

Т.Т. ВРУБЛЕВСКАЯ, А.А. ЦЫГАНКОВ, Б.Ц. ЦЫРЕНОВ

ПЕТРОЛОГИЯ ГАСАН-ДЯКИТСКОГО УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВОГО МАССИВА (Северное Прибайкалье)

Рассмотрено геологическое строение Гасан-Дякитского массива, входящего в состав чая-нюрнудуканского интрузивного комплекса. Изучены минералого-геохимические особенности пород, приведены оценки состава исходных расплавов первой и второй фаз, показана ведущая роль процессов кристаллизационно-гравитационной дифференциации в формировании разновидностей пород плутона.

На севере Байкальской горной области (Байкало-Муйский пояс) широко распространены дифференцированные массивы ультрамафит-мафитового состава. Среди них выделены три геодинамических (генетических) типа [14]: 1) офиолиты, включающие массивы реститовых гипербазитов и небольшие тела верлит-пироксенитовых кумулатов и габброидов; 2) островодужные гипербазит-габбровые или существенно габбровые массивы, входящие в состав островодужной вулканоплутонической ассоциации позднерифейского (825—700 Ma) возраста; 3) синколлизонные дифференцированные массивы ультрамафит-мафитов позднерифей-вендского (612—585 Ma) возраста [15]. Вместе с тем принадлежность конкретных объектов к одному из перечисленных типов далеко не однозначна. В частности, это относится к целому ряду недостаточно изученных массивов западной части Байкало-Муйского пояса, в число которых входит Гасан-Дякитский гипербазит-базитовый плутон, до сих пор не привлекавший особого внимания исследователей. Этот массив, входящий в состав чая-нюрнудуканского никеленосного интрузивного комплекса [9], рассматривался в качестве бескорневого будин-плутона, представляющего фрагменты реститового (гипербазиты) и полосчатого (габброиды) комплексов офиолитовой ассоциации [5, 6, 8]. В 90-х гг. прошлого века появилась точка зрения об островодужной принадлежности дифференцированных ультрамафит-мафитов, основанием для чего послужили главным образом геохимические данные [11]. Наконец, детальное изучение ряда массивов (Чайский, Нюрнудуканский, Слюдинский) и вмещающих их метаморфогенных образований позволило выдвинуть предположение о синколлизонной природе интрузивов чая-нюрнудуканского комплекса [14].

Авторы привели первые петрологические данные по Гасан-Дякитскому ультрамафит-мафитовому массиву с целью показать его отличие от ультрамафит-мафитов офиолитового и островодужного типов и сходство с массивами, выделяемыми в качестве синколлизонных образований.

Геологическое строение массива

Гасан-Дякитский массив расположен в верховьях одноименной реки, приблизительно в 40 км от пос. Нижнеангарск, образует тело линзовидной формы площадью около 27 км², вытянутое в северо-восточном направлении согласно с простиранием вмещающей нюрнудуканской толщи. Последняя сложена амфиболитами, амфибол-биотитовыми кристаллическими сланцами, биотит-гранатовыми гнейсами и мигматитами. Контакты массива большей частью тектонизированы, что послужило основанием для вывода о тектоническом внедрении — так называемый будин-плутон. Нами в юго-западной части массива установлен «нормальный» интрузивный контакт, сопровождающийся контактово-реакционным взаимодействием. Кроме того, обнаружены ксенолиты вмещающих парасланцев (до 24 мас.% Al₂O₃) и амфиболитов, превращенных в пироксен- и амфибол-плаггиоклазовые мелкозернистые роговиковоподобные породы. В северо-восточной экзоконтактовой части отмечены многочисленные апофизы габброидов во вмещающие породы (рис. 1, составлен на основе неопубликованных данных В.П. Бушуева).

Тектоническими нарушениями, преимущественно северо-западной ориентировки, массив разбит на отдельные блоки, прорван многочисленными жилло- и дайкоподобными телами лейкократовых пегматоидных гранитов и биотит-мусковитовых пегматитов мамско-оронского комплекса.

Гасан-Дякитский массив сложен ультраосновными и основными породами, варьирующими по составу от дунитов до лейкогаббро. Ультраосновные разновидности (дуниты, перидотиты, пироксениты) и их дифференциаты (меланотроктолиты и меланократовые оливиновые габбро) — не более 10 % площади выхода пород массива на дневную поверхность — слагают ряд мелких линзовидных или неправильной формы тел, приуроченных к северо-восточному и юго-западному флангам. В большей части массива развиты оливиновые и безоливиновые габбронориты и их амфиболитизированные

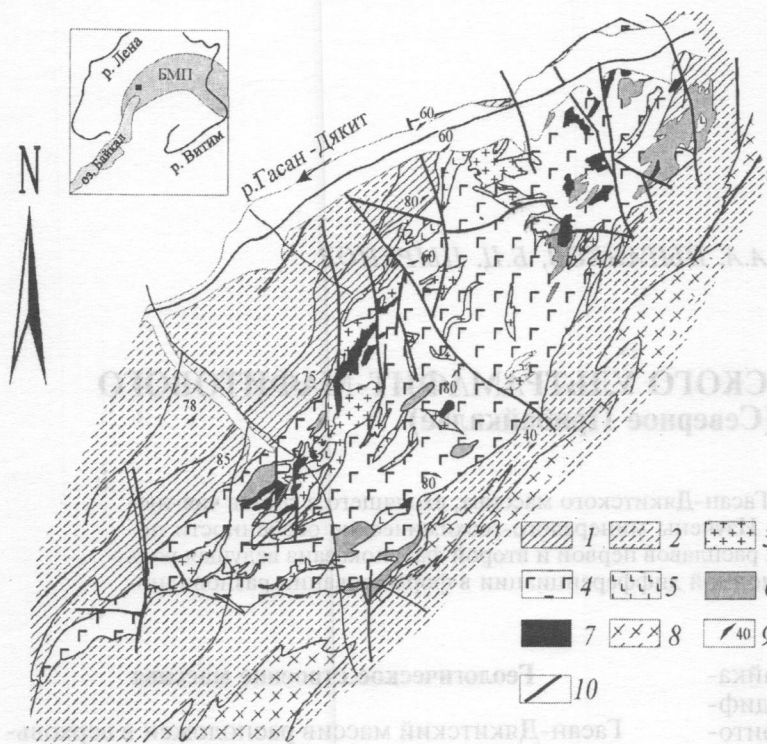


Рис. 1. Схема геологического строения Гасан-Дякитского ультрамафит-мафитового массива: 1 — биотит-амфиболовые кристаллические сланцы и амфиболиты, 2 — мигматизированные амфиболиты и кристаллосланцы, 3 — дайки гранитных пегматитов, 4 — амфиболизированные габбро, 5 — оливинные габбро (1-я фаза), 6 — оливинные габбронориты, габбронориты (2-я фаза), 7 — меланократовые троктолиты, перидотиты, дуниты (1-я фаза), 8 — плагиогнейсограниты, 9 — элементы залегания, 10 — разрывные нарушения. На врезке: БМП — Байкало-Муйский пояс

