

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАВУЛКАНИТОВ
ЮЖНОГО ПРИХУБСУГУЛЬЯ (Северная Монголия)
КАК ИНДИКАТОР ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ**

А.Я. Медведев, И.В. Гордиенко*, М.А. Горнова, А.И. Альмухамедов

Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

** Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия*

Лавовая толща бассейна р. Алаг-Цари-Гол Южного Прихубсугуля (Северная Монголия) представляет собой аккреционную структуру, сложенную метавулканитами и преслаивающимися с ними осадочными породами. Метавулканиты в основном состоят из metabазальтов и реже метаандезитов. Осадочные породы представлены кремнистыми туфами. Протолитом изученных metabазальтов могли быть базальты, формировавшиеся в островных дугах и океанических островах. Метаандезиты также могли быть сформированы в условиях океанических островов. Более поздние тектонические движения привели к образованию пластин и надвиганию их друг на друга. Этим объясняется нахождение вулканитов разного типа в одних и тех же пластинах.

Метавулканиты, протолит, аккреционная призма.

**GEOCHEMISTRY OF METAVOLCANICS IN THE SOUTHERN HOVSGOL AREA (northern Mongolia):
GEODYNAMIC IMPLICATIONS**

A.Ya. Medvedev, I.V. Gordienko, M.A. Gornova, and A.I. Al'mukhamedov

The lava sequence of the Alag-Zaar-Gol River catchment (southern Hovsgol area, northern Mongolia) is an accretionary prism composed of metamorphosed basalt and, less often, andesite alternating with siliceous tuff. The protolith of metabasalts may have formed in island-arc or ocean-island environments, and andesites were possibly derived from ocean-island varieties. Volcanics of different types are found coexisting within the same thrust sheets, which may be due to thrusting in the course of postmagmatic tectonic events.

Metavolcanics, protolith, accretionary prism

ВВЕДЕНИЕ

Южное Прихубсугулье входит в состав Джидинской зоны каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), располагающейся в Юго-Западном Забайкалье и Северной Монголии. В этой зоне обнаружены и описаны породы офиолитовых комплексов, указывающие на ее океаническую природу [Ильин, 1982]. В дальнейшем это мнение было подтверждено рядом других исследователей [Беличенко, 1985; Гордиенко, 1987; Кузьмин и др., 1995 и др.]. В строении магматических пород офиолитовых комплексов выделены разнообразные породы: базальты срединно-океанических хребтов, субщелочные базальты океанических островов (гайотов), известково-щелочные лавы (в том числе бониниты) энзиматических островных дуг, габбро и гипербазиты [Альмухамедов и др., 1996; Гордиенко и др., 2007]. Рассмотренная ассоциация пород сопоставима с породами расслоенных комплексов, слагающих третий слой океанической коры [Ильин, 1982; Кепежинскас и др., 1987; Томуртоогоо, 1989; Кузьмин и др., 1995]. Также было установлено покровно-складчатое строение Джидинской зоны [Томуртоогоо, 1989; Gordienko et al., 1993; Гордиенко, 1994]. На территории зоны выделен ряд тектонических покровов (рис. 1), которые сложены структурно-вещественными комплексами энзиматической островной дуги, океанических островов (гайотов), осадочных окраинных палеобассейнов, островодужных и коллизионных гранитоидов [Гордиенко и др., 2007].

Внутреннее строение и состав структурно-вещественных комплексов центральной части Джидинской зоны достаточно детально был рассмотрен ранее [Альмухамедов и др., 1996; Гордиенко и др., 2007]. Однако до сих пор почти не приводились данные о вещественном составе пород по отдельным тектоническим структурам краевых частей Джидинской зоны, оторванных от ее центральной, наиболее изученной части. В данной работе рассматривается состав пород наименее изученной западной части Джидинской зоны, в Южном Прихубсугулье (рис. 2).

По результатам ранних исследований [Альмухамедов и др., 1996; Гордиенко и др., 2007], в районе слияния рек Эгийн-Гол и Ури-Гол изучена Баянгольская аккреционная призма энзиматической островной дуги, включающая нармандальский структурно-вещественный комплекс и Уригольский гайот. В верхней

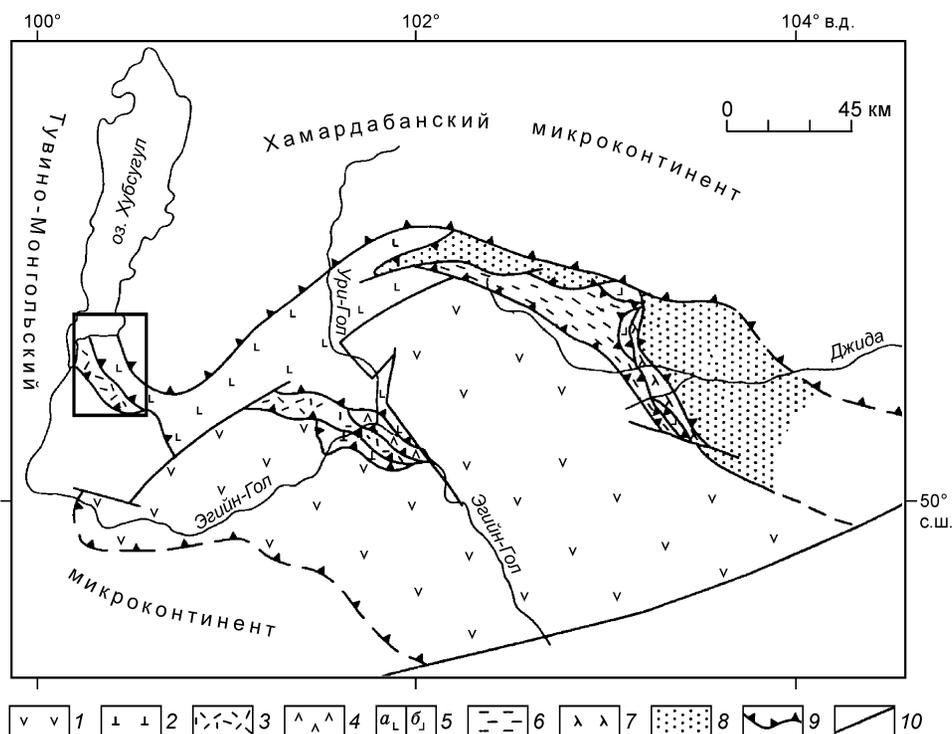


Рис. 1. Схема расположения тектонических покровов Джидинской зоны.

1—8 — тектонические покровы: 1 — Эгийингольско-Ивановский, 2 — Нармандальский, 3 — Баянгольский, 4 — Уригольский, 5 — Аригийингольский (а) и Нудско-Судуровский (б), 6 — Долонмондонский, 7 — Джидотский, 8 — Улан-Баторский; 9 — границы тектонических покровов; 10 — разломы. Прямоугольник — район исследований.

части последнего в основании разреза отмечается базальт-андезит-дацитовая толща с доминирующей ролью лав андезит-базальтового состава. С лавами переслаиваются редкие прослои кремнистых туфов. Выше согласно залегает кремнисто-карбонатная формация, представленная доломитовыми онколито-выми известняками с редкими линзами кремней. Разрез венчается согласно залегающей терригенно-флишоидной формацией, сложенной ритмично чередующимися известковыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Встречаются также пласты гравелитов и конгломератов и горизонты олистостром с олистолитами известняков.

