

ГЕОЛОГИЯ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МОНГУНТАЙГИНСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ТУВА)

Ч.К. Ойду¹, Ф.П. Леснов²

¹ Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия

² Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Территория Юго-Западной Тувы, входящая в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса, характеризуется сложным геологическим строением и многоэтапной эволюцией магматизма, в том числе ультрамафитового и мафитового составов. При среднемасштабных геолого-съемочных работах в этом регионе был выделен ряд крупных тектонических блоков, сложенных метаморфическими комплексами, включающими толщи орто- и парасланцев, относящихся к джебашской и баратальской сериям (средний протерозой). Среди этих метаморфических образований залегают относительно небольшие тела реститогенных (альпинотипных) ультрамафитов, а также тел ультрамафит-мафитового состава, к которым приурочена титано-магнетитовая и более поздняя золото-платиноидная минерализация. В настоящее время эти ультрамафитовые и мафитовые тела оставались почти не изученными с применением современных аналитических методов. Этот пробел частично восполнен материалами данной статьи, в которой приведена новая информация по геологии, петрографии, геохимии и изотопному возрасту магматических пород, распространенных в пределах Дурусугского участка Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации – одного из фрагментов древней океанической коры, которая обнажается на территории Западной Тувы.

Ключевые слова: офиолиты, перидотиты, серпентиниты, пироксениты, габброиды, базальтоиды, петрография, петрохимия, Юго-Западная Тува.

Введение

На территории Тувы, как и всей Алтае-Саянской складчатой области, широко распространены каледонские складчато-блоковые структуры, включающие в себя различные по размеру и составу фрагменты породных комплексов офиолитовых ассоциаций. К их числу относятся такие ассоциации, как Агардагская, Каахемская, Куртушибинская, Эмийская, Западно-Тувинская и др. Трудности в их изучении обусловлены, с одной стороны, разобщенностью и фрагментарностью выходов офиолитовых комплексов, с другой стороны, тем, что в их строении принимают участие породные комплексы, тектонически значительно нарушенные и неравномерно эродированные.

При изучении каледонских офиолитовых ассоциаций, распространенных на территории Тувы, к настоящему времени получены различные по своей детальности геолого-структурные и петролого-геохимические данные. Наиболее представительная информация была получена по Агардагской [Pfander et al., 2002], Каахемской [Котляров, Симонов, 2003] и Западно-Тувинской [Монгуш и др., 2011а] офиолитовым ассоциациям.

В полном объеме породные комплексы офиолитовых ассоциаций на территории Тувы нигде не сохранились. В большинстве случаев эти комплексы обнажаются в виде более или менее крупных блоков, в строении которых принимают участие преобладающие тела ультрамафитов (серпентиниты, серпен-

тинизированные гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, пироксениты) и подчиненные им тела габброидов. Реже встречаются блоки, в составе которых обнажается относительно полный «набор» породных комплексов, которые принято включать в состав офиолитовых ассоциаций [Nicolas, 1989].

Одним из примеров таких блоков является Монгунтайгинская офиолитовая ассоциация, расположенная в пределах крайней юго-западной части Тувы, в районе хр. Монгун-Тайга и по бортам долины р. Моген-Бурен, начиная от поселка Кызыл-Хая. Дурусугский участок, охарактеризованный в данной статье, картируется от истока р. Дурусуг (левый приток р. Моген-Бурен) в западном направлении. В его пределах пространственно сближены небольшие тела реститогенных и гибридных ультрамафитов, ортомагматических и гибридных габброидов, вулканогенно-осадочных отложений чингинской свиты и даек основного состава. Тела этих магматических комплексов структурно приурочены к Хаялыгскому глубинному разлому, который прослеживается южнее оз. Хиндиктиг-Холь. Все эти образования рассматриваются в качестве компонентов Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации.

Следует отметить, что о распространении фрагментов офиолитовой ассоциации, пространственно сближенных с высокobarическими метаморфическими комплексами в Западной Туве, ранее было известно, причем выходы пород офиолитовой ассоциации интерпретировались как аллохтонные «пластины», залегающие среди метаморфических пород

джебашской серии (средний протерозой) [Берзин, Кунгурцев, 1996].

Петрографическая характеристика породных комплексов

Рассматриваемая офиолитовая ассоциация включает в себя тела в разной мере серпентинизированных реститогенных ультрамафитов («верхнемантийные тектониты»), гибридных ультрамафитов (верлиты, пироксениты), ортомагматических и гибридных габброидов, вулканогенных пород, а также апоультрамафитовых (листвениты) и апогабброидных (родингиты) метасоматических пород.

Серпентиниты, образованные преимущественно по реститогенным гарцбургитам, часто содержат реликтовые выделения оливина и ортопироксена, замещенные лизардитом и баститом. В них обычно присутствуют выделения измененной хромшпинели, а также талька и карбоната, талька, местами наблюдаются тонкие прожилки хризотил-асбеста и офита.

Верлиты, вебстериты, оливиновые клинопироксениты рассматриваются в качестве гибридных ультрамафитов, образованных в процессе контактово-реакционного взаимодействия мафитовых расплавов с более древними реститогенными ультрамафитами и их серпентинизированными разновидностями. Выходы верлитов, вебстеритов и оливиновых клинопироксенитов совместно с выходами габброидов обнажаются в зоне Хаялыгского глубинного разлома южнее оз. Хиндиктиг-Холь. При этом тела габброидов имеют интрузивные контакты с породами вмещающей толщи.

Верлиты имеют крупно-среднезернистую структуру, размеры зерен клинопироксена и оливина в них иногда достигают 5–6 мм. В интерстициях между их зёрнами находится агрегат, состоящий из более мелких (0,3–1,5 мм) зерен этих минералов, а также плагиоклаза и выделений флогопита. Эти породы имеют следующий количественно-минеральный состав: оливин, замещенный серпентином, вторичный магнетит – 55%; клинопироксен – 30%; роговая обманка – $\leq 5\%$; флогопит (оранжево-бурый) – 5–10%; плагиоклаз (сосюритизированный) – 5%; рудный (первичный титаномагнетит) – 1%. Роговая обманка замещает клинопироксен вдоль границ его зерен с выделениями флогопита. Последний, вероятнее всего, образовался на заключительной стадии кристаллизации породы.

Оливиновые клинопироксениты имеют панидиоморфнозернистую, крупно-среднезернистую структуру (размер зерен 1–5 мм). В них содержание клинопироксена достигает 90–95%. Зерна содержащегося в этих породах оливина расположены в интерстициях между более крупными зернами клинопироксена. Кроме того, в клинопироксенитах присут-

ствуют образованный по оливину серпентин (15%), плагиоклаз (до 5%), биотит оранжево-бурой окраски (до 2–3%), рудный минерал – титаномагнетит (2–3%).

Вебстериты оливиновые, как и верлиты и клинопироксениты, также рассматриваются в качестве гибридных ультрамафитов. В качестве примеси в них присутствуют плагиоклаз и флогопит. Эти породы имеют следующий количественно-минеральный состав: оливин серпентинизированный (до 65%), клинопироксен (15%), ортопироксен, частично замещенный тальком (5%) (оталькованный), флогопит ($\leq 10\%$), плагиоклаз, полностью замещенный сосюритовым агрегатом (10%), рудный минерал – 2–3%.

Меланократовые габброиды имеют следующий количественно-минеральный состав: клинопироксен (60–65%); актинолит и хлорит, замещающие клинопироксен (25%); плагиоклаз, замещенный сосюритом (15%); КПШ (10–15%); флогопит (5–7%); апатит (0,н%); рудный минерал ($\leq 1\%$). Структура этих пород порфириовидная, обусловленная присутствием более крупных (2–5 мм) таблитчатых выделений клинопироксена. В основной массе зерна минералов имеют размеры 0,3–1,5 мм. Иногда вместо КПШ в этих породах присутствует флогопит. В единичных гнездах встречаются мирмекитовые сращения кварца с альбитом на границе с КПШ. Порода деформирована, трещиновата, пересекается многочисленными прожилками хлорита, актинолита мощностью 0,05–0,01 мм.

Отметим, что небольшие тела описанных гибридных ультрамафитов ранее были выявлены в расположенных к западу от Дурусугского участка Бирдагском и Хаялыгском ультрамафит-мафитовых массивах, где ими сложены ксенолиты, залегающие среди габброидов [Ойдуп и др., 2011].