Таблица 1

Средние содержания (мол. %) фаялитового минала в оливине и аноритовой составляющей в плагиоклазе из пород Гасан-Дякитского массива

Порода	Fa	An
Первая фаза		
Дунит	14 (3)	—
Плагиоперидотит	16 (7)	62 (4)
Троктолит	16,5 (1)	—
Оливинное габбро	—	55,8 (1)
Вторая фаза		
Троктолит	22,5 (1)	60,3 (2)
Оливинный габбронорит	24,5 (2)	60,5 (4)
Эндоконтактовый оливинный габбронорит	27 (2)	60,8 (1)
Ранний габбронорит (плагиоклаз 1-й генерации)	—	61 (1)
Ранний габбронорит (плагиоклаз 2-й генерации)	—	59,6 (3)
Поздний габбронорит (плагиоклаз 1-й генерации)	—	61,3 (1)
Поздний габбронорит (плагиоклаз 2-й генерации)	—	51,1 (1)
Эндоконтактовый габбронорит	—	55,4 (4)

Примечание. В скобках — число анализов; состав минералов определен в ГИН СО РАН на модернизированном микроанализаторе MAP-3, аналитики — Н.С. Карманов, С.В. Канакин, прочерк — нет данных.

разности. В контакте габброноритов с ультрамафитами установлены реакционные пироксениты, в результате габброиды отнесены ко второй, а ультрамафиты и их фациальные разновидности (меланотроктолиты и меланократовые оливинные габбро) — к первой интрузивным фазам. Кроме преобладающих габброноритов во второй фазе в незначительном количестве присутствуют троктолиты, отличающиеся от троктолитов первой фазы лейкократовым обликом.

Особая группа пород — пироксениты, среди которых выделяют три морфогенетических типа: 1) ассоциирующие с ультрамафитами массивные линзовидные залежи мощностью несколько метров и протяженностью несколько десятков метров; 2) тонкие (несколько миллиметров — несколько сантиметров) ветвящиеся прожилки и пятна в дунитах и перидотитах; 3) оторочки (5—10 см), развитые на контакте габброидов второй фазы и ультрамафитов. Первый тип является фациальной разновидностью пород первой фазы, а два последних представляют собой контактово-реакционные образования, формирование которых обусловлено взаимодействием базитового расплава с габброидными породами.

Минералого-петрографическая характеристика

Основные разновидности пород *первой интрузивной фазы* — дуниты, плагиоперидотиты, пироксениты, меланотроктолиты и меланократовые оливинные габбро. Породы интенсивно переработаны постмагматическими процессами, поэтому не всегда удается найти неизмененные участки с пригодными для анализа первичными магматическими минералами.

Дуниты — массивные среднезернистые породы с пан- и гипидиоморфнозернистой структурами. Сложены кумулятивными идиоморфными кристаллами оливина (хризолит), содержащими 13—14 % Fa компонента (табл. 1). В интеркумулусе присутствуют единичные зерна плагиоклаза, орто- и клинопироксен (до 5—7 об. %), частично замещенные актинолитом, хлоритом и тальком. Акцессорный хромит [13] ($Cr' = (Cr/Cr+Al) 0,98$), концентрирует 1,6 TiO_2 , 0,5 Al_2O_3 , 58,0 FeO общ., 37,6 Cr_2O_3 и менее 2 мас. % MgO.

Плагиоперидотиты (плагиолерцолиты) — средне-крупнозернистые массивные породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Количество плагиоклаза от долей до 5—7 об. %. Он образует ксеноморфные выделения в интерстициях и ойкокристиаллы размером около 2 мм. Оливин, как и в дунитах, — хризолит, но более железистый — 16 % Fa. Ортопироксен по составу [7] соответствует энстатиту или алюмобронзиту с железистостью f 14—16 % и умеренным содержанием Al_2O_3 , TiO_2 и Cr_2O_3 (табл. 2). Клинопироксен — субкальциевый авгит с минимальной для пород массива железистостью, равной 15 %, при максимальном количестве окси-

Таблица 2

Средний химический состав ортопироксенов из пород Гасан-Джакитского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	54,56	55,04	53,29	53,53	53,97	53,08	53,58	56,01
TiO ₂	0,30	0,26	0,27	0,09	0,14	0,19	0,21	0,01
Al ₂ O ₃	2,57	3,00	2,88	1,88	1,63	3,09	1,90	0,96
Cr ₂ O ₃	0,53	0,37	0,16	0,08	0,10	0,15	0,14	0,03
FeO	9,91	10,25	13,82	15,65	18,55	16,39	17,38	12,76
MnO	0,24	0,25	0,34	0,39	0,51	0,38	0,39	0,28
MgO	30,83	30,19	28,75	26,66	24,84	26,35	25,75	29,72
CaO	1,02	0,75	1,02	1,75	1,25	0,78	1,44	0,12
Сумма	99,96	100,11	100,53	100,04	100,99	100,41	100,77	99,89
Количество ионов в пересчете на 6 атомов кислорода								
Si	1,919	1,937	1,890	1,931	1,956	1,911	1,934	1,991
Al ^{IV}	0,081	0,063	0,110	0,069	0,044	0,089	0,066	0,009
Al ^{VI}	0,025	0,061	0,010	0,012	0,025	0,042	0,014	0,031
Ti	0,008	0,007	0,007	0,002	0,004	0,005	0,006	—
Cr	0,015	0,010	0,004	0,002	0,003	0,004	0,004	0,001
Fe ³⁺	—	—	0,081	0,050	0,008	0,033	0,038	—
Fe ²⁺	0,265	0,302	0,328	0,421	0,554	0,461	0,487	0,380
Mg	1,617	1,584	1,520	1,433	1,342	1,415	1,385	1,574
Mn	0,007	0,007	0,010	0,012	0,016	0,012	0,012	0,008
Ca	0,039	0,028	0,039	0,068	0,049	0,031	0,056	0,005
f	15,28	16,01	20,54	24,73	29,52	25,87	27,45	19,44
n	2	1	1	3	1	2	2	5

