовый троктолит	17.5	В-13046	Габбро с сульфидами	6.01
Ч-5-14	Плагиоперидотит	29.7	В-13052	»	6.62
Ч-8-14	О1 меланогаббро	0.56	В-13056	»	2.52
Ч-10-14	О1 мезогаббро	0.18	В-13057	Вт-содержащее О1 меланогаббро	1.8
Ч-25-14	Плагиоперидотит	28.1	В-13058	Мезогаббро с сульфидами	6.6
Ч-28-14	Амфиболовое габбро	0.18	В-13059	Меланогаббро с сульфидами	4.68
Ч-30-14	Дунит	35.3	В-13060	Мезогаббро с сульфидами	7.09
Ч-31-14	О1 мезогаббро с сульфидами	3.05	В-13062	Габбро с сульфидами	2.7
Ч-32-14	Амфиболовое габбро	0.22	МО-2-16	Лейкогаббро	0.86
Ч-34-14	Лейкогаббро	0.65	МО-3-16	Вт-содержащее лейкогаббро	2.38
Ч-36-14	О1 мезогаббро	0.12	МО-4-16	Лейкогаббро	1.04
МО-11-16	Лейкогаббро	1.12	МО-5-16	Вт-содержащее лейкогаббро	4.94
МО-12-16	»	1.1	МО-6-16	Лейкогаббро	0.33
МО-15-16	Мезогаббро	0.63	МО-7-16	Вт-содержащее лейкогаббро	4.28
МО-16-16	»	0.56	МО-8-16	Лейкогаббро	1.43
МО-18-16	»	0.58	МО-23-16	Вт-содержащее лейкогаббро	3.25

Примечание. Породы от Ч-2-14 до Ч-32-14 не вошли в пределы карты аномальных значений вектора магнитной индукции (см. рис. 11).

единого процесса фракционирования [Богатиков и др., 1987]. Концентрации редких и редкоземельных элементов во второй фазе значительно выше, следовательно, исходный расплав является более фракционированным по сравнению с расплавом первой фазы. Данные по изотопии показывают положительную ϵ_{Nd} для пород первой фазы и отрицательную для второй. Это также подтверждает невозможность последовательной кристаллизации пород обеих фаз путем их фракционирования из единого расплава, так как, по данным [Vrevsky et al., 1996; Polat et al., 1999], породы с таким отличием в значении ϵ_{Nd} образуются из различных (возможно, разноглубинных) мантийных источников. Поскольку вторая фаза пород характеризуется более высокими концентрациями TiO_2 (до 0.6 мас. %) и щелочей (до 1.8 мас. %), а породы этой фазы имеют отрицательное значение ϵ_{Nd} (-4.3), то она является производной обогащенного мантийного источника в противоположность первой фазе ($\epsilon_{Nd} = 13.5$), которая имела деплетированный источник [White, Hofmann, 1982]. Данные по различию Sm-Nd отношений также соответствуют выводу о существовании двух источников расплава для образования фаз массива. Рассчитанные составы этих расплавов по программе COMAGMAT отличаются, в первую очередь, по содержанию щелочей (см. табл. 9).

Породы первой фазы, характеризующиеся положительным значением ϵ_{Nd} , деплетированностью HFSE и обогащенностью LILE (см. рис. 6), обладают типоморфными признаками, характерными для базитовых магм надсубдукционного происхождения [Изох и др., 2005]. Породы второй фазы заметно обогащены LREE, Ti и Nb, что предполагает источник, связанный с действием мантийного плюма [Hofmann, 1997]. Обогащение пород ниобием, имеющих плюмовую природу, является общепризнанным фактом [Sun, McDonough, 1989]. Тогда как «надсубдукционные геохимические метки» в породах не всегда однозначно указывают на надсубдукционную природу магматизма. Так, например, в некоторых породах Западного Забайкалья отмечены аналогичные «надсубдукционные» геохимические характеристики [Цыганков и др., 2010], но верхнепалеозойско-нижнемезозойский магматизм Западного Забайкалья развивался на континентальной коре в рифтогенных условиях без какого-либо участия зон субдукции. Отсюда следует, что вопрос о геодинамической обстановке является сложной задачей, требующей дальнейших исследований.

