

ГЕОХИМИЯ И ИСХОДНАЯ ПРИРОДА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД БАТОМГСКОЙ  
ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

Г.М. Вовна<sup>1</sup>, М.А. Мишкин<sup>1</sup>, А.М. Ленников<sup>1</sup>, Р.А. Октябрьский<sup>1</sup>, В.Ф. Полин<sup>1</sup>,  
З.Г. Бадрединов<sup>1</sup>, Т.А. Ясныгина<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: gala1367@mail.ru

<sup>2</sup>ФГБУН Институт земной коры СО РАН, ул. Лермонтова 128, г. Иркутск, 664033; e-mail: ty@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 18 января 2012 г.

В составе раннепротерозойского метаморфического комплекса Батомгской гранит-зеленокаменной области среди магматических протолитов выделены две петрохимические серии вулканитов: известково-щелочная и коматиит-толеитовая. Метавулканиды известково-щелочной серии представлены метабазаальтами, метаандезитами, метадацитами, метариолитами. Спектр распределения элементов-примесей в кислых метавулканидах имеет сходную топологию со спектрами архейских серых гнейсов фундамента платформ, что может свидетельствовать о близком петрологическом механизме формирования их протолитов. Среди метавулканидов коматиит-толеитовой серии выделены коматиитовые и толеитовые базальты. Их химизм согласуется с моделью фракционирования высокомагнезиальных базальтов в промежуточных камерах при низких давлениях. Содержание Nb, Y, Zr в метатолеитах свидетельствует о том, что их исходные расплавы имеют плюмовый источник.

**Ключевые слова:** гранит-зеленокаменная область, геохимия, метабазаальты, метаандезиты, метадациты, метариолиты, Алданский щит.

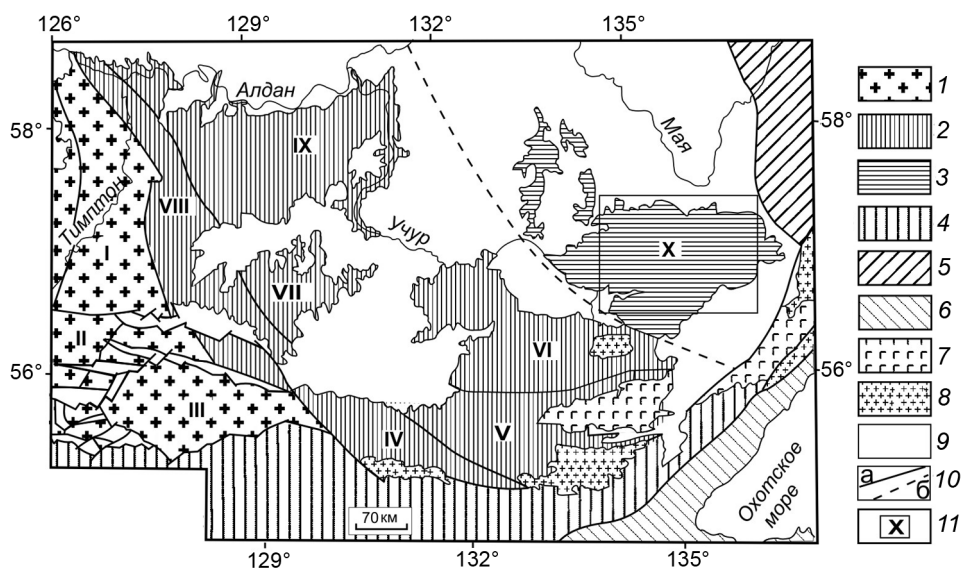
ВВЕДЕНИЕ

Петрологические и изотопно-геохронологические исследования последних десятилетий метаморфических комплексов Алданского щита позволили по новому взглянуть на историю эволюции докембрийской континентальной коры Сибирского кратона. Одним из главных достижений этих исследований было установление в восточной части Алданского щита нижнепротерозойских гранулитовых комплексов [12, 13], которые ранее относились к архею. Область распространения нижнепротерозойских гранулитовых комплексов была выделена в качестве составной части его раннепротерозойского складчатого обрамления [13]. По представлениям авторов статьи, структуры этого обрамления представлены Джугджуро-Суннагинской гранулит-гнейсовой и Батомгской гранит-зеленокаменной областями (рис. 1). В работе [13] были рассмотрены состав, геохимические особенности и условия формирования вулканогенных протолитов гранулитовых комплексов Джугджуро-Суннагинской гранулит-гнейсовой области. В то же время, метаморфические комплексы Батомгской гранит-зе-

ленокаменной области, которую традиционно сопоставляли с архейской Олекминской гранит-зеленокаменной областью запада Алданского щита, остаются слабо изученными. Целью настоящей статьи является установление геохимических особенностей главных разновидностей метаморфических пород Батомгского блока, выявление условий их происхождения, их исходной геологической природы, происхождения магматических протолитов.