Примечание. 1 — перидотиты, 2 — троктолиты (1-я фаза); 3 — троктолиты, 4 — габбронориты ранние, 5 — габбронориты поздние, 6 — эндоконтактный оливинный габбронорит, 7 — эндоконтактный габбронорит (2-я фаза), 8 — друзитовые оторочки; здесь и далее Fe³⁺ рассчитано исходя из стехиометрии, $f = (Fe^{3+} + Fe^{2+}) / (Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mg) 100\%$, n — число анализов, прочерк — нет данных, содержания оксидов — в мас. %.

дов Al, Na, Ti и Cr (табл. 3). Пониженная концентрация Ca в клинопироксене связана с высокими P-T-параметрами его кристаллизации [7]. Плаггиоклаз из плаггиоперидотитов по составу лабрадор (62 % An) (табл. 1). Акцессорный минерал представлен хромпикотитом, образующим мелкие идиоморфные кристаллы, включенные в оливин, или зерна изометричной и неправильной форм в интерстициях. По сравнению с хромитом дунитов хромпикотит менее хромистый ($Cr' = 0,35$), содержит меньше TiO₂ (0,3 мас. %), но больше MgO (9,2 мас. %) и Al₂O₃ (33,7 мас. %), что связано, по-видимому, с более высокой глиноземистостью перидотитов по сравнению с дунитами.

Пироксениты (вебстериты и оливинные вебстериты) — крупно-среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. В оливинных вебстеритах 1-го типа (фаза перидотитов) оливин образует мелкие корродированные зерна среди идиоморфных крупных (до 2 мм) кристаллов пироксенов. Акцессорный минерал — субферрихромпикотит, более хромистый ($Cr' = 0,53$), чем в перидотитах, но содержащий меньше MgO (6,08 мас. %) и Al₂O₃ (21,00 мас. %).

Троктолиты — меланократовые (цветной индекс M равен 75–80%) среднезернистые породы с характерной друзитовой структурой — сложены

Таблица 3

Средний химический состав клинопироксенов из пород Гасан-Джакитского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,23	50,92	51,59	51,18	51,97	50,96	49,71
TiO ₂	0,72	1,00	0,73	0,68	0,33	0,91	2,15
Al ₂ O ₃	4,63	4,22	3,68	3,58	2,37	3,78	3,36
Cr ₂ O ₃	1,17	0,50	0,45	0,33	0,48	0,30	0,20
FeO	5,29	7,70	5,84	5,12	6,28	7,35	8,86
MnO	0,15	0,20	0,16	0,15	0,22	0,19	0,19
MgO	16,71	16,38	15,23	16,69	14,65	15,12	14,36
CaO	20,00	18,38	21,93	20,97	23,86	21,35	20,54
Na ₂ O	0,72	0,75	0,64	0,43	0,51	0,68	0,51
Сумма	100,62	100,05	100,25	99,11	100,67	100,64	99,91
Количество ионов в пересчете на 6 атомов кислорода							
Si	1,855	1,866	1,888	1,883	1,904	1,864	1,851
Al ^{IV}	0,145	0,134	1,112	0,117	0,096	0,136	0,149
Al ^{VI}	0,053	0,047	0,047	0,038	0,010	0,026	0,011
Ti	0,020	0,028	0,020	0,019	0,009	0,025	0,061
Cr	0,034	0,015	0,013	0,010	0,014	0,009	0,006
Fe ³⁺	0,068	0,070	0,056	0,063	0,090	0,099	0,050
Fe ²⁺	0,092	0,166	0,123	0,095	0,099	0,126	0,213
Mg	0,901	0,895	0,831	0,915	0,800	0,824	0,797
Mn	0,005	0,006	0,005	0,005	0,007	0,006	0,006
Ca	0,777	0,721	0,860	0,827	0,936	0,837	0,819
Na	0,050	0,053	0,045	0,030	0,036	0,048	0,037
f	15	20,56	17,72	14,69	19,38	21,41	25,65
n	5	2	3	2	4	3	2

Примечание. 1 — перидотиты, 2 — оливинные габбро (1-я фаза); 3 — оливинные габбронориты, 4 — габбронориты ранние, 5 — габбронориты поздние, 6 — эндоконтактный оливинный габбронорит, 7 — эндоконтактный габбронорит (2-я фаза). $f = (Fe^{3+} + Fe^{2+}) / (Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mg) 100\%$, содержания оксидов в мас. %, n — число анализов.

идиоморфными кристаллами оливина и изометричными зернами плаггиоклаза, на контакте которых развиваются келифитовые оторочки из ортопироксена и паргасита. Оливин (16,5% Fa) и ортопироксен (f 16 %) по составу практически не отличаются от такового из перидотитов. Акцессорный хромшпинелид (до 1 об. %) присутствует в виде идиоморфных кристаллов в интерстициях между зернами силикатов. Это также хромпикотит, но менее хромистый ($Cr' = 0,28$), чем в перидотитах. Он содержит максимальное количество Al₂O₃ (39,30 мас. %). В целом состав акцессорных хромшпинелидов закономерно обогащается Al и обедняется Cr по мере эволюции пород от дунитов к троктолитам, отражая ведущую роль процессов внутрикамерной дифференциации при формировании рассматриваемой серии пород.

Оливинные габбро — меланократовые (M 85–70 %) массивные средне-крупнозернистые породы, сложенные зернами оливина неправильной формы, изометричными зернами клинопироксена и призматическими кристаллами плаггиоклаза. Структура гипидиоморфнозернистая, на отдельных участках друзитовая. Состав темноцветных минералов характеризуется повышенной железистостью ($f_{Crx} 20,5\%$), плаггиоклаз более кислый (56 % An) по сравнению с ультрамафитами (табл. 1).