Габбро-диориты слагают жильные тела, которые инъецируют породы верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации. Их количественно-минеральный состав следующий: плагиоклаз (50–55%), зеленая роговая обманка (30–35%; КПШ (5–10%)), кварц, иногда в сращении с КПШ ($< 5\%$); биотит, частично замещенный хлоритом и эпидотом (~ 1 –2%); апатит (0,н%), магнетит и ильменит (1%). Эти породы имеют порфириовидную структуру из-за присутствия более крупных выделений плагиоклаза и роговой обманки.

Листвениты, распространенные на Дурусугском участке, имеют существенно кварц-карбонатный состав. В качестве примеси они содержат реликтовые выделения хромшпинели и серпентина, а также новообразованный фуксит. Кроме того, в этих породах были обнаружены выделения имеющего яркий металлический блеск рудного минерала, отвечающего следующему химическому составу (мас. %): Ni(46,77), Sb (24,27), S (24,69), As (0,431), Cu (0,265), Fe (0,023), Cr (0,008). Этот состав соответствует химической формуле ульманнита (NiSbS), который в

лиственитах не встречался. Он был описан в числе других рудных минералов в составе поздней антимонит-золоторудной ассоциации на месторождении Золотая Гора (Урал) [Спиридонов, Плетнев, 2002]. Несмотря на то что в проанализированных нами атомно-абсорбционным методом пробах листвени-тов были определены повышенные содержания Au и Ag, минералы золота и серебра в них не были обнаружены.

Родингиты, тела которых встречаются на Дурсугском участке Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации, представляют собой крупнозернистые и обычно сильно трещиноватые породы, имеющие следующий количественно-минеральный состав: клинопироксен (80%), часто пелитизированный; гранат (около 15%) (агрегаты и отдельные зерна в составе прожилков совместно с выделениями серпентина); серпентин (5%), бастит (менее 1%). Зерна клинопироксена трещиноватые с изогнутой спайностью, вокруг которых наблюдаются шестоватые агрегаты вторичного клинопироксена, промежутки между его выделениями выполнены серпентином.

Стратифицированные образования, входящие в состав рассматриваемой офиолитовой ассоциации, представлены двумя толщами – вулканогенной и кремнисто-алевролитовой, которые относятся к чингинской свите (нижний кембрий). Контакты между вулканогенной и кремнисто-алевролитовой толщами тектонические.

Вулканогенная толща, имеющая мощность более 1000 м, представлена метаморфизованными лавами и гиадокластитами пироксеновых и пироксен-плагиоклазовых базальтовых порфиритов. Лавы часто имеют порфировую структуру благодаря присутствию вкрапленников плагиоклаза, реже клинопироксена. В виде обломков кристаллов в них встречаются частично или полностью амфиболизированный клинопироксен (1–2%), а также плагиоклаз, замещенный клиноцоизитом, серицититом и альбитом (20%). В лавах наблюдаются миндалины, выполненные зернами альбита, актинолита, хлорита, сфена (замещен лейкоксеном), а также мелкой «сыпью» рудного минерала. В некоторых обнажениях в лавах наблюдалась шаровая отдельность, размеры овальных «подушек» достигают 2 м в поперечнике. Некоторые «линзы» шаровых лав имеют протяженность до 50 м. По простиранию лавы сменяются гиадокластитами. В последних встречаются обломки порфирового андезитобазальта с многочисленными порами округлой и эллипсоидальной формы, находящиеся в альбит-эпидот-актинолитовой матрице. Эти обломки местами имеют микролитовую, микропойкилитовую и микроофитовую структуры основной массы.

Вторая толща представлена *кремнистыми алевролитами*, в которых были обнаружены гальки кремнистых пород, реже – базальтовых порфиритов и зеленых сланцев. Последние у контактов с метаморфическими породами среднего протерозоя имеют мелкочешуйчатую структуру. С учетом присутствия в составе кремнисто-алевролитовой толщи обломков порфиритов предполагается, что она сформировалась позже, чем вулканогенная толща.

Диабазовые дайки, имеющие меридиональное простирание, обнажаются в долине р. Моген-Бурен. Они залегают как среди протерозойских высокобарических метаморфитов, так и среди отложений чингинской свиты (нижний кембрий). Видимая протяженность даек составляет от долей метра до десятков метров при мощности 0,5–2,5 м. Дайки сложены главным образом зелено-серыми мелкозернистыми долеритами, габбро-долеритами и диоритами. С вмещающими породами дайки имеют отчетливо секущие контакты. Зоны приконтактных изменений вмещающих пород вблизи даек имеют мощность в пределах нескольких сантиметров. Эти изменения проявились в уплотнении и хлоритизации вмещающих пород. В зальбандах даек отмечались признаки заделки расплава.

Петрохимическая характеристика породных комплексов

Реститогенные ультрамафиты и их серпентинизированные разновидности значительно истощены легкоплавкими компонентами, в том числе щелочами (табл. 1).

В гибридных ультрамафитах (верлиты, пироксениты) суммарные содержания щелочей находятся на уровне 0,11–3,38 мас. %. Еще выше их содержания в габбро и габбро-диоритах (3,61–5,37 мас. %), при этом в некоторых образцах последних содержание K_2O выше, чем содержание Na_2O . Показатель магнезиальности вулканогенных пород чингинской свиты находится примерно на том же уровне, что и в габброидах, но он значительно ниже, чем в верлитах и пироксенитах. Вулканогенные породы по химическому составу соответствуют низкотитанистым базальтам субщелочной серии ($Na_2O > K_2O$). Пироксен-порфировые базальты отличаются более высокими содержаниями MgO по сравнению с остальными вулканитами (табл. 2).

На классификационной диаграмме в координатах $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ фигуративные точки вулканитов сосредоточены в поле базальтов. Породы дайкового комплекса характеризуются пониженными содержаниями TiO_2 (0,81–2,67) и P_2O_5 (0,15–0,49 мас. %) и повышенным суммарным содержанием щелочей (4,00–5,70 мас. %) (табл. 3).

Таблица 1

**Химический состав ультрамафитов и габброидов Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации
(Дурусугский участок), мас. %**

Table 1

**Chemical composition of ultramafites and gabbroids of the Monguntaiga ophiolite association
(Durusugsky site), wt. %**

| Компонент | Номер образца пород | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------------------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | Д-67 | Д-68 | Д-69 | Д-18 | Д-17 | Д-73 | Д-74 | Д-77 | Д-710 | Д-712 |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| SiO ₂ | 40,42 | 38,55 | 46,54 | 43,05 | 47,50 | 50,57 | 51,65 | 41,88 | 48,81 | 48,47 |
| TiO ₂ | 0,03 | 0,03 | 0,13 | 0,17 | 0,79 | 0,40 | 0,44 | 0,16 | 0,36 | 0,38 |
| Al ₂ O ₃ | 1,52 | 1,37 | 2,20 | 3,26 | 17,11 | 11,42 | 13,23 | 5,08 | 9,13 | 9,28 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,31 | 10,81 | 5,37 | 3,26 | 17,11 | 11,42 | 13,23 | 5,08 | 9,13 | 9,28 |
| FeO | 2,80 | 3,23 | 4,06 | Н.о | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. |
| MnO | 0,12 | 0,15 | 0,18 | 0,39 | 0,17 | 0,20 | 0,17 | 0,14 | 0,19 | 0,20 |
| MgO | 35,16 | 33,74 | 21,32 | 22,65 | 7,48 | 7,48 | 9,00 | 29,64 | 12,85 | 13,01 |
| CaO | 0,18 | 0,10 | 16,78 | 11,45 | 10,43 | 10,21 | 7,31 | 3,81 | 12,07 | 11,90 |
| Na ₂ O | 0,30 | 0,30 | 0,30 | 0,06 | 1,68 | 2,40 | 2,39 | 0,21 | 1,16 | 1,19 |
| K ₂ O | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,05 | 1,15 | 1,21 | 2,98 | 0,97 | 2,22 | 1,41 |
| P ₂ O ₅ | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,16 | 0,16 | 0,24 | 0,08 | 0,21 | 0,17 |
| BaO | Н.о. | 0,01 | Н.о. | <0,01 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,02 |
| SO ₃ | Н.о. | Н.о. | Н.о. | 0,05 | 0,10 | 0,04 | 0,04 | 0,08 | 0,35 | 0,06 |
| V ₂ O ₅ | Н.о. | Н.о. | Н.о. | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,03 | 0,03 |
| Cr ₂ O ₃ | Н.о. | Н.о. | Н.о. | 0,25 | 0,01 | 0,04 | 0,07 | 0,28 | 0,12 | 0,11 |
| NiO | Н.о. | Н.о. | Н.о. | 0,061 | 0,005 | 0,006 | 0,016 | 0,121 | 0,015 | 0,015 |
| П.п.п. | 11,52 | 11,59 | 2,95 | 5,33 | 2,45 | 6,94 | 3,40 | 7,85 | 2,72 | 2,45 |
| Сумма | 99,49 | 100,01 | 99,96 | 100,32 | 100,37 | 100,68 | 100,33 | 100,84 | 100,88 | 100,15 |

Примечание. 1, 2 – серпентиниты; 3 – вебстерит; 4, 5 – оливиновые клинопироксениты; 6, 7 – габбро-диориты; 8 – верлит плагиоклазосодержащий; 9, 10 – меланократовые габбро. Анализы выполнены в лаборатории ИГМ СО РАН: Анализы 1–3 выполнены методом «мокрой химии», остальные – методом РФА. Н.о. – элемент не определялся.