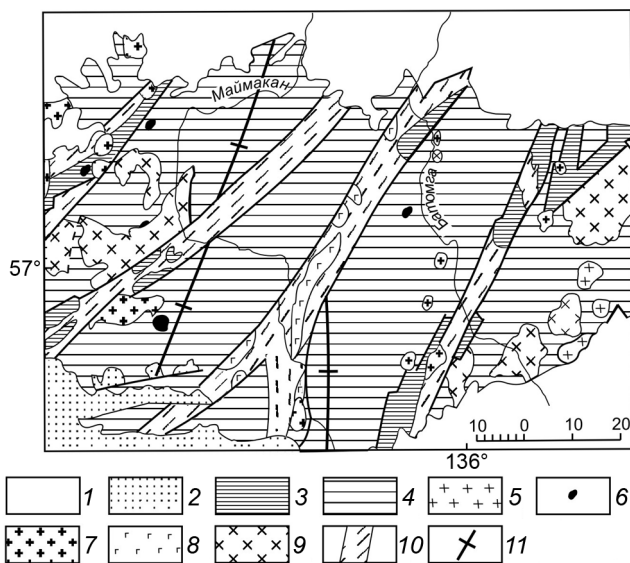
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Батомгская гранит-зеленокаменная область расположена на востоке Алданского щита, в бассейнах рек Чумикан, Маймакан и Батомга (рис. 2). Метаморфические образования Батомгской области в процессе геолого-съёмочных работ [3] были объединены в батомгскую серию. Считалось, что метаморфизм пород батомгской серии соответствует амфиболитовой фации. Позднее, при составлении карты метаморфизма юго-востока Сибирского кратона, А.Н. Нееловым с коллегами [10] среди образований, относимых к батомгской серии, были выделены три разновозраст-



**Рис. 1.** Схема тектонического строения восточной части Алданского щита (составлена с использованием материалов [13]).

1–3 – Алданский щит: 1 – блоки позднеархейских гранулитовых пород; 2 – блоки раннепротерозойских гранулитовых пород; 3 – раннепротерозойская Батомгская гранит-зеленокаменная область; 4–6 – складчатые области: 4 – Становая, 5 – Верхояно-Чукотская, 6 – Монголо-Охотская; 7 – анортозиты, 8 – фанерозойские гранитоиды; 9 – отложения платформенного чехла; 10 – разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 11 – район исследований. Римскими цифрами обозначены блоки: I – Тимптонский, II – Мелемкенский, III – Сутамский, IV – Аюмканский, V – Джугджурский, VI – Тырканский, VII – Гонамский, VIII – Холболохский, IX – Суннагинский; X – Батомгский.



**Рис. 2.** Схематическая геологическая карта Батомгского блока, по [18] (с изменениями и использованием полевых материалов А.М. Ленникова).

1 – нерасчлененные фанерозойские и рифейские отложения платформенного чехла; 2 – раннепротерозойские осадочно-вулканогенные образования Улканского прогиба; 3–4 – раннепротерозойские метаморфические комплексы Батомгского блока: 3 – чумиканский комплекс, 4 – батомгский комплекс; 5 – мезозойские граниты; 6 – позднепротерозойские перидотиты и пироксениты; 7–9 – раннепротерозойский магматический комплекс: 7 – граниты, 8 – габбро, 9 – диориты; 10 – зоны интенсивного расщелачивания, бластомилонитизации и разломы, 11 – оси антиформных структур батомгского комплекса.

ных раннедокембрийских комплекса: омнинский, батомгский и чумиканский, отличающихся степенью метаморфизма. Породы омнинского комплекса метаморфизованы в гранулитовой фации. К батомгскому комплексу (батомгская серия) вышеуказанными авторами отнесены породы амфиболитовой фации. Метаморфизм пород чумиканского комплекса – зональный от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой и низов амфиболитовой фаций [10]. Породы чумиканского комплекса в работе [18] отнесены к образованиям зеленокаменных поясов.

Решениями IV МРСС [16] метаморфические породы Батомгской гранит-зеленокаменной области разделены на батомгскую и чумиканскую серии. В этой схеме отсутствует стратиграфическое подразделение, соответствующее омнинскому комплексу, выделенному в работе [5]. Батомгская серия была отнесена к раннему архею, а чумиканская серия – к позднему архею. Изотопным датированием эти представления не были подкреплены.