Вторая интрузивная фаза включает лейкотроктолиты (M 25–20 %), оливиновые габбронориты, габбронориты, а также широко распространенные их амфиболизированные и сосюртитизированные разновидности.

Лейкотроктолиты являются кумулятивными породами, хотя во многих случаях первичная структура затухана образованием друзитовых оторочек на контакте оливина и плагиоклаза. В отличие от меланократовых троктолитов первой фазы лейкотроктолиты имеют лейкократовый облик, сложены более железистым оливином (22 % Fa) и основным плагиоклазом (60 % An) с незначительной примесью ортопироксена, также более железистого ($f_{\text{Срх}}$ 20,5%), по сравнению с ортопироксеном меланотроктолитов первой фазы. Вместо акцессорного хромпикотита появляются единичные зерна магнетита.

Оливиновые габбронориты — крупнозернистые меланократовые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Оливин образует мелкие корродированные зерна, содержащие чуть больше фаялитового компонента (24 % Fa) по сравнению с троктолитами. Ортопироксен и клинопироксен образуют относительно идиоморфные зерна размером до 2 мм. Железистость их выше, чем в породах первой фазы ($f_{\text{Срх}}$ 17,7 %, $f_{\text{Орх}}$ 22 %). Состав плагиоклаза такой же, как в троктолитах (табл. 1). Акцессорные минералы — магнетит и сульфиды.

Габбронориты представляют собой средне-крупнозернистые породы, варьирующие по минеральному составу от меланократовых до лейкократовых. Особенность — пойкилоофитовая структура, обусловленная наличием крупных (2–3 мм) ксеноморфных выделений пироксенов, включающих мелкие идиоморфные кристаллы плагиоклаза (первая генерация Pl₁) и лейстовый плагиоклаз (вторая генерация Pl₂). В бронзите отмечаются пластинки клинопироксена и магнетита, представляющие, по-видимому, структуры распада твердого раствора. Среди габброноритов выделены две разновидности: ранние (GN₁) и поздние (GN₂), отличающиеся количественными соотношениями и составом главных породообразующих минералов. В GN₁ преобладает ортопироксен с f 24 %, клинопироксен здесь более глиноземистый и магнезиальный, но менее кальциевый по сравнению с GN₂, в которых наряду с увеличением количества клинопироксена возрастают его железистость (f 19 %) и концентрация Ca (в среднем на 2–3 %). При этом отчетливо проявлена отрицательная корреляция Ca и Fe²⁺ (рис. 2).

Поздние габбронориты отличаются наиболее железистым ортопироксеном (f 29 %) и наименее основным плагиоклазом второй генерации (51 % An), тогда как плагиоклазы первой генерации из GN₁ и GN₂ практически не различаются (табл. 1). В обоих типах габброноритов клинопироксен псевдоморфно замещается буровато-зеленым позднемагматическим амфиболом, количество которого в GN₂ достигает 7 об. %.

Для оценки температуры кристаллизации пород массива использован двупироксеновый геотермометр Уэллса [20]. Температура двупироксеновых равновесий лерцолитов первой фазы составляет в среднем 1200 °С, габброноритов второй фазы — 1070 °С. Давление, определенное по содержанию глинозема в

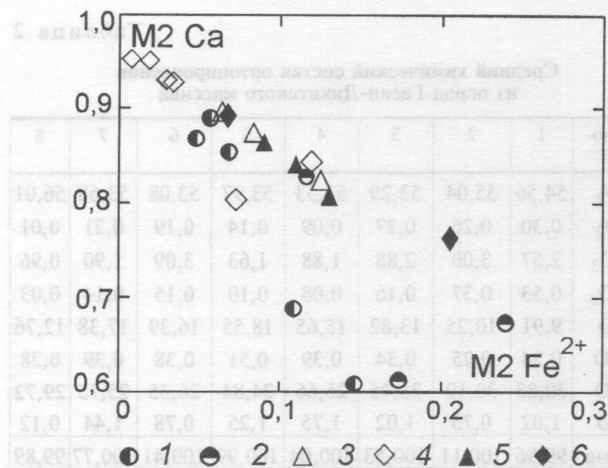


Рис. 2. Диаграмма M2Fe²⁺—M2Ca для клинопироксенов: 1 — перидотиты, 2 — оливиновые габбро (1-я фаза); 3 — оливиновые габбронориты, 4 — габбронориты, 5 — эндоконтактный оливиновый габбронорит, 6 — эндоконтактный габбронорит (2-я фаза). M2 — структурная позиция элемента, рассчитанная исходя из стехиометрии минерала

позднемагматическом амфиболе [17], равняется в среднем 650 МПа. По клинопироксеновой барометрии [19] значения этого параметра (500 МПа) немного ниже, что сопоставимо с данными, полученными по Ньюрундуканскому плутону [4, 15].

Исчезающе малое количество магматического амфибола в ультрамафитах первой фазы свидетельствует об относительной «сухости» исходного расплава, кристаллизовавшегося в восстановительной обстановке. Численное моделирование, выполненное с использованием программного комплекса COMAGMAT [16], показало, что лучшее соответствие модельных трендов кристаллизации природным данным достигается в условиях декомпрессионной кристаллизации пикритобазальтового расплава, содержащего 0,3 мас. % воды при фугитивности кислорода QFM + 2 лог. ед. При кристаллизации второй фазы (магнезиальный базальт) концентрация воды в остаточном расплаве могла достигать 3 %, о чем свидетельствует заметное количество (до 7 об. %) паргаситовой роговой обманки в поздних габброноритах. Фугитивность кислорода, согласно модельным расчетам, оставалась примерно на том же уровне (QFM + 1), а кристаллизация магнетита, по-видимому, обусловлена накоплением железа в остаточном расплаве, что характерно для толеитового типа фракционной кристаллизации.

В результате изучения последовательности выделения и состава минералов намечена схема образования пород первой и второй фаз Гасан-Дякитского массива:

Первая фаза — Ol₁₃₋₁₄ + Cr_{0,98} (Pl) (дуниты) → Ol₁₆ + Cr_{0,28} (Orx₁₆) + Pl(троктолиты) + (?) Ol₁₆ + Cr_{0,35} + Orx₁₅ + Срх₁₅ ± (Pl₆₂)(перидотиты) → Ol + Срх₂₂ + Pl₅₆ ± Mt (меланократовые оливиновые габбро);

Вторая фаза — Ol_{22,5} (Orx₂₁) + Pl₆₀ ± Mt (троктолиты) → Ol₂₅ + Orx₂₂ + Срх₁₈ + Pl₆₀ ± Mt (оливиновые габбронориты) → Orx₂₄₋₂₉ + Срх₁₅₋₂₂ + Pl₅₉₋₅₁ ± Mt (габбронориты)¹.