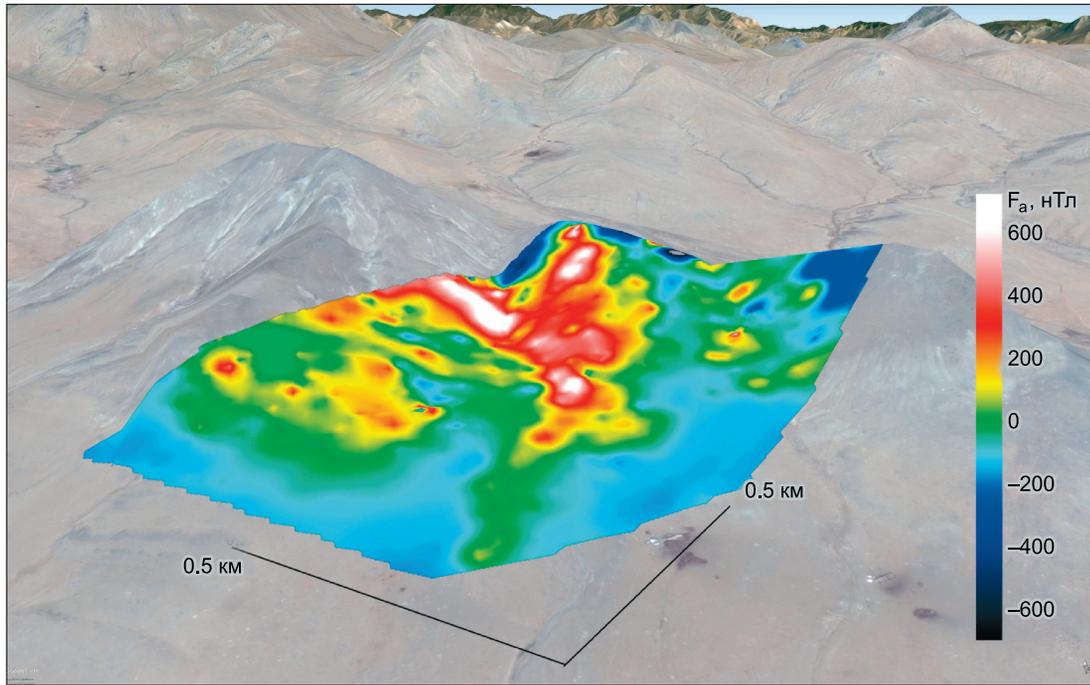


Рис. 10. Карта аномальных значений модуля вектора магнитной индукции, совмещенная с рельефом местности.