В составе батомгского комплекса амфиболитовой фации метаморфизма преобладают биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, содержащие отдельные прослои амфиболовых плагиогнейсов, амфиболитов, мраморов и кальцифиров. Породы комплекса местами подверглись процессам гранитизации. В структуре батомгского комплекса выделяются две антиформы (рис. 2), в ядрах которых метаморфизм по-

род местами достигает границы гранулитовой фации. Вероятно, эти породы ранее выделялись некоторыми исследователями в качестве самостоятельного гранулитового омнинского комплекса, упомянутого выше.

Биотитовые плагиогнейсы, полосчатой текстуры и гранобластовой структуры, сложены бурым биотитом (до 20 %), плагиоклазом (35–20 An) – 30–60 %, кварцем – 20–30 %. Редко присутствуют амфибол и гранат. В гранитизированных разновидностях появляется микроклин, от единичных зерен до 10–20 %. Аксессуары представлены магнетитом, ильменитом, апатитом, цирконом, сфеном, ортитом, клиноцоизитом. Увеличение в биотитовых плагиогнейсах содержания амфибола от нескольких до 10–20 % позволяет относить их к биотит-амфиболовым плагиогнейсам. В последних отмечаются меланократовые разновидности (амфиболовые плагиогнейсы), состоящие из амфибола – 30 %, плагиоклаза (50–30 An) – 40–50 %, кварца – 20–25 %, местами с примесью граната. Ядра амфиболовых зерен часто окрашены в зеленовато-бурый, а края – в зеленоватый цвет. Аксессуары – магнетит, ильменит, апатит.

Амфиболиты имеют гранонематобластовую структуру и массивную текстуру и состоят из амфибола (от бурой до светлозеленой окраски) – до 70 % и плагиоклаза (65–33 An) – 20–30 %, местами интенсивно сосюритизированного, и примеси клиноцоизита. В некоторых разновидностях амфиболитов отмечаются реликтовые зерна бесцветного клинопироксена, замещаемого бурым амфиболом. Гранатовые амфиболиты содержат порфиробласты «ситовидного» граната, размером до 2 мм. Аксессуары – сфен, ильменит, циркон, апатит.

Sm-Nd изотопными исследованиями, проведенными А.Б. Котовым [8], установлено, что модельный возраст парагнейсов батомгского комплекса  $T_{Nd}$  (DM) составляет 2.1–2.2 млрд лет. U-Pb изотопным датированием по цирконам установлено, что возраст биотитовых плагиогранитов и амфиболовых диоритов субинтрузивных малых тел, разгнейсованных совместно с метавулканитами метаморфического батомгского комплекса, составляет  $2055 \pm 7$  и  $2062 \pm 14$  млн лет, соответственно [14]. Эти гранитоиды претерпели метаморфизм амфиболитовой фации и разгнейсование 1920 млн лет назад, что установлено конкордантным значением возраста метаморфического циркона из биотитовых плагиогранитов [14]. Исследованные метаинтрузивы, совместно с метавулканитами среднего и кислого состава, составляют единый исходный вулcano-плутонический комплекс пород Батомгской гранит-зеленокаменной области. U-Pb изотопным датированием на масс-спектрометре SHRIMP по цирконам из мезозойских гранитоидов Батомгской

гранит-зеленокаменной области, выполненным в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по образцам В.Ф. Полина, установлено, что эти гранитоиды содержат ксеногенные цирконы с конкордантными возрастными 2020  $\pm$  13 и 2012  $\pm$  23 млн лет [15]. Приведенные выше данные однозначно свидетельствуют о раннепротерозойском возрасте батомгского метаморфического комплекса. Метаморфические образования Батомгского блока несогласно перекрываются осадочно-вулканогенным улканским комплексом с возрастом 1716–1736 млн лет (U-Pb метод) [23].

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД БАТОМГСКОГО КОМПЛЕКСА

Петрогенные компоненты в породах батомгского комплекса определялись в ДВГИ ДВО РАН классическим химическим методом, аналитик Ж.А. Щека. Элементы примеси определены методом ICP-MS в лаборатории изотопных исследований Института земной коры СО РАН, г. Иркутск. Данные о химическом составе пород батомгского комплекса основаны на результатах анализа 60 проб. Пробы отбирались среди пород, не подверженных процессам гранитизации. Исследованию подверглись породы среднего и кислого состава – биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, а также амфиболиты и амфиболовые сланцы, которые являются главными разновидностями пород батомгского комплекса.

Определение исходного состава метаморфических пород в работе основано на материалах полевых геолого-структурных наблюдений, анализа петрохимических данных и закономерностей распределения элементов-примесей в породах.

