

УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТУВЫ**Ч.К. Ойдуп, Ф.П. Леснов*, В.В. Ярмолюк**, В.И. Лебедев, Е.Б. Сальникова******Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
667007, Кызыл, ул. Интернациональная, 117а, Россия***Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия**** Институт геологии рудных месторождений, петрографии и минералогии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия***** Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия*

Впервые выполнены комплексные геолого-петрографические, минералого-геохимические и геохронологические исследования проявлений ультрамафитового и мафитового магматизма в пределах геологически слабоизученной юго-западной части Тувы на примере Бирдагского и Хаялыгского массивов. Последние прорывают толщу орто- и парасланцев предположительно среднепротерозойского возраста. Многочисленные реликтовые ксенолиты вмещающих пород обнаружены среди амфиболовых габбро из Хаялыгского массива. В составе массивов преобладают мезо- и лейкократовые амфиболовые габброиды, менее распространены породы ультрамафитового (серпентинизированные плагиогарцбургиты и плагиолерцолиты) и переходного (верлиты, оливиновые клинопироксениты, горнблендиты, меланократовые оливиновые габбронориты) составов. Серпентинизированными плагиогарцбургитами и плагиолерцолитами сложены залегающие среди амфиболовых габбро Бирдагского массива небольшие линзовидные тела, которые интерпретируются как ксенолиты более ранней протрузии ультрамафитовых реститов, а не дифференциаты мафитового расплава. Верлиты, оливиновые клинопироксениты, горнблендиты и меланократовые оливиновые габбронориты, слагающие внешние зоны ксеногенных тел ультрамафитовых реститов, рассматриваются в качестве гибридных пород, сформированных в результате контактово-реакционного взаимодействия мафитовых расплавов и их флюидов с ксеногенными телами ультрамафитовых реститов, которые при этом подверглись полевошпатизации. В габброидах из обоих массивов хондрит-нормированные содержания средних и тяжелых РЗЭ ниже, а содержания легких элементов выше, чем в базальтах N-MORB. Плагиоперидотиты, а также верлиты и оливиновые клинопироксениты, входящие в состав ксеногенных тел среди амфиболовых габброидов Бирдагского массива, характеризуются повышенными концентрациями РЗЭ, особенно легких элементов по сравнению с ультрамафитовыми реститами, представленными в офиолитовых ассоциациях. Это обусловлено тем, что эти породы в процессе преобразования под влиянием более поздних мафитовых расплавов подверглись инфильтрации обогащенных этими элементами флюидов. Исследования позволили прийти к выводу о том, что Бирдагский и Хаялыгский ультрамафит-мафитовые массивы сформировались в результате пространственного совмещения небольших более древних протрузивных тел ультрамафитовых реститов, залегающих в виде аллохтонных блоков среди среднепротерозойских (?) метаморфических пород, внедрившихся позже (от 494 ± 16 до $450-447.4 \pm 5$ млн лет) габброидных интрузивов, а также слагающих расположенные вдоль их границ контактово-реакционные зоны гибридных пород переходного состава — верлитов, оливиновых клинопироксенитов, горнблендитов, меланократовых оливиновых габброноритов.

Габброиды, ультрамафиты, породообразующие и акцессорные минералы, геохимия, редкоземельные и редкие элементы, элементы платиновой группы, изотопный возраст, Юго-Западная Тува.

ULTRAMAFIC AND MAFIC MAGMATISM IN SOUTHWESTERN TUVA**Ch.K. Oidup, F.P. Lesnov, V.V. Yarmolyuk, V.I. Lebedev, and E.B. Sal'nikova**

This paper presents the results of the first comprehensive geological, petrographic, mineralogical, geochemical, and geochronological studies of ultramafic and mafic magmatism in poorly explored southwestern Tuva by the example of the Birdag and Khayalyg massifs. These massifs break through ortho- and paraschists, which are presumably Middle Proterozoic. Amphibole gabbros in the Khayalyg massif contain numerous relict host-rock xenoliths. The massifs are dominated by meso- and leucocratic amphibole gabbros with minor ultramafic (serpentinous plagioclase harzburgites and plagioclase lherzolites) and transitional (wehrlites, olivine clinopyroxenites, hornblendites, melanocratic olivine gabbronorites) rocks. The serpentinous plagioclase harzburgites and plagioclase lherzolites occur in the amphibole gabbros of the Birdag massif as small lenticular bodies. The latter are interpreted as xenoliths of ultramafic restites of earlier protrusion rather than mafic-melt differentiates. The wehrlites, olivine clinopyroxenites, hornblendites, and melanocratic olivine gabbronorites forming the outer zones of the xenogenic bodies of ultramafic restites are considered hybrid rocks. They resulted from the contact reactions of mafic melts and their fluids with the xenogenic bodies of ultramafic restites, which

were feldspathized during this interaction. In gabbros from both massifs, the chondrite-normalized content of MREE and HREE is lower and that of LREE is higher than those in N-MORB. The plagioclase peridotites, wehrlites, and olivine clinopyroxenites forming xenogenic bodies among the amphibole gabbros of the Birdag massif are richer in REE (especially LREE) than the ultramafic restites in ophiolite associations. This is because they were infiltrated by fluids enriched in these elements during their alteration under the influence of later mafic melts. The studies suggest that the Birdag and Khayalyg ultramafic–mafic massifs result from the spatial coexistence of (1) more ancient small protrusions of ultramafic restites, which occurred as allochthons among Middle Proterozoic(?) metamorphic rocks, (2) later gabbroic intrusions (from 494 ± 16 to $450\text{--}447.4 \pm 5$ Ma), and (3) hybrid transitional rocks (wehrlites, olivine clinopyroxenites, hornblendites, melanocratic olivine gabbros) making up contact-reaction zones along their boundaries.

Gabbroids, ultramafic rocks, rock-forming and accessory minerals, geochemistry, rare-earth and trace elements, platinum group elements, isotopic age, southwestern Tuva

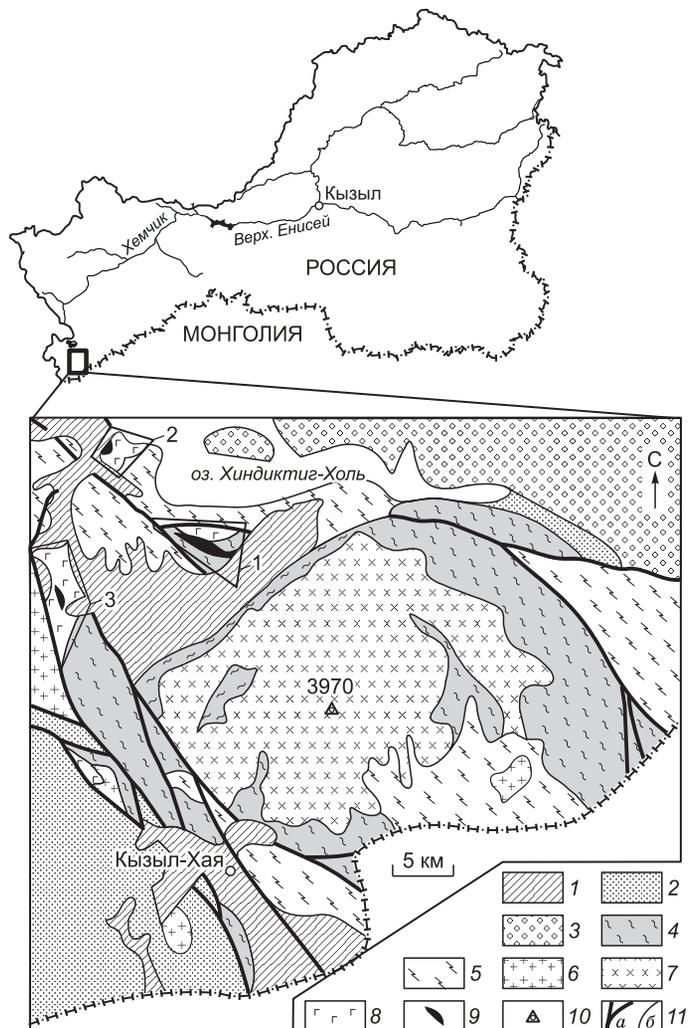
ВВЕДЕНИЕ

На территории Тувы мафит-ультрамафитовые и ультрамафит-мафитовые массивы распространены весьма неравномерно, при этом наиболее детально изученные из них преимущественно расположены в ее восточной и центральной частях. В западной части Тувы, примыкающей к Горному Алтаю, такие массивы встречаются реже, при этом они оставались почти не исследованными. В этой связи возникла необходимость выполнить по возможности более детальное петролого-геохимическое изучение проявлений мафит-ультрамафитового магматизма на приграничной с Горным Алтаем территории.

В 70-е годы прошлого столетия при проведении среднемасштабных геолого-съёмочных работ в юго-западной части Тувы были выделены среднепротерозойский (?) метаморфический комплекс, расчлененный на джебашскую и баратальскую свиты, а также чингинская свита (нижний кембрий), представленная кремнисто-вулканогенными породами и дайковой серией, объединенные в монгунтайгинский офиолитовый комплекс (по неопубликованным материалам В.Д. Широкушкина). Выходы пород этого комплекса представляют собой аллохтонные блоки, залегающие среди среднепротерозойских метаморфических образований джебашской серии. Это позволяет предполагать, что они являются фрагментами тектонического покрова, надвинутого со стороны каледонских структур Озерной зоны (Монголия) на структуры ее жесткого основания (рис. 1). Отметим, что южнее оз. Хин-

Рис. 1. Схематическая геологическая карта района расположения Бирдагского и Хаялыгского ультрамафит-мафитовых массивов, по неопубликованным материалам В.Д. Широкушкина [Геологическая карта..., 1983], с изменениями и упрощениями.

1 — четвертичные отложения; 2 — песчаники, алевролиты, горизонты известняков (средний девон); 3 — конгломераты, песчаники, гравелиты аласугской серии (средний—верхний кембрий); 4 — метаэффузивы основного и среднего составов, сланцы, кварциты чингинской свиты (нижний кембрий); 5 — кристаллические орто- и парасланцы, гнейсы джебашской свиты (средний протерозой); 6 — биотит-микроклиновые граниты (тоштузекский комплекс); 7 — плагиограниты, тоналиты, диориты, граниты (таннуольский комплекс); 8 — верлиты, клинопироксениты, габбронориты, габбро, амфиболовые габбро (мажалыкский комплекс); 9 — перidotиты, плагиоперidotиты (акдовуракский комплекс); 10 — высотная отметка (м); 11 — разломы (а), геологические границы (б). 1—3 — массивы: 1 — Дурусугский, 2 — Хаялыгский, 3 — Бирдагский.

