

УДК 550.4:551.7(517.3):590.93

ГАББРО-НОРИТ-ДИОРИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ХАМСАРИНСКОЙ ЗОНЫ (ТУВА): ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ, ГЕОХИМИИ, ИСТОЧНИКАХ МАГМ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ

¹Ойдуп Ч.К., ²Леснов Ф.П., ¹Монгуш А.А., ¹Лебедев В.И.

¹Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,

Кызыл, e-mail: oydup_ch@mail.ru;

²Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

Хамсаринская зона представляет собой сегмент венд-раннекембрийской островодужной системы, существенно менее изученный по сравнению с другими аналогичными сегментами этой системы. По аналогии с Таннуольской зоной считается, что раннекаледонские структуры Хамсаринской зоны в период их тектонического сочленения с докембрийскими структурами Тувинно-Монгольского массива, ~540–490 млн лет назад, развивались в аккреционно-субдукционной и коллизионной тектонической обстановке. Регион труднодоступный, в этой связи геологическая изученность Хамсаринской зоны в основном ограничивается данными государственных геологических съемок, проводившихся в 1950–1980-х гг. И на основе этих данных в Хамсаринской зоне среди габброидных ассоциаций были выделены раннепалеозойские сиенит-габбровая, ультрабазит-троктолит-лейкогаббровая, габбро-норит-диоритовая ассоциации, которые формировались «на рубеже геосинклинального и орогенного этапов перед внедрением крупных масс нижнепалеозойских гранитоидов». Вместе с тем почти полное отсутствие геохимических и прецизионных геохронологических данных об этих интрузивных ассоциациях (за исключением гранитоидов Аксуг-Арысканского рудного поля) не позволяет проводить отвечающие современным требованиям палеогеодинамические реконструкции для Хамсаринского сегмента каледонских структур площадью около 20 тыс. км². В статье приведены геохимические и геохронологические данные по габброидам, монцодиоритам и монзонитам Шивилигской группы массивов габбровой ассоциации Хамсаринской зоны каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса. Геохимические особенности этих магматических образований указывают на ведущую роль в источниках магм изученных пород субдукционной компоненты, тогда как абсолютный возраст габброидов (около 500 млн лет) свидетельствует о коллизионной тектонической обстановке становления интрузивных массивов габброидов. Предполагается, что образование габбровой ассоциации происходило на ранней стадии воздействия мантийного плюма на подлитосферную мантию.

Ключевые слова: габброидные интрузивы, геохимия, изотопный возраст, каледониды, Хамсаринская зона, Восточная Тува

GABBRO-NORITE-DIOITE ASSOCIATION OF THE KHAMSAARA ZONE (TUVA): FIRST DATA ON AGE, GEOCHEMISTRY, SOURCES OF MAGMAS, AND GEODYNAMIC POSITION

¹Oydup Ch.K., ²Lesnov F.P., ¹Mongush A.A., ¹Lebedev V.I.

¹Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, e-mail: oydup_ch@mail.ru;

²Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk

Khamsarinsk zone represents a segment of the vendian-early cambrian island-arc system which much less studied compared to other similar segments of the system. By analogy with Tannuol'sk zone it is believed that the early caledonian structures of Khamsarinsk zone during their tectonic linkage with the precambrian structures of the Tuva-Mongolia massif ~540–490 million years ago, evolved in accretion-subduction and collisional tectonic setting. This region is remote, in this regard, geological knowledge of the Khamsarinsk zone is mainly limited by state data of geological surveys that carried out in 1950–1980's. On the basis of these data in Khamsarinsk zone the early paleozoic'syenite-gabbroic, ultrabasic-troctolite-leucogabbro, gabbro-norite-diorite associations were identified among gabbroid associations that were formed «at the turn of the geosynclinal and orogenic stages before penetration of large masses of lower paleozoicgranitoids». However, the almost complete absence of geochemical and precision geochronological data of these intrusive associations (with the exception of granitoids of Aksug-Aryskan ore field) does not allow carry out up-to-date paleogeodynamic reconstruction for Khamsarinsk segment of the Caledonian structures in the area of about 20 thousand square kilometers. The paper presents geochemical and geochronological data on gabbroids, monzodiorites, and monzonites of the Shivilig group massifs which belong to the syenite-gabbro association of the Khamsara zone of caledonides of the Central Asian fold belt. Geochemical features of these magmatic formations reveal the dominating role of the subduction constituent in the sources of magmas of the studied rocks while the absolute age of gabbroids from the syenite-gabbro association (about 500 Ma) indicates a collisional tectonic framework for forming intrusive massifs of the syenite-gabbro association. It is suggested that the syenite-gabbro association occurred in the early stage of mantle plume influence on sub-lithospheric mantle.