Таблица 2

**Содержание главных компонентов и некоторых элементов-примесей в вулканитах
Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации (Дурусугский участок), мас. %.**

Table 2

**Content of the main components and some impurity elements in the volcanics of the Monguntaiga ophiolitic association
(Durusugsky site), wt. %.**

| № образца | MT-1/1 | MT-1/2 | MT-1/3 | MT-1/4 | MT-1/5 | MT-1/6 | MT-1/7 | MT-1/8 | MT-1/9 | MT-1/10 |
|--------------------------------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 57,35 | 44,52 | 48,94 | 49,46 | 48,25 | 51,29 | 51,1 | 49,01 | 45,71 | 60,3 |
| TiO ₂ | 0,821 | 0,71 | 1,028 | 0,615 | 0,41 | 0,441 | 0,752 | 0,723 | 0,73 | 0,778 |
| Al ₂ O ₃ | 17,9 | 16,33 | 16,33 | 16,69 | 10,29 | 18,46 | 13,57 | 16,32 | 17,75 | 16,36 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,85 | 7,29 | 12 | 8,19 | 10,91 | 6,59 | 11,49 | 10,11 | 10,18 | 7,48 |
| MnO | 0,107 | 0,176 | 0,189 | 0,145 | 0,196 | 0,14 | 0,219 | 0,161 | 0,151 | 0,11 |
| MgO | 5,368 | 7,343 | 5,645 | 9,498 | 14,637 | 8,087 | 7,446 | 7,429 | 8,999 | 4,13 |
| CaO | 1,067 | 12,272 | 8,103 | 7,88 | 10,374 | 7,437 | 10,802 | 10,272 | 9,5 | 2,481 |
| Na ₂ O | 1,97 | 2,12 | 4,08 | 2,11 | 0,39 | 2,46 | 1,5 | 2,52 | 1,4 | 2,84 |
| K ₂ O | 2,969 | 0,924 | 0,391 | 1,512 | 0,524 | 1,305 | 0,532 | 1,25 | 0,909 | 2,475 |
| P ₂ O ₅ | 0,224 | 0,271 | 0,189 | 0,231 | 0,199 | 0,249 | 0,206 | 0,145 | 0,11 | 0,179 |
| Ba | 0,068 | 0,035 | 0,03 | 0,052 | 0,029 | 0,048 | 0,034 | 0,032 | 0,027 | 0,065 |
| Sr | 0,0113 | 0,0594 | 0,058 | 0,0457 | 0,0339 | 0,0482 | 0,0471 | 0,0341 | 0,0411 | 0,0245 |
| Zr | 0,0157 | <0,0080 | <0,0080 | <0,0080 | <0,0080 | <0,0080 | <0,0080 | <0,0080 | <0,0080 | 0,0154 |
| П.п.п. | 4,37 | 3,42 | 3,42 | 3,86 | 4,19 | 3,65 | 2,5 | 2,23 | 4,94 | 3,04 |
| Сумма | 100,11 | 100,36 | 100,42 | 100,32 | 100,45 | 100,22 | 100,23 | 100,25 | 100,46 | 100,3 |

Примечание. MT-1/1; MT-1/10 – кремнистые сланцы; MT-1/2 – осветленный пироксен-порфировый базальт; MT-1/3 – дайка базальта; MT-1/4 – MT-1/6 – пироксен-порфировый базальт из гиалокластитов; MT-1/7 – пироксен-порфировый раскристаллизованный базальт; MT-1/8 – плагиоклаз – пироксен-порфировый базальт; MT-1/9 – плагиоклаз – пироксен-порфировый базальт из гиалокластитов. Анализы выполнены в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск).

Таблица 3

Содержание главных компонентов (мас. %), редкоземельных и редких элементов (г/т) в породах из даек Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации (Дурусугский участок)

Table 3

Contents of petrogenic (wt %) and rare (ppm) elements in the rocks from the dikes of the Monguntaiga ophiolitic association (Durusugsky site)

| Компонент | Номер образца пород | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------------------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|--------|
| | 0720 | 0721 | 0724Д | 0724аД | 0726 | 0728 | 0730 | 0731 | 0734 | 0733 |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| SiO ₂ | 49,21 | 47,84 | 54,93 | 57,48 | 47,05 | 50,86 | 45,42 | 46,51 | 46,1 | 46,21 |
| TiO ₂ | 1,9 | 1,44 | 0,96 | 1,14 | 1,28 | 1,43 | 2,06 | 2,67 | 2,52 | 2,29 |
| Al ₂ O ₃ | 15,75 | 16,01 | 16,26 | 15 | 17,59 | 18 | 17,01 | 16,07 | 16,83 | 17,43 |
| FeO | 11,5 | 11,74 | 7,54 | 8,38 | 9,55 | 0,84 | 12,06 | 13,62 | 11,90 | 11,39 |
| MnO | 0,36 | 0,31 | 0,13 | 0,17 | 0,16 | 0,26 | 0,31 | 0,39 | 0,23 | 0,17 |
| MgO | 7,37 | 8,54 | 5,17 | 5,02 | 9,14 | 12,78 | 7,02 | 6,02 | 6,37 | 6,91 |
| CaO | 6,47 | 6,42 | 7,88 | 5,94 | 7,8 | 8,48 | 7,07 | 4,71 | 7,74 | 6,21 |
| Na ₂ O | 3,56 | 2,54 | 4,04 | 3,83 | 2,88 | 2,69 | 2,82 | 3,68 | 3,67 | 3,32 |
| K ₂ O | 1,71 | 2,17 | 1,45 | 1,87 | 1,6 | 1,31 | 1,56 | 1,51 | 0,81 | 0,97 |
| P ₂ O ₅ | 0,31 | 0,22 | 0,26 | 0,15 | 0,25 | 0,01 | 0,33 | 0,45 | 0,49 | 0,47 |
| П.п.п. | 1,92 | 2,97 | 1,36 | 1,19 | 2,84 | 3,07 | 4,57 | 4,47 | 3,24 | 4,89 |
| Сумма | 100,06 | 100,19 | 99,99 | 100,17 | 100,14 | 99,73 | 100,23 | 100,1 | 99,99 | 100,26 |
| La | 18,2 | 10,9 | 27 | 16,3 | 13,2 | 15,9 | 13,8 | 19,8 | 16,2 | 19,3 |
| Ce | 40 | 24 | 58 | 36 | 28 | 33 | 30 | 43 | 39 | 46 |
| Pr | 5,9 | 3,5 | 7,8 | 4,9 | 4,0 | 4,5 | 4,4 | 6,1 | 5,8 | 6,9 |
| Nd | 24 | 15,0 | 29 | 19,7 | 16,6 | 18,3 | 18,2 | 26 | 26 | 30 |
| Sm | 5,7 | 3,7 | 5,5 | 4,7 | 3,8 | 3,7 | 4,4 | 6,3 | 6,1 | 6,9 |
| Eu | 1,80 | 1,08 | 1,39 | 1,28 | 1,27 | 1,30 | 1,52 | 1,75 | 1,96 | 2,1 |
| Gd | 6,2 | 4,1 | 5,2 | 5,3 | 3,8 | 3,8 | 5,2 | 7,0 | 6,6 | 7,6 |
| Tb | 1,03 | 0,64 | 0,82 | 0,89 | 0,57 | 0,58 | 0,84 | 1,10 | 1,10 | 1,19 |
| Dy | 6,0 | 4,1 | 4,8 | 5,4 | 3,6 | 3,3 | 4,8 | 6,7 | 6,2 | 7,3 |
| Ho | 1,17 | 0,84 | 0,95 | 1,09 | 0,70 | 0,65 | 0,91 | 1,37 | 1,25 | 1,43 |
| Er | 3,4 | 2,3 | 2,9 | 3,1 | 1,98 | 1,95 | 2,7 | 3,8 | 3,5 | 4,2 |
| Tm | 0,55 | 0,34 | 0,44 | 0,50 | 0,32 | 0,30 | 0,38 | 0,58 | 0,55 | 0,65 |
| Yb | 3,3 | 2,0 | 2,9 | 0,30 | 1,85 | 1,69 | 2,3 | 3,4 | 3,3 | 3,7 |
| Lu | 0,47 | 0,30 | 0,40 | 0,41 | 0,27 | 0,25 | 0,33 | 0,48 | 0,48 | 0,53 |
| Сумма | 117,7 | 72,8 | 147,1 | 99,9 | 80,0 | 89,2 | 89,8 | 127,4 | 118,0 | 130,9 |
| (Eu/Eu*) _n | 0,93 | 0,84 | 0,78 | 0,79 | 1,01 | 1,05 | 0,98 | 0,81 | 0,94 | 0,89 |
| Rb | 73 | 99 | 40 | 75 | 69 | 75 | 71 | 54 | 49 | 33 |
| Sr | 291 | 266 | 406 | 222 | 384 | 386 | 381 | 280 | 403 | 373 |
| Y | 35 | 23 | 29 | 31 | 19,4 | 20 | 27 | 36 | 36 | 42 |
| Zr | 197 | 119 | 180 | 145 | 104 | 143 | 127 | 186 | 220 | 257 |
| Nb | 11,8 | 6,1 | 11,6 | 7,4 | 7,7 | 8,8 | 17,2 | 24 | 13,1 | 14,5 |
| Cs | 1,81 | 2,3 | 1,66 | 3,3 | 2,8 | 1,92 | 7,4 | 2,9 | 6,5 | 4,3 |
| Ba | 588 | 1010 | 544 | 850 | 434 | 574 | 694 | 1435 | 337 | 699 |
| Hf | 4,8 | 2,7 | 4,2 | 4,2 | 2,9 | 3,5 | 3,2 | 5,0 | 4,9 | 5,6 |
| Ta | 0,93 | 0,46 | 0,64 | 0,61 | 0,61 | 0,78 | 1,24 | 1,79 | 0,86 | 0,97 |
| Th | 6,1 | 1,9 | 3,5 | 7,1 | 2,4 | 1,82 | 1,57 | 3,1 | 1,00 | 1,32 |
| U | 1,18 | 0,56 | 0,89 | 1,38 | 0,55 | 0,63 | 0,49 | 0,98 | 0,35 | 0,52 |