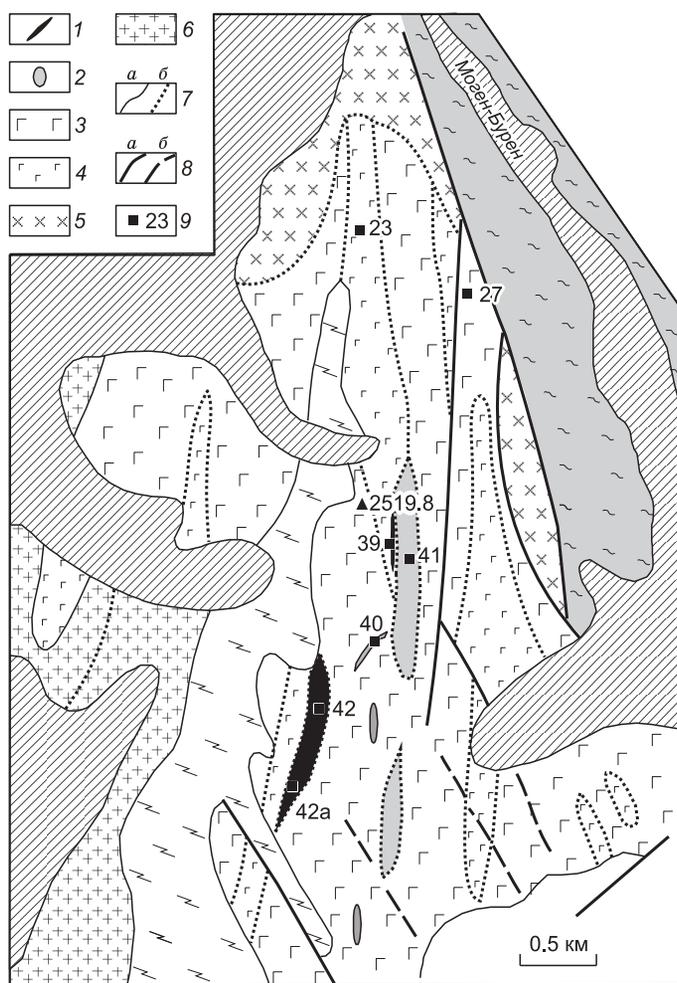


диктиг-Холь в западном направлении от истоков р. Дурусуг выявлен тектонический клин, представляющий собой фрагмент офиолитового разреза [Ойдуп и др., 2007]. Предполагается, что монгунтайгинский офиолитовый комплекс является северным окончанием Озерного островодужного террейна, расположенного в пределах Монголии [Badarch et al., 2002]. В его строении принимают участие Дурусугский ультрамафитовый массив, а также кремнисто-вулканогенные образования чингинской свиты. Западнее офиолитового комплекса расположены Бирдагский и Хаялыгский ультрамафит-мафитовые массивы, в пределах которых обнаружены проявления титаномагнетитовой и золото-платиноидной минерализации [Геологическая карта..., 1983]. В предлагаемой статье изложены основные результаты впервые выполненных геолого-петрографических, минералого-геохимических и изотопно-геохронологических исследований названных массивов.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВОВ

Бирдагский и Хаялыгский ультрамафит-мафитовые массивы находятся в верховье р. Моген-Бурен северо-западнее пос. Кызыл-Хая.

Бирдагский массив, расположенный на правом берегу названной реки (50°15'47" с.ш., 89°38'86" в.д.) (рис. 2), обнажается на площади около 30 км² и прорывает отложения джебашской свиты (средний протерозой?). В своей восточной части вдоль разлома он граничит с отложениями чингинской свиты (нижний кембрий). Массив сложен преобладающими среднезернистыми амфиболовыми габброидами, которые к его периферии сменяются крупнозернистыми лейкократовыми и мезократовыми их разновидностями. Во внутренней зоне массива в виде отдельных линзовидных обособлений, рассматриваемых в качестве ксенолитов, распространены ультрамафиты, предельные серпентинизированные плагиогарцбургиты и плагиолерцолиты. По периферии этих тел вдоль контактов с амфиболовыми габбро распространены породы переходного состава — верлиты, оливинные клинопироксениты, горнблендиты, оливинные габбронориты. Амфиболовые габброиды имеют интрузивные соотношения не только с телами ультрамафитов, но и с вмещающими их породами джебашской свиты. Сами габброиды прорываются дайками габбро-пегматитов и плагиогранитов.



Плагиолерцолиты и плагиогарцбургиты, имея среднезернистую, местами пойкилитовую структуру, состоят из оливина, существенно замещенного серпентином (70—75 %), ортопироксена (15—20 %), клинопироксена (0—10 %), плагиоклаза (1—2 %) и рудного минерала (около 1 %). Зерна клинопироксена, обычно слабоизмененные, окружены узкими оторочками амфибола. Плагиоклаз образует ксеноморфные выделения в интерстициях зерен темноцветных минералов. Местами в ультрамафитах наблюдаются тонкие тальк-хлорит-карбонатные прожилки. Оливинные клинопироксениты, обычно переходящие в верлиты, имеют средне- и крупнозернистую структуру. Они сложены пере-

Рис. 2. Схематическая геологическая карта Бирдагского ультрамафит-мафитового массива, по неопубликованным материалам В.Д. Широкушкина.

1 — ультрамафитовые породы акдовуракского комплекса (перидотиты, серпентиниты); 2 — верлиты, клинопироксениты, оливинные габбронориты, горнблендиты мажальского комплекса; 3 — крупнозернистые габброиды; 4 — мелкозернистые габброиды; 5 — диориты, тоналиты, граниты таннуольского комплекса; 6 — биотит-микроклиновые граниты тоштузекского комплекса; 7 — геологические границы (a), границы между фациальными разновидностями пород (б); 8 — разломы: установленные (a), предполагаемые (б); 9 — точки отбора проб. Остальные усл. обозн. см. рис. 1.

менными количествами клинопироксена и серпентинизированного оливина (35—40 %). Горнблендиты имеют среднезернистую до крупнозернистой структуру, в них часто в виде примеси (до 5 %) присутствует плагиоклаз, местами встречается флогопит. Меланократовые оливиновые габбронориты, имея габбровую структуру, местами переходящую в пойкилитовую, состоят из клинопироксена (45—50 %), ортопироксена (20 %), оливина (5—10 %), плагиоклаза (20 %), роговой обманки (5 %), единичных выделений флогопита, а также аксессуарных апатита и рудного минерала. Амфиболовые габбро сложены переменными количествами роговой обманки и измененного в различной степени плагиоклаза. Плагиограниты, залегающие среди габброидов в виде маломощных жил, имеют мелко- и среднезернистую, гипидиоморфно-зернистую структуру. Они состоят из кварца (до 30 %), оптически-зонального плагиоклаза (55—60 %), биотита (до 12 %), мусковита (<1 %) и аксессуарных циркона, апатита.

Хаялыгский массив, расположенный на левобережье р. Моген-Бурен (50°20'16" с.ш., 89°43'44" в.д.) южнее оз. Хиндиктиг-Холь и имеющий размеры 0.2—4.6 × 8 км, прорывает породы джебашской свиты. Массив структурно приурочен к зоне Хаялыгского разлома, разделяющего его на западный и восточный блоки. В западном блоке преобладают мезократовые крупно- и среднезернистые амфиболовые габбро, среди которых в виде малочисленных ксеногенных обособлений залегают крупно- и среднезернистые горнблендиты. Реже в массиве встречаются линзовидные обособления меланократовых роговообманковых габбро, имеющих крупнозернистую, реже пегматоидную структуры. Роговообманковые габбро сложены роговой обманкой (75 %), плагиоклазом (20 %), рудным минералом (2—3 %), аксессуарными цирконом и сфеном (титанитом). Горнблендиты состоят из преобладающих призматических кристаллов амфибола и примеси плагиоклаза (до 5 %), существенно замещенного агрегатом пренита, хлорита и альбита. Местами в горнблендитах наблюдалась вкрапленная титаномагнетитовая и ильменитовая минерализация. Среди габброидов этого массива часто встречаются различные по размеру и форме реликтовые ксенолиты сланцев джебашской свиты. Восточный блок массива сложен преобладающими крупно- и среднезернистыми амфиболовыми габбро, состоящими из преобладающего плагиоклаза (60—70 %), подчиненной роговой обманки (15—30 %), единичных зерен ортопироксена, флогопита (до 10 %) и рудного минерала (2—3 %). Среди габброидов массива присутствуют обособления горнблендитов и клинопироксенитов, которые рассматриваются в качестве ксенолитов интенсивно преобразованных ультрамафитовых реститов. Сами габбро секутся отдельными дайками анортозитов и габбро-пегматитов.

МЕТОДЫ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Аналитические исследования пород и минералов из Бирдагского и Хаялыгского массивов были выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) и в ИГТД РАН (г. Санкт-Петербург) следующими методами: атомно-эмиссионная спектроскопия пород с индуктивно связанной плазмой (ИСП АЭС) на установке IRIS Advantage (аналитик Л.Б. Трофимова); рентгеноспектральный анализ минералов на микроанализаторе JXA-8100 Camebax-Micro (В.Н. Королук); масс-спектрометрия пород с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре ELEMENT (С.В. Палесский, И.В. Николаева, О.А. Козьменко); масс-спектрометрия минералов с индуктивно связанной плазмой и с лазерной абляцией (LA ICP-MS) на масс-спектрометре ELEMENT с приставкой UV Laser Probe (лазер Nd: YAG $\lambda = 266$ нм) (С.В. Палесский, А.М. Кучкин); атомно-абсорбционный анализ пород (В.Г. Цимбалест); U-Pb изотопный анализ цирконов (Е.Б. Сальникова); $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализ роговой обманки (А.В. Травин).

Методом ИСП АЭС определены содержания главных компонентов и некоторых элементов-примесей (Cr, Ni, Co, V, Cu, Zn, Zr, Sr, Ba) в валовых пробах пород. Методики пробоподготовки и проведения анализов описаны в работе [Шацкий и др., 2006]. Методом ICP-MS в валовых пробах пород установлены Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Hf, Ta, Th, U, лантаноиды, а также Os, Ir, Ru, Pt, Pd. Методики пробоподготовки и проведения анализов рассмотрены в публикациях [Леснов и др., 2005, 2009; Nikolaeva et al., 2008; Палесский, 2008]. Рентгеноспектральным методом в шлифах по стандартным методикам определены содержания главных компонентов в минералах, а методом LA ICP-MS — содержания РЗЭ и некоторых других элементов-примесей в минералах. Методика описана в работе [Палесский, 2008].