Keywords: gabbroid intrusives, geochemistry, isotopic dating, caledonides, Khamsara zone, Eastern Tuva

Хамсаринская зона представляет собой сегмент венд-раннекембрийской островодужной системы [1], существенно менее изученный по сравнению с другими аналогичными сегментами этой системы. По ана-

логии с Таннуольской зоной считается, что раннекаледонские структуры Хамсаринской зоны в период их тектонического сочленения с докембрийскими структурами Тувинно-Монгольского массива, ~540–490 млн лет

назад, развивались в аккреционно-субдукционной и коллизионной тектонической обстановке [7]. Ввиду труднодоступности геологическая изученность Хамсаринской зоны в основном ограничивается данными государственных геологических съемок, проводившихся в 1950–1980-х гг. На основе этих данных в Хамсаринской зоне среди габброидных ассоциаций были выделены раннепалеозойские сиенит-габбровая, ультрабазит-троктолит-лейкогаббровая, габбро-норит-диоритовая ассоциации, которые формировались «на рубеже геосинклинального и орогенного этапов перед внедрением крупных масс нижнепалеозойских гранитоидов» [6]. Вместе с тем почти полное отсутствие геохимических и прецизионных геохронологических данных об этих интрузивных ассоциациях (за исключением гранитоидов Аксуг-Арысканского рудного поля) не позволяет проводить отвечающие современным требованиям палеогеодинамические реконструкции для Хамсаринского сегмента каледонских структур площадью около 20 тыс. км².

Материалы и методы исследований

Основной объем аналитических исследований пород, кроме изготовления шлифов и петрографического описания пород по ним, был выполнен в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Силикатный анализ главных химических компонентов, а также некоторых элементов-примесей в породах выполнен рентгенофлуоресцентным (РФА) методом (аналитик Н.Г. Карманова). Геохимический состав проанализирован методом La ICP-MS, т.е. с применением лазерной абляции по тем стеклам, которые были изготовлены и использованы при анализах этих же проб на общий состав методом РФА. В качестве внутренних стандартов были использованы определения содержания Са и Ti, предварительно выполненные РФА. Определение возраста габброидов проводилось по роговой обманке из меланократового габбро методом ⁴⁰Ar/³⁹Ar (ИГМ СО РАН, Новосибирск, аналитик А.В. Травин). Навески минеральных фракций заворачивались в алюминиевую фольгу, после откачки запаивались в кварцевую ампулу совместно с навесками биотитов MSA-11 и LP-6 в качестве мониторов. Затем фракции облучались в кадмированном канале научного реактора типа ВВР-К Научно-исследовательского института ядерной физики (г. Томск). Градиент нейтронного потока не превышал 0,5% на размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ⁴⁰Ar (10 мин при 1200 °С) не превышал 5·10⁻¹⁰ нсм³. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES – геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре «noble gas 5400» фирмы Микромасс (Англия). Ошибки измерений, приведенные в тексте, в таблице и на рисунках, соответствуют интервалу ± 1σ.

Геологическая позиция

В 2010 году нами были проведены полевые исследования в междуречье рр. Ий-Хем и Хамсыра,

которое, как и большая часть Хамсаринской зоны, характеризуется очень слабой обнаженностью из-за преобладающего котловинного характера рельефа, насыщенного озерами и таежной растительностью. Полевые работы проводились на участке, названном «Шивилиг», образцы для геохимических и геохронологических исследований отбирались из коренных обнажений в пределах редких сопков и на склонах небольших гор в северо-западной части озера Шурам-Холь, а также в цокольных террасах водотоков бассейна р. Шивилиг, впадающей в это озеро (рис. 1).

На участке Шивилиг условно выделены два массива существенно габбрового состава (Шивилиг-I и II) и один массив габбро-монцититового состава (Шивилиг-III), которыми прорваны венд-нижнекембрийские осадочно-вулканогенные образования. Массивы оконтурены по естественным обнажениям. Условия обнаженности и отсутствие геофизических данных не позволяют судить о истинных размерах и форме этих массивов. Не исключено, что группа массивов принадлежит к единому крупному плутону. В массиве *Шивилиг-I* в районе точки с координатами с.ш. 52°43'62" в.д. 96 49'65,9" опробованы и изучены образцы диорита (Bi-Hbl) (обр. 233, 234, 234а).