Геохимическое поведение рассеянных элементов при метаморфизме рассматривалось во многих работах. Установлено, что РЗЭ относительно инертны даже при высокотемпературном метаморфизме [7]. Инертное поведение при метаморфизме отмечается для элементов с высоким зарядом катионов – Ti, Nb, Y, Zr, Hf, Ta, и для феррофильных элементов – Ni, Co, Cr [27]. Как известно, при определении исходной природы метаморфических пород особую сложность вызывают породы среднего и кислого состава, для которых чаще всего возникает неопределенность при отнесении их к магматическим или осадочным. Для решения этого вопроса У. Денненом и Б. Муром была предложена петрохимическая дискриминантная диаграмма [20] (рис. 3). Положение метаморфических пород среднего и кислого состава батомгского комплекса на дискриминантной диаграмме (рис. 3) соответствует полям магматических и осадочных пород. Метаморфические породы батомгского комплекса, исходно



Таблица 1. Химические составы биотитовых и биотит-амфиболовых ортогнейсов батомгского комплекса.

Компоненты	Н-146а	Н-163а	Б-11/107	СБ-117	СБ-112	СБ-109	СБ-110	СБ-116	СБ-115	СБ-105	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	58.24	62.16	65.88	68.03	70.22	71.09	73.23	73.56	73.86	74.00	71.23
TiO <sub>2</sub>	0.69	0.56	0.50	0.34	0.28	0.24	0.16	0.14	0.15	0.15	0.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.90	15.38	17.37	17.35	16.25	15.30	14.64	14.31	14.40	14.29	15.49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.60	2.52	0.20	1.56	1.07	1.06	1.05	0.82	0.80	0.96	0.94
FeO	3.21	4.54	2.79	1.50	1.60	1.44	1.02	0.82	0.80	0.76	1.34
MnO	0.10	0.08	0.03	0.05	0.05	0.04	0.03	0.03	0.2	0.03	0.06
MgO	4.42	3.11	1.59	1.54	1.00	1.12	0.82	0.72	0.70	0.71	1.03
CaO	6.02	3.92	3.63	2.50	2.46	2.26	1.65	1.21	1.19	0.98	1.99
Na <sub>2</sub> O	4.57	4.05	4.83	4.23	4.27	4.49	3.54	3.49	3.51	3.61	4.00
K <sub>2</sub> O	1.09	1.92	1.70	1.70	2.13	1.45	3.04	3.63	3.42	3.53	2.58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.51	0.48	0.33	0.19	0.08	0.13	0.07	0.08	0.05	0.01	0.12
п.п.п.	1.47	1.50	1.02	0.80	0.18	0.94	0.21	0.61	сл.	0.52	0.61
U	-	-	1.64	0.819	<0.2	0.264	0.300	-	-	0.316	0.59
Th	-	-	9.37	3.11	1.31	0.65	3.33	-	-	3.95	3.62
Ba	-	-	383.8	542	692	510	2029	-	-	760.7	819.58
Sr	-	-	1010	729	580	589	579	-	-	349.8	639.47
La	-	-	40.75	14.2	13.7	14.7	20.5	-	-	10.01	18.98
Ce	-	-	84.57	27.7	26.6	27.5	35.5	-	-	23.67	37.59
Pr	-	-	9.09	2.43	2.90	3.13	2.92	-	-	1.72	3.70
Nd	-	-	33.40	8.28	10.7	11.9	8.81	-	-	5.60	13.12
Sm	-	-	4.42	1.38	1.78	2.05	1.07	-	-	0.81	1.92
Eu	-	-	1.71	0.64	0.63	0.70	0.59	-	-	0.398	0.78
Gd	-	-	3.41	1.22	1.14	1.41	0.62	-	-	0.862	1.44
Tb	-	-	0.315	0.20	0.16	0.19	0.09	-	-	0.094	0.17
Dy	-	-	1.36	1.27	0.73	0.88	0.47	-	-	0.455	0.86
Ho	-	-	0.241	0.26	0.13	0.16	0.091	-	-	0.105	0.16
Er	-	-	0.64	0.67	0.29	0.37	0.23	-	-	0.24	0.41
Tm	-	-	0.071	0.10	0.04	0.05	0.03	-	-	0.043	0.06
Yb	-	-	0.465	0.66	0.21	0.29	0.20	-	-	0.241	0.34
Lu	-	-	0.068	0.097	0.025	0.035	0.029	-	-	0.034	0.05
Zr	-	-	114.8	116	46	32	47	-	-	35.94	65.29
Hf	-	-	3.53	2.53	0.92	<0.9	0.93	-	-	1.28	1.68
Ta	-	-	0.240	1.42	0.33	0.29	0.047	-	-	0.048	0.40
Nb	-	-	4.24	8.45	3.94	3.18	2.56	-	-	2.43	4.13
Y	-	-	5.86	8.2	3.7	4.8	2.8	-	-	2.48	4.64
Sc	-	-	4.07	5.7	4.7	3.1	1.7	-	-	1.42	3.45
(La/Yb) <sub>N</sub>	-	-	59.15	14.52	44.03	34.21	69.19	-	-	28.04	37.68

Примечание. Здесь и в табл. 2 оксиды – в мас. %, элементы примеси – в г/т, «-» – содержание элементов не определялось. 1, 2 – биотит-амфиболовые плагиогнейсы андезитового состава, биотитовые плагиогнейсы дацитового (3–6) и риолитового (7–10) составов, 11 – средний состав кислых метаэффузивов батомгского комплекса.