Примечание. 1, 2, 5–10 – габбро-долериты и базальтоиды; 3, 4 – диориты. Анализы выполнены методами РФА и ICP-MS в лаборатории Института геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск.

Геохимическая и изотопная характеристика породных комплексов

Исследованные разновидности магматических пород достаточно отчетливо различаются по уровню накопления редкоземельных элементов (РЗЭ). Судя по спектрам распределения их хондрит-нормированных содержаний, рассматриваемые породы можно условно разделить на три группы (табл. 4; рис. 1, а).

Минимальный уровень накопления РЗЭ демонстрируют входящие в первую группу серпентинизиро-

ванные ультрамафиты (1). Более высокий уровень накопления этих примесей наблюдается в породах из второй группы – верлитах и пироксенитах (2). Еще выше уровень накопления РЗЭ в породах третьей группы – габброидах (3). При этом меланократовые разновидности габброидов по характеру распределения РЗЭ мало отличаются от габбро-диоритов (табл. 4). Общим признаком рассматриваемых плуто-нических разновидностей пород является их обогащенность легкими РЗЭ относительно тяжелых элементов. На спектрах субщелочных габброидов присутствуют малоинтенсивные европиевые минимумы.

Таблица 4

Содержание редкоземельных и редких элементов в ультрамафитах, габброидах Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации (Дурусугский участок), г/т

Table 4

REE and rare elements in ultramafites, gabbroids of the Monguntaiga ophiolite association (Durusugsky site), ppm

| Элемент | Номер образца пород | | | | | | | | | |
|---------|---------------------|-------|-------|-------|-------|------|------|-------|-------|-------|
| | Д-67 | Д-68 | Д-69 | Д-18 | Д-17 | Д-73 | Д-74 | Д-77 | Д-710 | Д-712 |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| La | 0,23 | 0,19 | 0,76 | 0,89 | 1,27 | 11 | 9,5 | 4,0 | 7,6 | 6,2 |
| Ce | 0,59 | 0,46 | 2,1 | 2,5 | 2,6 | 22 | 18 | 7,6 | 15 | 13 |
| Pr | 0,083 | 0,055 | 0,42 | 0,44 | 0,39 | 3,0 | 2,4 | 0,97 | 1,99 | 1,80 |
| Nd | 0,47 | 0,31 | 2,3 | 2,1 | 1,60 | 12 | 9,1 | 3,5 | 7,4 | 7,4 |
| Sm | 0,17 | 0,10 | 0,68 | 0,70 | 0,46 | 2,9 | 2,1 | 0,90 | 1,99 | 1,95 |
| Eu | 0,038 | 0,022 | 0,23 | 0,23 | 0,17 | 0,66 | 0,60 | 0,27 | 0,60 | 0,53 |
| Gd | 0,15 | 0,090 | 0,70 | 0,75 | 0,57 | 2,8 | 2,2 | 0,90 | 2,1 | 1,81 |
| Tb | 0,024 | 0,014 | 0,12 | 0,13 | 0,10 | 0,42 | 0,36 | 0,13 | 0,33 | 0,30 |
| Dy | 0,14 | 0,074 | 0,62 | 0,69 | 0,60 | 2,4 | 2,1 | 0,81 | 1,96 | 1,71 |
| Ho | 0,030 | 0,015 | 0,11 | 0,14 | 0,11 | 0,46 | 0,41 | 0,15 | 0,37 | 0,32 |
| Er | 0,076 | 0,053 | 0,32 | 0,39 | 0,30 | 1,33 | 1,14 | 0,41 | 1,06 | 0,84 |
| Tm | 0,010 | 0,009 | 0,050 | 0,059 | 0,050 | 0,19 | 0,18 | 0,071 | 0,16 | 0,13 |
| Yb | 0,074 | 0,054 | 0,32 | 0,42 | 0,30 | 1,32 | 1,20 | 0,45 | 1,10 | 0,85 |
| Lu | 0,012 | 0,009 | 0,050 | 0,060 | 0,050 | 0,20 | 0,19 | 0,066 | 0,18 | 0,13 |
| Сумма | 2 | 1 | 8 | 9 | 8 | 60 | 49 | 20 | 41 | 36 |
| Rb | <0,5 | <0,5 | <0,5 | 1,20 | 2,5 | 25 | 73 | 28 | 57 | 40 |
| Sr | 6,6 | 4,8 | 49 | 63 | 78 | 767 | 447 | 189 | 543 | 342 |
| Y | 1,09 | 0,69 | 4,0 | 5,1 | 3,7 | 15 | 14 | 4,5 | 13 | 11 |
| Zr | 0,76 | 0,69 | 2,9 | 4,4 | 9,2 | 46 | 41 | 13 | 30 | 18 |
| Nb | <0,09 | <0,09 | <0,09 | <0,09 | 0,40 | 1,99 | 1,52 | 0,65 | 0,87 | 0,43 |
| Cs | 0,43 | 0,22 | 0,39 | 3,2 | 3,0 | 0,72 | 1,1 | 30 | 1,8 | 3,8 |
| Ba | 48 | 32 | 88 | 60 | 43 | 221 | 307 | 131 | 385 | 179 |
| Hf | <0,06 | <0,06 | 0,10 | 0,18 | 0,26 | 1,33 | 1,13 | 0,39 | 0,92 | 0,56 |
| Ta | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | 0,15 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 |
| Th | 0,030 | 0,030 | 0,060 | 0,091 | 0,18 | 3,6 | 3,6 | 1,30 | 2,9 | 2,2 |
| U | 0,030 | 0,030 | 0,030 | 0,061 | 0,091 | 0,88 | 0,54 | 0,33 | 0,57 | 0,84 |

Примечание. 1, 2 – серпентиниты; 3 – вебстерит; 4, 5 – оливиновые клинопироксениты; 6, 7 – габбро-диориты; 8 – плагиоклазсодержащий верлит; 9, 10 – меланократовые габброиды. Курсивом выделены концентрации элементов, близкие пределу их обнаружения. Анализы выполнены методом ICP-MS в лаборатории Института геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск (аналитик В.С. Палесский).