Северо-западнее от этого массива, у небольшого озера Тучетиг-Холь в точке с координатами с.ш. 52 44'15,7", в.д. 96 48'30,5" были опробованы выходы роговообманкового (Hbl) габбро (обр. Shi-251, 251-1, 251-2) (массив *Шивилиг-II*).

Массив *Шивилиг-III* выделен на небольшой обособленной сопочке на террасе (с.ш. 52 41'41" в.д. 96 46'64"). Сопочка имеет эллипсоидальную форму, большой остью ориентирована на северо-восток, труднопроходимый, весь заросший. Обнажаются роговообманковый габбро-диорит (обр. Shi-240), роговообманковое габбро (обр. Shi-241), сильно актинолитизированное, хлоритизированное лейкогаббро (обр. Shi-243), кварц-биотит-роговообманковый субщелочной диорит (обр. Shi-244), кварц-биотитовый монцитит (обр. Shi-245).

Петрографическое описание пород

Роговообманковое габбро – структура среднезернистая, гипидиоморфнозернистая, размер зерен 1,5–3,5 мм. Текстура массивная. Состав: плагиоклаз – 45% (серицит, клиноцоизит, цеолит); роговая обманка – 45% бурого цвета с зеленоватым оттенком; реликты клинопироксена – 5% в роговой обманке; апатит – 0,п%. Вторичные минералы: кварц – 1%; эпидот – 1–2%; кальцит – 15; актинолит – 1–2%

Диорит имеет средне-мелкозернистую, призматическизернистую, участками гипидиоморфнозернистую структуру, размер зерен от 0,3–1,0 до 1,5–5,0 мм. Состав: плагиоклаз – 60–80% (средней основности), роговая обманка – 15–25% бурая с зеленоватым оттенком, реликты клинопироксена – 2–35, биотит – (хлорит, лейкоксен) – 5–10%. Вторичные минералы: эпидот – 1%, хлорит – 1%, кальцит – 1%; аксессуарные: рудный – 1%, представленный пиритом и ильменит-магнетитом; апатит – 1%; циркон – 0,п%.

Лейкогаббро сильно актинолитизированное, хлоритизированное, состав: плагиоклаз – 85% основной облачного угосания, клинопироксен – 5% реликты зерен замещенных зеленой роговой обманкой псевдоморфно и в виде агрегатных псевдоморфоз, амфибол – 10% (зеленая роговая обманка и актинолит), биотит – 1–2% (хлорит, лейкоксен) вторичные: хлорит – 1–25, кварц – 1%, эпидот – 1–2% рудный – 1%, апатит – 0,п%.