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

В породах Бирдагского и Хаялыгского массивов выявлены значительные колебания содержаний главных компонентов (табл. 1). Все породы характеризуются нормальной или умеренной щелочностью: $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < 4$ мас.%. Габброиды из Бирдагского массива отличаются более низкими содержаниями TiO_2 по сравнению с габброидами Хаялыгского массива, что обусловлено частым присутствием в последних рассеянной вкрапленности титаномагнетита и ильменита. В габброидах из Хаялыгского массива содержания P_2O_5 в целом несколько выше, чем в этих породах из Бирдагского. Некоторые различия химических составов разных типов пород из исследованных массивов видны на графиках изменения их петрохимических параметров (рис. 3). Плагиоперидотиты, а также верлиты и оливиновые клинопирок-

Таблица 1. Химический состав пород из Бирдагского и Хаялыгского массивов (мас. %)

Компонент	Бирдагский						Хаялыгский					Базальты MORB
	М-42	М-42а	М-39	М-40	М-27	М-41	Мх-5	Мх-37	Мх-11	Мх-12	Мх-2	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
SiO ₂	40.29	41.06	47.19	47.93	49.50	49.90	41.98	47.09	48.67	48.70	49.86	49.14
TiO ₂	0.26	0.30	0.18	0.54	0.55	0.39	3.33	2.87	1.61	1.82	1.25	1.17
Al ₂ O ₃	3.83	3.99	1.95	9.62	18.90	9.83	9.00	14.15	17.45	15.90	17.20	15.64
Fe ₂ O ₃	13.94	14.6	9.93	14.32	7.27	10.90	21.77	13.60	12.43	11.80	11.7	2.64
FeO	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	6.66
MnO	0.23	0.22	0.16	0.32	0.20	0.15	0.32	0.26	0.27	0.26	0.21	0.16
MgO	31.64	32.39	24.19	17.55	7.89	19.47	11.02	7.86	5.94	7.74	7.41	8.22
CaO	2.50	2.27	14.12	6.36	10.00	7.61	9.23	10.30	7.59	10.35	7.72	11.84
Na ₂ O	0.15	0.23	0.14	0.68	2.11	0.85	1.21	2.00	3.05	2.26	2.48	2.40
K ₂ O	0.10	0.14	0.04	0.91	1.57	0.18	0.43	0.73	1.59	0.78	1.81	0.20
P ₂ O ₅	0.02	0.02	Не обн.	0.07	0.05	0.02	0.16	0.18	0.11	0.03	0.08	0.12
H ₂ O ⁻	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0.75
H ₂ O ⁺	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	0.34
Сумма	92.96	95.22	97.90	98.30	98.04	99.30	98.45	98.15	98.71	99.64	99.72	99.28
Na ₂ O + K ₂ O	0.25	0.37	0.18	1.59	3.68	1.03	1.64	2.73	4.64	3.04	4.29	2.6
Na ₂ O/K ₂ O	1.50	1.64	3.50	0.75	1.34	4.72	2.81	2.74	1.92	2.90	1.37	12.0

Примечание. 1, 2 — плагиоцелиты и плагиогарцбургиты серпентинизированные; 3 — клинопироксенит оливиновый; 4 — горнблендит; 5 — амфиболовое габбро; 6 — габбронорит оливиновый меланократовый с примесью роговой обманки; 7 — горнблендит крупнозернистый; 8 — габбро роговообманковое, меланократовое; 9 — амфиболовое габбро мезократовое крупнозернистое; 10 — амфиболовое габбро мезократовое; 11 — амфиболовое габбро с флогопитом; 12 — среднее содержание компонентов в базальтах срединно-океанических хребтов, по [Wedepohl, 1981]. Анализы выполнены методом ИСП АЭС. Потери при прокаливании проб не определялись. Н.д. — нет данных. Не обн. — компонент не обнаружен.

Таблица 2. Содержание редких элементов в породах из Бирдагского и Хаялыгского массивов (г/г)

Компонент	Бирдагский						Хаялыгский				
	М-42	М-42а	М-39	М-40	М-27	М-41	Мх-5	Мх-37	Мх-11	Мх-12	Мх-2
Cr	2284	2253	1714	998	124	1220	294	149	252	136	107
Ni	1510	1480	372	366	150	494	211	187	116	122	78.6
Co	95.3	108	56.4	57.3	36.8	67.6	96.7	63.8	51.0	51.4	44.7
V	73.2	62.5	82.7	177	138	90.1	726	496	418	367	248
Cu	<10	94	<10	63.8	12.3	52.3	39.8	89	34	31.2	19.1
Zn	102	105	98.2	342	142	72.9	188	219	273	302	394
Zr	19.8	18.8	<10	19.8	36.6	26.3	88.9	69.1	80	34.1	38.2
Sr	57.9	61	27.8	56.9	309	186	79.9	295	365	293	412
Ba	14.7	12.2	<10	287	310	85.1	91.6	239	431	278	1330

Примечание. Названия пород и нумерацию образцов см. табл. 1. Анализы выполнены методом ИСП АЭС.

сениты из Бирдагского массива характеризуются относительно повышенными содержаниями Cr, Ni и Co при пониженных V, Cu, Zn, Zr, Sr и Ba (табл. 2). Породам из обоих массивов свойственны высокие значения Ba/Nb и низкие значения Sr/Rb, Sr/Ba и Nb/Th (рис. 4).

Суммарные содержания РЗЭ в габброидах из обоих массивов варьируют в интервале 28—57 г/т (табл. 3). Спектры хондрит-нормированных содержаний РЗЭ в них, осложненные слабыми отрицательными или положительными аномалиями Eu, имеют общий отрицательный наклон (рис. 5). По особенностям распределения РЗЭ породы из Бирдагского массива могут быть разделены на две группы. К первой из них отнесены оливиновый габбронорит, горнблендит, амфиболовые габбро, в которых наблю-

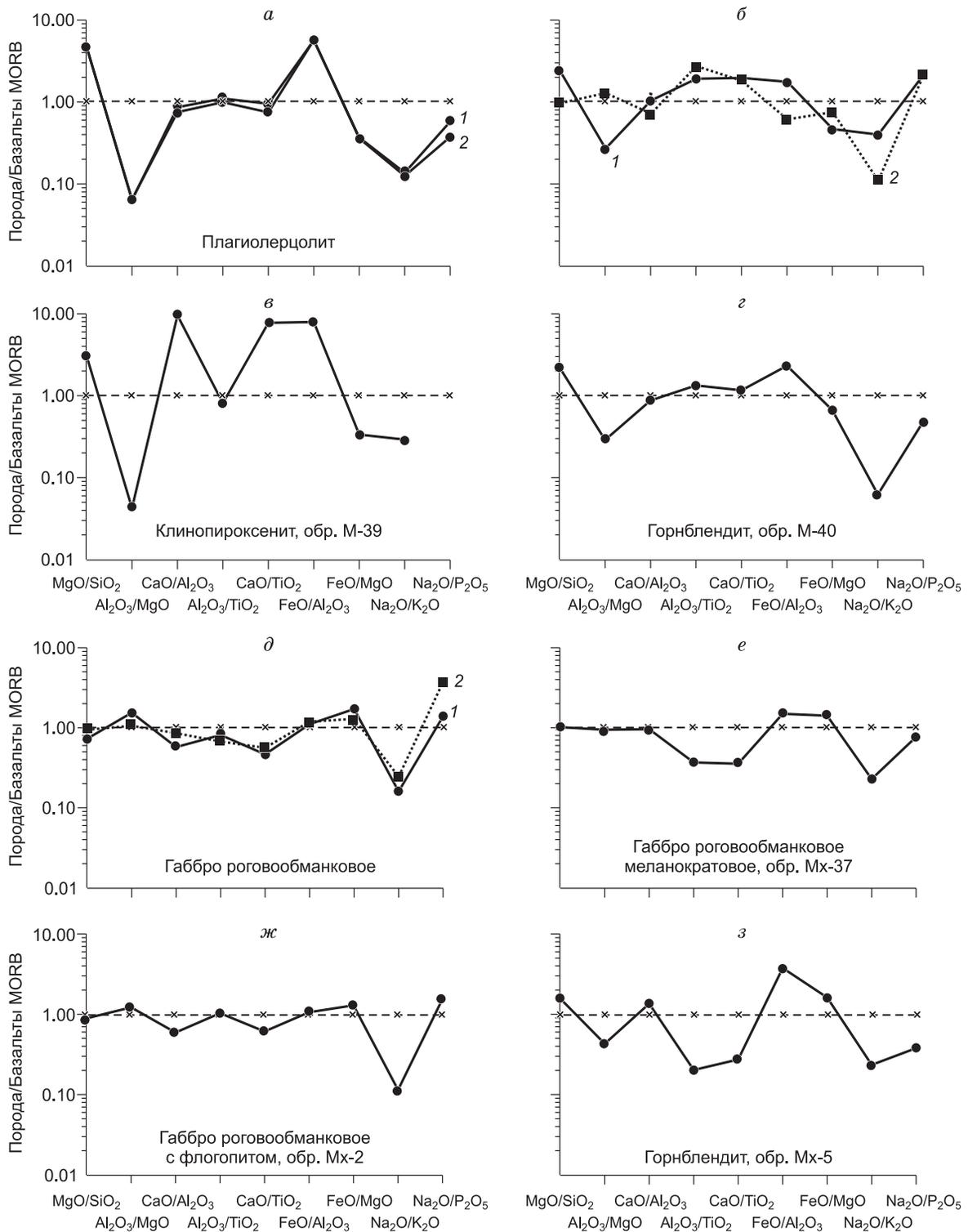


Рис. 3. Графики изменения петрохимических параметров пород из Бирдагского (а—з) и Хаялыгского (д—з) массивов, по данным табл. 1.

а — 1 — обр. М-42а, 2 — обр. М-42; б — 1 — габбронорит оливинный, обр. М-41; 2 — габбро роговообманковое, обр. М-27; д — 1 — обр. Мх-11, 2 — обр. Мх-12. Нормирование выполнено по базальтам MORB [Wedepohl, 1981].

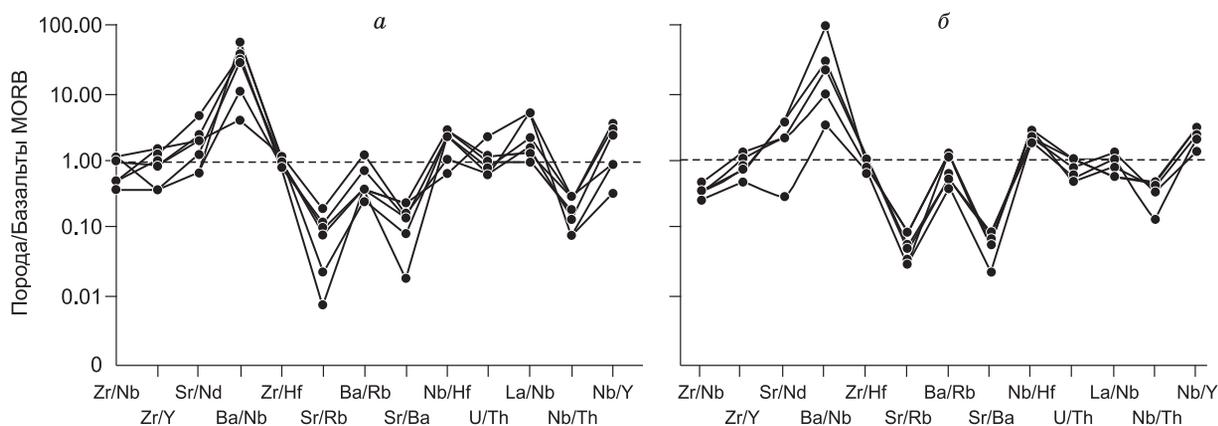


Рис. 4. Графики изменения геохимических параметров пород из Бирдагского (а) и Хаялыгского (б) массивов, по данным табл. 3.