¹ Подстрочные индексы — железистость темноцветных минералов и основность плагиоклаза, в скобках — второстепенные минералы, курсивом — акцессорные.

В этой схеме особенно интересно соотношение (последовательность кристаллизации) троктолитов и перидотитов. Они характеризуются примерно равной величиной железистости темноцветных минералов, а также практически одинаковой магнетиальностью пород (табл. 4). Вместе с тем анализ трендов кристаллизации (рис. 3) показывает, что фигуративная точка среднего состава троктолитов лежит в стороне от линии, соединяющей оливиновый кумулат (дуниты) и наиболее дифференцированные образования первой фазы — меланократовые оливиновые габбро. Все это позволяет предположить, что кристаллизация троктолитов, являющихся плагиоклазовой фазией дунитов, происходила субсинхронно с кристаллизацией перидотитов. Иначе говоря, такие разности были обособлены в пространстве, а не во времени, что подтверждается и геологическими данными: меланотроктолиты ассоциируют с дунитами, а меланократовые оливиновые габбро — с плагиоперидотитами, образуя пространственно разобщенные тела.

Кристаллизация второй фазы началась также с выделения оливина, но более железистого, чем в первой фазе, затем к нему присоединились основ-

ной плагиоклаз и пироксены. Последние обогащены железом по сравнению с первой фазой, но железистость пироксенов ниже, чем сосуществующего с ними оливина. Ранний ортопироксен содержит больше железа, чем поздний клинопироксен. Повышенную железистость оливина, по сравнению с кристаллизующимися позже пироксенами, можно объяснить субсолидным изменением состава первой кристаллической фазы за счет диффузионного обмена Fe и Mg между кристаллами оливина и остаточным расплавом, чему способствует высокий коэффициент диффузии катионов в оливине, превышающий таковой в пироксенах на 2—3 порядка [3]. Одновременно с увеличением железистости темноцветных минералов снижается содержание анортитового компонента в плагиоклазе.

Следует остановиться на характеристике эндоконтактных фаций. Здесь показательно изменение структуры и состава минералов. Эндоконтактные разновидности габброидов мелкозернистые, порфирировидные, с такситовой текстурой. Порфирировидные выделения чаще представлены ортопироксеном, в оливиновых габброноритах — оливином. Редкие порфирировидные кристаллы плагиокла-

Таблица 4

Средний химический состав пород Гасан-Дякитского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	35,84	38,07	39,43	46,30	47,30	48,99	49,96	49,06	49,20	51,60
TiO ₂	0,12	0,17	0,12	0,37	0,12	0,26	0,70	0,23	0,37	0,39
Al ₂ O ₃	0,94	3,82	10,07	15,65	20,00	18,90	17,98	20,09	17,20	18,50
Fe ₂ O ₃	5,46	5,22	2,82	0,98	0,73	0,71	1,25	0,91	0,67	0,59
FeO	7,39	7,33	7,08	5,49	5,50	5,73	5,66	4,91	5,19	4,82
MnO	0,17	0,15	0,12	0,11	0,10	0,10	0,13	0,10	0,12	0,12
MgO	39,80	33,39	27,50	13,05	11,20	9,43	7,69	7,83	10,11	7,69
CaO	0,34	2,18	4,82	12,69	9,34	10,57	10,66	10,73	11,58	10,70
Na ₂ O	0,07	0,26	0,80	1,98	2,62	2,47	2,87	2,69	2,44	2,76
K ₂ O	0,02	0,03	0,17	0,08	0,11	0,14	0,32	0,29	0,13	0,12
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,04	0,04	0,06	0,04	0,12	0,03	0,08	0,08
Ппп	9,43	9,12	7,10	2,79	2,56	2,34	2,55	2,80	2,53	2,74
Сумма	99,61	99,77	100,07	99,53	99,64	99,68	99,89	99,67	99,62	100,11
Ba	54	63	99	85	110	90	200	130	150	120
Rb	1	3	9	3	3	3	5	7	—	—
Sr	11	46	337	190	560	504	618	467	405	515
Nb	1,5	1,5	2	—	2	—	2,4	1,3	—	2
Zr	4	6	12	20	16	16	53	18	16	21
Y	1	2	2	12	—	4	13	6	2	4
Cr	3400	2705	1867	965	190	528	529	590	450	360
Ni	1665	1422	567	270	100	158	88	115	77	38
Co	153	133	97	43	64	51	42	43	38	30
V	50	67	50	125	50	72	140	106	100	100
Cu	109	87	68	140	—	51	51	40	—	—
Mg'	85,21	83,12	83,66	78,62	76,43	72,22	66,89	70,90	75,67	71,92
n	8	19	3	2	1	8	8	7	1	1

Примечание. 1 — дуниты, 2 — перидотиты, 3 — троктолиты, 4 — оливиновые габбро (1-я фаза); 5 — троктолит, 6 — оливиновые габбронориты, 7 — габбронориты, 8 — амфиболитизированные габбро, 9 — эндоконтактный оливиновый габбронорит, 10 — эндоконтактный габбронорит (2-я фаза). Оксиды — в мас. %, элементы-примеси — в г/т; анализы выполнены в лаборатории ГИН СО РАН методами «мокрой» химии и атомно-абсорбционным, аналитики — А.А. Цыренова, Г.И. Булдаева, Н.Л. Гусева, В.А. Иванова, М.Г. Егорова, Э.М. Татьянкина. Rb, Ba, Sr, Zr, Nb, Y, Ni, Cu определялись рентген-флюоресцентным методом на установке VRA-30, аналитики — Б.Ж. Жалсараев, Т.И. Казанцева. Mg' = MgO/(MgO + 0,9Fe₂O₃ + FeO)100, мол. %; f = (0,9Fe₂O₃ + FeO)/(0,9Fe₂O₃ + FeO + MgO)100%; прочерк — нет данных.