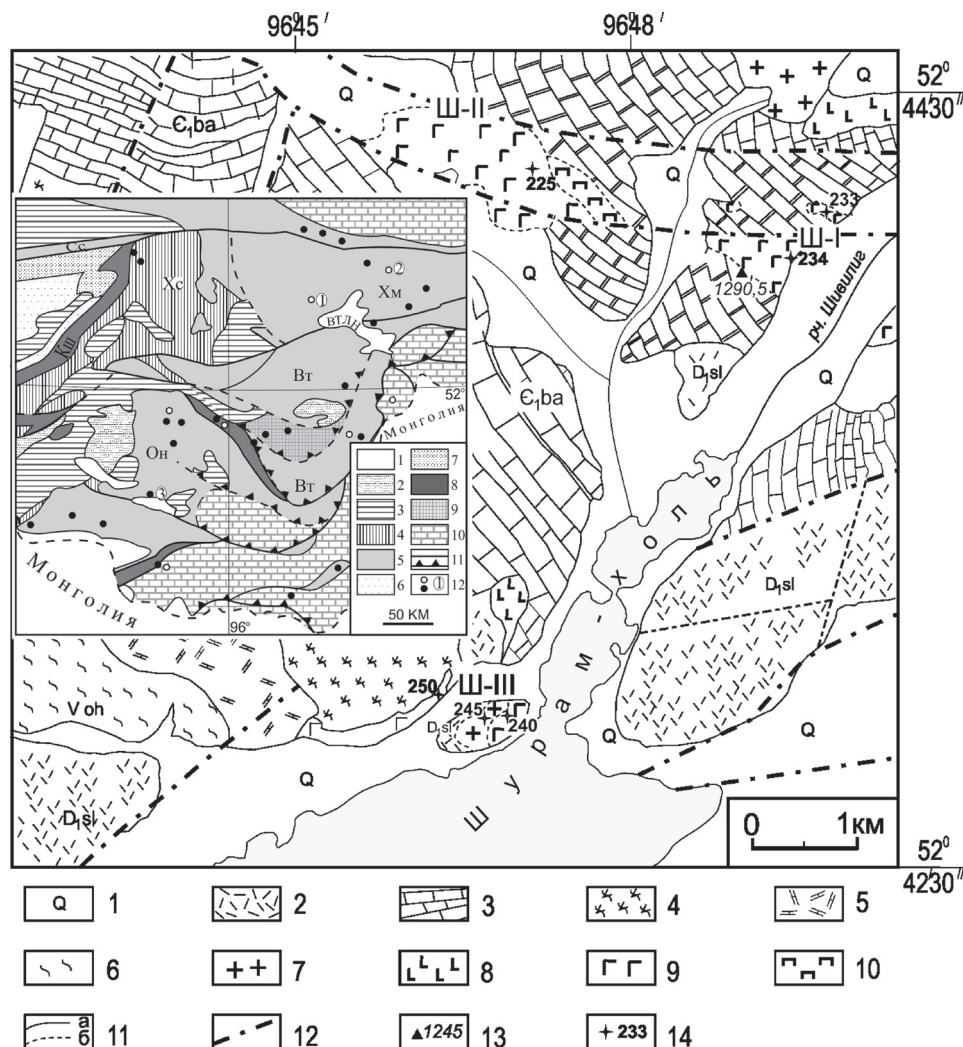


Рис. 1

Роговообманковый габбро-диорит состоит из крупных и средних зерен плагиоклаза удлиненно-призматической формы, между ними и внутри них располагаются изометричные и неправильные зерна зеленой роговой обманки, которая замещается (иногда полностью) агрегатом эпидота и актинолита.

Есть псевдоморфозы хлорита + эпидота, возможно по биотиту (–5%).

Есть 1–2% кварца – неправильные зерна в межзерновых пространствах плагиоклаза и в виде мелких зерен внутри их. Из вторичных по плагиоклазу развивается мелкочешуйчатый серицит, эпидот, в трещиноватых зернах «веточки» цеолита.

Кварц-биотитовый монцонит – структура: неравномернозернистая, гипидиоморфнозернистая. Размер зерен от 0,5 до 3 мм, участками структура монцонитовая. Состав: плагиоклаз – 35% (серицит, цеолит) средней основности, зональный; калишпат-пертит – 40%; кварц – 15%; биотит – 5–7% (хлорит, эпидот) красно-бурый; рудный минерал – 1%; апатит – 0,п%; сфен и циркон – единичные зерна.

Кварц-биотит-роговообманковый монцодиорит, в составе плагиоклаз – средней основности 65%, кварц – 10%, калишпат – 7%, роговая обманка – 10%, биотит – 5% бурый, апатит – 0,п% удлинен, призмы

размером до 0,7–1,5 мм и рудный минерал – 1–2%. Из вторичных: эпидот – 1%, хлорит – 1–2%, карбонат – 1%, актинолит – 1%

Порода, вероятно, имеет гибридное происхождение – калишпат и кварц могли образоваться позже, есть участки, где эти минералы выполняют межзерновые пространства и в то же время выполняют трещины внутри зерен плагиоклаза. Кроме того, в некоторых зернах плагиоклаза просматривается «ядро» большей основности. Вероятно, это реликты плагиоклаза первичной породы габбрового состава. Эти ядра, кроме того, рассеяны сетью тонких прожилков хлорита, которые не всегда продолжают в новообразованном плагиоклазе. Полученные данные могут свидетельствовать об определенном временном промежутке между кристаллизацией исходных мафитовых пород и воздействием на них более поздних субщелочных расплавов. Можно предположить, что породы из массивов Шивилиг-I, II и III (далее – Шивилигской группы массивов) являются частью габбро-норит-диоритовой ассоциации Хамсаринской зоны [Пятов, Семенов, 1984] и только условия обнаженности участка Шивилиг не позволили достаточно охарактеризовать крайние кремнеземистые и щелочные члены этой ассоциации – монцониты. Породы

монцонитового состава в Шивилигской группе массивов представляют собой, по всей видимости, вторую интрузивную фазу.