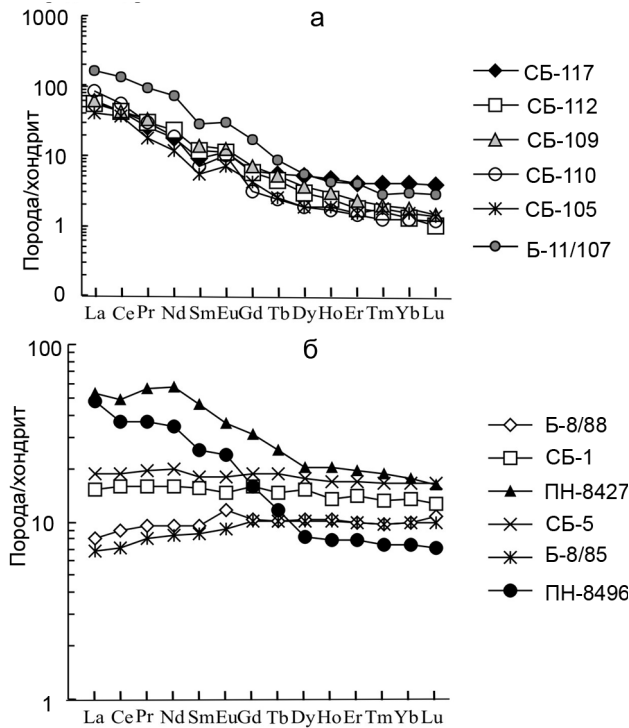
Метабазальты относятся к высокоглиноземистым разновидностям ( $Al_2O_3 = 20–21$  мас. %), со средним высоким отношением  $Na_2O/K_2O=9.54$ . Для спектров распределения РЗЭ известково-щелочных метабазальтов батомгского комплекса характерно умеренное обогащение легкими РЗЭ  $(La/Yb)_N = 3–6.52$ , чем они четко отличаются от толеитовых метабазальтов (рис. 6 б) (табл. 2, ан. 2, 10).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 7) средний состав кислых известково-щелочных метаэффу-

зивов батомгского комплекса (табл. 1, ан. 11) имеет сходную топологию с архейскими эндербитами фундамента Сибирского кратона [22] и архейскими серыми гнейсами фундамента платформ [24], характеризующимися отрицательными аномалиями Ta, Nb, P и Ti, что обусловлено наличием в составе рестита магматического очага апатита и оксидов титана.

#### Метавулканиты коматиит-толеитовой серии

В составе исходных вулканитов этой серии выделены толеитовые и коматиитовые базальты (рис. 5).



**Рис. 6.** Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту С-I [21], в метавулканитах батомгского комплекса.

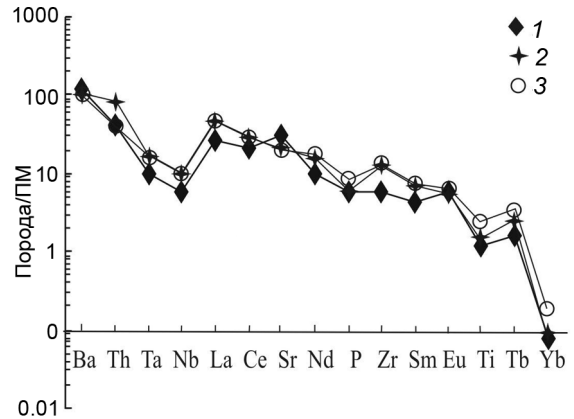
а – метадациты (Б-11/107, СБ-117, СБ-112, СБ-109) и метаридолиты (СБ-110, СБ-105) известково-щелочной серии; б – метабазациты известково-щелочной серии (ПН-8427, ПН-8496), толеитовые метабазациты (СБ-5, СБ-1), коматиитовые метабазациты (Б-8/88, Б-8/85).