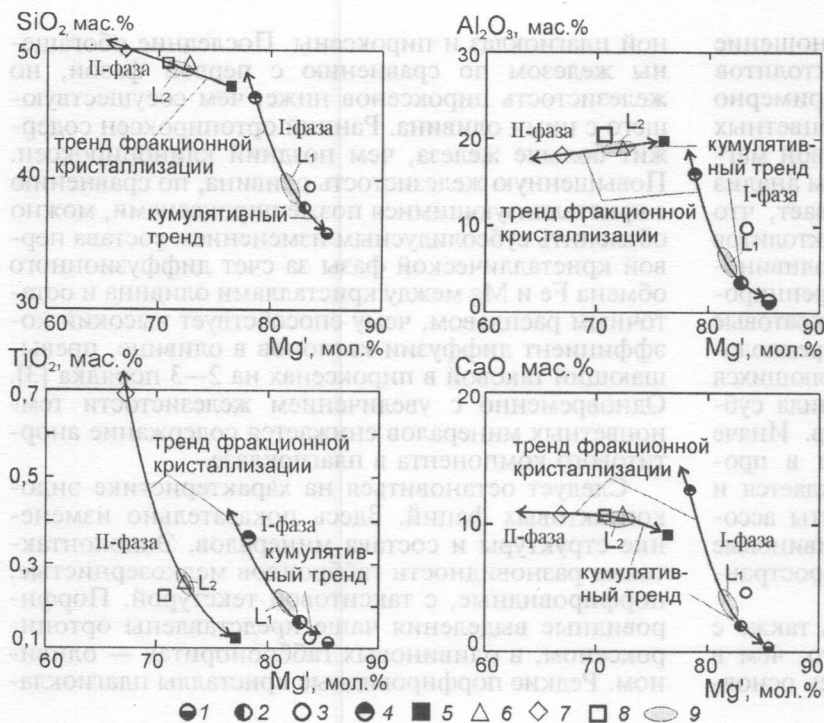


Рис. 3. Эволюционные тренды средних составов пород Гасан-Дякитского массива: 1 — дуниты, 2 — перидотиты, 3 — троктолиты, 4 — меланократовые оливинные габбро (1-я фаза), 5 — троктолиты, 6 — оливинные габбро-нориты, 7 — габбро-нориты, 8 — амфиболизированные габбро (2-я фаза), 9 — предполагаемый состав исходного расплава. Mg' — магнезиальность (в моль. %)

за имеют слабо выраженную зональность. Состав плагиоклаза менее основной (55 мол. % An), а железистость темноцветных минералов в среднем на 3—5 % выше, чем в нормальных габбро. В породах эндоконтакта вариации железистости клинопироксена составляют 2—4 %, что отражается на температурах минеральных равновесий. В нормальных габбро магнезиальность сосуществующих пироксенов прямо коррелирует с расчетной температурой: $f_{Opx} 23$, $f_{Cpx} 13$, $T = 1070^\circ C$; $f_{Opx} 24$, $f_{Cpx} 15$, $T = 1030^\circ C$, а в эндоконтактных фациях корреляция обратная: более железистые минералы характеризуются и более высокой температурой минерального равновесия: $f_{Opx} 26$, $f_{Cpx} 22$, $T = 1000^\circ C$; $f_{Opx} 25$, $f_{Cpx} 21$, $T = 980^\circ C$; $f_{Opx} 24$, $f_{Cpx} 20$, $T = 930^\circ C$. Из этого следует, что повышенная магнезиальность пироксенов отражает не высокую температуру кристаллизации, а возрастание фугитивности кислорода в области эндоконтакта [2]. Косвенно вывод подтверждается повышенным содержанием Al^{IV} и Fe^{3+} в клинопироксенах, что также является следствием возрастания fO_2 [18].

Петролого-геохимические особенности пород

Химический состав пород первой фазы отражает их высокую магнезиальность, обогащенность Cr и Ni (табл. 4). Для ультрамафитов типичны низкие концентрации титана, щелочей, фосфора. По содержанию Al_2O_3 ультрамафиты относятся к умеренно глиноземистым, что обуславливает постоянное присутствие плагиоклаза в перидотитах и дунитах, вплоть до образования меланотроктолитов. Петрохимический тренд изменения состава сводится к

возрастанию содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , CaO, TiO_2 , щелочей, а также Ba, Sr, V, Y, Zr и уменьшению количеств MgO, Cr, Ni в процессе становления пород от ранних дифференциатов к поздним (табл. 4, рис. 4). Подобное поведение петрогенных компонентов и элементов-примесей свидетельствует о том, что основным механизмом формирования всей серии пород была кристаллизационная дифференциация. Это подтверждается и значениями Ni/Co отношения. По мере уменьшения основности пород в ряду дунит → перидотит → троктолит → оливинное габбро понижается и Ni/Co отношение от 14 в ранних кумулатах до 5 в поздних дифференциатах (оливинных габбро). Последние имеют ограниченное развитие в составе первой фазы, что наряду с их высокой магнезиальностью свидетельствует об относительно слабой дифференцированности пород первой фазы.

Породы второй фазы по содержанию некоторых элементов существенно отличаются от первой фазы. Однако общее для них — высокая магнезиальность. В ранних дифференциатах троктолитах, она составляет 76 %, т. е. близка оливинным габбро первой фазы. По количеству Al_2O_3 породы второй фазы соответствуют высокоглиноземистым базальтам, которые характеризуются умеренной щелочностью и низкой титанистостью. Значения Ni/Co отношения (4—5) в ранних оливинных габбро-норитах указывают на то, что исходный расплав второй фазы был более дифференцированным, по сравнению с исходным расплавом первой фазы внедрения.

В породах второй фазы с уменьшением магнезиальности в незначительном количестве накапливаются SiO_2 , TiO_2 , щелочи, резко возрастает концентрация Zr, Nb, Y, V в габбро-норитах, а содержание FeO, CaO, Al_2O_3 остается практически постоянным или снижается. Это соответствует толеитовой схеме кристаллизации и обуславливает разнонаправленность петрохимических трендов в первой и второй фазах (рис. 3, 4). Обогащение остаточного расплава элементами, являющимися индикаторами фракционной кристаллизации, свидетельствует о том, что данный механизм был ведущим при внутрикамерной кристаллизации пород как первой, так и второй фаз Гасан-Дякитского массива.