**Результаты исследования
и их обсуждение**

Геохронологические исследования были проведены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом в ИГМ СО РАН (Новосибирск) А.В. Травиным по методике, подробно описанной в [8]. Выбор данного метода для датировки возраста определялся отсутствием необходимого количества циркона в породе для U-Pb метода. Для исследований была отобрана монофракция позднемагматической роговой обманки из Bi-Hbl габбро массива Шивилиг-I (обр. Shi-233). Небольшие куски породы (срезы от шлифов) дробились вручную мелкими порциями, промывались до черного шлиха. Затем пропускается через магнитный сеператор и после начинается отбор зерен роговой обманки под биноклем. Навески минеральных фракций заворачивались в алюминиевую фольгу, после откачки запаивались в кварцевую ампулу совместно с навесками биотитов МСА-11 и LP-6 в качестве мониторов. Затем, фракции облучались в кадмированном канале научного реактора типа ВВР-К Научно-исследовательского института ядерной физики (г. Томск). Градиент нейтронного потока не превышал 0,5% на размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал $5 \cdot 10^{-10}$ нсм³. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES – геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре «noble gas 5400» фирмы Микромасс (Англия). Ошибки измерений, приведенные в тексте, в та-

блице и на рисунках, соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$. Результаты геохронологических исследований приведены на рис. 2.

В полученном возрастном спектре наблюдается устойчивое плато, отвечающее 93% выделенного ^{39}Ar , которое соответствует интервалу $498,5 \pm 5,9$ млн лет (поздний кембрий). Это первая датировка габброидов Хамсаринской зоны, полученная прецизионным геохронологическим методом. Она может быть принята за возраст формирования Bi-Hbl габбро. Полученное нами значение, очевидно, соответствует аккреционно-коллизийному периоду эволюции Центральной Азии, в ходе которого край континента перекрыл Алтае-Саянскую горячую точку мантии, положив начало внутриплитной активности региона [7].

Содержания SiO_2 в исследованных породах из Шивилигской группы массивов варьируют в интервале 47,9–65,8 мас.%, Na_2O – 2,7–3,8 мас.%, K_2O – 0,6–3,8 мас.% (таблица), при этом содержания K_2O находятся в прямой зависимости от содержания калиевого полевого шпата. Большинство пород характеризуются повышенными содержаниями Al_2O_3 в интервале 14,0–20,7 мас.%. Характерны низкие содержания MgO в породах: биотит-роговообманковом, роговообманковом габбро от 5,33 до 10,34 и габброидах монцонитового состава – 1,45–6,43 мас.%, что, вероятно, обусловлено как высокой степенью фракционирования исходной магмы, так и особенностями состава последней. Породы Шивилигской группы, кроме низкой магнетиальности, по остальным петрогенным компонентам вполне сопоставимы с аналогичными породами из Остюреновского массива, который является одним из типичных массивов габброидной ассоциации Хамсаринской зоны [8].