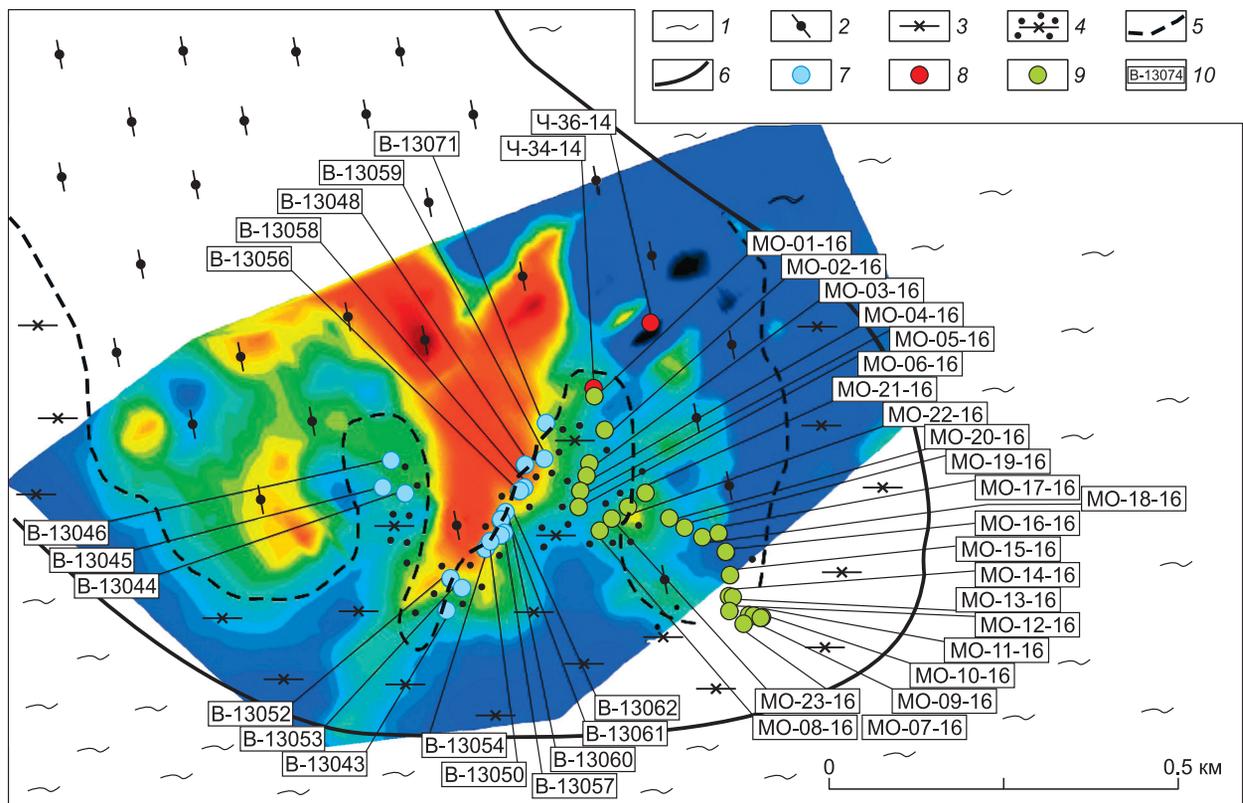


Рис. 11. Карта аномальных значений модуля вектора магнитной индукции, совмещенная со схемой массива, по нашим данным:

1 — кристаллические сланцы и гнейсы; 2 — габброиды первой фазы; 3 — габброиды второй фазы; 4 — габброиды с сульфидной вкрапленностью; 5 — граница между фазами; 6 — граница с вмещающими породами; 7 — образцы за 2013 г., 8 — образцы за 2014 г., 9 — образцы за 2016 г., 10 — номер образца.

Подобные массивы с характеристиками плюмовой и надсубдукционной природы встречаются и в других регионах ЦАСП. Например, в Суворовском массиве (Восточный Казахстан), находящемся в Калба-Нарымской зоне Алтайской коллизионной системы, также выделены две группы пород: низкощелочные оливин-пироксен-плагноклазовые габброиды, соответствующие низкокалиевой толеитовой серии и субщелочные амфибол-биотитовые габбронориты, соответствующие умеренно-калиевой известково-щелочной серии [Хромых и др., 2016]. Предположено существование двух магм, участвующих в образовании этих пород. Возраст базитового магматизма на территории Восточного Казахстана имеет интервал 320—270 млн лет [Хромых и др., 2016], что сопоставимо с возрастными магматизма Монголии и соответствует раннепермской-позднекарбоновой эпохе. В это же время происходило формирование Тарим-Монгольской крупной изверженной провинции [Кузьмин, Ярмолюк, 2014; Xu et al., 2014], для магматизма которой отмечается плюм-литосферное взаимодействие [Хромых и др., 2016].

Аналогичная ситуация с формированием пространственно сближенных габброидов разных геохимических типов в близкое время наблюдается и на территории Крестовской зоны Приольхонья (Западное Прибайкалье) в пределах ЦАСП [Лавренчук и др., 2017]. Габброиды второй фазы (бирхинский комплекс) отличаются от пород первой фазы повышенными содержаниями несовместимых элементов, проявлением отрицательной Ta-Nb и положительной Sr аномалиями, что интерпретируется как участие в магмогенерирующем источнике надсубдукционной компоненты [Лавренчук и др., 2017]. Образование габброидов разных геохимических типов в одних и тех же участках земной коры с незначительным разрывом во времени может быть свидетельством закономерной смены геодинамического режима: субдукция—аккреция—коллизия и горячего поля. Магмы разных этапов образуются под воздействием горячего поля: на начальных этапах без участия обогащенного вещества, на последующих — с вовлечением глубинного обогащенного вещества.