В Южном Прихубсугулье, в районе бассейна р. Алаг-Цари-Гол (см. рис. 2), по нашим данным, вскрываются фрагменты островной дуги и океанических островов (гайотов). По данным более ранних исследований К.Б. Кебезинскаса с соавторами [1987], лавовая толща венда—раннего кембрия мощностью до 1.5 км участвует в строении интенсивно дислоцированного тектонического покрова площадью около 500 км², надвинутого на северо-востоке на гранитогнейсовый купол рифейского фундамента, а в юго-западной части, вблизи пос. Хатхал, также по тектонической поверхности контактирующего с терригенно-карбонатными отложениями дархатской и хубсугульской серий позднего рифея. Внутренне строение лавовой толщи осложнено складчатыми дислокациями с преобладающим северо-западным простиранием осей складок, запрокинутых в сторону надвига на контакте с метаморфитами автохтонного основания. В южной части лавовая толща прорывается расслоенными габброидами и тоналит-плагио-гранитовым комплексом островодужного типа.

Прямых определений абсолютного возраста вулканитов до сих пор неизвестно. Однако, по данным И.В. Гордиенко и др. [2006], габброиды, прорывающие вулканическую толщу, имеют возраст около 506—504 млн лет. Это позволяет считать возраст вулканитов не позднее среднего кембрия.

По данным К.Б. Кебезинскаса и др. [1987], в целом лавовая толща представлена расланцованными, особенно в зонах тектонических контактов, метаморфизованными до стадии зеленых сланцев метавулканитами. Эти же авторы [Кебезинскас и др., 1987] считают, что данные вулканиты являются верхней частью офиолитового разреза и представлены в низах толщи толеитовыми базальтами, а в верхних частях разреза появляются пачки андезитов и андезит-дацитов. Указанными авторами приводится значительное количество силикатных анализов, но, к сожалению, весьма скудные геохимические данные.

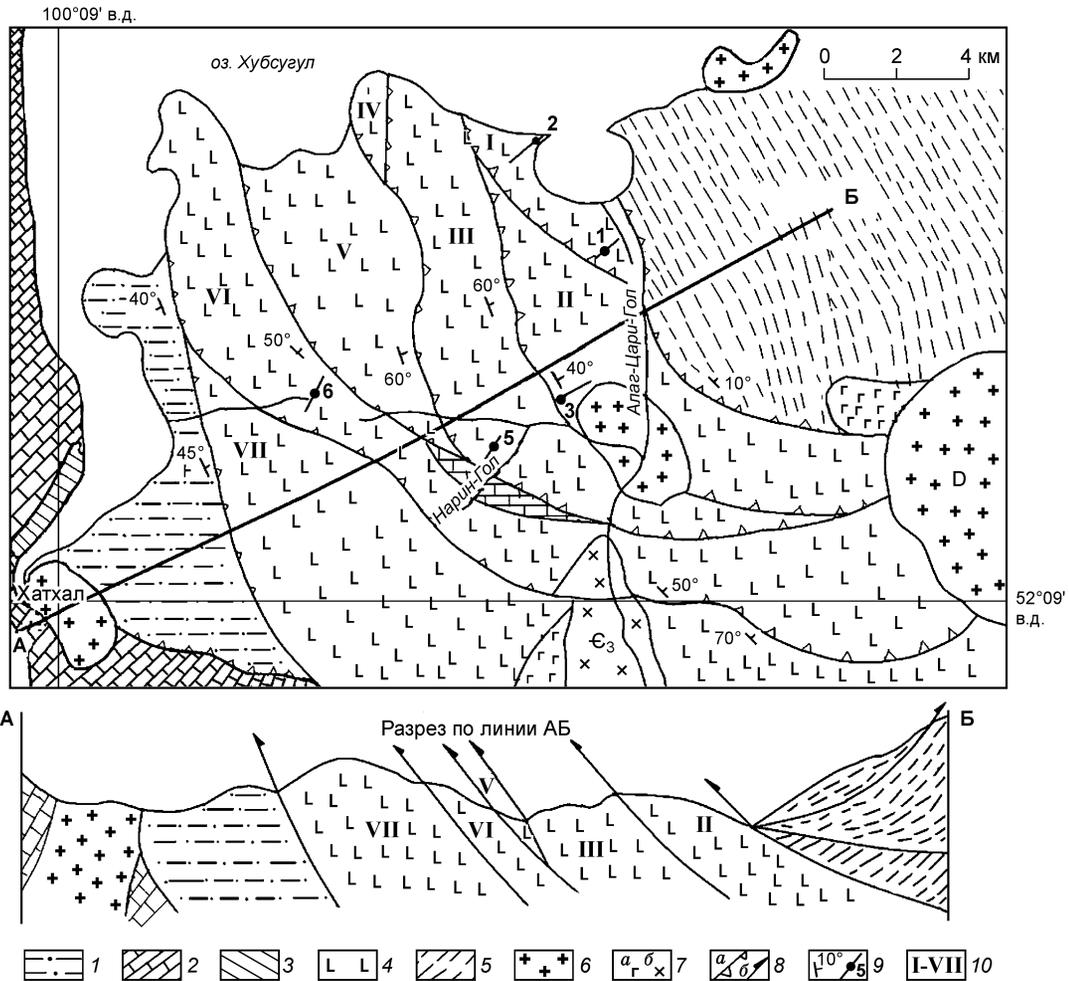


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Южного Прихубсугуля (Северная Монголия).

1 — песчано-сланцевая полимиктовая, иногда с метавулканитами кислого, реже основного состава толща (V — С); 2 — карбонатные и 3 — кремнисто-карбонатные толщи (R_{2-3}); 4 — метабазаальт-сланцевая толеитовая (базальты, андезиты, кремни) толща; 5 — гнейслофанцевая и карбонатно-сланцевая, иногда с черными сланцами толща (P); 6 — лейкократовые граниты, граносиениты (γD); 7 — комплексы: а — габбро-норитовый, б — тоналит-плагиогранитный ($\gamma \delta C_{2-3}$); 8 — надвиги: а — на карте, б — на разрезе; 9 — элементы залегания (а), место отбора пробы и ее номер (б); 10 — номера тектонических пластин.

Мы попытались более детально исследовать метавулканиты бассейна р. Алаг-Цари-Гол Южного Прихубсугуля. Целью работы является изучение вещественного состава и реконструкция геодинамических обстановок формирования вулканогенных образований на основе новых данных по геохимическим особенностям пород.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ВУЛКАНИТОВ

Лавовая толща бассейна р. Алаг-Цари-Гол представлена серией пластин, надвинутых друг на друга. Между горизонтами лав встречаются редкие прослои кремней мощностью до 1 м, а также линзы и протяженные горизонты карбонатных пород. В настоящее время вулканиды представлены зелеными сланцами слоистой до тонкослоистой текстуры.

Из семи выделенных тектонических пластин, надвинутых друг на друга (см. рис. 2), нами опробовано четыре. Как было показано выше, эффузивные породы претерпели низкотемпературный метаморфизм. Структура пород от микронематобластовой до микропорфиробластовой. Метавулканиды в отдельных случаях обнаруживают реликты порфировой структуры. Минеральный состав пород достаточно однообразен: хлорит, эпидот, альбит, реже актинолит, серицит, кальцит и кварц. Соотношения минералов меняется в зависимости от кремнекислотности. Очень редко остаются остатки порфировых выделений плагиоклаза и пироксена. Наряду с первичным кварцем в кислых разностях метавулканидов, достаточно

Таблица 1.