Представительные анализы толеитовых метабазацитов (амфиболиты и амфиболовые плагиогнейсы) приведены в табл. 2. Концентрации MgO в толеитовых метабазацитах колеблются в пределах 5.95–9.45 мас. % (табл. 2, ан. 3, 5, 7, 9), при магнезиальности  $Mg_{\#} = Mg/(Mg + Fe) 0.44–0.65$ .

Химизм толеитов согласуется с моделью фракционирования исходных магм с содержанием MgO около 10–11 мас.% в промежуточных очагах при низких давлениях по феннеровской схеме под контролем оливин-плагиоклазовой и оливин-плагиоклаз-клинопироксеновой котектик. Толеитовые метабазациты характеризуются почти не дифференцированным распределением РЗЭ:  $(La/Yb)_N = 1.13–1.17$  (табл. 2, ан. 3, 5), (рис. 6, обр. СБ-1, СБ-5).

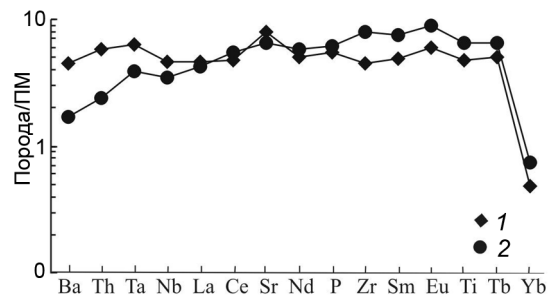
На мультиэлементной диаграмме (рис. 8) мета-толеиты батомгского комплекса отличаются от толеитовых базальтов MORB повышенным содержанием Ba, Th, Ta, Nb.

На диаграмме Nb/Y – Zr/Y [19] фигуративные точки толеитовых метабазацитов батомгского комплекса расположены в поле базальтов плюмового источника (рис. 9).



**Рис. 7.** Мультиэлементная диаграмма для биотитовых плагиогнейсов батомгского комплекса.

1 – плагиогнейсы батомгского комплекса, 2 – состав архейских серых гнейсов фундамента платформ [24]; 3 – архейские эндрбиты фундамента Сибирского кратона [1]. Нормировано по примитивной мантии (ПМ) [25].



**Рис. 8.** Мультиэлементная диаграмма для толеитовых метабазацитов батомгского комплекса.

1 – толеитовые метабазациты батомгского комплекса, 2 – толеитовые базальты MORB. Нормировано по примитивной мантии (ПМ) [25].

Представительные анализы коматиитовых метабазацитов (амфиболитов) приведены в табл. 2 (ан. 1, 4, 6, 8). При установлении исходного состава амфиболитов была использована дискриминационная диаграмма для высокомагнезиальных вулканитов [9]. На этой диаграмме по содержанию MgO и отношению  $Al_2O_3/TiO_2$  анализы амфиболитов 1, 6, 8 табл. 2 попадают в поле коматиитовых базальтов. Минимальное граничное содержание MgO для базальтовых коматиитов принято 10 мас. %. На классификационной диаграмме Al-(Fe+Ti)-Mg (рис. 5) точки этих пород располагаются в поле коматиитовых базальтов. Концентрации MgO в коматиитовых метабазацитах составляют 9.97–17.14 мас. % (табл. 2, ан. 1, 4, 6, 8), при магнезиальности 0.61–0.77. Они обладают отношениями  $CaO/Al_2O_3 = 0.62–0.95$ ;  $Al_2O_3/TiO_2 = 14.76–22.35$ . Коматиитовые метабазациты характеризуются

Таблица 2. Химические составы амфиболитов и амфиболовых плагногнейсов батомгского комплекса.