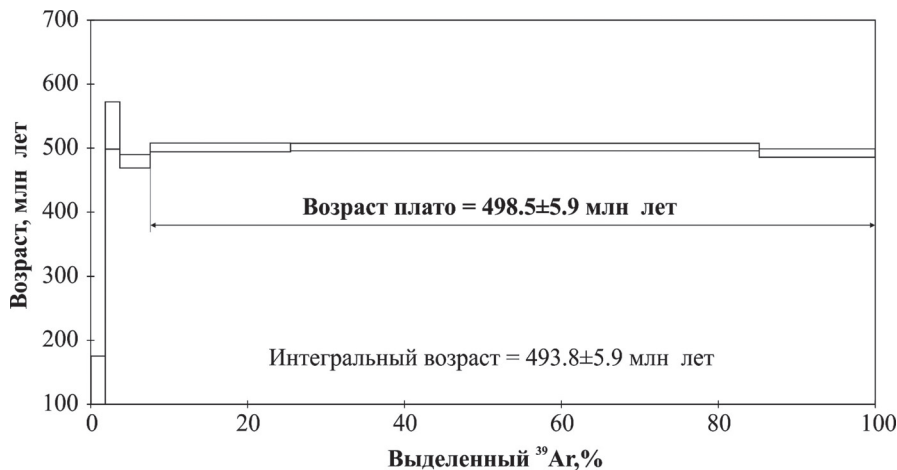


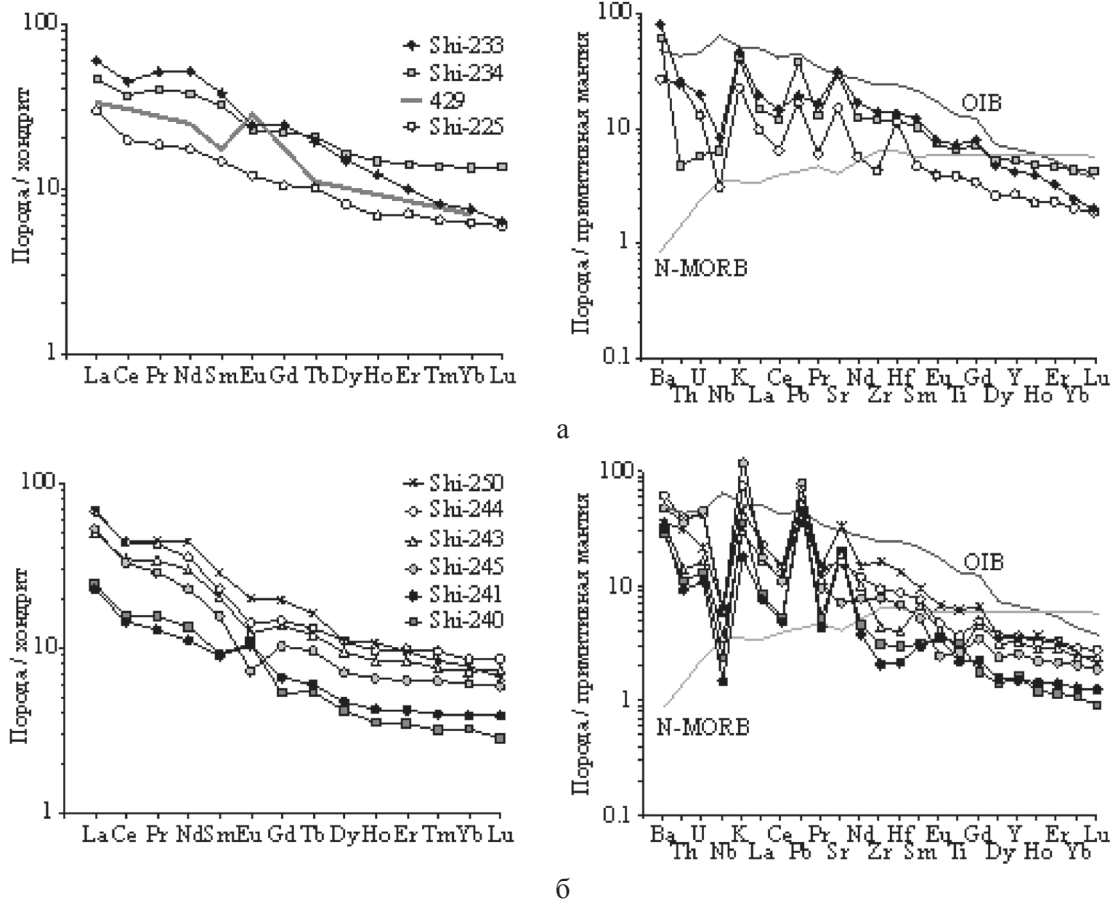
Рис. 2

Таблица 1

Содержания петрогенных элементов (%) и несовместимых микроэлементов (г/т)
для пород Шивилигской группы массивов Хамсаринской зоны