Таким образом, по геохимическим характеристикам массив Орцог-Ула соответствует базитовым комплексам Восточного Казахстана [Хромых и др., 2016] и Приольхонья [Лавренчук и др., 2017]. В породах второй фазы характерны более высокие содержания легких редких земель, титана, калия и фосфора по сравнению с породами первой фазы. Во всех этих массивах отмечается влияние двух типов магм на образование различных между собой фаз, внедрившихся в близкое время.

Возраст массива Орцог-Ула, несмотря на полученные датировки, является неоднозначным. Датировка первой фазы получена нами только Ar-Ag методом (по магнезиальной роговой обманке), и она соответствует 278 ± 2.5 млн лет. Возраст второй фазы по Ar-Ag (по биотиту) соответствует 257 ± 6.5 млн лет, тогда как по U-Pb (по циркону) — 272 ± 2 млн лет. Но в любом случае результаты датировок различными методами не подтверждают раннепалеозойский возраст (PZ₁), показанный на геологических картах [Хосбаяр и др., 1987]. Разница возрастов второй фазы, полученных различными методами, составляет 7—15 млн лет. Возможны два объяснения этому расхождению. Во-первых, предположим различие во времени закрытия изотопных систем, что возможно либо при медленном остывании интрузива, либо при повторном его прогревании до более низких температур [Dodson, 1973]. Во-вторых, можно предположить ксеногенность цирконов, связанную с их захватом из вмещающих пород. В этом случае возраст цирконов будет показывать нижнюю временную границу пород второй фазы, которая является не древнее чем 272 ± 2 млн лет.

Таким образом, полученные данные позволяют в любом случае относить время формирования интрузии Орцог-Ула к пермскому периоду, а не к раннепалеозойскому, как считалось ранее. Необходимо отметить, что именно этому временному интервалу соответствуют Номгонский массив (256 ± 2.1 млн лет) [Изох и др., 1998], Нарийнтолбурийнгольский ($249—252$ млн лет) [Изох и др., 1990] и ультрамафит-мафитовые массивы Северо-Западного Китая (274 млн лет) [Mao et al., 2014]. Породы некоторых из них обогащены ЭПГ [Изох и др., 1992; Mao et al., 2015, 2017]. Есть все основания предполагать, что массив Орцог-Ула совместно с вышеупомянутыми массивами Монголии, локализованными в единой структуре ЦАСП, являются продуктами пермского магматизма, относящегося к единой изверженной провинции. Предполагается перспективность пород массива Орцог-Ула на металлы платиновой группы [Mao et al., 2018].

С учетом полученного возраста обеих фаз можно обсудить геодинамическое положение массива: относится он к Таримской крупной изверженной провинции (LIP) или связан с ультрамафит-мафитовым магматизмом, проявленным в активной континентальной окраине (АКО). К концу среднего палеозоя в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы существовала активная окраина Монголо-Сибирского континента [Гордиенко, 1987]. Поэтому по одной из версий позднепалеозойский массив Орцог-Ула ($257—278$ млн лет) образовывался в геодинамической обстановке АКО. С другой стороны, на исследуемой территории ЦАСП проявлялась магматическая активность, связанная с Монгольской горячей точкой [Ярмолюк, Кузьмин, 2012]. Ее проявление в пределах АКО привело к возникновению Тарим-Южномонгольской провинции, развитие которой практически завершилось к рубежу $280—275$ млн лет. После этого область плюмовой активности сместилась в пределы Хангайского ареала

(270—240 млн лет), а затем в раннем мезозое на территорию Восточной Монголии и Забайкалья. Эта миграция областей внутриплитного магматизма вполне согласуется с вращением Сибирского континента по часовой стрелке и прохождением его активной окраины над Монгольской горячей точкой мантии [Kuzmin et al., 2010; Ярмолюк и др., 2012]. В таком случае, по второй гипотезе, массив Орцог-Ула относится к Таримской LIP. Геодинамика района Хангая пока является неоднозначной. Для решения этого вопроса необходимо дальнейшее комплексное исследование региона с привлечением данных по другим габброидным интрузивам.