Состав исходного расплава — одной из важнейших характеристик при петрологических исследованиях — определяется по составу эндоконтактных закалочных фаций или на основе расчета средневзвешенного состава пород. Использование этих методик для Гасан-Дякитского массива невозможно из-за наложенной амфиболитизации и широкого развития секущих жил гранитоидов. Состав эндоконтактных фаций вследствие обогащения их некоторыми элементами также неадекватно отражает состав исходного расплава. Приближенную оценку его состава можно получить из бинарных диаграмм, при этом более удобно использовать сред-

ние составы всех разновидностей пород (рис. 3): породы первой и второй фаз имеют разнонаправленные тренды эволюции. В первой фазе очень мало оливиновых габбро, т. е. фактически она сложена дунитами и перидотитами, являющимися кумулятивными образованиями. Состав исходного расплава в подобном случае должен быть существенно магниезильным. Судя по диаграммам, фигуративная точка состава такого расплава будет лежать на линии, соединяющей средние составы пород первой фазы, что приблизительно соответствует пикриту с магниезильностью ($Mg' = MgO / (MgO + 0,9Fe_2O_3 + FeO) \cdot 100$, мол. %) порядка 83 %. При такой магниезильности содержания петрогенных оксидов составят (в мас. %): 25–27 MgO; 40–42 SiO₂; 6–7 Al₂O₃; 4–5 CaO и 8 FeO (рис. 3, расплав L₁).

Вероятный состав исходного расплава для второй фазы, как следует из диаграмм качественного и количественного составов минералов близок к среднему составу оливиновых габброноритов и отвечает высокомагниезильному ($Mg' 72$ %) и высокоглиноземистому оливиновому базальту (рис. 3, расплав L₂). Он должен содержать не менее 15 мас. % MgO и 17–18 мас. % Al₂O₃. Первым из такого расплава кристаллизуется оливин, однако вследствие обогащенности расплава глиноземом очень быстро начинается котектическая кристаллизация оливина и плагиоклаза, и возникают троктолиты, являющиеся во второй фазе кумулятивными породами. Когда на ликвидусе появляются орто- и клинопироксен, кристаллизуются оливиновые габбронориты, которые на заключительной стадии формирования сменяются габброноритами.

Полученные результаты свидетельствуют, что все разнообразие пород Гасан-Дякитского массива обусловлено процессами кристаллизационной дифференциации. Породы первой фазы образовались из недифференцированной пикритовой магмы. Большая часть из них (дуниты и перидотиты) является кумулятами. Исходный расплав был высокотемпературным и относительно сухим, кристаллизация протекала в восстановительных условиях.

Породы второй фазы кристаллизовались из высокомагниезильной высокоглиноземистой магмы при более низкой температуре, большей флюидонасыщенности и возросшей фугитивности кислорода.

Обсуждение

Особенность ультрамафит-мафитовых массивов Северного Прибайкалья — многофазное строение. Становление Гасан-Дякитский плутона произошло также в результате последовательного внедрения пикритового и высокоглиноземистого базальтового расплава. При этом высокоглиноземистый расплав второй фазы, по-видимому, — продукт глубинной дифференциации исходного пикритового. Принципиальная возможность такого механизма образования высокоглиноземистых базальтовых магм показана в [1] на примере современных

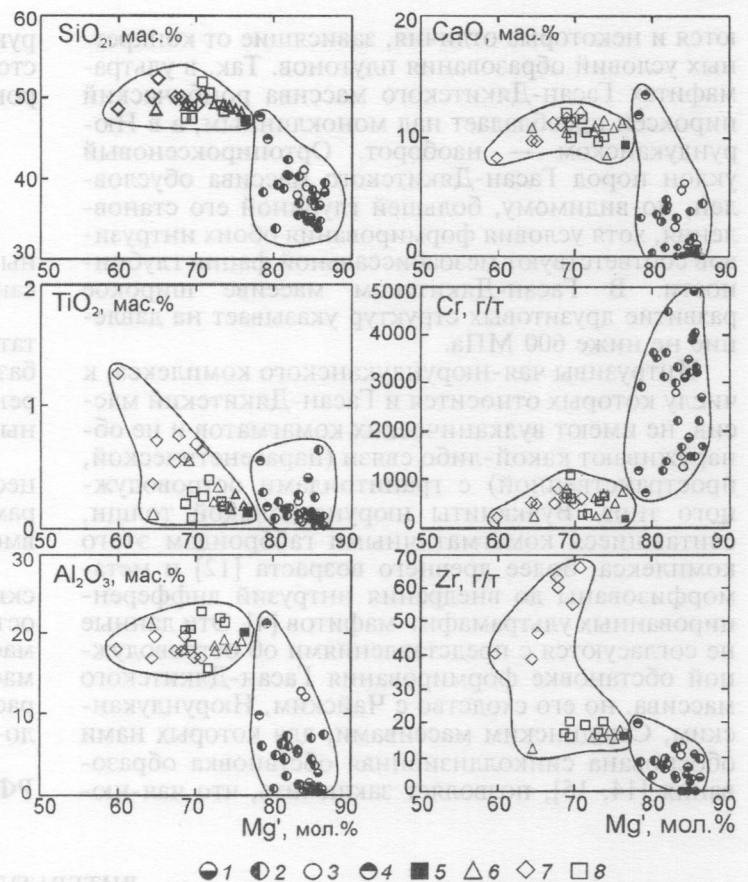


Рис. 4. Вариационные диаграммы для пород Гасан-Дякитского массива: 1 — дуниты, 2 — перидотиты, 3 — троктолиты, 4 — меланократовые оливиновые габбро (1-я фаза); 5 — троктолиты, 6 — оливиновые габбронориты, 7 — габбронориты, 8 — амфиболитизированные габбро (2-я фаза)

вулканов Камчатки, а также при моделировании условий формирования Нюрундуканского массива [15]. Сопоставление с данными, полученными по Чайскому и Нюрундуканскому массивам, показало, что исходный расплав Гасан-Дякитского плутона с магниезильностью 83 % занимает промежуточное положение между более магниезильным Чайским ($Mg' 85$) и менее магниезильным Нюрундуканским ($Mg' 75$). Рассматриваемые массивы характеризуются сходной направленностью эволюционных трендов — известково-щелочной в первой фазе, толеитовой во второй, и одинаковой последовательностью образования дифференциатов. Ведущим механизмом формирования пород была фракционная кристаллизация и гравитационная дифференциация, особенно при формировании ультраосновных пород. Следует особо подчеркнуть, что для рассматриваемых массивов при весьма высокой степени дифференцированности — от дунитов до лейкогаббро и габбро-анортозитов — не типична расслоенность. Она проявляется фрагментарно среди магниезильных габброидов и ультрамафитов первой интрузивной фазы. Этим массивы данного типа резко отличаются от расслоенных плутонов, для многих из которых установлена или предполагается рифтогенная геодинамическая обстановка [10].