Химический состав

| Компонент | I пластина | | | | | | | | | II пластина | | | | |
|--------------------------------|------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|-----------|-------------|----------|----------|----------|----------|
| | hg01-1/1 | hg01-1/2 | hg01-1/3 | hg01-1/5 | hg01-1/6 | hg01-2/1 | hg01-2/2 | hg01-2/3 | hg01-2/92 | hg01-3/1 | hg01-3/3 | hg01-3/4 | hg01-3/5 | hg01-4/1 |
| SiO ₂ | 50.77 | 47.69 | 51.31 | 60.54 | 49.30 | 50.18 | 51.29 | 51.18 | 51.80 | 49.59 | 49.51 | 48.80 | 48.62 | 50.69 |
| TiO ₂ | 0.809 | 1.088 | 0.844 | 0.953 | 1.113 | 1.217 | 1.083 | 1.256 | 1.299 | 0.752 | 1.445 | 0.68 | 0.691 | 0.936 |
| Al ₂ O ₃ | 14.86 | 15.78 | 14.31 | 17.67 | 15.11 | 15.35 | 13.90 | 14.08 | 14.92 | 14.78 | 14.49 | 15.87 | 16.10 | 17.17 |
| Fe ₂ O ₃ | 5.31 | 8.79 | 6.51 | 3.53 | 4.68 | 5.48 | 6.00 | 6.11 | 4.65 | 4.80 | 4.34 | 3.90 | 3.86 | 3.89 |
| FeO | 6.40 | 4.06 | 4.74 | 2.56 | 6.40 | 5.64 | 5.83 | 5.27 | 5.86 | 6.01 | 9.05 | 5.29 | 5.37 | 4.69 |
| MnO | 0.181 | 0.172 | 0.192 | 0.104 | 0.186 | 0.17 | 0.192 | 0.143 | 0.169 | 0.173 | 0.212 | 0.144 | 0.143 | 0.144 |
| MgO | 7.523 | 6.720 | 7.398 | 2.109 | 7.731 | 6.542 | 7.364 | 7.199 | 5.618 | 8.445 | 7.841 | 9.328 | 9.728 | 7.796 |
| CaO | 10.026 | 13.871 | 11.480 | 4.022 | 10.985 | 8.964 | 10.967 | 8.819 | 9.465 | 12.295 | 9.662 | 13.061 | 11.908 | 7.679 |
| Na ₂ O | 2.82 | 0.54 | 2.125 | 5.505 | 2.64 | 3.78 | 1.725 | 3.12 | 2.84 | 2.08 | 2.985 | 2.125 | 2.415 | 3.26 |
| K ₂ O | 0.425 | 0.073 | 0.27 | 0.922 | 0.158 | 0.238 | 0.097 | 0.824 | 0.916 | 0.393 | 0.22 | 0.305 | 0.424 | 1.607 |
| P ₂ O ₅ | 0.061 | 0.082 | 0.068 | 0.321 | 0.173 | 0.206 | 0.128 | 0.268 | 0.221 | 0.067 | 0.12 | 0.062 | 0.063 | 0.206 |
| П.п.п. | 1.17 | 1.86 | 1.3 | 1.97 | 1.89 | 1.8 | 1.87 | 2.13 | 2.35 | 1.05 | 0.52 | 0.82 | 1.17 | 2.23 |
| Сумма | 100.335 | 100.554 | 100.547 | 100.206 | 100.366 | 99.567 | 100.446 | 100.339 | 100.08 | 100.435 | 100.395 | 100.385 | 100.492 | 100.298 |
| CO ₂ | 0.05 | 0.06 | 0.11 | 0.06 | 0.11 | 0.05 | 0.05 | 0.44 | 0.22 | 0.04 | 0.06 | 0.09 | 0.05 | 0.11 |
| Li | 17 | 23 | 13 | 25 | 8 | 7 | 11 | 11 | 13 | 5 | 4 | 5 | 7 | 9 |
| Be | 1 | 1.25 | 0.7 | 1.2 | 0.7 | 0.85 | 1.4 | 1.9 | 1.4 | 0.7 | 1.1 | 0.8 | 0.6 | 0.9 |
| B | 5.6 | 12 | 4.9 | 10 | 4 | 5.8 | 7.7 | 12 | 8.2 | 6.4 | 2.2 | <3 | 8.9 | 29 |
| F | 300 | 300 | 260 | 600 | 530 | 370 | 400 | 670 | 360 | 200 | 350 | 280 | 420 | 650 |
| Sc | 49.25 | 50.68 | 50 | 11 | 60 | 37.36 | 75 | 58 | 36.83 | 75 | 68 | 42.58 | 70 | 62 |
| V | 286.48 | 395.38 | 350 | 121.2 | 350 | 247.09 | 430 | 380 | 275 | 290 | 300 | 289.7 | 310 | 280 |
| Cr | 142.76 | 269.93 | 240 | 22 | 310 | 300.58 | 230 | 280 | 229 | 230 | 180 | 491.63 | 350 | 260 |
| Co | 48.39 | 47.16 | 47 | 15.9 | 49 | 38.53 | 54 | 48 | 31.29 | 42 | 40 | 53.3 | 59 | 37 |
| Ni | 62.45 | 73.01 | 98 | 10.8 | 105 | 92.29 | 110 | 110 | 33.44 | 110 | 85 | 112 | 160 | 130 |
| Cu | 58.02 | 43.87 | 52 | 21.06 | 5 | 18.29 | 63 | 35 | 25.3 | 28 | 52 | 40.3 | 78 | 28 |
| Zn | 80.56 | 80.11 | 100 | 79.3 | 11 | 59.79 | 130 | 130 | 94.5 | 90 | 120 | 65.3 | 130 | 80 |
| Rb | 10.69 | 1.19 | 5 | 25.82 | 2 | 2.93 | 2 | 13 | 11.71 | 6 | <2 | 6.79 | 9 | 41 |
| Sr | 166.84 | 138.64 | 84 | 580 | 205 | 218.73 | 116 | 184 | 355.7 | 163 | 89 | 106.63 | 84 | 333 |
| Y | 17.7 | 21.67 | 21 | 14.96 | 23 | 21.73 | 22 | 27 | 27.08 | 21 | 80 | 16.71 | 15 | 22 |
| Zr | 28 | 53 | 41 | 177 | 85 | 88 | 60 | 101 | 130 | 33 | 133 | 34 | 28 | 126 |
| Nb | 0.81 | 1.24 | 0.5 | 15.09 | 19 | 5.39 | 5 | 5 | 7.49 | 7 | <5 | 1.36 | <5 | 11 |
| Ag | 0.04 | 0.03 | 0.06 | <0.03 | 0.03 | 0.07 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | <0.03 | 0.03 | <0.03 |
| Sn | 1.1 | 1.1 | 1.7 | 1.5 | 0.9 | 0.7 | 1.5 | 1.5 | 1.3 | <0.7 | 1.3 | <0.7 | 1.1 | 0.7 |
| Ba | 78.4 | 20.27 | <200 | 347.65 | <200 | 242.56 | <200 | <200 | 302.7 | <200 | <200 | 46.11 | <200 | <200 |
| Pb | 9.47 | 1.69 | 2.5 | 11.66 | 1.4 | 1.05 | 1 | 2.7 | 4.48 | 1 | 1 | 0.72 | 0.8 | 1.7 |

часто наблюдаются новообразования кварца и кальцита в более основных породах, которые представлены в метабазах либо тонкими прожилками, либо гнездами поликристаллов. Поэтому перед авторами стояла достаточно трудная задача выбрать наименее измененные образцы. Были проведены тщательные микроскопические исследования, и после селекции в выборку включены образцы с наименьшим содержанием потерь при прокаливании.