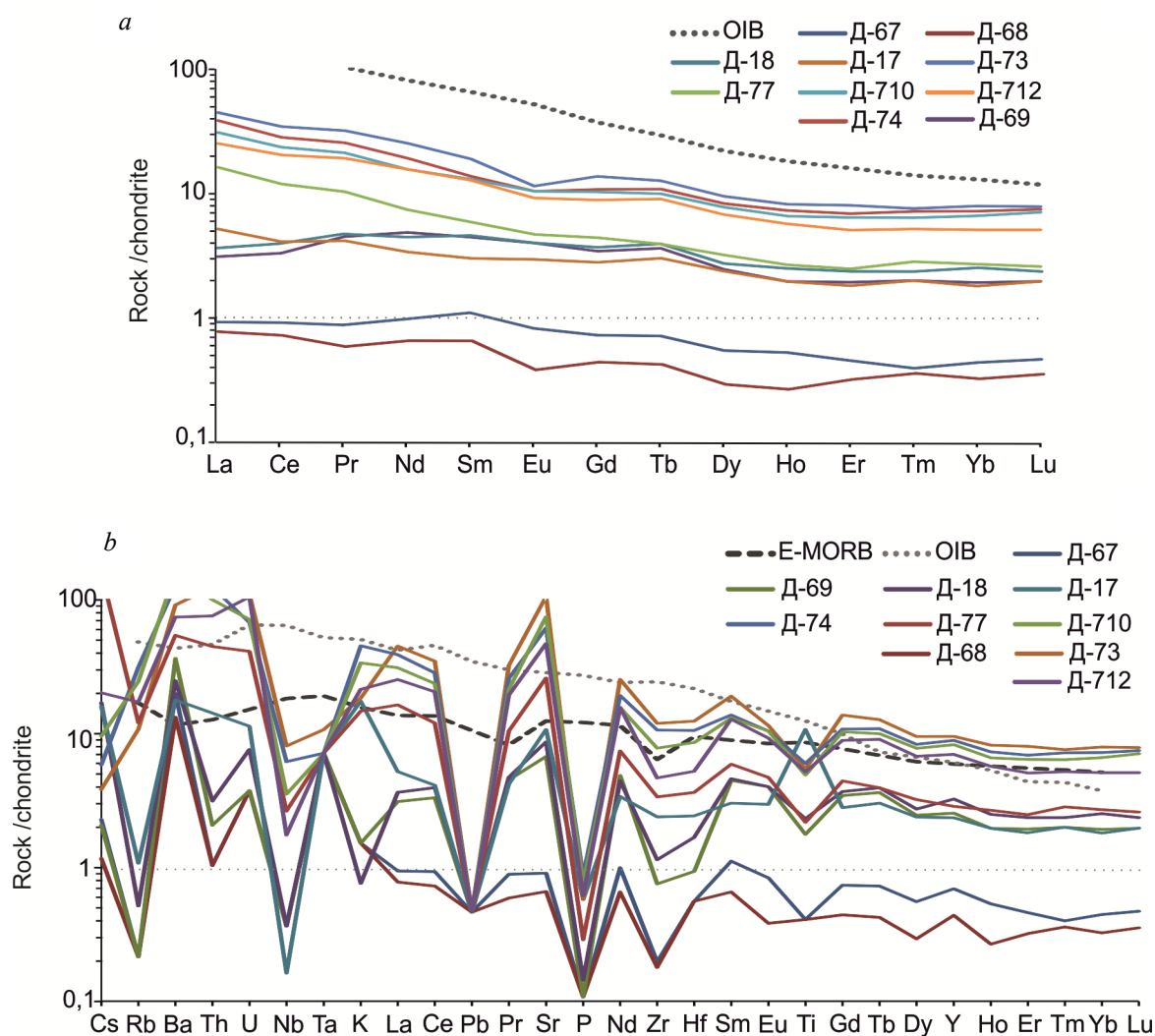


Рис. 1. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ (а) и мультиэлементные спектры содержаний элементов-примесей (б) в плутонических породах Дурусугского участка Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации (по данным табл. 4). Нормирование выполнено по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]

Fig. 1. REE distribution spectra (a) and multielement diagrams (b) in the plutonic rocks of the Durusugsky site of the Monguntaiga ophiolitic association (according to the data in Table 4). The rationing is carried out by a primitive mantle [Sun, McDonough, 1989]

По расположению мультиэлементных спектров на диаграммах все эти плутонические породы также могут быть разделены на три группы. По конфигурации эти спектры, на которых присутствуют минимумы для Rb, Nb, Pb и P, а также максимумы для Ba и Sr, сравнимы со спектрами базальтов E-MORB (см. рис. 1, б).

Мафитовые породы дайкового комплекса (по данным табл. 5) характеризуются близко одинаковыми пологими спектрами распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ (см. рис. 2, а), сравнимыми со спектрами базальтов OIB, указывающими на незначительную обогащенность пород

легкими элементами относительно тяжелых. На спектрах базальтоидов из даек наблюдаются минимумы для Nd, Ta, Th и Sr, а также максимумы для Rb и Ba, свойственные базальтам OIB (см. рис. 2, б; табл. 3).

Нами были получены первые данные по изотопии Sr и Rb в некоторых разновидностях магматических пород Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации (табл. 6).

Наименьшими содержаниями этих примесей характеризуются серпентинит и один из образцов оливинового клинопироксенита (Д-18). Наиболее обогащены Sr габбро-диорит (717 г/т), меланократовые габбро (499 г/т) и базальтовый порфирит (499 г/т).

Таблица 5

Содержание редкоземельных и редких элементов в вулканогенных породах из Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации (Дурусугский участок), г/т

Table 5

REE and rare elements in volcanogenic rocks from the Monguntaiga ophiolitic association (Durusugsky site), ppm