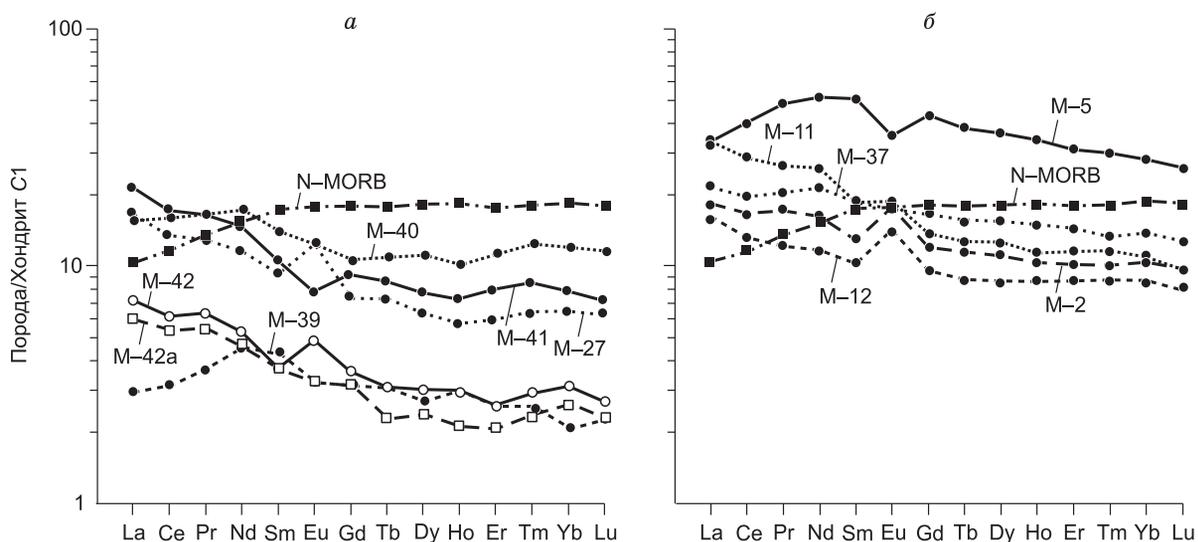


Рис. 5. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ в породах из Бирдагского (а) и Хаялыгского массивов (б), по данным табл. 3.

Здесь и далее нормирование РЗЭ и редких элементов выполнено по хондриту C1 [Evensen et al., 1978].

дается повышенный уровень накопления РЗЭ, а значение параметров колеблется в интервалах: $(La/Yb)_n = 1.35\text{--}2.9$, $(Gd/Yb)_n = 0.9\text{--}1.3$. Во вторую группу включены плагиоцеролиты и верлит, имеющие несколько иные значения названных параметров: $(La/Yb)_n = 1\text{--}2.4$, $(Gd/Yb)_n = 1\text{--}1.2$. Как отмечалось выше, в Бирдагском массиве ультрамафиты представлены в качестве ксенолитов мантийных реститов, испытавших химические и минеральные преобразования под влиянием внедрившихся в них мафитовых расплавов и их флюидов, что обусловило привнос в них переменных количеств РЗЭ и других элементов-примесей. В горнблендите из Хаялыгского массива хондрит-нормированные содержания средних РЗЭ оказались выше, чем содержания легких и тяжелых элементов: $(La/Yb)_n = 1.22$, $(Gd/Yb)_n = 1.5$. В целом породы из обоих массивов отличаются более высокими концентрациями РЗЭ по сравнению с аналогичными породами из большинства мафит-ультрамафитовых массивов Восточной и Центральной Тувы [Леснов, 2005б, 2007]. На мультиэлементных спектрах пород из Бирдагского массива кроме амфиболового габбро (обр. М-27) наблюдаются различные по интенсивности минимумы для Nb, Zr и Hf (рис. 6). Им также свойственны повышенные содержания Cs, Rb, Ba, Sr, что может быть обусловлено контаминацией материнских расплавов материалом вмещающих метаморфических пород.

В исследованных породах из обоих массивов суммарные содержания Os, Ir, Ru, Pt и Pd варьируют в интервале 0.6—21 мг/т. В плагиоцеролите и оливиновом клинопироксените из Бирдагского массива

Таблица 3.

Содержание редкоземельных, редких элементов (г/т) элементов платиновой группы и рения (мг/т) в породах из Бирдагского и Хаялыгского массивов

Компонент	Бирдагский						Хаялыгский					Пределы обнаружения
	М-42	М-42а	М-39	М-40	М-27	М-41	Мх-5	Мх-37	Мх-11	Мх-12	Мх-2	
La	1.73	1.47	0.72	3.92	4.20	5.48	8.19	5.31	8.14	3.92	4.48	0.0200
Ce	3.92	3.40	1.98	10.3	9.02	11.2	25.6	12.8	18.6	8.49	10.6	0.0275
Pr	0.61	0.53	0.34	1.62	1.28	1.63	4.64	1.95	2.62	1.22	1.66	0.0025
Nd	2.49	2.23	2.09	8.29	5.69	7.17	24.4	10.0	12.2	5.72	7.67	0.0038
Sm	0.57	0.58	0.66	2.14	1.49	1.69	7.80	2.87	2.96	1.62	2.00	0.0013
Eu	0.28	0.19	0.19	0.74	0.74	0.46	2.05	1.01	1.10	0.85	1.04	0.0006
Gd	0.73	0.65	0.64	2.22	1.59	1.92	8.80	3.38	2.91	1.95	2.44	0.0005
Tb	0.12	0.08	0.11	0.41	0.28	0.33	1.41	0.57	0.49	0.34	0.42	0.0005
Dy	0.77	0.60	0.67	2.83	1.67	2.01	9.15	3.88	3.22	2.21	2.82	0.0006
Ho	0.17	0.12	0.17	0.58	0.33	0.42	1.93	0.83	0.66	0.51	0.60	0.0005
Er	0.43	0.34	0.42	1.91	1.00	1.34	5.12	2.31	1.90	1.45	1.71	0.0005
Tm	0.07	0.06	0.07	0.32	0.17	0.22	0.76	0.33	0.30	0.23	0.26	0.0002
Yb	0.51	0.43	0.34	2.00	1.08	1.34	4.62	2.23	1.82	1.45	1.71	0.0003
Lu	0.07	0.06	0.06	0.30	0.16	0.19	0.66	0.32	0.25	0.20	0.25	0.0002
Сумма РЗЭ	12.5	10.7	8.46	37.6	28.7	35.4	105	47.8	57.1	30.2	37.7	—
(La/Yb) _n	2.29	2.31	1.43	1.32	2.62	2.76	1.20	1.61	3.02	1.82	1.77	—
(Eu/Eu*) _n	1.34	0.94	0.87	1.03	1.46	0.79	0.75	0.99	1.13	1.46	1.44	—
Rb	4.57	3.82	1.32	58	27	5.93	6.27	37	71	34	75	—
Sr	62	67	35	67	323	201	99	312	379	324	438	—
Y	5.13	4.15	4.51	21	11.9	13.7	61	25	22	14.6	18.8	—
Zr	21	14.8	4.70	20	40	30	90	74	86	37	43	—
Nb	1.65	1.02	0.13	1.61	2.48	1.00	8.00	7.38	5.04	2.91	3.68	—
Cs	7.91	6.74	0.45	3.71	4.17	2.39	0.60	1.62	2.66	2.13	2.69	—
Ba	18.8	31	11.1	259	279	86	89	230	386	270	1219	—
Hf	0.50	0.33	0.16	0.65	0.89	0.82	2.95	1.94	2.02	1.00	1.25	—
Ta	0.19	0.28	0.05	0.091	0.18	0.18	0.46	0.45	0.36	0.19	0.37	—
Th	0.46	0.18	0.09	0.27	0.89	0.63	0.90	0.71	1.68	0.37	0.37	—
U	0.17	0.084	0.082	0.081	0.24	0.16	0.33	0.32	0.48	0.17	0.083	—
Os	0.08	<0.01	0.62	<0.01	<0.01	<0.01	0.03	0.43	0.17	0.51	0.07	0.07
Ir	0.06	0.07	0.16	0.04	0.02	0.01	0.02	0.05	0.10	0.09	0.02	0.002
Ru	0.62	0.60	0.55	0.51	0.12	0.47	0.09	0.91	1.78	0.55	0.58	0.005
Pt	5.28	3.33	19.0	0.93	0.09	0.60	0.10	0.91	3.77	1.12	0.34	0.07
Pd	4.96	5.34	0.70	0.80	0.36	1.04	0.32	1.54	4.43	2.68	0.98	0.09
Сумма ЭПГ	11.0	9.34	21.0	2.28	0.59	2.12	0.56	3.84	10.3	4.95	1.99	—
Re	0.36	0.36	0.16	0.08	0.17	0.26	0.21	0.12	0.48	0.41	0.19	0.09
Pd/Pt	0.94	1.60	0.04	0.86	4.00	1.73	3.20	1.69	1.18	2.39	2.88	—
Pd/Ir	82.7	76.3	4.4	20.0	18.0	104	16.0	30.8	44.3	29.8	49.0	—
Pt/Ir	88.0	47.6	119	23.3	4.5	60.0	5.00	18.2	37.7	12.4	17.0	—
Ru/Ir	10.3	8.57	3.44	12.8	6.00	47.0	4.50	18.2	17.8	6.11	29.0	—

Примечание. Наименования пород и нумерацию образцов см. в табл. 1. Анализы выполнены методом ICP-MS.

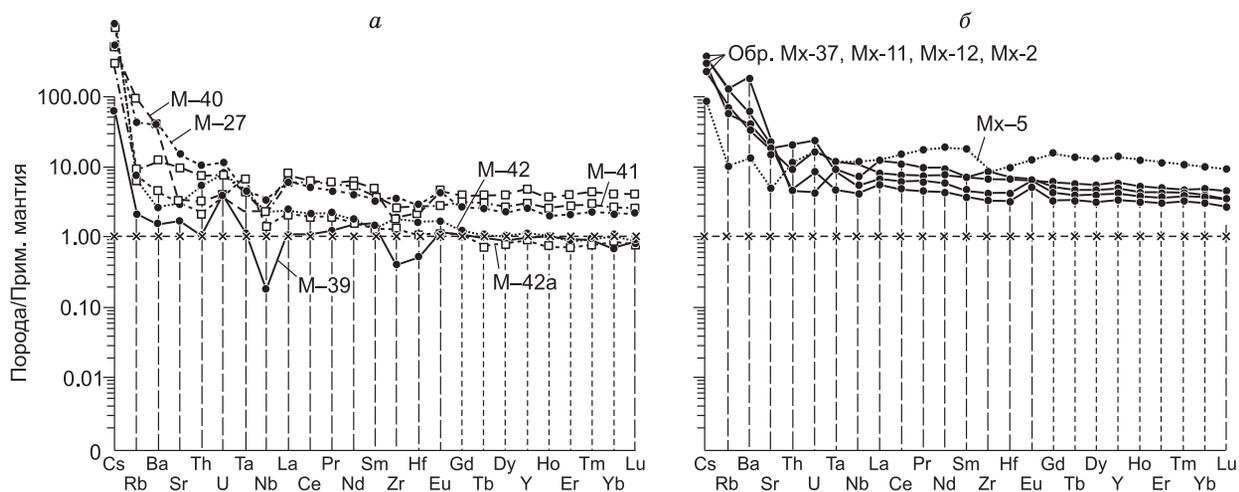


Рис. 6. Мультиэлементные спектры пород из Бирдагского (а) и Хаялыгского (б) массивов, по данным табл. 3.