Прежде чем перейти к обсуждению химического состава метавулканитов заметим, что процесс их переработки имел, по крайней мере, две стадии. Первая из них — преобразование состава пород в результате взаимодействия с водой и растворами гидротермальных систем. В этих процессах такие элементы, как K, Li, Rb, Sr, Ba, подвижны и могут существенно перераспределяться [Коссовская, 1984; Hart, Staudigel, 1989]. Вторым этапом преобразования был эпизод регионального зеленосланцевого метаморфизма. Этот процесс может быть в целом изохимическим [Петров, Макрыгина, 1975], но в определенных условиях щелочные элементы и кремнезем также могут становиться подвижными. Это ограни-

метавулканитов

| III пластина | | | | | | | | | VI пластина | | | | | | | |
|--------------|----------|----------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-------------|----------|----------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|
| hg01-5/1 | hg01-5/2 | hg01-5/4 | hg01-5/5 | hg01-5/9 | hg01-5/12 | hg01-5/16 | hg01-5/17 | hg01-5/18 | hg01-6/1 | hg01-6/3 | hg01-6/5 | hg01-6/6 | hg01-6/9 | hg01-6/10 | hg01-6/12 | hg01-6/14 |
| 51.23 | 51.37 | 50.61 | 49.52 | 50.29 | 47.36 | 48.42 | 50.57 | 62.76 | 51.63 | 52.08 | 52.24 | 50.72 | 49.99 | 47.91 | 51.61 | 51.19 |
| 1.357 | 0.937 | 1.429 | 1.996 | 1.018 | 1.157 | 1.129 | 1.15 | 0.56 | 1.815 | 1.421 | 1.914 | 1.35 | 1.56 | 0.812 | 1.256 | 0.852 |
| 14.9 | 15.27 | 14.01 | 12.11 | 14.14 | 13.95 | 14.58 | 16.42 | 16.41 | 14.09 | 13.88 | 14.28 | 14.34 | 13.34 | 14.40 | 14.74 | 16.04 |
| 4.11 | 3.70 | 4.53 | 8.30 | 5.18 | 5.81 | 7.62 | 4.03 | 2.35 | 5.69 | 3.89 | 4.56 | 4.92 | 6.22 | 3.60 | 3.99 | 4.45 |
| 7.02 | 6.97 | 7.14 | 9.13 | 6.29 | 5.28 | 5.20 | 5.55 | 3.13 | 8.15 | 7.76 | 8.04 | 7.44 | 7.60 | 6.09 | 6.33 | 4.45 |
| 0.17 | 0.178 | 0.188 | 0.215 | 0.182 | 0.167 | 0.191 | 0.158 | 0.097 | 0.208 | 0.204 | 0.199 | 0.187 | 0.225 | 0.157 | 0.17 | 0.163 |
| 6.112 | 7.065 | 6.596 | 5.10 | 7.353 | 10.181 | 6.306 | 6.788 | 2.58 | 4.421 | 6.619 | 4.802 | 6.365 | 7.123 | 11.956 | 6.655 | 7.033 |
| 9.678 | 10.809 | 9.445 | 9.108 | 10.994 | 10.833 | 13.30 | 9.343 | 5.545 | 7.774 | 7.767 | 7.698 | 9.093 | 10.145 | 10.411 | 11.608 | 9.842 |
| 3.11 | 2.26 | 3.33 | 2.11 | 2.155 | 1.01 | 1.545 | 2.955 | 4.295 | 3.645 | 3.595 | 2.86 | 3.705 | 1.37 | 1.86 | 3.125 | 3.10 |
| 0.574 | 0.272 | 0.309 | 0.436 | 0.327 | 0.885 | 0.132 | 0.589 | 0.429 | 0.689 | 0.951 | 1.216 | 0.331 | 0.109 | 0.508 | 0.174 | 0.286 |
| 0.242 | 0.12 | 0.27 | 0.19 | 0.093 | 0.295 | 0.128 | 0.222 | 0.124 | 0.376 | 0.213 | 0.356 | 0.216 | 0.132 | 0.159 | 0.263 | 0.116 |
| 1.81 | 0.85 | 2.45 | 2.62 | 2.45 | 3.43 | 2.28 | 2.53 | 1.77 | 1.62 | 1.82 | 1.86 | 1.66 | 2.75 | 2.43 | 1.05 | 2.35 |
| 100.313 | 99.801 | 100.307 | 100.835 | 100.472 | 100.358 | 100.831 | 100.305 | 100.05 | 100.108 | 100.20 | 100.025 | 100.327 | 100.564 | 100.293 | 100.971 | 100.242 |
| 0.11 | 0.26 | 0.28 | 0.05 | 0.11 | 0.06 | 0.06 | 0.05 | 0.39 | 0.21 | 0.11 | 0.06 | 0.17 | 0.12 | 0.06 | 0.06 | 0.39 |
| 7 | 16 | 8 | 5 | 6 | 19 | 7 | 8 | 5 | 5 | 7 | 8 | 8 | 15 | 11 | 3 | 7 |
| 1.3 | 1 | 0.85 | 1.6 | 1.25 | 1.4 | 0.6 | 1 | 1 | 1.9 | 1.4 | 1.75 | 0.7 | 1.2 | 1.3 | 1.7 | 1.3 |
| 18 | 20 | 5.3 | 17 | 11 | 14 | 4.4 | 17 | 7.3 | 4.1 | 12 | 4.8 | 9.3 | 14 | 10 | 7.5 | <3 |
| 540 | 370 | 250 | 450 | 200 | 100 | 160 | 630 | 160 | 1200 | 670 | 800 | 360 | 180 | 500 | 420 | 270 |
| 41 | 74 | 57 | 55 | 76 | 42 | 84 | 70 | 20.14 | 42.42 | 82 | 47.77 | 56 | 54 | 38 | 65 | 38.84 |
| 220 | 380 | 340 | 540 | 460 | 280 | 390 | 280 | 121.4 | 352.2 | 330 | 343.2 | 300 | 330 | 220 | 270 | 251 |
| 500 | 190 | 250 | 94 | 200 | 590 | 380 | 200 | 31.38 | 77.2 | 73 | 74.5 | 250 | 110 | 740 | 300 | 410.4 |
| 32 | 40 | 33 | 33 | 39 | 44 | 51 | 29 | 15.42 | 31.34 | 32 | 30.2 | 34 | 38 | 50 | 33 | 40.41 |
| 120 | 56 | 86 | 60 | 110 | 190 | 100 | 73 | 31.14 | 65 | 42 | 31 | 49 | 69 | 190 | 88 | 93.4 |
| 51 | 27 | 51 | 52 | 90 | 74 | 100 | 86 | 13.86 | 25.5 | 43 | 17.1 | 53 | 38 | 21 | 35 | 20.3 |
| 150 | 110 | 89 | 190 | 220 | 120 | 120 | 140 | 44.9 | 100.1 | 140 | 115.3 | 130 | 150 | 140 | 100 | 76.3 |
| 10 | 10 | 3 | 4 | 3 | 18 | <2 | 12 | 8.79 | 12 | 23 | 24.09 | 3 | <2 | 10 | 2 | 4.86 |
| 203 | 144 | 165 | 86 | 137 | 281 | 81 | 342 | 227.3 | 201 | 232 | 229.4 | 285 | 61 | 166 | 294 | 244.89 |
| 31 | 25 | 30 | 51 | 24 | 23 | 28 | 20 | 26.52 | 43.9 | 11 | 40.19 | 30 | 36 | 21 | 26 | 20.83 |
| 116 | 52 | 112 | 115 | 48 | 114 | 56 | 99 | 153 | 194 | 34 | 193 | 114 | 81 | 71 | 127 | 68 |
| 8 | <5 | 7 | <5 | <5 | 10 | 5 | 6 | 5.22 | 14.97 | 7 | 11.52 | <5 | 8 | 6 | 8 | 2.99 |
| 0.05 | 0.03 | 0.03 | 0.07 | 0.05 | 0.04 | 0.03 | 0.07 | <0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.05 | 0.03 | 0.05 | 0.03 | <0.03 |
| 1.1 | 1 | 1.1 | 1.3 | 0.8 | 1.7 | 0.08 | 1.3 | 1.1 | 1.7 | <0.7 | 1.2 | 1.5 | 1 | 1.7 | 1.1 | 0.9 |
| <200 | <200 | <200 | <200 | <200 | <200 | <200 | <200 | 81.2 | 262 | <200 | 635.5 | <200 | <200 | <200 | <200 | 345.5 |
| 1.9 | 1.1 | 1.8 | <0.8 | 1.4 | 3.9 | 1.2 | 3 | 1.82 | 5.46 | 0.8 | 5.67 | 2 | 1.8 | 1.9 | 3.9 | 1.55 |