| Элемент | Номер образца пород | | | | | | | |
|----------------------|---------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | MT-1/2 | MT-1/3 | MT-1/4 | MT-1/5 | MT-1/6 | MT-1/7 | MT-1/8 | MT-1/9 |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| La | 6,75 | 6,33 | 9,11 | 27,75 | 14,28 | 7,95 | 2,54 | 1,90 |
| Ce | 15,82 | 12,30 | 18,32 | 52,89 | 28,34 | 17,90 | 8,17 | 5,15 |
| Pr | 2,14 | 2,07 | 2,40 | 2,88 | 2,88 | 2,12 | 1,03 | 0,88 |
| Nd | 9,37 | 9,35 | 9,56 | 9,67 | 10,73 | 10,22 | 5,47 | 4,51 |
| Sm | 2,19 | 3,10 | 2,53 | 2,43 | 2,49 | 2,78 | 2,04 | 1,71 |
| Eu | 0,78 | 0,90 | 0,80 | 0,71 | 0,72 | 0,88 | 0,72 | 0,67 |
| Gd | 2,18 | 3,11 | 2,52 | 2,23 | 1,96 | 3,25 | 2,23 | 2,21 |
| Tb | 0,38 | 0,63 | 0,41 | 0,32 | 0,30 | 0,62 | 0,42 | 0,41 |
| Dy | 2,12 | 4,03 | 2,59 | 2,13 | 2,00 | 3,48 | 2,61 | 2,34 |
| Ho | 0,42 | 0,93 | 0,56 | 0,49 | 0,43 | 0,85 | 0,56 | 0,58 |
| Er | 1,20 | 2,55 | 1,42 | 1,27 | 1,15 | 2,36 | 1,61 | 1,61 |
| Tm | 0,21 | 0,39 | 0,23 | 0,22 | 0,19 | 0,36 | 0,27 | 0,24 |
| Yb | 1,22 | 2,47 | 1,57 | 1,39 | 1,35 | 2,29 | 1,22 | 1,41 |
| Lu | 0,16 | 0,41 | 0,25 | 0,20 | 0,26 | 0,37 | 0,25 | 0,27 |
| Сумма | 104,9 | 48,6 | 52,3 | 104,6 | 67,1 | 55,4 | 29,1 | 23,9 |
| (La/Yb) _n | 3,83 | 1,78 | 3,87 | 13,57 | 7,41 | 2,39 | 1,46 | 0,93 |
| Rb | 23,42 | 10,45 | 33,53 | 14,17 | 35,75 | 10,34 | 28,93 | 21,20 |
| Sr | 647,9 | 600,8 | 522,8 | 368,5 | 479,6 | 526,7 | 382,0 | 429,4 |
| Y | 11,75 | 22,04 | 13,38 | 10,79 | 10,88 | 19,78 | 13,45 | 12,89 |
| Zr | 53,67 | 55,65 | 34,38 | 28,65 | 36,91 | 54,46 | 17,35 | 17,28 |
| Nb | 3,02 | 1,79 | 1,99 | 1,24 | 3,30 | 1,94 | 0,50 | 0,52 |
| Cs | 2,81 | 0,88 | 3,17 | 1,90 | 3,36 | 2,46 | 2,84 | 2,12 |
| Ba | 271,1 | 169,2 | 458,6 | 186,7 | 422,8 | 242,9 | 201,3 | 155,1 |
| Hf | 1,56 | 1,80 | 1,15 | 1,03 | 1,15 | 1,74 | 0,79 | 0,70 |
| Ta | 0,19 | 0,16 | 0,14 | 0,11 | 0,25 | 0,17 | 0,05 | 0,05 |
| Pb | 39,49 | 41,03 | 137,73 | 12,84 | 40,23 | 114,78 | 62,18 | 64,79 |
| Th | 0,90 | 1,99 | 2,05 | 2,69 | 3,05 | 2,41 | 0,52 | 0,51 |
| U | 0,31 | 0,64 | 0,75 | 0,89 | 1,14 | 0,96 | 0,24 | 0,22 |

Примечание. 1 – пироксеновый базальтовый порфирит; 2 – базальт из дайки; 3–5 – пироксеновые базальтовые порфириды из гиалокластитов; 6 – пироксеновый базальтовый порфирит, раскристаллизованный; 7 – плагиоклаз-пироксеновый базальтовый порфирит; 8 – плагиоклаз-пироксеновый базальтовый порфирит из гиалокластитов. Анализы выполнены методом ICP-MS в лаборатории Института геохимии СО РАН, г. Иркутск.

Таблица 6

Содержание и изотопные отношения Sr и Rb в магматических породах Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации (Дурусугский участок)

Table 6

Content and isotopic ratios of Sr and Rb in magmatic rocks of the Monguntaiga ophiolitic association (Durusugsky site)

| № образца | Наименование пород | Изотопный возраст, млн лет | Rb, ppm | Sr, ppm | Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ | Измеренное отношение ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | ± SD | Первичное отношение ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr |
|-----------|---------------------------------------|----------------------------|---------|---------|------------------------------------|---|------|--|
| Д-68 | Серпентинит | 578±5,6* | 0,228 | 5,12 | 0,12911 | 0,70912 | 8 | – |
| Д-77 | Верлит плагио- клазсодержа- щий | 494** | 26,5 | 192 | 0,39976 | 0,70768 | 4 | 0,70487 |
| Д-18 | Клинопироксе- нит оливиновый | 494** | 1,17 | 57,6 | 0,05896 | 0,70519 | 2 | 0,70477 |

| № образца | Наименование пород | Изотопный возраст, млн лет | Rb, ppm | Sr, ppm | Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ | Измеренное отношение ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | ± SD | Первичное отношение ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr |
|-----------|-----------------------|----------------------------|---------|---------|------------------------------------|---|------|--|
| Д-17 | То же | 494** | 8,47 | 162 | 0,15102 | 0,70479 | 2 | 0,70373 |
| Д-710 | Габбро меланократовое | 494** | 55,7 | 499 | 0,32267 | 0,70677 | 4 | 0,70450 |
| Д-712 | То же | 494** | 39,0 | 327 | 0,34469 | 0,70655 | 2 | 0,70412 |
| Д-73 | Габбро-диорит | 450*** | 24,7 | 717 | 0,09971 | 0,70594 | 4 | 0,70530 |
| Д-74 | То же | 450*** | 71,3 | 433 | 0,47633 | 0,70754 | 3 | 0,70449 |
| Д-21 | Базальтовый порфирит | 578±5,6* | 27,3 | 498 | 0,15851 | 0,70510 | 2 | 0,70398 |

Примечание. Определения Rb и Sr, а также их изотопов выполнены в лаборатории ИГМ СО РАН (аналитик В.Ю. Киселева). Точность измерений отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в образцах контролировалась параллельными измерениями в стандартах. ±SD – стандартное отклонение. * – возраст пород из офиолитовой ассоциации Западной Тувы [Монгуш и др. 2011]; ** – возраст меланократового габбро из Хаялыгского массива (Юго-Западная Тува, Ar–Ar метод [Ойдул и др. 2011]; *** – возраст плагиогранита из Бирдагского массива, Юго-Западная Тува, U–Pb методом по циркону (неопубликованные данные).

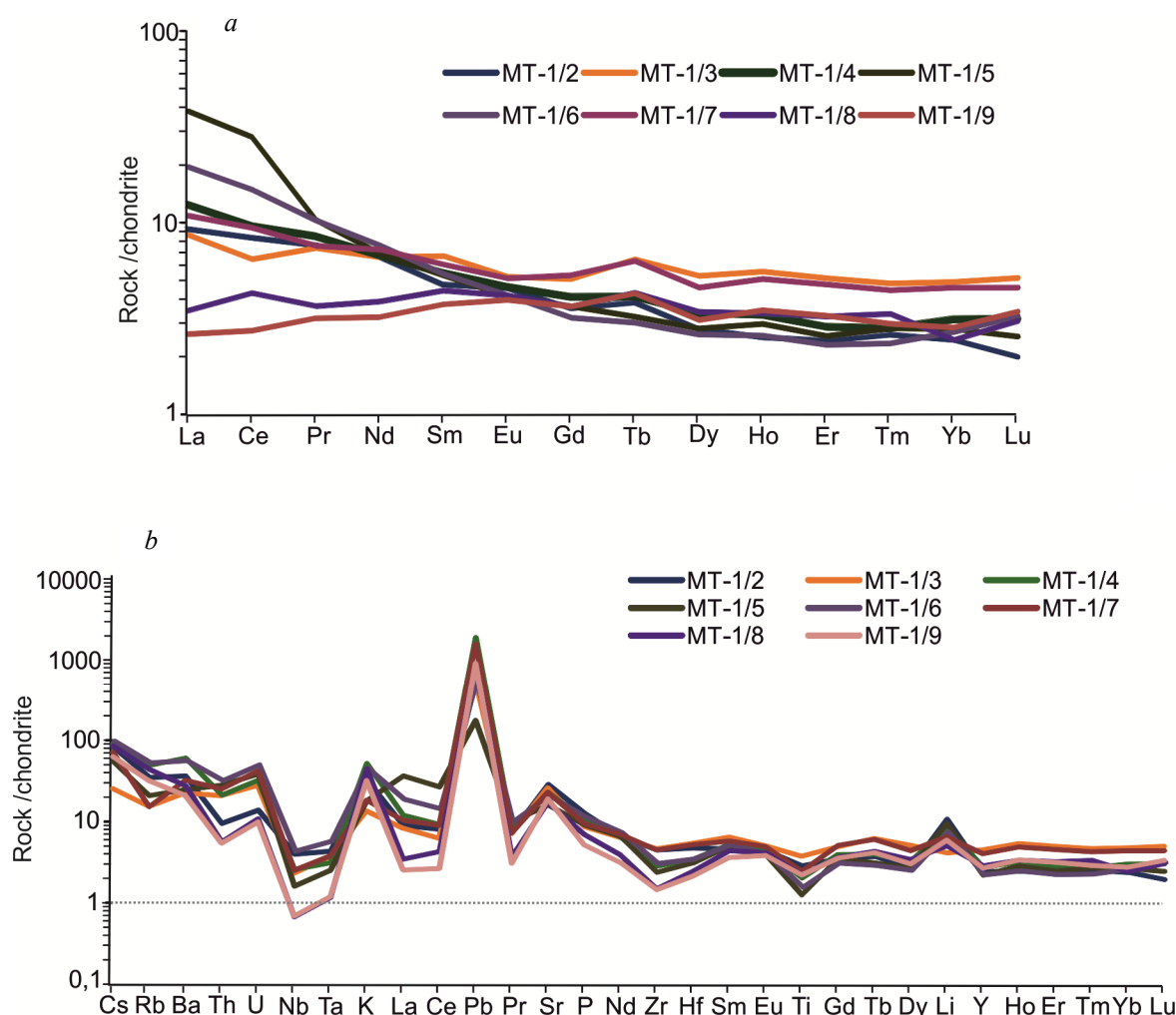


Рис. 2. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ (а) и мультиэлементные спектры распределения содержаний элементов-примесей (б) в вулканитах Дурусугского участка Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации (по данным табл. 5). Нормирование выполнено по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]