Нормирование выполнено по содержаниям элементов в примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

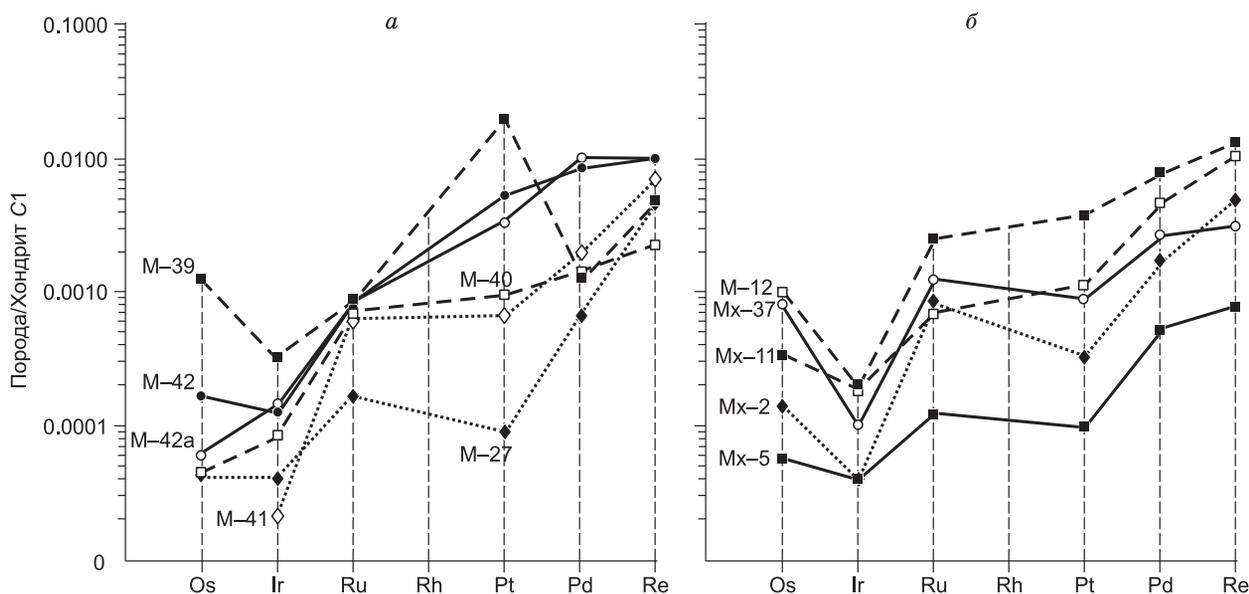


Рис. 7. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний элементов платиновой группы в породах из Бирдагского (а) и Хаялыгского (б) массивов, по данным табл. 3.

Нормирование выполнено по хондриту C1 [Anders, Grevesse, 1989].

отмечены более высокие концентрации ЭПГ по сравнению с габброидами из обоих массивов (см. табл. 3). Почти во всех случаях содержание $Pd > Pt$, а $(Pt+Pd) > (Os + Ir + Ru)$. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний ЭПГ исследованных пород указывают на преобладание элементов группы Pt над элементами группы Ir (рис. 7). Для пород Хаялыгского массива типичны пониженные содержания Ir по сравнению с породами из Бирдагского массива. Плагииолерцолиты, оливиновый клинопироксенит и горнблендит из Бирдагского массива отличаются более высокими значениями параметра Pt/Ir по сравнению с габброидами, что указывает на менее интенсивное фракционирование ЭПГ в последних. Содержания Rh во всех изученных образцах не превысили нижний предел его обнаружения данным методом. Содержания Ag в породах примерно на 1.5 порядка выше, чем Pt. Дополнительные определения Pd, Pt, Rh, Au и Ag в некоторых породах из Бирдагского массива, выполненные методом

атомной абсорбции, показали в целом близкие результаты относительно значений, полученных методом ICP-MS. Что касается некоторых расхождений в содержаниях Pt и Pd, то это могло быть обусловлено как неравномерностью распределения микрочастиц минералов ЭПГ в исследованных породах, так и различиями используемых навесок: 0.1—0.2 г при методе ICP-MS, 2 г при методе атомной абсорбции.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И ВТОРОСТЕПЕННЫХ МИНЕРАЛОВ

Впервые получены данные об общем химическом составе и о распределении элементов-примесей, включая РЗЭ, в клинопироксенах, ортопироксенах, плагиоклазах, амфиболах, ильменитах и цирконах из пород Бирдагского и Хаялыгского массивов.

Клинопироксены из лейкократового габбро, слагающего Бирдагский массив, имеют более высокую железистость по сравнению с этим минералом из плагиоцерцолитов и оливинового клинопироксенита из этого же массива, причем последний характеризуется пониженными содержаниями Na_2O и TiO_2 . Кроме того, количество Cr_2O_3 в клинопироксене из лейкократового габбро оказалось намного ниже, чем в образцах из остальных пород (табл. 4). По соотношению волластонитового, энстатитового и ферросилитового миналов клинопироксены из лейкократового габбро и оливиновых клинопироксенитов представлены глиноземистым диопсидом, а минерал из плагиоцерцолитов — авгитом.

Ортопироксены из меланократового оливинового габбронорита (Бирдагский массив), судя по железистости и по соотношению между содержаниями волластонитового, энстатитового и ферросилитового миналов, представлены бронзитом (табл. 5).

Плагиоклазы были исследованы в лейкократовом габбро, меланократовом оливиновом габбронорите и плагиоцерцолите (Бирдагский массив), а также в амфиболовом габбро и горнблендите (Хаялыгский массив) (табл. 6). В минерале из габброидов Бирдагского массива содержание анортитового компонента составило от 55 до 61 %, что несколько меньше, чем в образце из плагиоцерцолита (74 %). Минерал из амфиболового габбро (Хаялыгский массив) по своему составу (53—60 % анортита) сравним с минералом из габброидов Бирдагского массива. Такой же состав имеет плагиоклаз из горнблендита. Два проанализированных зерна плагиоклаза из горнблендита представлены вторичным альбитом. В плагиоклазах из пород Бирдагского массива содержание структурной примеси $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (0.10—0.31 мас.%) несколько выше, чем в минерале из пород Хаялыгского массива (0.03—0.24 мас.%). Плагиоклазы из роговообманковых габбро Хаялыгского массива характеризуются типичным для этого минерала редкоземельным составом и соответствующими спектрами распределения РЗЭ, указывающими на их обогащенность легкими элементами по сравнению с тяжелыми элементами, а также на заметный избыток Eu (табл. 7, рис. 8, б). В этих плагиоклазах наблюдаются повышенные содержания Ba, Sr и Rb, что свойственно высококальциевым плагиоклазам.

Таблица 4. Химический состав клинопироксенов из пород Бирдагского массива (мас.%)

Компонент	Габбро лейкократовое	Клинопироксенит оливиновый			Плагиоцерцолит
	М-236	М-39а	М-39б	М-39в	М-426
SiO_2	50.76	52.74	53.22	52.81	50.32
TiO_2	0.59	0.11	0.10	0.09	0.77
Al_2O_3	2.84	2.39	2.27	1.98	3.72
$\text{FeO}_{\text{общ}}$	8.33	5.00	5.05	4.74	5.08
Cr_2O_3	0.05	0.46	0.32	0.53	0.80
MnO	0.21	0.12	0.12	0.14	0.15
MgO	13.11	16.69	16.37	16.58	16.87
CaO	22.12	22.38	22.51	22.74	20.55
Na_2O	0.35	0.20	0.15	0.17	0.68
K_2O	0.02	0.01	Н.д.	Н.д.	Н.д.
Сумма	98.37	100.1	100.11	99.78	98.94
F, %	26.3	14.4	14.8	13.9	14.5

Примечание. Здесь и в табл. 5: $F = 100 \cdot \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$; Анализы выполнены рентгеноспектральным методом.

Таблица 5. Химический состав ортопироксенов из пород Бирдагского и Хаялыгского массивов (мас.%)

Компонент	Бирдагский			Хаялыгский	
	Габбронорит оливиновый меланократовый			Габбро амфиболовое ортопироксеносодержащее	
	М-41а	М-41б	М-41в	Мх-12а	Мх-12б
SiO_2	54.80	54.40	54.62	53.80	54.74
TiO_2	0.32	0.19	0.23	0.07	0.08
Al_2O_3	1.41	1.51	1.31	1.51	0.5
$\text{FeO}_{\text{общ}}$	13.66	13.94	14.61	20.00	19.18
Cr_2O_3	0.16	0.18	0.10	0.07	0.03
MnO	0.20	0.22	0.24	0.71	0.49
MgO	28.55	28.73	28.94	18.11	14.89
CaO	1.61	0.98	1.17	2.48	7.42
Na_2O	0.03	0.01	0.01	0.23	0.13
K_2O	Не обн.	0.01	0.1	0.04	0.02
Сумма	100.74	100.17	101.33	97.02	97.48
F, %	21.2	21.4	22.1	38.3	42.0

Таблица 6. Химический состав плагиоклазов из пород Бирдагского и Хаялыгского массивов (мас.%)

Компонент	Бирдагский						Хаялыгский							
	Габбро лейкократовое		Габбронорит оливинный, меланократовый			Плагиоцерцолит	Габбро амфиболовые					Горнблендит		
	М-23а	М-23б	М-41а	М-41б	М-41в	М-42	Мх-2а	Мх-2б	Мх-2в	Мх-12а	Мх-12б	Мх-5в	Мх-5б	Мх-5а
SiO ₂	53.71	53.81	55.40	54.95	53.59	50.44	53.48	53.38	54.56	53.95	53.59	54.82	64.69	66.39
TiO ₂	0.05	0.04	Н.о.	0.01	0.02	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.01	0.05	0.03	0.02	Н.о.	0.01
Al ₂ O ₃	29.43	29.01	28.39	28.98	29.86	32.00	28.50	28.73	28.36	29.01	29.27	27.62	22.53	21.16
FeO _{общ.}	0.31	0.23	0.10	0.13	0.23	0.27	0.06	0.09	0.12	0.08	0.06	0.11	0.24	0.03
MnO	0.01	0.02	0.01	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.01	Не обн.	Не обн.
MgO	Не обн.	Не обн.	0.01	»	»	»	»	»	»	»	»	Не обн.	0.02	»
CaO	12.31	12.18	11.11	11.21	12.23	14.88	12.07	12.01	10.63	11.53	11.73	10.95	1.61	2.55
Na ₂ O	4.31	4.65	4.87	4.90	4.31	2.83	4.48	4.29	5.30	4.85	4.88	5.03	8.71	9.60
K ₂ O	0.04	0.05	0.12	0.12	0.09	0.01	0.07	0.09	0.02	0.03	0.03	0.04	1.89	0.13
Сумма	100.17	99.99	100.01	100.30	100.33	100.43	98.66	98.59	99.00	99.50	99.59	98.60	99.69	99.87
Ап, %	61	59	56	55	61	74	60	53	53	57	57	55	8	10

Примечание. Ап = 100·Ca/(Ca + Na + K), формульные коэффициенты. Анализы выполнены рентгеноспектральным методом. Н. о. — не определялось.

Амфиболы из амфиболовых габбро и горнблендитов Хаялыгского массива по химическому составу относятся к магнезиальным роговым обманкам (табл. 8). В свою очередь, те амфиболы, которые псевдоморфно замещали зерна ортопироксена, относятся к магнезиальным куммингтонитам [Leake, 1978]. Определения РЗЭ и ряда других элементов-примесей в роговой обманке из амфиболового габбро Хаялыгского массива показали, что она характеризуется более низкой концентрацией РЗЭ и менее интенсивным их фракционированием (см. рис. 8, а, табл. 9) по сравнению с роговыми обманками, представленными в породах из ряда других мафит-ультрамафитовых массивов [Леснов, 2002]. По общей концентрации РЗЭ эта роговая обманка превосходит сосуществующий с нею плагиоклаз, но уступает ему по концентрации Ва, Sr, Rb, Th и U.

Ильмениты. В исследованных образцах минерала содержания TiO₂ несколько больше, чем содержания FeO_{общ.} (табл. 10). Можно видеть, что в минерале из пород Бирдагского массива TiO₂ несколько больше, чем в образцах из пород Хаялыгского массива. Проанализированные ильмениты демонстрируют повышенные концентрации MnO, особенно обр. М-23, который является промежуточным членом ряда FeTiO₂—MnTiO₂.