Примечание. Содержание петрогенных элементов — мас.%, редких — г/т. Анализы выполнены в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). Петрогенные элементы — РФА; щелочи — пламенная фотометрия; элементы группы железа, Cu, Zn, Ag, Sn — эмиссионный спектральный анализ. Аналитики: А.Л. Финкельштейн, С.И. Шигарова, С.С. Воробьева.

чивает возможности анализа щелочных и щелочноземельных элементов для расшифровки генезиса пород, претерпевших метаморфизм. С другой стороны, элементы высокозарядной группы и редкие земли достаточно инертны в метаморфических процессах [Smalley et al., 1983; Пирс и др., 1987; Hart, Staudigel, 1989].

Данные о химическом составе исследованных пород приведены в табл. 1 и 2. Следует отметить, что вулканитов кислого состава — андезит-дацитов, отмеченных ранее другими авторами [Кеппежинская и др., 1987], нами при полевых исследованиях не обнаружено.

На стандартной диаграмме щелочность—кремнекислотность все точки составов всех изученных метавулканитов располагаются в поле пород нормального ряда (рис. 3). Абсолютное большинство про-

Таблица 2. Содержание редкоземельных и некоторых редких элементов в метабазах (г/г)

| Элемент | I пластина | | | | | II пластина | III пластина | VI пластина | | |
|---------|------------|----------|----------|----------|-----------|-------------|--------------|-------------|----------|-----------|
| | hg01-1/1 | hg01-1/2 | hg01-1/5 | hg01-2/1 | hg01-2/92 | hg01-3/4 | hg01-5/18 | hg01-6/1 | hg01-6/5 | hg01-6/14 |
| La | 1.15 | 2.16 | 28.12 | 10.8 | 15.01 | 1.67 | 13.65 | 29.18 | 26.29 | 6.46 |
| Ce | 3.36 | 5.55 | 56.04 | 23.65 | 32.55 | 4.18 | 28.90 | 60.56 | 55.85 | 14.34 |
| Pr | 0.64 | 0.95 | 6.30 | 3.11 | 4.05 | 0.73 | 3.35 | 7.32 | 6.76 | 1.93 |
| Nd | 3.43 | 5.49 | 23.24 | 13.54 | 7.39 | 3.8 | 13.72 | 29.83 | 27.95 | 8.57 |
| Sm | 1.45 | 2.16 | 4.25 | 3.31 | 4.17 | 1.43 | 3.23 | 6.81 | 6.15 | 2.37 |
| Eu | 0.61 | 0.87 | 1.41 | 1.15 | 1.33 | 0.55 | 1.01 | 1.9 | 1.91 | 0.88 |
| Gd | 2.44 | 3.14 | 3.95 | 4.11 | 4.88 | 2.13 | 3.83 | 7.72 | 7 | 3.02 |
| Tb | 0.45 | 0.56 | 0.53 | 0.62 | 0.72 | 0.38 | 0.59 | 1.2 | 1.11 | 0.48 |
| Dy | 3.13 | 3.84 | 2.87 | 4.06 | 4.7 | 2.53 | 3.98 | 7.46 | 6.82 | 3.29 |
| Ho | 0.7 | 0.87 | 0.51 | 0.82 | 0.96 | 0.55 | 0.83 | 1.48 | 1.33 | 0.69 |
| Er | 2.07 | 2.44 | 1.36 | 2.34 | 2.79 | 1.68 | 2.48 | 4.44 | 3.89 | 2.07 |
| Tm | 0.3 | 0.36 | 0.18 | 0.33 | 0.38 | 0.24 | 0.36 | 0.63 | 0.55 | 0.3 |
| Yb | 1.97 | 2.38 | 1.08 | 2.47 | 0.35 | 1.69 | 2.43 | 3.8 | 3.51 | 2.03 |
| Lu | 0.28 | 0.33 | 0.14 | 0.29 | 0.29 | 0.21 | 0.34 | 0.47 | 0.45 | 0.29 |
| Th | 0.1 | 0.1 | 4.32 | 0.62 | 1.53 | 0.1 | 1.66 | 4.33 | 3.45 | 0.54 |
| U | 0.1 | 0.1 | 1.03 | 0.13 | 0.3 | 0.1 | 0.30 | 0.95 | 3.45 | 0.13 |

Примечание. Анализы выполнены в Институте геохимии СО РАН методом ICP-MS. Аналитики: Е.В. Смирнова, Н.Н. Пахомова.

анализированных образцов представлено метабазами. Поэтому особое внимание было уделено исследованию основных разновидностей метавулканитов. Так, из 31 приведенного анализа 29 — метабаза, которые относятся главным образом к натриевой низкоглиноземистой серии. Содержание кремнезема в метабазах меняется от 47 до 53 мас.%, они умеренно титанистые и низкофосфористые. В целом отмечается довольно значительная вариация магния в изученных породах от 3.6 до 11.9 мас.%. Но при этом следует отметить, что в большей части пород содержание магния составляет 6—8 мас.%. Обращает на себя внимание достаточно стабильное и невысокое количество хрома, что не соответствует магнезиальности. При этом же содержание ванадия достаточно высоко — около 300 г/т. Наблюдается значительный разброс, иногда на порядок, в содержании наиболее подвижных элементов (Rb, K, Sr, Ba). Вероятнее всего, как показано выше, это связано с процессами метаморфизма. Поведение большинства редких элементов, таких как Sc, Co, Ni, Zn, Cu, не обнаруживает какой-либо зависимости.