Fig. 2. REE distribution spectra (a) and multielement diagrams (b) in the volcanic rocks of the Durusugsky site of the Monguntaiga ophiolitic association (according to Table 5). The rationing is carried out by a primitive mantle [Sun, McDonough, 1989]

В одном из образцов клинопироксенита, а также в базальтовом порфирите определены наиболее низкие значения первичного параметра $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, который немногим превышает величину 0,703. В остальных проанализированных образцах пород, особенно в габбро-диоритах, значения этого параметра заметно больше. Эти данные позволяют предположить, что габбро-диориты являются гибридными породами, которые кристаллизовались из верхнемантийного расплава, контаминированного веществом вмещающих метатерригенных пород.

Обсуждение

За последние годы при изучении магматических комплексов, распространенных в каледонских складчатых структурах на территории Тувы, начали все шире использоваться современные геохимические и изотопно-геохронологические методы исследований. Примером этому могут служить работы по Агардагской [Pfander et al., 2002], Каахемской [Котляров, Симонов, 2003], Западно-Тувинской [Монгуш и др., 2011a], Таннуольской [Монгуш и др., 2011b] и Хамсаринской [Ойдуп и др., 2016] зонам. К ряду таких работ можно отнести и наши исследования по магматическим образованиям Дурусугского участка Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации, результаты которых изложены выше. В 1996 г. появилась информация о наличии фрагментов офиолитовых ассоциаций, локализованных среди каледонских метаморфических комплексов Юго-Западной Тувы [Берзин, Кунгурцев, 1996]. В этой работе становление офиолитовых ассоциаций рассматривалось с позиций эволюции крупных тектонических блоков в ходе последовательной смены геодинамических режимов спрединга, субдукции, аккреции и коллизии во время зарождения, развития и закрытия Палеоазиатского океана.

С учетом того, что непосредственно к югу от района Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации, в Озерной зоне (Монголия) на обширной территории широко распространены комплексы каледонских офиолитовых ассоциаций, структурно приуроченных к зоне Цаган-Шибетинского глубинного разлома, а также принимая во внимание сходство состава распространенных в них магматических образований, можно предполагать, что породные комплексы Монгунтайгинской ассоциации представляют собой северное продолжение офиолитовых комплексов Озерной мегазоны каледонид.

В пределах Дурусугского участка Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации представлены фактически все главные породные комплексы, образующие такие ассоциации: 1) в разной мере серпентинизированные реститогенные ультрамафиты (гарцбургиты, лерцолиты); 2) гибридные ультрамафиты, служащие так называемые переходные или контакто-

во-реакционные зоны (верлиты, оливиновые и безоливиновые клинопироксениты, вебстериты); 3) ортомагматические и гибридные габброиды; 4) комплекс даек основного состава; 5) листовениты и родингиты; 6) метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы (зеленокаменные измененные базальты и шаровые лавы, лавобрекчии, гиалокластиты); 7) метаморфизованные кремнисто-алевролитовые образования).

Среди пород исследованной офиолитовой ассоциации минимальный уровень накопления РЗЭ демонстрируют входящие в первую группу серпентинизированные ультрамафиты (1). Более высокий уровень накопления этих примесей наблюдается в породах из второй группы – верлитах и пироксенитах (2). Еще выше уровень накопления РЗЭ в породах третьей группы – габброидах (3). При этом меланократовые разновидности габброидов по характеру распределения РЗЭ мало отличаются от габбро-диоритов. Общим признаком рассматриваемых плутонических разновидностей пород является их обогащенность легкими РЗЭ относительно тяжелых элементов. На спектрах субщелочных габброидов присутствуют малоинтенсивные европиевые минимумы. По расположению мультиэлементных спектров на диаграммах все эти плутонические породы также могут быть разделены три группы. По конфигурации эти спектры, на которых присутствуют минимумы для Rb, Nb, Pb и P, а также максимумы для Ba и Sr, сравнимы со спектрами базальтов E-MORB.

Геодинамические реконструкции, предложенные некоторыми исследователями, позволили предположить, что Монгунтайгинская офиолитовая ассоциация сформировалась в процессе аккреции в качестве крупного тектонического покрова, надвинутого со стороны Озерной зоны на структуры жесткого обрамления. Вдоль зоны этого надвига первоначально внедрились протрузивные тела реститогенных ультрамафитов, которые позже были прорваны интрузивами габброидов. Последние захватывали ксенолиты (тектонические отторженцы) реститогенных ультрамафитов, которые в процессе контактово-реакционного взаимодействия с мафитовыми расплавами трансформировались в гибридные ультрамафиты – верлиты и пироксениты. Примерами подобных сложных ультрамафит-мафитовых тел могут служить расположенные в этом же районе Бирдагский и Хаяллыгский массивы, которые, по всей видимости, также следует рассматривать в качестве фрагментов Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации [Ойдуп и др., 2016].

Согласно данным геолого-структурных реконструкций все названные породные комплексы имеют венд-нижнекембрийский возраст. По имеющимся изотопным данным, офиолитовая ассоциация Западной Тувы (Хемчикско-Сыстыгхемская аккреционная

зона) имеет возраст $578,1 \pm 5,6$ млн лет (поздний венд) [Монгуш и др., 2011]. По представлениям ряда исследователей, при формировании офиолитовых ассоциаций, распространенных среди каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса, могли возникать условия изоляции магматических камер, в которых происходила дифференциация магматических расплавов [Ярмолюк и др., 2006]. По-видимому, примерно в это же время сформировались надсубдукционные островные дуги, на поздней стадии эволюции которых внедрились гранодиорит-плагиогранитные интрузивы, имеющие возраст 520 млн лет.

По нашим данным, полученным Ag–Ag методом, интрузивы габброидов в рассматриваемом районе имеют возраст около 494 млн лет [Ойдуп и др., 2016]. Позже, на постаккреционной стадии, очевидно, были сформированы интрузивы, сложенные гибридными амфиболовыми габбро и габбро-диоритами (447–450 млн лет), а еще позже – массивы микроклиновых гранитов шапшальского комплекса (?) (330 ± 5 – 345 ± 5 млн лет, наши неопубликованные данные) и биотит-микроклиновых гранитов таштыузского комплекса (270 млн лет). Как можно предположить, после становления последних

окончательно сформировалась структура рассматриваемого региона.

Исследованные породы Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации в целом характеризуются относительно низкими первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которые в большинстве случаев немногим превышают величину 0,703. В образцах габбро-диоритов значения этого параметра повышенные, что подтверждает предположение о том, что эти породы являются гибридными образованиями, которые кристаллизовались из верхнемантийных мафитовых расплавов, контаминированных веществом вмещающих терригенно-вулканогенных пород.

На основании изложенных выше данных можно заключить, что Монгунтайгинская офиолитовая ассоциация включает в себя тектонически сближенные фрагменты разновозрастных и гетерогенных породных комплексов. При этом офиолитовые комплексы, распространенные на Дурусугском участке, как и расположенные вблизи от них Бирдагский и Хаялыгский ультрамафит-мафитовые массивы [Ойдуп и др., 2016], были сформированы на океанической (венд-раннекембрийской) стадии эволюции этой офиолитовой ассоциации.