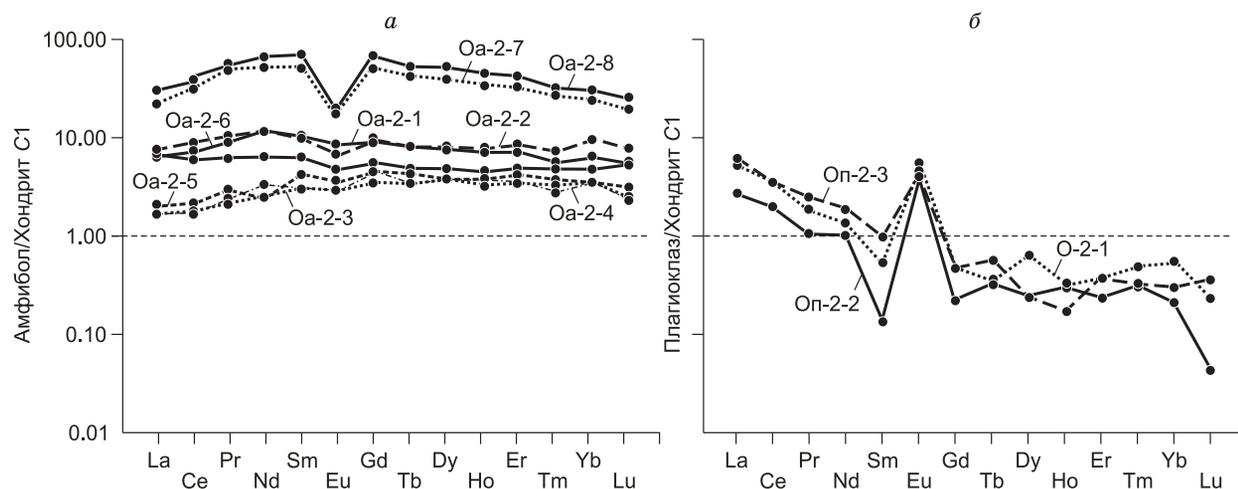


Рис. 8. Редкоземельные спектры амфиболов (а) и плагиоклазов (б) из роговообманковых габбро Хаялыгского массива, по данным табл. 7, 9.

Цирконы изучались в пегматоидном габбро и в клинопироксените из Хаялыгского массива. Минерал из пегматоидного габбро представлен двумя разновидностями, отличающимися морфологией зерен и их окраской. В первом случае — это сростки из двух кристаллов тетрагонального габитуса с пирамидами на концах, имеющие медовую окраску; во втором — прозрачные монокристаллы тетрагонального габитуса розоватого цвета. Цирконы из клинопироксенита представлены тетрагональными кристаллами, окраска которых изменяется от медовой в центральной зоне до бледно-розовой в периферической зоне. Исследованные цирконы обладают очень высокими значениями параметра ZrO_2/NfO_2 (табл. 11). По химическому составу они сравнимы с цирконами из интрузивных пород мафитового и более кислого состава [Рихванов и др., 2001]. Вместе с тем они отличаются повышенными концентрациями РЗЭ и более интенсивным их фракционированием (рис. 9, а) по сравнению с цирконами из габброидов некоторых других мафит-ультрамафитовых массивов [Леснов, 2005а]. Полученные данные подтверждают ранее выявленную закономерность, согласно которой окрашенные цирконы отличаются более высокими концентрациями РЗЭ по сравнению с их бесцветными разновидностями [Рихванов и др., 2001]. Как можно видеть на мультиэлементных спектрах, цирконы из пород Хаялыгского массива относительно обогащены Pb, Th, U и обеднены Sr, Rb, Nb (см. рис. 9, б).

Таблица 7. Содержание редкоземельных и редких элементов в плагиоклазах амфиболового габбро Хаялыгского массива (г/т)

Компонент	Номер зерна			Пределы обнаружения
	Оп-2-1	Оп-2-2	Оп-2-3	
La	1.38	0.773	1.52	0.0010
Ce	2.34	1.43	2.23	0.0011
Pr	0.188	0.110	0.250	0.0005
Nd	0.659	0.519	0.920	0.0008
Sm	0.086	0.021	0.150	0.0004
Eu	0.338	0.262	0.250	0.0003
Gd	0.102	0.044	0.100	0.0003
Tb	0.014	0.013	0.020	0.0002
Dy	0.155	0.064	0.060	0.0002
Ho	0.020	0.017	0.010	0.0002
Er	0.064	0.039	0.060	0.0002
Tm	0.013	0.008	Н.д.	0.0001
Yb	0.089	0.035	0.050	0.0002
Lu	0.006	0.001	0.010	0.0001
Сумма	5.45	3.33	5.63	—
$(La/Yb)_n$	10.5	14.9	20.5	—
$(Eu/Eu^*)_n$	11.0	25.7	5.89	—
Rb	27.9	2.10	14.3	Н.д.
Sr	317	197	265	»
Y	0.62	0.25	0.41	»
Zr	1.21	2.45	8.21	»
Nb	0.08	0.03	1.53	»
Cs	0.45	0.023	0.70	»
Ba	1422	56.6	322	»
Hf	0.04	0.07	0.18	»
Ta	0.02	0.01	0.05	»
Th	0.16	0.87	0.13	»
U	0.07	0.22	0.13	»

Примечание. Анализы выполнены методом LA ICP-MS, обр. Мх-2.

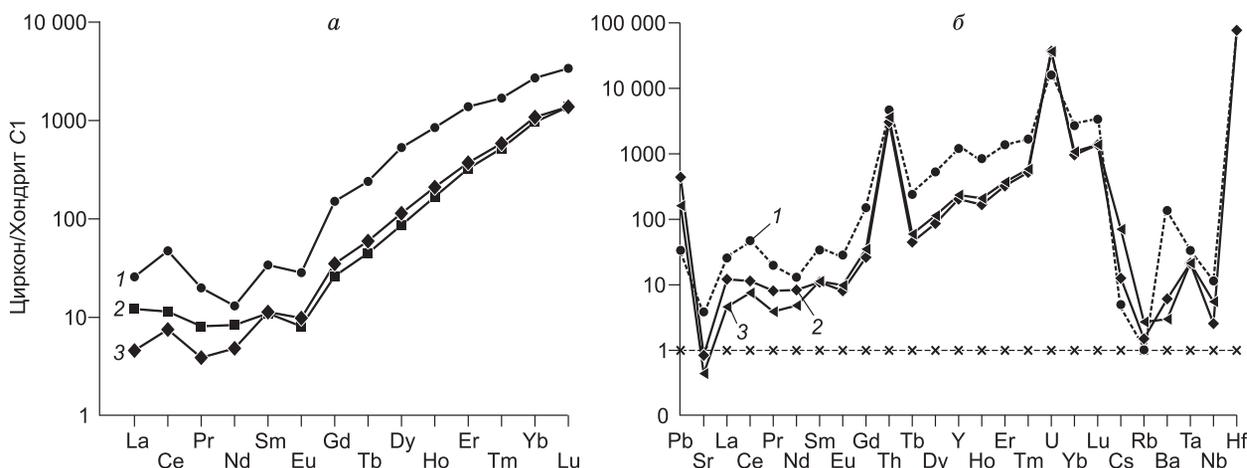


Рис. 9. Редкоземельные (а) и мультиэлементные (б) спектры цирконов из пород Хаялыгского массива.

а — 1 — роговообманковое габбро, 2, 3 — клинопироксенит; б — 1 — роговообманковое габбро, обр. Ха-3, 2, 3 — клинопироксенит, обр. Ха-7, Ха-7а соответственно, по данным табл. 11.

Таблица 8. Химический состав амфиболов из пород Хаялыгского массива (мас.%)

Компонент	Габбро амфиболовое			Горнблендит			
	Магнезиальная роговая обманка		Магнезиальный куммингтонит	Магнезиальная роговая обманка			Магнезиальный куммингтонит
	Мх-2а	Мх-2б	Мх-2в	Мх-12а	Мх-5а	Мх-5б	Мх-5в
SiO ₂	42.79	44.48	51.65	44.63	43.20	43.61	53.93
TiO ₂	2.68	2.11	0.41	2.64	2.43	2.46	0.21
Al ₂ O ₃	11.95	10.49	1.21	10.29	10.84	10.92	1.40
FeO _{общ.}	15.46	15.15	25.10	15.08	16.58	16.67	21.73
Cr ₂ O ₃	0.03	0.05	0.08	0.02	0.06	0.01	0.03
MnO	0.19	0.20	0.63	0.15	0.23	0.24	0.64
MgO	10.24	11.42	19.23	11.32	10.36	10.02	16.48
CaO	11.05	11.07	0.88	11.12	10.85	10.76	2.48
Na ₂ O	1.61	1.48	0.03	0.88	1.67	1.68	0.13
K ₂ O	0.86	0.76	0.01	0.93	0.52	0.60	0.05
(OH) ⁻ _{расщ.}	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Сумма	98.86	99.21	101.23	99.06	98.74	98.97	99.08
Mg#, %	62.6	59.1	83.8	57.2	54.6	53.3	74.8

Примечание: Mg#, % = 100·Mg/(Mg+Fe), формульные коэффициенты. Анализы выполнены рентгеноспектральным методом.

Таблица 9. Содержание редкоземельных и редких элементов в роговой обманке из амфиболового габбро Хаялыгского массива (г/т)

Компонент	Мх-2-1	Мх-2-2	Мх-2-3	Мх-2-4	Мх-2-5	Мх-2-6
La	1.70	1.71	0.432	0.537	0.521	1.63
Ce	4.87	5.39	1.19	1.52	1.37	3.91
Pr	0.870	0.945	0.230	0.262	0.270	0.619
Nd	5.60	5.04	1.27	1.65	1.16	3.21
Sm	1.64	1.49	0.510	0.527	0.671	0.972
Eu	0.510	0.377	0.183	0.168	0.204	0.281
Gd	1.91	1.83	0.767	1.01	0.922	1.21
Tb	0.333	0.314	0.144	0.149	0.169	0.194
Dy	2.06	1.97	0.987	1.05	0.996	1.27
Ho	0.443	0.419	0.198	0.218	0.223	0.259
Er	1.22	1.33	0.588	0.604	0.684	0.847
Tm	0.163	0.176	0.091	0.076	0.097	0.125
Yb	1.12	1.53	0.595	0.619	0.616	0.836
Lu	0.151	0.178	0.086	0.065	0.086	0.136
Сумма	22.58	22.71	7.27	8.46	7.99	15.50
(La/Yb) _n	1.04	0.75	0.49	0.59	0.57	1.32
(Eu/Eu*) _n	0.88	0.70	0.89	0.69	0.79	0.79
Rb	0.49	0.99	0.65	0.61	0.36	0.73
Sr	11.53	19.93	5.35	7.59	5.56	9.10
Y	11.6	11.4	5.18	5.60	5.94	7.92
Zr	18.2	21.9	4.78	5.07	5.68	12.60
Nb	0.94	1.22	Н.д.	0.02	0.02	0.65
Cs	0.13	0.14	0.06	0.06	0.07	0.13
Ba	15.8	34.9	6.40	15.3	4.73	10.0
Hf	0.67	0.78	0.21	0.19	0.21	0.35
Ta	0.06	0.07	0.01	< 0.01	0.01	0.03
Th	0.05	0.13	0.14	0.10	0.17	0.16
U	0.01	0.03	0.03	0.03	0.05	0.04

Примечание. Анализы выполнены методом LA ICP-MS.