Наряду с достаточно очевидными признаками сходства, позволившими объединить рассматриваемые массивы в один интрузивный комплекс, име-

ются и некоторые отличия, зависящие от конкретных условий образования плутонов. Так, в ультрамафитах Гасан-Дякитского массива ромбический пироксен преобладает над моноклинным, а в Ньюрундуканском — наоборот. Ортопироксеновый уклон пород Гасан-Дякитского массива обусловлен, по-видимому, большей глубиной его становления, хотя условия формирования обоих интрузивов соответствуют мезоабиссальной фации глубинности. В Гасан-Дякитском массиве широкое развитие друзитовых структур указывает на давление не ниже 600 МПа.

Интрузивы чая-ньюрундуканского комплекса, к числу которых относится и Гасан-Дякитский массив, не имеют вулканических комагматов и не обнаруживают какой-либо связи (парагенетической, пространственной) с гранитоидами островодужного типа. Вулканиды ньюрундуканской толщи, считающиеся комагматическими габброидами этого комплекса, более древнего возраста [12] и метаморфизованы до внедрения интрузий дифференцированных ультрамафит-мафитов [4]. Эти данные не согласуются с представлениями об островодужной обстановке формирования Гасан-Дякитского массива, но его сходство с Чайским, Ньюрундуканским, Слюдинским массивами, для которых нами обоснована синколлизийная обстановка образования [14, 15], позволяет заключить, что чая-ню-

рундуканский комплекс представляет собой самостоятельный синколлизийный тип дифференцированных ультрамафит-мафитовых интрузий.

Выводы

В результате проведенных исследований выявлены основные петрологические характеристики Гасан-Дякитского ультрамафит-мафитового массива:

1. Формирование массива произошло в результате последовательного внедрения пикритового и базальтового расплава, внутрикамерная дифференциация которых привела к образованию основных разновидностей пород массива.

2. Становление плутона сопровождалось процессами контактового взаимодействия с породами рамы, существенной переработкой ксенолитов вмещающих пород.

3. Геологические и минерало-петрографические данные не подтверждают офиолитовую или островодужную геодинамическую принадлежность массива, а свидетельствуют о его сходстве с ультрамафит-мафитами синколлизийного типа, широко распространенными в западной части Байкало-Муйского пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 99-05-65019).

ЛИТЕРАТУРА

1. Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю., Нильсен Р.Л. Генезис высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана // Петрология. Т. 3. № 5. 1995. С. 42—67.
2. Балла З., Добрецов Н.Л. Минералогия и петрология магматических пород офиолитового комплекса района Сарвакше (горы Бюкк, Северная Венгрия) // Геология и геофизика. 1984. № 9. С. 11—26.
3. Бармина Г.С., Арискин А.А., Коптев-Дворников Е.В., Френкель М.Я. Опыт оценки первичных составов кумулятивных минералов в дифференцированных трапах // Геохимия. 1988. № 8. С. 1108—1118.
4. Врублевская Т.Т., Цыганков А.А., Орсов Д.А. Контактво-реакционные процессы в Ньюрундуканском ультрамафит-мафитовом массиве (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 3. С. 209—225.
5. Гурулев С.А., Самбуев К.С. Магматическое замещение в Чайском габбро-перидотитовом массиве. Улан-Удэ: Бур. кн. изд-во, 1967. 247 с.
6. Добрецов Н.Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. С. 11—19.
7. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П. и др. Пороодообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.
8. Картавченко В.Г. Докембрийские габброиды Северного Прибайкалья и условия образования Байкало-Муйского офиолитового пояса // Геология и геофизика. 1986. № 12. С. 43—51.
9. Конников Э.Г. Формации докембрийских гипербазит-базитовых интрузий Северо-Байкальского пояса // Геология и геофизика. 1976. № 2. С. 23—31.
10. Конников Э.Г., Кислов Е.В. Тренды эволюции состава никеленосных комплексов и эпохи сульфидного Cu-Ni-платиноталльного рудообразования в докембрии // Докл. РАН. 2000. Т. 374. № 4. С. 517—519.
11. Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Байкало-Муйский вулкано-плутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М.: ГЕОС, 1999. 163 с.
12. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др. Изотопный состав свинца и генезис свинцово-цинкового оруденения Олоkitской зоны Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений. 1991. № 6. С. 34—49.
13. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. инст. геол. наук. Сер. руд. мест. 1949. В. 103. № 3. 88 с.
14. Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулкано-плутонического пояса в позднем докембрии. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Улан-Удэ. 2002. 48 с.
15. Цыганков А.А., Филимонов А.В., Врублевская Т.Т., Травкин А.В. Генезис Ньюрундуканского ультрамафит-мафитового плутона (Байкальская горная область) // Петрология. 2002. Т. 10. № 1. С. 60—87.
16. Ariskin A.A., Barmina G.S., Frenkel M.Ya. et al. COMAGMAT: a Fortran program to model magma differentiation processes // Computers and Geosciences. 1993. V. 19. P. 1155—1170.
17. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // Amer. Miner. 1987. 72. N 3—4. P. 231—239.
18. Marcelot Gerard, Bardintzeff Jacques-Varie, Maury Rene C., Ranson Jean-Philippe. Chemical trends of early-formed clinopyroxene phenocrysts from some alkaline and orogenic basic lavas // Bull. Soc. geol. Er. 1988. 4. N 5. P. 851—859.
19. Nimis P., Ulmer P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems // Contrib Mineral Petrol. 1998. V. 133. P. 122—135.
20. Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contrib. Mineral. and Petrol. 1977. V. 62. N 2. P. 129—139.

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
Рецензент — Л.Н. Липчанская