ВЫВОДЫ

Новые данные, полученные в ходе исследования массива Орцог-Ула, привели к следующим выводам.

1. Петрография (чередование пород от лейкократовых к меланократовым вверх по разрезу в каждом ритме), петрохимия (увеличение содержания MgO в каждом ритме и в целом по разрезу расслоенной серии), а также результаты геофизического исследования свидетельствуют об его перевернутом положении вместе с вмещающими осадочными толщами, для которых также отмечается опрокинутое залегание.

2. Породы массива Орцог-Ула имеют две фазы внедрения с различными петро- и геохимическими характеристиками. Различия в содержании некогерентных элементов при одинаковых концентрациях MgO для двух фаз свидетельствует о том, что исходные расплавы для каждой фазы образовались из различных мантийных источников. По изотопным данным первая фаза с ϵ_{Nd} (270 млн лет) = 13.5 образовалась из деплетированного, а вторая с ϵ_{Nd} (270 млн лет) = -4.3 из обогащенного источников.

3. Рассчитанные исходные расплавы для первой и второй интрузивных фаз относятся к пикробазальтовым магмам, где концентрации MgO в расплавах равны 16.21 мас. % (первая фаза) и 16.17 мас. % (вторая фаза). Расплав второй фазы отличается более высокими концентрациями редкоземельных элементов, легких редких элементов (Rb, Ba, Cs, U, Th), а также содержаниями Na, K и Ti, за счет чего породы второй фазы относятся к высокотитанистым габброидам с повышенной щелочностью.

4. Полученный возраст обеих фаз массива имеет пермские датировки: первая фаза 278 ± 2.5 млн лет, вторая фаза — 272 ± 2 млн лет и 257 ± 6.5 млн лет (закрытие системы). Есть все основания предполагать, что массив Орцог-Ула относится к пермской изверженной провинции Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Авторы выражают благодарность сотрудникам лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций ИГМ СО РАН за ценные советы и практическую помощь в работе над фактическим материалом. Признательны всем сотрудникам Аналитического центра ИГМ СО РАН: Н.Г. Кармановой, О.С. Хмельниковой, И.В. Николаевой и Д.С. Юдину за помощь в осуществлении аналитических исследований, а также аналитикам из других исследовательских центров: А.Н. Ларионовой (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) и А.С. Серову (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты).

Работа выполнена в рамках госзадания ИГМ СО РАН по проекту 0330-216-003 и частично при поддержке РФФИ (гранты 16-35-00100, 16-05-00980, 17-05-00825).

ЛИТЕРАТУРА

Богатиков О.А., Богданова С.В., Борсук А.М., Дмитриев Ю.И. Магматические горные породы. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли. М., Наука, 1987, 438 с.

Галахова О.М. Основные шаровые породы Северо-Западной Монголии // Русская и Сибирская платформы и их обрамление. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 176—195.

Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1987, 239 с.

Дергунов А.Б., Лувсандазан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии. М., Наука, 1980, 195 с.

Дортман Н.Б. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). М., Недра, 1984, 455 с.

Журавлев А.З., Журавлев Д.З., Костицын Ю.А., Чернышов И.В. Определение самарий-неодимового отношения для целей геохронологии // Геохимия, 1987, № 8, с. 1115—1129.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск, Наука, 1990, 269 с.

Изох А.Э., Майорова О.Н., Лаврентьев Ю.Г. Минералы платиновых металлов в Номгонском троктолит-анортозит-габбровом интрузиве (МНР) // Геология и геофизика, 1992 (1), с. 104—110.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А. Высокотемпературные 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., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Бородин Е.В., Егорова В.В., Васюкова Е.А., Гладкочуб Д.П. Разнообразие кембрийско-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Т. 1. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2005, с. 106—109.

Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 1998, 268 с.

Кобранова В.Н. Петрофизика, М., Недра, 1986, 392 с.

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

Лавренчук А.В., Скляр Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М. Особенности состава габброидов Крестовской зоны (Западное Прибайкалье) как отражение взаимодействия надсубдукционной литосферной мантии с мантийным плюмом // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (10), с. 1439—1458.

Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) // Геохимия, 2008, № 10, с. 1085—1091.