ЛИТЕРАТУРА

- Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63–81.
- Котляров А.В., Симонов В.А. Геологическое строение и особенности формирования офиолитов Каахемского пояса (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Миасс : ИМинУрО РАН, 2003. С. 35–39.
- Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин В.В., Ярмолюк В.В. Офиолиты западной Тувы – фрагменты поздневендской островной дуги палеоазиатского океана // Доклады РАН. 2011а. Т. 438, № 6. С. 796–802.
- Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П. и др. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде – раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. 2011б. Т. 52, № 5. С. 649–665.
- Ойдуп Ч.К., Леснов Ф.П., Ярмолюк В.В. и др. Ультрамафит-мафитовый магматизм Юго-Западной Тувы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 3. С. 354–372.
- Ойдуп Ч.К., Леснов Ф.П., Монгуш А.А. и др. Габбро-норит-диоритовая ассоциация Хамсаринской зоны (Тува): первые данные о возрасте, геохимии, источниках магм и геодинамическая позиция // Успехи современного естествознания. 2016. № 9. С. 146–154.
- Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (о золото-родингитовой формации). М. : Научный мир, 2002. 220 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований поздне-рифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады РАН. 2006. Т. 410, № 5. С. 657–662.
- Nicolas A. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic Lithosphere. Ser. Petrol. Struct. Geol. 4 kluver. Dordrecht, 1989. 367 p.
- Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I.K. et al. // Contr. Mineral. And Petrol. 2002. V. 143. P. 154–174.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / eds by A.D. Saunders, M.J. Norry. Magmatism in the ocean basins // Geological Society of London Special Publication. 1989. V. 42. P. 313–345.

Авторы:

Ойдуп Чойганмаа Кыргысевна, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория геодинамики, магматизма и рудообразования, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия. E-mail: oydup_ch@mail.ru

Леснов Феликс Петрович, доктор геолого-минералогических наук, академик РАН, ведущий научный сотрудник, лаборатория геодинамики и минералогии, Институт геологии минералогии им. академика В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия. E-mail: lesnovfp@list.ru

Ch.K. Oydup¹, F.P. Lesnov²¹ *Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia*² *Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia***GEOLOGY, MINERAL COMPOSITION, AGE AND CONDITIONS OF FORMATION MONUNTAINS OPHIOLITE ASSOCIATION (SOUTH-WESTERN TUVA)**

At present time various geological-structural and petrological-geochemical data have been obtained in studying the Caledonian ophiolitic associations widely occurred on the territory of Tuva. The most representative information was obtained from the Agardag, Kaakhem and Western-Tuvian ophiolitic associations. Rock complexes of ophiolite associations have not been completely preserved anywhere on the territory of Tuva. In most cases, these complexes are cropped out in the form of more or less large blocks, in the structure of which the predominant bodies of ultramafites (serpentinites, serpentized harzburgites, lherzolites, verlites, pyroxenites) and subordinate bodies of gabbroids take part. There are fewer blocks that contain a relatively complete "set" of rock complexes, which are usually included in the composition of ophiolitic associations. One example of such blocks described in this article is the Durusugsky section of the Monguntaiga ophiolitic association in the territory of South-Western Tuva, which is part of the Central-Asian fold belt. South-Western Tuva is characterized by a complex geological structure and a multi-stage evolution of magmatism including ultramafic and mafic composition. A number of large tectonic blocks composed of metamorphic complexes including sequences of ortho- and parascists belonging to the Dzhebash and Baratal series (Medium Proterozoic) were identified in this region during medium-scale geological survey work. Relatively small bodies of restitogenic (alpinotypic) ultramafites and units of ultramafic-mafic composition, where titanium-magnetite and later gold-platinoid mineralization occur among these metamorphic formations. At present these ultramafic, mafic bodies remained almost unexplored using modern analytical methods. This paper provides new information on the geology, petrography, geochemistry and isotope age of magmatic rocks distributed within the Durusugsky section of the Monguntaiga ophiolitic association – one of the fragments of an ancient oceanic crust that is cropped out on in the territory of Western Tuva. Complexes of Caledonian ophiolitic associations structurally confined to the Tsagan-Shibetinsky deep fault zone are well represented to the south, on the territory of Mongolia. It can be assumed that the rock complexes of the Monguntaiga association represent the northern extension of ophiolitic complexes of the Ozyerny megazone of the Caledonides considering the similarity of the composition of magmatic formations widespread in them. The geodynamic reconstructions proposed by some researchers suggested that the Monguntaiga ophiolitic association was formed in the process of accretion as a large tectonic cover, thrust over the side of the Ozyerny zone to structures of rigid framing.

Keywords: *ophiolites, peridotites, serpentinite, pyroxenites, gabbroids, basaltoid, petrography, petrochemistry, South-Western Tuva.*

REFERENCES

- Bersin N.A., Kungursev L. V. *Geodinamicheskaya interpretatsiya geologicheskikh kompleksov Altae-Sayanskoy oblasti* [Geodynamic interpretation of the geological complexes of the Altai-Sayan region] // *Geologiya i geofizika*. 1996. V. 37, № 1. pp. 63–81. In Russian
- Kotlyarov A.V., Simonov V.A. *Geologicheskoe stroenie i osobennosti formirovaniya ofiolitov Kaakhemskogo poyasa (Vostochnaya Tuva)* [Geological structure and features of the formation of ophiolites of the Kaahem belt (Eastern Tuva)] // *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2003. Formirovanie i osvoenie mestorozhdeniy v ostrovoduzhnykh sistemakh*. Miass: IMin UB RAS. 2003. pp. 35–39. In Russian
- Mongush A.A., Lebedev V.I., Travin V.V., Yarmolyuk V.V. Ophiolites of Western Tyva as fragments of a Late Vendian island arc of the Paleoasian Ocean // *Doklady Earth Sciences*. 2011. V. 438. № 2. pp. 866–872.
- Mongush A.A., Lebedev V.I., Kovach V.P., Salnikova E.B., Druzhkova E.K., Yakovleva S.Z., Plotkina Yu.V., Zagornaya N.Yu., Travin A.V., Serov P.A. The tectonomagmatic evolution of structure-lithologic complexes in the Tannu-Ola Zone, Tuva, in the Late Vendian-Early Cambrian (from geochemical, Nd isotope, and geochronological data) // *Russian Geology and Geophysics*. 2011. № 5. pp. 503–516.
- Oidupa Ch.K., Lesnov F.P., Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I., Sal'nikova E.B. Ultramafic and mafic magmatism in Southwestern Tuva // *Russian Geology and Geophysics*. 2011. № 3. pp. 275–289.
- Oydup Ch.K., Lesnov F.P., Mongush A.A., Lebedev V.I. *Gabbro-norit-dioritovaya assotsiatsiya Khamsarinskoy zony (Tuva): pervye dannye o vozraste, geokhimii, istochnikakh magm i geodinamicheskaya pozitsiya* [Gabbro-norite-dioite association of the Kham-sara Zone (Tuva): First Data on Age, Geochemistry, Sources of Magmas, and Geodynamic Position] // *Advances in modern natural science*. 2016. № 9. pp. 146–154. In Russian
- Spiridonov E.M., Pletnev P.A. *Mestorozhdenie medistogo zolota Zolotaya Gora (o zoloto – rodingitovoy formatsii)* [The gold-bearing gold deposit is Gold Mountain (about gold-rodingite formation)]. Moscow: Nauchnyy mir, 2002. 220 p. In Russian
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kovach V.P., Ryt'sk E.Yu., Kozakov I.K., Kotov A.B., Sal'nikova E.B. Early stages of the Paleoasian Ocean Formation: results of geochronological, isotopic, and geochemical investigations of Late Riphean and Vendian-Cambrian complexes in the Central Asian Foldbelt // *Doklady Earth Sciences*. 2006. T. 411. № 8. pp. 1184–1189.
- Nicolas A. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic Lithosphere. Ser. *Petrol. Struct. Geol.* 4 klüber. Dordrecht, 1989, 367 p.
- Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I.K., et al. // *Contribs Mineral. And Petrol.* 2002. V. 143. pp. 154–174.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A.D. and Norry M.J. (Eds). Magmatism in the ocean basins // Geological Society of London Special Publication. 1989. V. 42. pp. 313–345.

Authors:

Oydup Choiganmaa K., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Geodynamics, magmatism and ore formation, Tuvanian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia.

E-mail: oydup_ch@mail.ru

Lesnov Felix P., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: lesnovfp@list.ru