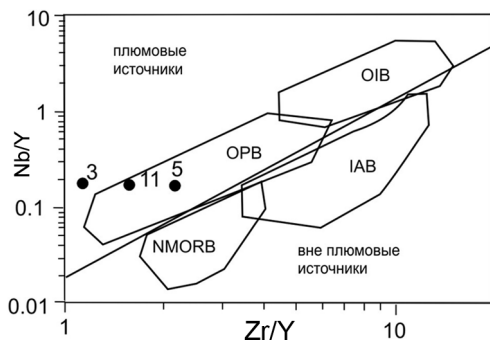
	Б-8/88	ПН-8427	СБ-1	З-1	СБ-5	СБ-111	Б-6/68	Б-8/85	Б-11/105	ПН-8496	Ср. сост.
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	46.42	47.89	48.56	48.9	49.98	50.08	50.60	51.16	52.45	53.10	50.40
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.91	1.03	0.57	1.23	0.79	1.30	0.62	0.69	0.40	1.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.76	20.60	11.84	11.56	13.20	11.66	14.87	13.86	13.76	21.91	13.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.73	6.11	2.47	1.37	2.77	3.37	2.65	0.29	0.92	4.07	2.20
FeO	11.31	4.42	14.15	8.10	12.33	8.31	10.16	10.27	7.48	2.25	11.03
MnO	0.24	0.15	0.26	0.17	0.23	0.22	0.21	0.19	0.15	0.07	0.21
MgO	11.14	4.33	9.45	17.4	6.67	10.68	5.95	9.97	8.71	2.99	7.70
CaO	11.28	8.57	8.61	7.2	9.53	11.04	9.84	10.31	9.87	7.27	9.46
Na <sub>2</sub> O	1.48	4.42	1.58	0.97	1.90	1.10	2.43	2.05	2.99	5.47	2.23
K <sub>2</sub> O	0.79	0.45	0.48	0.77	0.63	1.07	0.72	0.44	1.15	0.59	0.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.46	0.16	0.10	0.16	0.35	0.38	0.09	0.90	0.31	0.40
п.п.п.	0.70	1.42	0.77	1.77	0.42	0.64	0.52	0.36	0.61	1.22	0.58
U	0.344	0.48	0.335	-	<0.2	-	-	<0.2	-	0.56	0.27
Th	0.46	0.69	0.87	-	<0.55	-	-	<0.55	-	0.9	0.71
Ba	77	188	23	-	31	-	-	20	-	193	27.0
Sr	42	795	83	-	223	-	-	121	-	1027	153.0
La	1.99	12.87	4.32	-	4.54	-	-	1.67	-	11.79	4.43
Ce	5.68	31.22	10.9	-	11.9	-	-	4.52	-	23.43	11.40
Pr	0.91	5.39	1.63	-	1.87	-	-	0.77	-	3.51	1.75
Nd	4.47	27.02	7.99	-	9.33	-	-	4.00	-	16.25	8.66
Sm	1.45	7.1	2.36	-	2.77	-	-	1.33	-	3.90	2.57
Eu	0.68	2.09	0.93	-	1.03	-	-	0.53	-	1.39	0.98
Gd	2.12	6.40	3.42	-	3.84	-	-	2.06	-	3.26	3.63
Tb	0.38	0.96	0.64	-	0.70	-	-	0.38	-	0.44	0.67
Dy	2.63	5.17	4.04	-	4.43	-	-	2.59	-	2.10	4.24
Ho	0.59	1.15	0.87	-	0.96	-	-	0.57	-	0.45	0.92
Er	1.65	3.23	2.51	-	2.77	-	-	1.66	-	1.30	2.64
Tm	0.25	0.48	0.38	-	0.42	-	-	0.25	-	0.19	0.40
Yb	1.65	2.9	2.49	-	2.72	-	-	1.63	-	1.22	2.61
Lu	0.27	0.41	0.39	-	0.42	-	-	0.25	-	0.18	0.41
Zr	128	240	19.20	-	60	-	-	41	-	204	39.60
Hf	3.12	5.52	3.63	-	1.73	-	-	0.90	-	5.02	2.68
Ta	0.23	0.17	0.37	-	0.38	-	-	0.22	-	0.18	0.38
Nb	2.30	5.00	5.06	-	4.61	-	-	1.90	-	4.00	4.84
Y	17	30	21.92	-	28	-	-	16	-	12	24.96
Sc	56	16	49	-	51	-	-	55	-	21	50.0
Cr	521	14	204	-	208	-	-	465	-	32	206.0
Ni	150	43	219	-	53	-	-	151	-	23	136.0
(La/Yb) <sub>N</sub>	0.81	3.00	1.17	-	1.13	-	-	0.69	-	6.52	1.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	21.84	22.64	11.50	20.28	10.73	14.76	11.44	22.35	19.94	54.78	11.12
CaO/TiO <sub>2</sub>	17.90	9.42	8.36	12.63	7.75	13.97	7.57	16.63	14.30	18.18	8.06
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.82	0.42	0.73	0.62	0.72	0.95	0.66	0.74	0.72	0.33	0.73
Mg/Mg+Fe	0.61	0.44	0.53	0.77	0.44	0.63	0.46	0.63	0.65	0.47	0.49

Примечание. 1, 4, 6, 8 – коматиитовые метабазальты; 3, 5, 7, 9 – толеитовые метабазальты; 2, 10 – известково-щелочные метабазальты, 11 – средний состав толеитовых метабазальтов. Анализ 4 – по [4].

слабо обедненным ЛРЗЭ спектром распределения РЗЭ:  $(La/Yb)_N = 0.81-0.69$  при общем содержании РЗЭ в 7–10 хондритовых норм. Расчеты, выполненные И.Д. Рябчиковым и О.А. Богатиковым [17], свидетельствуют о том, что коматиитовые базальты с подобной низкой магнезиальностью не могут быть получены путем прямого плавления мантийного

источника. В соответствии с выводами работы [17], подобные составы могли формироваться при кристаллизационной дифференциации магмы в промежуточных магматических камерах, при участии во фракционировании только оливина.