Петрографический кодекс / Под ред. О.А. Богатикова, А.Ф. Морозова, О.В. Петрова. СПб., ВСЕГЕИ, 2009, 160 с.

Поляков Г.В., Изох А.Э., Богнибов В.И., Кривенко А.П., Баярбилэг Л. Раннепалеозойская формация расслоенных перидотит-пироксенит-габбро-норитовых массивов Северо-Западной Монголии // Геология и геофизика, 1984 (1), с. 50—62.

Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсов Д.А., Колотилина Т.Б. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции (южное обрамление с Ибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (11), с. 1689—1704.

Тектоника Монгольской Народной Республики / Ред. А.Л. Яншин. М., Наука, 1974, 284 с.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., Мир, 1970, 552 с.

Хосбаяр П., Бямба Б., Биндерья Т., Гансух З. Геологическая карта. Угийнуурский район, L-48-I, II, м-б: 1:200 000. 1987.

Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Навозов О.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Анциферова Т.Н., Каравая Г.С. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (5), с. 983—1004.

Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Филимонов А.В. Бимодальные вулканогенные и субвулканические ассоциации Западного Забайкалья (PZ₃—MZ): источники магм, эволюция, геодинамика // Литосфера, 2010, № 3, с. 78—86.

Шаповалова М.О., Шелепаев Р.А., Толстых Н.Д., Калугин В.М. Вещественный состав перидотит-габбрового массива Орцог-Ула и связанного с ним Cu-Ni-ЭПГ оруденения (Западная Монголия) // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии северо-запада России. Материалы XXVII молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова, 2016, с. 42—45.

Шаповалова М.О., Толстых Н.Д., Шелепаев Р.А. Петрология перидотит-габбрового массива Орцог-Ула, Западная Монголия // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 9. Материалы IX Всероссийской петрографической конференции с международным участием. 2017, с. 455—460.

Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л., Наука, 1980, 183 с.

Яншин А.Л., Зайцев Н.С., Коваленко В.И., Лувсанданзан Б., Лучицкий И.В., Ярмолюк В.В. Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики, м-б 1:1500 000. 1989.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений, 2012, т. 54, № 5, с. 375—399.

Я-Цзин Мао, Даш Бат-Ульзии, Кэ-Чжан Цинь, Бойджирын Буджинлхем, Дун-Мэй Тан. Сравнение мафитовых-ультрамафитовых интрузивов Оортсог, Дулаан и Номгон в Центральной Монголии и