В исследованных породах видна существенная разница в содержании наименее подвижных элементов (см. табл. 1). К ним относятся высокозарядные Zr, Nb, Y, а также редкие земли. Значительная разница в количестве указанных элементов наводит на мысль о различных источниках образования базальтов.

Точки составов метаандезитов на диаграмме щелочность—кремнекислотность (см. рис. 3) располагаются на продолжении тренда дифференциации расплавов нормального ряда. По своим геохимическим характеристикам данные андезиты весьма сходны с аналогичными породами океанических островов, отличаясь от них несколько пониженным содержанием K и Rb, что можно объяснить процессами метаморфизма [Кузьмин, 1985].

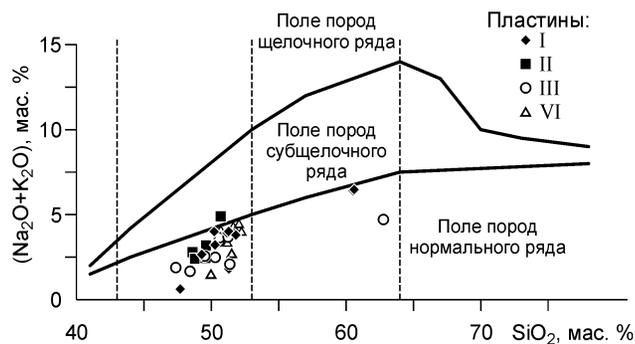
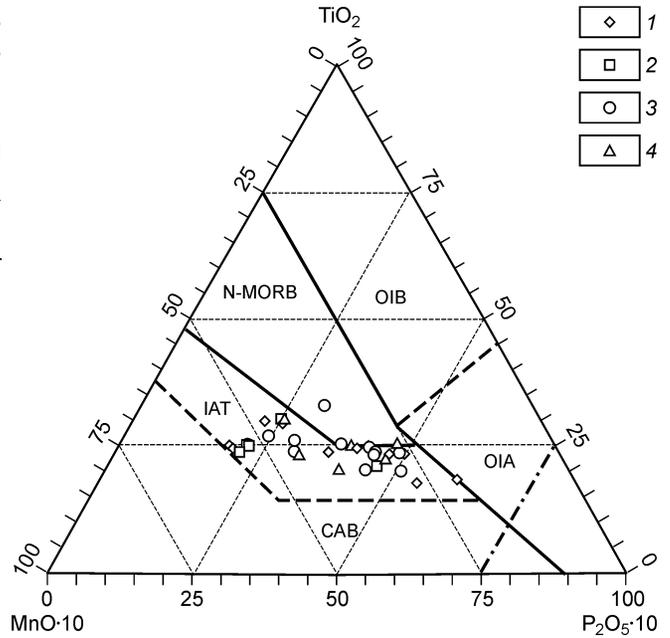


Рис. 3. Положение точек составов пород на диаграмме общая щелочность—кремнекислотность.

Рис. 4. Положение точек составов пород на дискриминационной диаграмме Маллена [Mullen, 1983].

N-MORB — базальты срединно-океанических хребтов; OIB — базальты океанических островов; OIA — андезиты океанических островов; IAT — базальты островных дуг; CAB — известково-щелочные базальты. 1—4 — породы I—III и IV пластин соответственно.



ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для выяснения геодинамической природы вулканитов, точки составов метавулканитов были нанесены на дискриминационную диаграмму [Mullen, 1983]. Рассмотрение этой диаграммы (рис. 4) показывает, что базальты могут относиться как к островодужным толеитам, так и толеитам срединно-океанических хребтов. Однако рассмотрение данных этой диаграммы не дает однозначного ответа на природу формирования исследованных базальтов. Точки составов андезитов на этой диаграмме располагаются либо в области андезитов океанических островов, либо на разделительной линии между породами океанических островов и островных дуг.

Рассмотрение точек РЗЭ пород, нормированных по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], показывает, что они располагаются в достаточно широком интервале по абсолютным содержаниям (рис. 5, см. табл. 2). Наибольшее различие наблюдается в поведении легких редких земель. Превышение над

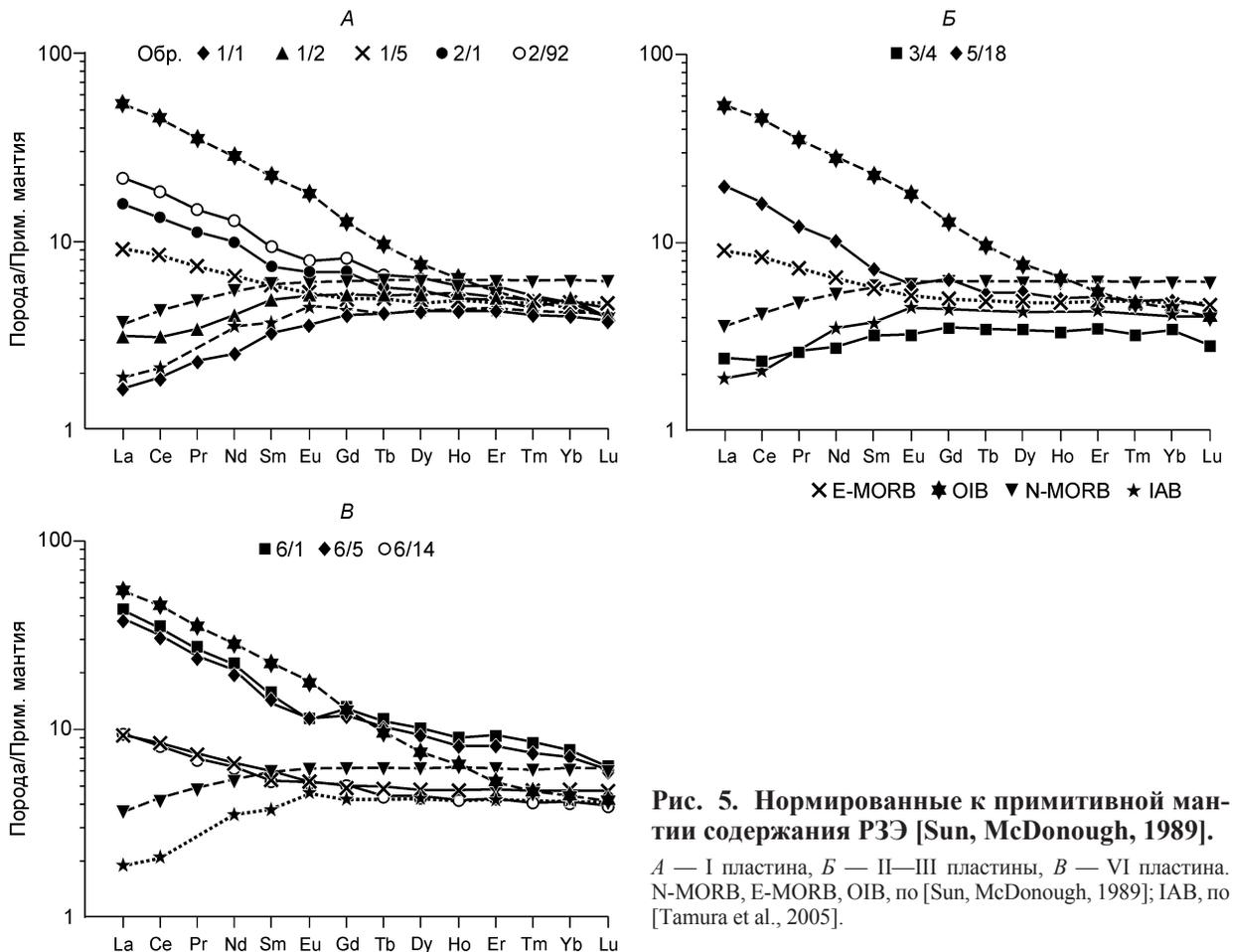


Рис. 5. Нормированные к примитивной мантии содержания РЗЭ [Sun, McDonough, 1989].