Массив Номер образца	Шив.-I		Шив.-II	Шив.-III					
	Shy-233	Shy-234	Shy-225	Shy-240	Shy-241	Shy-243	Shy-244	Shy-245	Shy-250
Порода	б-р.г.	б-р.г.	р.г.	р.г-д.	р.г.	л.г.	к-б-р.д.	к-б.м.	б-р.г.
SiO ₂	47,92	48,32	50,94	54,61	52,81	52,65	57,66	65,77	50,75
TiO ₂	1,59	1,41	0,85	0,69	0,47	0,57	0,80	0,57	1,34
Al ₂ O ₃	19,78	18,25	14,02	20,70	20,21	19,15	17,70	15,27	17,93
Fe ₂ O ₃ (t)	11,13	11,41	8,03	6,49	6,84	7,64	6,98	6,40	8,62
MnO	0,14	0,20	0,14	0,11	0,12	0,15	0,09	0,07	0,13
MgO	5,33	6,76	10,34	3,81	5,04	5,62	3,20	1,45	6,43
CaO	8,73	8,58	12,63	8,91	10,50	10,49	8,24	3,15	9,32
Na ₂ O	3,75	3,63	2,31	3,52	3,40	2,67	2,99	3,31	3,83
K ₂ O	1,27	1,15	0,63	0,99	0,49	0,83	2,07	3,76	1,27
P ₂ O ₅	0,36	0,28	0,11	0,15	0,12	0,21	0,27	0,25	0,37
ппп	0,65	1,37	1,67	1,64	1,10	1,45	1,57	2,18	1,29
Сумма	100,41	100,42	99,66	99,73	100,31	99,45	100,46	100,41	100,38
Ba	596	456	197	213	226	261	446	349	255
Th	2,40	0,44	2,30	1,02	0,85	1,28	3,60	3,30	2,90
U	0,44	0,13	0,29	0,29	0,24	0,36	0,94	1,00	0,48
Nb	6,20	4,80	2,30	1,74	1,10	2,60	4,30	4,50	4,60
Ta	2,30	0,34	2,10	0,25	0,16	0,24	0,41	0,40	0,37
La	14,40	11,10	7,20	6,10	5,60	12,30	16,70	13,00	16,80
Ce	28,00	23,00	12,30	9,90	9,20	22,00	28,00	21,00	28,00
Pb	1,36	2,70	1,19	3,60	3,40	3,70	5,10	5,60	2,50
Pr	4,7	3,7	1,7	1,45	1,21	3,2	4	2,7	4,2
Sr	707	659	336	437	419	413	358	157	736
Nd	24,00	17,70	8,10	6,40	5,30	14,20	16,90	10,90	21,00
Zr	163	139	50	36	24	50	109	91	190
Hf	4,40	3,80	3,70	0,95	0,69	1,27	2,80	2,20	4,30
Sm	5,70	4,80	2,20	1,42	1,37	3,10	3,50	2,40	4,40
Eu	1,39	1,28	0,68	0,61	0,60	0,71	0,82	0,42	1,16
Gd	4,90	4,40	2,10	1,10	1,36	2,80	3,00	2,10	4,00
Tb	0,63	0,68	0,33	0,18	0,20	0,40	0,44	0,32	0,54
Dy	3,70	4,10	2,00	1,06	1,20	2,40	2,80	1,81	2,80
Y	20,00	25,00	12,70	7,60	7,10	15,10	17,20	12,00	16,20
Ho	0,67	0,81	0,38	0,20	0,24	0,47	0,54	0,37	0,61
Er	1,62	2,30	1,15	0,58	0,70	1,39	1,64	1,06	1,58
Tm	0,20	0,34	0,16	0,08	0,10	0,19	0,24	0,16	0,21
Yb	1,23	2,20	1,02	0,54	0,65	1,21	1,43	1,02	1,30
Lu	0,16	0,34	0,15	0,07	0,10	0,19	0,22	0,15	0,17
Th _N /Yb _N	10,6	1,1	12,3	10,3	7,1	5,7	13,7	17,6	12,1
La _N /Yb _N	8,0	3,5	4,8	7,7	5,9	7,0	8,0	8,7	8,9

Примечание. Породы: б-р.г. – биотит-роговообманковое габбро, к-б.м. – кварц-биотитовый монзонит, к-б-р.д. – кварц-биотит-роговообманковый диорит, л.г. – лейкогаббро, р.г. – роговообманковое габбро, р.г-д. – роговообманковый габбро-диорит. Содержания петрогенных компонентов (пересчитаны на 100% сухого остатка) и элементов-примесей определены методами РФА (аналитик Н.Г. Карманова) и LA ICP-MS (аналитик С.В. Палесский) в Институте геологии и минералогии СО РАН по одним и тем же препаратам (стеклам).