- месторождений Ni-Cu руд в Северо-Западном Китае: выводы для промышленной разведки Ni-Cu-ЭПП рудных залежей в Центральной Монголии // Геология и геофизика, 2018, т. 59(1), с. 3—22.
- Ariskin A.A., Frenkel M.Yr., Barmina G.S., Nielsen R.L.** Comagmat: a fortran program to model magma differentiation processes // *Comput. GeoSci.*, 1993, v. 19, № 8, p. 1155—1170.
- Badarch G., Cunningham W.D., Brian F.W.** A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of central Mongolia // *J. Asian Earth Sci.*, 2002, v. 21, p. 87—110.
- Boynton W.V.** Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Rare earth element geochemistry*. New York, Elsevier, 1984, p. 63—114.
- Dodson M.N.** Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // *Contr. Miner. Petrol.*, 1973, v. 40, № 3, p. 259—274.
- Ernst R.E.** Large Igneous Provinces. Cambridge University Press, 2014, 666 p.
- Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., Lecheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N.** Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // *Nat. Geosci.*, 2016, v. 9, № 6, p. 464—469.
- Hodges K.V.** Geochronology and thermochronology in orogenic system // *Treatise on geochemistry*. Elsevier, 2004, v. 3, p. 263—292.
- Hofmann A.W.** Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*, 1997, v. 385, p. 219—229.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger J.M.** The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Miner. Geochem.*, 2003, v. 53, p. 27—62.
- Kuzmin V.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.** Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstruction of the Siberian continent based on interection with the African large low shear velocity province // *Earth Sci. Rev.*, 2010, v. 102, p. 29—59.
- 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., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., 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 // *Amer. Miner.*, 1997, v. 82, p. 1019—1037.
- Luo W., Zhang Z., Santosh M., Hou T., Huang H., Zhu J., Wang X., Fu X.** Petrology and geochemistry of Permian mafic-ultramafic intrusions in the Emeishan large igneous province, SW China // *Ore Geol. Rev.*, 2014, v. 56, p. 258—275.
- Mao Y.J., Qin K.Z., Li C., Xue S.C., Ripley E.M.** Petrogenesis and ore genesis of the Permian Huangshanxi sulfide ore-bearing mafic-ultramafic intrusion in the Central Asian Orogenic Belt, western China // *Lithos*, 2014, v. 200, p. 111—125.
- Mao Y.J., Qin K.Z., Li C., Tang D.M.** A modified genetic model for the Huangshandong magmatic sulfide deposit in the Central Asian Orogenic Belt, Xinjiang, western China // *Miner. Deposita*, 2015, v. 50, p. 65—82.
- Mao Y.J., Qin K.Z., Barnes S.J., Tang D.M., Xue S.C., Vaillant M.Le.** Genesis of the Huangshannan high-Ni tenor magmatic sulfide deposit in the Eastern Tianshan, northwest China: Constraints from PGE geochemistry and Os-S isotopes // *Ore Geol. Rev.*, 2017, v. 90, p. 591—606.
- McBirney A.R.** The Skaergaard Intrusion // *Develop. Petrol.*, 1996, v. 15, p. 147—180.
- McDonough W.F., Sun S.S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W.** Potassium, rubidium and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992, v. 56, № 3, p. 1001—1012.
- Morimoto N.** Nomenclature of pyroxenes // *Can. Miner.*, 1989, v. 27, p. 143—156.
- Pletchov P.Y., Gerya T.V.** Effect of H₂O on plagioclase-melt equilibrium // *Exper. Geosci.*, 1998, p. 7—9.
- Podlipsky M.Yu., Mekhonoshin A.S., Tolstykh N.D., Vishnevskiy A.V., Polyakov G.V.** Mineralogy and geochemistry of the Tartai massif, East Siberian metallogenic province // *Geol. Ore Deposits*, 2015, v. 57, № 3, p. 195—220.
- Polat A., Kerrich R., Wyman D.** Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the late Archaean Wawa greenstone belts, Superior Province // *Precambrian Res.*, 1999, v. 94, p. 139—173.
- Shapovalova M., Shelepaev R., Tolstykh N., Kalugin V., Safonova I.** Petrology of the Ortsog-Uul gabbro-petidotite PGE-bearing complex, Western Mongolia // *Conf. 13th SGA Biennial Meeting*, 2015, v. 3, p. 983—985.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society of London, Special Publication, 1989, v. 42, p. 313—345.

Svetlitskaya T.V., Tolstykh N.D., Izokh A.E., Thi P.N. PGE geochemical constraints on the origin of the Ni-Cu-PGE sulfide mineralization in the Suoi Cun intrusion, Cao Bang province, Northeastern Vietnam // *Miner. Petrol.*, 2015, v. 109, № 5 p. 161—180.

Tectonics of Mongolia. Atlas of tectonic maps of Mongolia, scale 1:1 000 000. Geological Information Center of the Mineral Resources Authority of Mongolia / Ed. O. Tomurtogoo. Institute of Geology and Mineral Resources of the Mongolian Academy of Science, 2002.

Vrevsky A., Krimsky R., Svetov S. Isotopic (Nd, O) and geochemical (REE) heterogeneity of the Archaean mantle, Baltic Shield // *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1996, v. 112, p. 43—54.

White W.M., Hofmann A.W. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle geochemistry // *Nature*, 1982, v. 296, p. 821—825.

Xiang W., Griffin W.L., Jie C., Pinyun H., Xiang L. U and Th contents and Th/U ratios of zircon in felsic and mafic magmatic rocks: improved zircon-melt distribution coefficients // *Acta Geol. Sin.*, 2011, v. 85, № 1, p. 64—174.

Xu Y.G., Wei X., Luo Z.Y., Liu H.Q., Cao J. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model // *Lithos*, 2014, v. 204, p. 20—35.

*Рекомендована к печати 5 февраля 2019 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию 28 февраля 2018 г.,
после доработки — 14 декабря 2018 г.*