A — I пластина, Б — II—III пластины, В — VI пластина. N-MORB, E-MORB, OIB, по [Sun, McDonough, 1989]; IAB, по [Tamura et al., 2005].

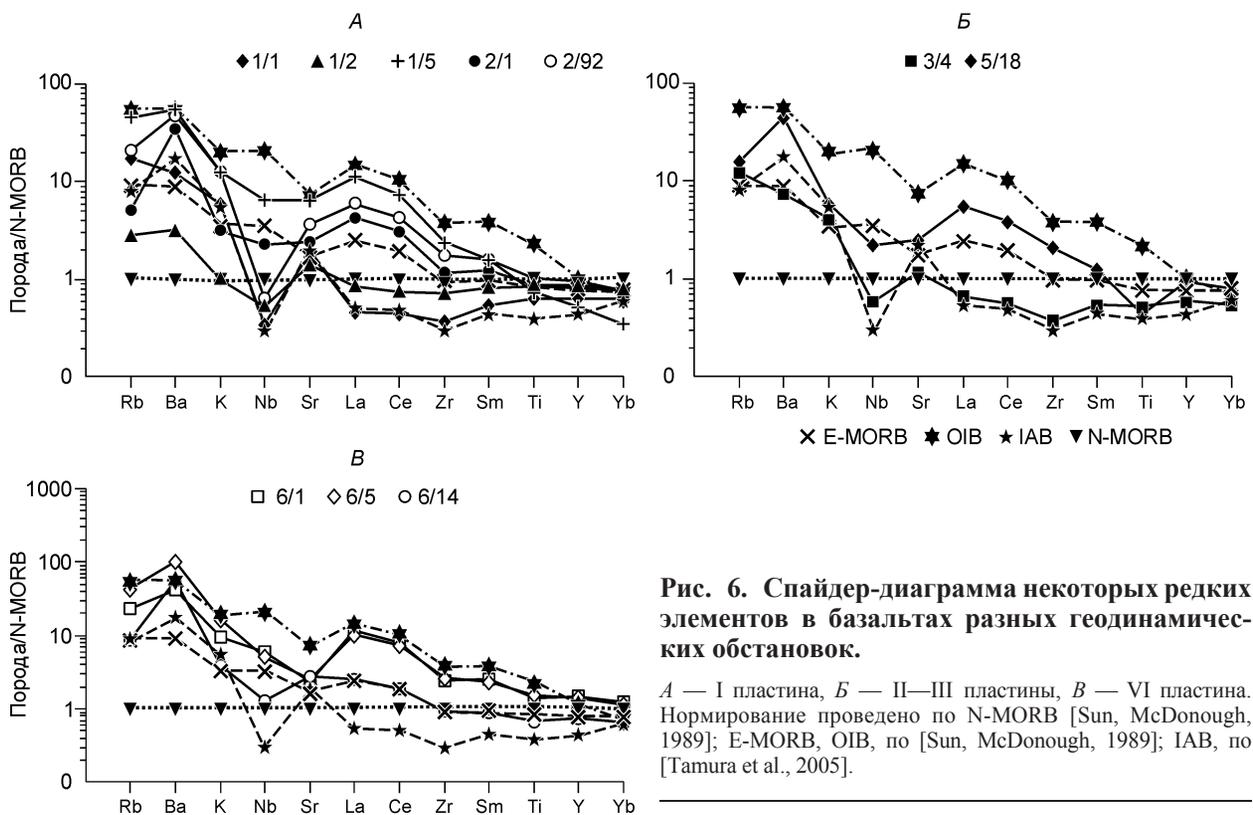


Рис. 6. Спайдер-диаграмма некоторых редких элементов в базальтах разных геодинамических обстановок.

A — I пластина, *B* — II—III пластины, *B* — VI пластина. Нормирование проведено по N-MORB [Sun, McDonough, 1989]; E-MORB, OIB, по [Sun, McDonough, 1989]; IAB, по [Tamura et al., 2005].

мантией составляет от 2 до 60 раз. На этом рисунке видно, что базальты могли образовываться, по крайней мере, в трех геодинамических обстановках: как в условиях срединно-океанических хребтов, так и в островных дугах и на океанических островах. Относительно андезитов можно отметить, что точки их составов располагаются между OIB и E-MORB. Здесь также нет однозначного ответа.

Однако более корректное определение геодинамических обстановок образования пород можно определить с привлечением других элементов. На рис. 6 показано распределение наиболее характеристических элементов, нормированных относительно N-MORB. В левой части спайдер-диаграммы расположены наиболее подвижные при вторичных преобразованиях литофильные элементы с большими ионными радиусами, далее — наименее подвижные высокозарядные элементы, некоторые REE и Y в порядке уменьшения степени несовместимости. При достаточно сходном содержании петрогенных компонентов базальты островных дуг и океанических островов резко различаются по таким элементам, как Nb, Zr, Y. Общеизвестным является тот факт, что в островодужных базальтах отмечается минимум по содержанию Nb, менее выраженные Zr- и La-минимумы и небольшой Sr-максимум. Напротив, в базальтах океанических островов содержание Nb, Zr и La повышено и составляет от 10 до 30 раз относительно N-MORB, а количество Sr, наоборот, понижено. Рассмотрение данных рис. 6 указывает, что наблюдается значительная разница в расположении спектра редких элементов. Таким образом, проведенный редкоэлементный анализ показывает, что протолитом изученных metabasalts могли быть базальты, формировавшиеся в островных дугах (обр. 1/1, 1/2, 2/92, 3/4, 6/14) и на океанических островах (обр. 2/1, 6/1, 6/5). График распределения составов метаандезитов показывает их наилучшее сходство с аналогичными породами океанических островов (обр. 1/5, 5/18). Небольшие различия в поведении наиболее подвижных элементов (Rb, Ba, K) можно объяснить, как было сказано выше, процессами метаморфизма.

Еще раз подчеркнем, что изученный район является северо-западным фрагментом, оторванным от юго-восточной части, Уригольского гайота и Баянгольской аккреционной призмы (см. рис. 1). Юго-восточная часть Уригольского гайота представляет собой аккреционную структуру, состоящую из серии крутопадающих тектонических пластин (ширина выходов в сотни метров и протяженность в километры), разделенных субмеридионально ориентированными тектоническими швами [Гордиенко и др., 2007]. В этом фрагменте присутствуют почти все члены офиолитовой ассоциации. Лавовая толща бассейна р. Алаг-Цари-Гол достраивает разрез и сложена вулканитами существенно основного состава с прослоями кремнистых туфов и терригенно-карбонатных пород.