б
Рис. 3

Анализ редкоземельных и редких элементов в породах проводился методом масс-спектрографии с индуктивно связанной плазмой и с лазерной абляцией (LA ICP-MS) на масс-спектрометре ELEMENT с лазерной приставкой (UV Laser Probe, лазер Nd: YAG $\lambda = 266$ нм), при точности единичных измерений 15–20% (аналитик С.В. Палеский). По содержаниям и характеру распределения несовместимых элементов породы Шивилигской группы массивов не имеют между собой значимых различий (рис. 3). Спектр распределения редкоземельных элементов роговообманкового габбро (Shi-240) и роговообманкового габбро-диорита (Shi-241) отличаются европиевым максимумом, что, вероятно, обусловлено фракционированием плагиоклаза. Аналогичные спектры имеют габбронориты Остюренского массива [6] (рис. 3, а). Положительные аномалии Ba, K, Pb и Sr, с одной стороны, и отрицательная аномалия Nb в исследованных породах, с другой стороны, свидетельствуют о ведущей роли субдукционной компонен-

ты в исходных магмах пород Шивилигской группы массивов.

В целом содержания и характер распределения несовместимых элементов в изученных породах является типичным для островодужных геодинамических обстановок. В процессе формирования офиолитов на разных участках каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) параллельно возникали условия изоляции магматических камер с дифференциацией расплавов [10], за счет чего образовывались надсубдукционные островные дуги. Внедренные в более поздней стадии магматические образования, как правило, унаследуют их геохимическую особенность. Согласно возрастным рубежам тектонической эволюции данного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), породы Шивилигской группы массивов формировались в коллизионной тектонической обстановке, которая соответствует возрасту раннекаледонской аккреции в герцинидах Центральной Азии [10] и формированию

меланжированных базитовых комплексов вдоль сутурных границ. Примеры подобных интрузивных массивов широко представлены в ЦАСП в т.ч. на Юго-Западной Туве, где отмечается проявление двух фаз базитового магматизма. Более ранняя фаза представлена породами переходного состава в виде крупных аллохтонных блоков среди более поздних габброидов и имеет возраст 494 млн лет (поздний кембрий). В большинстве случаев их образование связывают с воздействием мантийного плюма на подлитосферную мантию, метасоматизированную на предыдущем субдукционном этапе [7]. В качестве более поздних пикритовидных проявлений плюмового магматизма (внутриплитного) в Хамсаринской зоне предполагаются массивы ультрабазит-троктолит-лейкогаббровой ассоциаций. Кроме того, в Туве известны проявления пикритовидного магматизма с возрастом около 480 млн лет, установленные в Мажалыкском дунит-троктолит-габбровом массиве [7], и который расположен в 240 км к юго-западу от Шивилигской группы массивов.

Авторы выражают благодарность С.В. Палесскому, И.В. Николаевой, А.В. Травину (ИГМ СО РАН) за помощь в выполнении аналитических исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 11-05-98015, 11-05-10018-к) и проекта ОНЗ 2.1.

Список литературы

1. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. – 1996. – Т.37. – № 1. – С. 63–81.
2. Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Калугин В.М., Оюунчимэг Т., Шелепаев Р.А., Егорова В.В. Урэг-нурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая – индикатор кембро-ордовикской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 5. – С. 665–681.
3. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах // Главные типы пород. Породообразующие минералы. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. – 403 с.
4. Лисицын В.И., Пятав О.И., Александровский Ю.С. Дифференцированные габброиды восточной части Хамсаринской зоны (Северо-Восточная Тува) // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири // Труды ин-та ГиГ АН СССР. – Новосибирск: Наука, 1979. – С. 96–117.
5. Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде-раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 5. – С. 649–665.
6. Пятав О.И., Семенов М.И. Раннепалеозойские габброиды Северо-Восточной Тувы и их рудоносность // Плутонические формации Тувы и их рудоносность: Труды ин-та ГиГ АН СССР. – Новосибирск: Наука, 1984. – С. 57–84.
7. Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А., Яковлева С.З., Федосеев А.М. Возраст и геодинамическая позиция перидотит-пироксенит-анортозит-габбрового мажалыкского комплекса, Восточная Тува // Петрология. – 2004. – Т. 12. – № 6. – С. 656–662.
8. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. – 2009. – Т. 11. – С. 1181–1199.
9. 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.
10. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. – 2006. – Т. 410. – № 5. – С. 657–662.
11. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basins / A.D. Saunders, M.J. Norry (eds). Geol. Soc. London. Spac. Publ. – 1989. – Vol. 42. – P. 313–346.