Таблица 10. Химический состав ильменитов из пород Бирдагского и Хаялыгского массивов (мас.%)

Компонент	Бирдагский	Хаялыгский				
	М-23	670-3	670-2	670-1	670-1а	670
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	0.01	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
TiO ₂	52.91	49.47	50.18	50.53	49.95	49.34
Al ₂ O ₃	0.01	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
FeO _{общ.}	33.62	48.02	47.72	45.68	46.99	45.25
Cr ₂ O ₃	0.09	Н.д.	Н.д.	0.09	0.04	0.05
MnO	13.2	1.66	0.91	2.04	2.52	3.24
MgO	0.06	0.06	0.14	0.11	0.11	0.81
CaO	0.21	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
V ₂ O ₅	Не обн.	»	»	»	»	0.02
Сумма	100.13	99.21	98.95	98.45	99.61	98.71

Примечание. 1 — габбро лейкократовое; 2, 3 — габбро амфиболовое; 4, 5 — габбро меланократовое; 6 — габбро пегматоидное. Анализы выполнены рентгеноспектральным методом.

Таблица 11. Содержание главных компонентов (мас.%) и элементов-примесей (г/т) в цирконах из пород Хаялыгского массива

Компонент	Габбро пегматоидные		Клинопироксениты		Компонент	Габбро пегматоидные		Клинопироксениты	
	Ха-3	Ха-3а	Ха-7	Ха-7а		Ха-3	Ха-3а	Ха-7	Ха-7а
SiO ₂	31.92	31.95	32.07	31.95	Tm	43	»	13.3	14.9
ZrO ₂	66.93	66.40	66.82	66.51	Yb	460	»	164	184
HfO ₂	0.98	0.85	0.97	0.99	Lu	86	»	35	35
Сумма	99.83	99.20	99.86	99.45	Сумма	1092	»	322	357
ZrO ₂ /HfO ₂	68.3	78.1	68.9	67.2	(La/Yb) _n	0.009	»	0.012	0.004
La	6.1	Н.д.	2.88	1.09	Rb	2.36	»	3.48	6.30
Ce	29	»	7.0	4.6	Sr	28	»	6.1	3.2
Pr	1.89	»	0.77	0.37	Y	1900	»	320	370
Nd	6.1	»	3.9	2.26	Nb	2.83	»	0.63	1.36
Sm	5.2	»	1.68	1.73	Cs	0.94	»	2.37	13.3
Eu	1.65	»	0.47	0.57	Ba	330	»	14.7	7.2
Gd	31	»	5.4	7.2	Hf	8300	»	8230	8400
Tb	9.0	»	1.68	2.23	Ta	0.47	»	0.30	0.30
Dy	135	»	22	29	Pb	83	»	1090	400
Ho	48	»	9.5	11.9	Th	136	»	89	105
Er	230	»	54	62	U	128	»	296	292

Примечание. Содержания редкоземельных и редких элементов в цирконах, определенные методом LA ICP-MS, скорректированы с учетом содержания Hf, которые определены рентгеноспектральным методом.

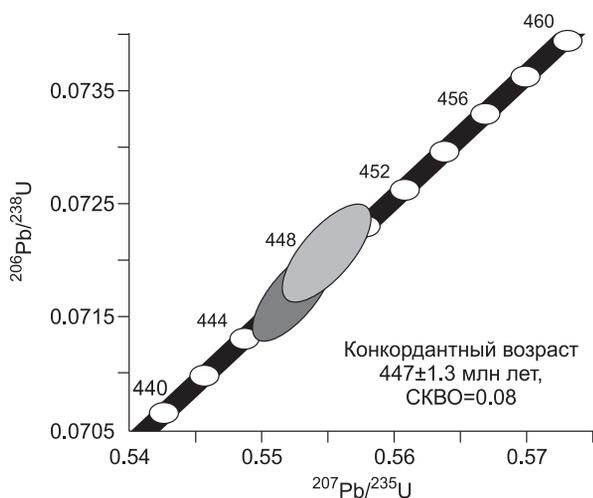


Рис. 10. Конкордия U-Pb изотопного датирования амфиболового габбро из Хаялыгского массива по циркону.

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ХАЯЛЫГСКОГО МАССИВА

Для определения возраста пород Хаялыгского массива ранее были выполнены определения U-Pb изотопным методом по циркону [Ойдум и др., 2006]. Навеска циркона была выделена из крупногабаритной пробы Мх-11 среднезернистого роговообманкового габбро, состоящего из плагиоклаза (~60%), роговой обманки (30—35%), второстепенного флогопита, а также аксессуарных магнетита, ильменита,

апатита и циркона, который представлен короткостолбчатыми бесцветными и розоватыми кристаллами размером 0.2—1 мм. Согласно полученной конкордии, изотопный возраст пород Хаялыгского массива составляет 447.4 ± 1.3 млн лет (поздний ордовик) (рис. 10). Кроме того, возраст пород Хаялыгского массива был определен с помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода. Для анализа была использована проба роговой обманки из меланократового роговообманкового габбро. По наблюдаемому на графике трем «ступеням» в высокотемпературной части возрастного спектра, которым соответствует 68.5% выделенного ^{39}Ar и значения Са/К-отношения в интервале 47—58, возраст массива оказался несколько древнее, чем по данным U-Pb метода по циркону, и составил 494.2 ± 16.2 млн лет (поздний кембрий) (рис. 11). В низкотемпературной части приведенного спектра наблюдаются восходящие «ступени», которые как предполагается, указывают на более поздние события, имевшие место в интервале от 230 до 190 млн лет. По существующим представлениям, оценка возраста, полученная $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом, отвечает этапу проявления внутриплитного мафитового магматизма в пределах Тувинского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса [Ярмолюк и др., 2003; Izokh et al., 2009].

ОБСУЖДЕНИЕ

На территории Тувы, как и на Салаире, в Западном и Восточном Саяне, Горном Алтае и в Монголии, распространены разнотипные мафит-ультрамафитовые и ультрамафит-мафитовые массивы, трасирующие региональные и оперяющие их разломы. На протяжении последних десятилетий в пределах Тувы проводились разномасштабные поисково-съёмочные и тематические исследования различных формационных типов этих массивов. В своем большинстве они остаются малоизученными с применением современных аналитических методов, что служит одной из главных причин продолжающихся дискуссий относительно их систематики и условий образования. При решении указанных проблем принципиальное значение имеет вопрос о пространственно-временных взаимоотношениях между ультрамафитовыми и мафитовыми породами. Наиболее распространенной среди петрологов до настоящего времени остается концепция формирования сложных мафит-ультрамафитовых массивов, расположенных на территории Тувы и сопредельных регионов, основанная на модели внутрикамерной кристаллизационно-гравитационной дифференциации мафитовых расплавов [Поляков и др., 1981; Изох и др., 1990; Бородина, 2003].

В течение последних десятилетий по ряду мафит-ультрамафитовых массивов, расположенных как на территории Тувы, так и за ее пределами, получены представительные данные, свидетельствующие в правомерности мо-

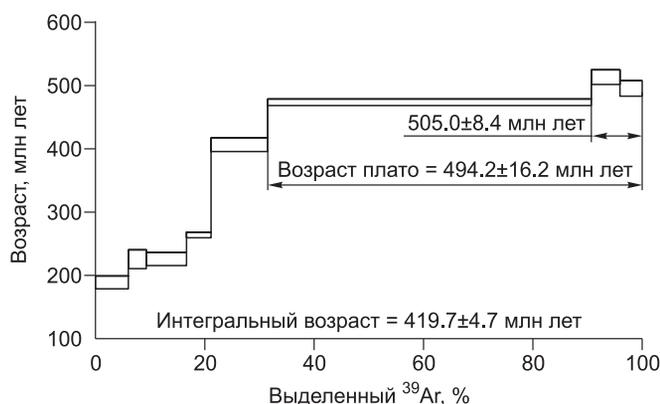


Рис. 11. График $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования меланократового амфиболового габбро из Хаялыгского массива по роговой обманке (обр. Мх-37, анализ МТ-2/2).

дели их полихронного и полигенного формирования [Леснов, 1986]. Эта модель базируется на многочисленных данных, указывающих на то, что входящие в состав таких массивов ультрамафиты являются более древними по отношению к габброидам мантийными реститами, которые в качестве протрузивных блоков были внедрены по разломам в разновозрастные складчатые структуры. При достижении протрузиями верхних уровней коры, они, как и их вулканогенно-терригенное и метаморфическое обрамление, были интродуцированы мантийными мафитовыми расплавами. В зависимости от конкретных условий внедрения эти расплавы подвергали различным по характеру и интенсивности контакто-реакционным преобразованиям более древние ультрамафитовые реститы, а также породы обрамления, одновременно подвергаясь контаминации материалом боковых пород с последующим формированием различных гибридных пород. Наблюдения, свидетельствующие о более позднем внедрении мафитовых расплавов по отношению к протрузиям ультрамафитов, а также о разномасштабных преобразованиях последних под воздействием мафитовых расплавов, были опубликованы по результатам изучения многих массивов Чукотки, Корякии, Сахалина, Северного Прибайкалья, Южного и Полярного Урала, Монголии [Пинус и др., 1973, 1984; Велинский, 1979; Штейнберг и др., 1980; Ферштатер, Бородина, 1981; Леснов, 1986; Костюхин, Ремизов, 1995].

Достоверные свидетельства, указывающие на их полихронное и полигенное формирование, были выявлены и в охарактеризованных выше Бирдагском и Хаялыгском ультрамафит-мафитовых массивах. Отметим, что представленные в данной статье геолого-петрографические и минералого-геохимические материалы могут оказаться полезными при дальнейших более детальных исследованиях и систематике проявлений гетерогенного магматизма в пределах Юго-Западной Тувы и сопредельных территорий. Как было показано, эти массивы залегают в пределах крупного тектонического сегмента земной коры, сложенного среднепротерозойскими (?) метаморфическими образованиями, которые подверглись интенсивным складчато-блоковым деформациям. Ксенолиты этих метаморфических пород выявлены в эндоконтактовой и внутренней зонах Хаялыгского массива.

В изученных массивах преобладают мезо- и лейкократовые амфиболовые габбро, реже встречаются их меланократовые разновидности. Среди габброидов Бирдагского массива залегают ксеногенные тела серпентинизированных плагиоцерцолитов и плагиогарцбургитов, которые по их периферии сменяются породами переходного состава — верлитами, оливиновыми клинопироксенитами, горнблендитами и меланократовыми оливиновыми габброноритами. В составе Хаялыгского массива такие ксеногенные тела представлены почти исключительно горнблендитами и меланократовыми габбро. Определены некоторые петрохимические, геохимические и минералогические особенности габброидов, слагающих основной объем массивов, а также залегающих среди них в качестве ксеногенных тел ультрамафитов и пород переходного состава. Последние из Бирдагского массива отличаются от вмещающих их габброидов пониженными содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 , щелочей и повышенными содержаниями MgO , Cr , Ni . В свою очередь, габброиды из Хаялыгского массива характеризуются повышенными концентрациями V , Zr , Y , Th , Hf , Nb и Ta . Наблюдаемые на мультиэлементных спектрах пород из Бирдагского массива положительные аномалии крупноионных литофильных элементов (Ba , Sr) и отрицательные аномалии высокозарядных элементов (Nb , Zr) свойственны габброидам из офиолитовых ассоциаций [Ферштатер, 1987]. Можно предположить, что материнские расплавы этих габброидов генерировались в зоне субдукции [Коваленко и др., 1996]. Вместе с тем выявленное в габброидах из обоих массивов преобладание хондрит-нормированных содержаний легких РЗЭ над тяжелыми элементами не характерно для мафитовых пород, входящих в состав офиолитовых мафит-ультрамафитовых комплексов [Колман, 1979; Леснов, 2005б, 2007]. По-видимому, наблюдаемые петрохимические и геохимические особенности габброидов из рассматриваемых массивов могли быть следствием неравномерной контаминации их материнских расплавов веществом вмещающих метаморфических пород, а также веществом ксеногенных тел ультрамафитовых реститов.