Ниже представлена возможная модель формирования лавовой толщи изученного района. Офиолитовая ассоциация обладает чешуйчато-покровным строением [Кепежинская и др., 1987], поэтому можно предположить, что пространственная связь магматических членов офиолитов не говорит об их комагма-

тичности. Вероятнее всего, эта общность обусловлена только генезисом в пределах верхней мантии. Наши исследования показывают, что в формировании вулканогенной толщи бассейна р. Алаг-Цари-Гол принимали участие две различные магматические серии: островодужная и океанических островов. Следовательно, образование лавовой толщи происходило в двух разных обстановках, вероятнее всего, разнесенных в пространстве.

Прежде чем приступить к рассмотрению геодинамических обстановок заметим, что в венд-кембрийское время рассматриваемая территория являлась частью Джидинской островодужной системы на окраине Палеоазиатского океана [Гордиенко и др., 2007]. В пределах Джидинской зоны реставрируется крупный палеобассейн, имеющий все элементы типичного океана: развитую систему спрединговых зон, развитую на отдельные сектора зонами трансформных разломов, океанические острова или плато (гайоты), энсиматические островные дуги, окраинные бассейны. В аккреционную призму энсиматических островных дуг постепенно попадали различные типы образований прежнего палеоокеана, а именно: базальт-бонинитовые лавы основания островных дуг, субщелочные базальты океанических островов, крупные тела (протрузии) базитов-гипербазитов, которые возвышались над океаническим дном, а также гемипелагические осадки океанического бассейна.

Если принять, что оба совмещенных фрагмента островной дуги и океанических островов (гайотов) ранее составляли единое целое, то их формирование могло происходить по следующему сценарию. Первой фазой было образование бонинитовых расплавов, проявленных в основании островной дуги [Альмухамедов и др., 2001], температура генерации которых составляла 1400—1500 °С [Симонов и др., 2004]. Параллельно под воздействием мантийного плюма, или „горячей точки“, существовавшей в венде [Гордиенко и др., 2007], на океанском дне генерировались расплавы, формирующие базальты океанических островов, как показано В.И. Коваленко с соавторами [Коваленко и др., 2004]. При подвигании океанического дна под микроконтиненты над зоной субдукции образовалась энсиматическая островная дуга. В дальнейшем более поздними тектоническими движениями все фрагменты были совмещены в аккреционную призму. Отметим, что подобная модель рассмотрена для образования офиолитовых поясов Анниепскотч, Ньюфаундленд [Lissenberg et al., 2005] и древней вулканической дуги Сумису [Tamura et al., 2005]. Далее еще более поздней тектоникой призма была разбита на пластины, надвинутые друг на друга. Об этом, в частности, свидетельствует тот факт, что в бассейне р. Алаг-Цари-Гол в одних и тех же пластинах совмещены вулканиты океанических островов и островных дуг.

ВЫВОДЫ

Лавовая толща бассейна р. Алаг-Цари-Гол Южного Прихубсугуля Северной Монголии представляет собой аккреционную структуру, сложенную метавулканитами и переслаивающимися с ними осадочными породами. Рассмотренные метавулканиты в основном состоят из metabазальтов и реже метаандезитов. Осадочные породы представлены кремнистыми туфами. Протолитом изученных metabазальтов могли быть базальты, формировавшиеся в островных дугах и океанических островах. Метаандезиты также, вероятно, были сформированы в условиях океанических островов. Более поздние тектонические движения привели к образованию пластин и надвиганию их друг на друга. Этим объясняется нахождение вулканитов разного типа в одних и тех же пластинах.

Работа завершена при финансовой поддержке интеграционных проектов ОНЗ7-10.2 и 6.17.

ЛИТЕРАТУРА

- Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Томурхуу Д. Джидинская зона — фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника, 1996, № 4, с. 25—42.
- Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Томурхуу Д. Бониниты Джидинской зоны каледонид, Северная Монголия // Докл. РАН, 2001, т. 377, № 4, с. 526—529.
- Беличенко В.Г. Палеотектоническое районирование палеозойской юго-восточной части Восточного Саяна, Западного Хамар-Дабана и Прихубсугуля // Геология и геофизика, 1985 (5), с. 11—19.
- Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1987, 238 с.
- Гордиенко И.В. Палеоокеанические и островодужные комплексы Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Ежегодник-94. Вып. 1. Улан-Удэ, БНЦ, 1994, с. 8—10.
- Гордиенко И.В., Ковач В.П., Гороховский Д.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Яковлева С.З., Загорная Н.Ю., Федосенко А.М., Плоткина Ю.В. Вещественный состав, U-Pb возраст и геодинамическая позиция островодужных габброидов и гранитоидов Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Геология и геофизика, 2006, т.47(8), с. 956—962.
- Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климух В.С., Елбаев А.Л., Томуртоого О. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и

основные этапы геодинамической эволюции в венде—палеозое // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 120—140.

Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии—кембрии. М., Наука, 1982, 116 с.

Кепежинскас К.Б., Кепежинскас В.В., Зайцев Н.С. Эволюция земной коры Монголии в докембрии—кембрии. М., Наука, 1987, 168 с.

Коваленко В.И., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В. Источники магм океанических островов // Докл. РАН, 2004, т. 398, № 3, с. 379—384.

Коссовская А.Г. Современное состояние и проблемы изучения минеральных преобразований пород океанической коры // Минеральные преобразования пород океанической коры. М., Наука, 1984, с. 3—13.

Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск, Наука, 1985, 200 с.

Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И., Антипин В.С., Баянов В.Д., Филимонов А.В. Палеоокеанические комплексы Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (1), с. 3—18.

Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск, Наука, 1975, 326 с.

Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М., Мир, 1987, с. 134—165.

Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Ковязин С.В., Медведев А.Я., Тикун Ю.В. Условия петрогенеза бонинитов из офиолитов Джидинской зоны, Северная Монголия (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (6), с. 651—662.

Томуртоого О. Офиолиты и формирование складчатых областей Монголии: Автореф. дис.... д. г.-м. н. М., ГИН АН СССР, 1989, 59 с.

Gordienko I.V., Bayanov V.D., Kuzmin M.I. et al. Paleooceanic complex of Dzhida Caledonide zone (South-Western Transbaikalia) // Geodynamic evolution of Paleoasian ocean. Report № 4 of the IGCP Project 238. Novosibirsk, UIGC&M of RAS, 1993, p. 70—72.

Hart S.R., Staudigel H. Isotopic characterization and identification of recycled components // Crust/mantle recycling at convergence zones / Eds. S.R. Hart, L. Gulen. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1989, p. 15—28.

Lissenberg C.J., Van Staal C.R., Bedard J.H., Zagorevski A. Geochemical constraints on the origin of the Annieopsquotch ophiolite belt, Newfoundland Appalachians // Bull. Geol. Soc. Amer., 2005, v. 117, № 11/12, p. 1413—1426.

Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett., 1983, v. 62, p. 53—62.

Smalley P.C., Field D., Lamb R.C., Clough P.W.L. Rare earth, Th-Hf-Ta and large-ion lithophile element variation in metabasites from the Proterozoic amphibolite-granulite transition zone at Arendal, South Norway // Earth Planet. Sci. Lett., 1983, v. 63, p. 446—458.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Geol. Soc. London Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—346.

Tamura Y., Tani K., Ishizuka O., Chang Q., Shukuno H., Fiske R.S. Are arc basalt dry, wet or both? Evidence from the Sumisu caldera volcano, Izu-Bonin arc, Japan // J. Petrol., 2005, v. 46, № 9, p. 1769—1803.

*Рекомендована к печати 7 сентября 2007 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию 12 марта 2007 г.,
после доработки — 1 августа 2007 г.*