Особенности внутреннего строения и вещественного состава рассматриваемых массивов, пространственно-временные взаимоотношения между ультрамафитами и мафитами, по нашему мнению, не согласуются с моделью формирования всего разнообразия слагающих эти массивы пород вследствие одноактного внедрения и внутрикамерного фракционирования материнских мафитовых расплавов. Менее противоречивой представляется модель формирования этих массивов в качестве полихронных и полигенных магматических тел. В соответствии с такой моделью залегающие среди безоливиновых габброидов породы переходного состава (верлиты, оливиновые клинопироксениты, горнблендиты) правоммерно рассматривать в качестве фрагментов (ксенолитов) пород более древнего офиолитового комплекса, блоки которого находились в аллохтонном залегании среди метаморфических пород среднепротерозойско-нижнекембрийского обрамления. Породы переходного состава образовались в процессе взаимодействия мафитовых расплавов с ультрамафитовыми реститами в позднем кембрии (494.2 ± 16.2 млн лет). Известно, что в разрезах офиолитовых комплексов могут быть пространственно совмещены породы, сформированные в различных структурных обстановках океана — в СОХ, океанических островах, окраинных морях и островных дугах [Горнова и др., 2008], причем разрыв во времени их фор-

мирования мог составлять 20—30 млн лет [Ферштатер, 2007]. Габброидные породы Бирдагского и Хаялыгского массивов, как и гибридные породы переходного состава, вероятнее всего, формировались в субконтинентальной обстановке, т.е. на более позднем этапе, чем породы офиолитового комплекса. В результате их взаимодействия произошло обогащение ультрамафитовых реститов литофильными элементами, перераспределение элементов платиновой группы и образование контакто-реакционных зон, сложенных гибридными породами переходного состава. Такой схеме не противоречат полученные первые данные Ar-Ar датирования габброидов Хаялыгского массива, изотопный возраст которых составил 494.2 ± 16.2 млн лет. Предполагается, что формирование исследованных массивов произошло на этапе проявления внутриплитного магматизма в пределах Алтае-Саянской складчатой области [Ярмолюк и др., 2003; Izokh et al., 2009].

ВЫВОДЫ

1. На примере Бирдагского и Хаялыгского массивов впервые проведены комплексные геолого-петрографические, петрохимические, минералого-геохимические и изотопно-геохронологические исследования проявлений раннепалеозойского ультрамафит-мафитового магматизма в пределах юго-западной части Тувы.

2. Эти сравнительно небольшие массивы прорывают породы предположительно среднепротерозойского метаморфического фундамента, представленные орто- и парасланцами, которые в виде реликтовых ксенолитов залегают среди габброидов этих массивов.

3. В строении массивов преобладают мезо- и лейкократовые амфиболовые габбро, подчиненную роль играют серпентинизированные плагиогарцбургиты и плагиолерцолиты, а также породы переходного состава — верлиты, оливинные клинопироксениты, меланократовые оливинные габбронориты, горнблендиты.

4. Серпентинизированные плагиогарцбургиты, плагиолерцолиты и породы переходного состава залегают среди безоливиновых амфиболовых габбро в виде ксеногенных тел.

5. Хондрит-нормированные содержания средних и тяжелых РЗЭ в габброидах из обоих массивов уступают, а количества легких элементов превышают их содержания в базальтах N-MORB. Плагиоперидотиты, верлиты и оливинные клинопироксениты, слагающие ксенолиты, характеризуются несколько повышенными концентрациями РЗЭ по сравнению с ультрамафитовыми реститами из офиолитовых ассоциаций, что связано с более или менее интенсивными преобразованиями ультрамафитовых реститов под влиянием мафитовых расплавов и их флюидов.

6. Полихронные и полигенные Бирдагский и Хаялыгский ультрамафит-мафитовые массивы сформировались вследствие пространственного совмещения небольших тектонических блоков ультрамафитовых реститов, залегающих в виде аллохтонных тел среди среднепротерозойских (?) метаморфических пород и внедрившихся позже (от 494 ± 16 до $450—447.4 \pm 5$ млн лет) габброидных интрузивов. При этом последние значения возраста соответствуют этапу проявления внутриплитного магматизма в пределах Тувинского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Авторы выражают благодарность С.В. Палесскому, И.В. Николаевой, О.А. Козьменко, А.В. Травину, В.Н. Королюку, А.М. Кучкину, Л.М. Трофимовой и В.Г. Цимбалист за помощь в выполнении аналитических исследований.

Работа выполнена на средства бюджетного финансирования, а также при поддержке РФФИ (гранты 05-05-97216а, 05-05-64504а и 09-05-00091а).

ЛИТЕРАТУРА

Бородин Е.В. Петрогенезис Центрального габброидного массива, Озерная зона (Западная Монголия) // *Геохимия*, 2003, № 4, с. 380—407.

Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан—континент. Новосибирск, Наука, 1979, 264 с.

Геологическая карта Тувинской АССР / Под ред. А.А. Подкаменного, М.А. Шермана. Л., ВСЕГЕИ, 1983.

Горнова М.А., Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Альмухамедов А.И. Особенности состава надсубдукционных перидотитов на примере Эгийгольского массива // *Геохимия*, 2008, т. 420, № 5, с. 669—673.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И. Происхождение ультраосновных пород в дифференцированных габброидных интрузивах Монголии // *Петрология гипербазитов и базитов*. Новосибирск, Наука, 1990, с. 84—99.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С., Стож Х., Ягуц З., Кориковский С.П. Магматические породы и источники магм офиолитов Озерной зоны Монголии // Петрология, 1996, т. 4, № 5, с. 453—494.

Колман Р.Г. Офиолиты. М., Мир, 1979, 264 с.

Костюхин М.Н., Ремизов Д.Н. Петрология офиолитов Хадатинского габбро-гипербазитового массива (Полярный Урал). СПб., Наука, 1995, 120 с.

Леснов Ф.П. Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. Новосибирск, Наука, 1986, 136 с.

Леснов Ф.П. Закономерности распределения редкоземельных элементов в амфиболах // Зап. ВМО, 2002, ч. 131, № 5, с. 75—98.

Леснов Ф.П. Закономерности распределения редкоземельных элементов в цирконах (обзор) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Т. 1. Томск, Изд-во Том. ун-та, 2005а, с. 105—111.

Леснов Ф.П. Основные закономерности распределения редкоземельных элементов в главных типах габброидных пород из мафит-ультрамафитовых массивов // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества. Вып. 8. Кызыл, Изд-во ТувИКОПР СО РАН, 2005б, с. 56—79.

Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1. Главные типы пород. Породообразующие минералы. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2007, 404 с.

Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 2. Второстепенные и акцессорные минералы. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2009, 195 с.

Леснов Ф.П., Монгуш А.А., Аношин Г.Н., Палесский С.В., Николаева И.В. Исследования распределения редкоземельных и платиновых элементов в породах из мафит-ультрамафитовых массивов Тувы методом ICP-MS (первые данные) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 5. Томск, Изд-во Том. ун-та, 2005, с. 268—277.

Ойдуп Ч.К., Леснов Ф.П., Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И. Первые данные по изотопному возрасту мафит-ультрамафитового комплекса Юго-Западной Тувы (U-Pb метод по цирконам) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2006, с. 69—72.

Ойдуп Ч.К., Лебедев В.И., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кужугет К.С., Петрова Л.И. Строение и состав офиолитовых ассоциаций Монгунтайгинской зоны каледонид (Юго-Западная Тува) // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества. Кызыл, Изд-во ТувИКОПР СО РАН, 2007, с. 102—105.

Палесский С.В. Определение редких и рассеянных элементов методом масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой: Автореф. дис. ... к.х.н. Новосибирск, ИНХ СО РАН, 2008, 18 с.

Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П., Банников О.Л., Агафонов Л.В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, Наука, 1973, 320 с.

Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М., Наука, 1984, 250 с.

Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балыкин П.А., Кривенко А.П., Петрова Т.Е. Новые данные о составе и формационных типах габброидных комплексов Юго-Западного Забайкалья // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Новосибирск, Наука, 1981, с. 3—24.

Рихванов Л.П., Кропанин С.С., Бабенко С.А., Соловьев А.И., Советов В.М., Усова Т.Ю., Полякова М.А. Циркон-ильменитовые россыпные месторождения как потенциальный источник развития Западно-Сибирского региона. Кемерово, Изд-во ООО «Сарс», 2001, 200 с.

Ферштатер Г. Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М., Наука, 1987, 230 с.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Доказательство магматического происхождения уральских габбро, ассоциирующих с гипербазитами // Докл. АН СССР, 1981, т. 261, № 5, с. 1203—1206.

Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А. Обдукционный магматизм и сопряженная мигматизация (на примере Урала) // Литосфера, 2007, № 3, с. 66—85.

Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Козьменко О.А., Палесский С.В., Николаева И.В., Заячковский А.А. Поведение несовместимых элементов в процессе ультравысокобарического метаморфизма (на примере пород Кокчетавского массива) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 485—498.

Штейнберг Д.С., Золоев К.К., Булыкин Л.Д. Проблемы гипербазитов Урала в связи с его глубинным строением // Общие вопросы магматизма Урала. Свердловск, ИГГ УрО АН СССР, 1980, с. 40—60.

- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б.** Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2003, т. 389, № 3, с. 354—359.
- Anders E., Grevesse N.** Abundances of the elements: meteoritic and solar // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1989, v. 53, p. 197—214.
- Badarch G., Cunningham W.D., Windly B.F.** A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // *J. Asian Earth Sci.*, 2002, v. 21, № 1, p. 87—110.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K.** Rare earth abundances in chondritic meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1978, v. 42, p. 1199—1212.
- Izokh A.E., Polyakov G.V., Vishnevsky A.V., Shelepaev R.A., Oyunchimeg T.** Age of ultramafic-mafic magmatism in Western Mongolia // *Large Igneous Provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny*. Novosibirsk, Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, 2009, p. 137—140.
- Leake B.E.** Nomenclature of amphibole // *Miner. Mag.*, 1978, v. 42, p. 533—560.
- Nikolaeva I.V., Palesskiy S.V., Koz’menko O.A., Anoshin G.N.** Analysis of geological reference materials for HFSE by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) // *Geochem. Int.*, 2008, v. 46, № 10, p. 1016—1022.
- Sun S.-S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society Special Publication, 1989, № 42, p. 313—345.
- Wedepohl K.H.** Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges: the growth of oceanic crust // *Naturwissenschaften*, 1981, v. 68(3), p. 110—119.

*Рекомендована к печати 31 августа 2010 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию 21 ноября 2008 г.,
после доработки — 3 декабря 2009 г.*