Приведенные материалы свидетельствуют, что коматиит-толеитовая серия исходных вулканитов



**Рис. 9.** Диаграмма Nb/Y – Zr/Y [19] для толеитовых метабазальтов батомгского комплекса.

Номера точек соответствуют номерам химических анализов толеитовых метабазальтов таблицы 2.

Поля пород: OPB – базальты океанических плато; OIB – базальты океанических островов; N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов; IAB – островодужные базальты.

батомгского комплекса могла быть сформирована в результате деятельности плюмового источника. Метавулканикам коматиит-толеитовой серии батомгского комплекса сопутствуют метавулканики известково-щелочной серии, что является закономерностью для вулканических протолитов раннедокембрийских метаморфических комплексов, сформировавшихся в результате деятельности мантийных плюмов. Петрологическая модель образования исходных вулкаников подобных комплексов представлена в работах [11, 12]. Она включает две стадии: в первую формируются вулканики коматиит-базальтовой ассоциации, при декомпрессионном частичном плавлении вещества обедненной мантии, поднимающегося в виде плюма. Во вторую стадию превалирует образование вулкаников андезит-дацитов ассоциации путем частичного плавления первичной базальтовой коры за счет тепла поднимающегося мантийного плюма и отделяющихся от него магм. В составе батомгского комплекса средние и кислые исходные вулканики известково-щелочной серии являются доминирующими породами, которые содержат отдельные прослои базальтов коматиит-толеитовой серии.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В составе раннепротерозойского метаморфического комплекса Батомгской гранит-зеленокаменной области по исходному составу выделены две петрохимические серии вулкаников: известково-щелочная и коматиит-толеитовая. В составе метавулкаников известково-щелочной серии установлены метабазальты (амфиболиты), метаандезиты (биотит-амфиболовые плагиогнейсы), метадациты и метариолиты (биотитовые гнейсы). На мультиэлементной диаграмме сред-

ний состав кислых плагиогнейсов имеет сходную топологию с архейскими серыми гнейсами фундамента платформ, что свидетельствует о сходном петрологическом механизме формирования их протолитов.

В составе исходных вулкаников коматиит-толеитовой серии установлены коматиитовые и толеитовые базальты. Химизм толеитов согласуется с моделью фракционирования исходных высокомагнезиальных базальтов в промежуточных камерах при низких давлениях по феннеровской схеме под контролем оливин-плагиоклазовой и оливин-плагиоклаз-клинопироксеновой котектик. Исходные коматиитовые базальты батомгского комплекса, в соответствии с выводами работы [17], могли формироваться при кристаллизационной дифференциации коматиитов в промежуточных магматических камерах, при участии во фракционировании только оливина. Соотношение Nb/Y и Zr/Y в метатолитах батомгского комплекса свидетельствует о плюмовом источнике исходных для них расплавов [19].

Авторы выражают благодарность анонимным рецензентам, конструктивные замечания которых способствовали улучшению содержания работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (проект № 09-2-40-08-004) и РФФИ (грант № 06-05-96106).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вовна Г.М., Мишкин М.А., Сахно В.Г., Зарубина Н.В. Архейская ранняя силлическая кора Сибирского кратона: ее состав и генезис магматических протолитов // Докл. РАН. 2009. Т. 429, № 4. С. 512–516.
2. Вольф М.Б., Уайли П.Дж. Некоторые результаты экспериментального исследования дегидратационного плавления амфиболита при 10 кбар // Геология и геофизика. 1993. № 12. С. 100–115.
3. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. I. Геологическое описание / Ред. Л.И. Красный. М.: Недра, 1966. 736 с.
4. Злобин В.А. Петрохимические особенности древнейших толщ восточной окраины Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 8. С. 62–71.
5. Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск: ИТиГ, 1995. 88 с.
6. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997. 248 с.
7. Конди К, Аллен П. Происхождение архейских чарнокитов южной Индии // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 224–249.
8. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. СПб.: ИГГД, 2003. 78 с.
9. Куликов В.С., Куликова В.В. Новый подход к классификации высокомагнезиальных пород // Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Сыктыв-



- кар, 2000. Т. 1. С. 11–112.
10. Метаморфические пояса СССР / Ред. В.А. Глебовицкий. Л.: Наука, 1971. 296 с.
  11. Мишкин М.А., Вовна Г.М., Лаврик С.Н., Октябрьский Р.А. Геохимия и происхождение глубинных архейских эндербитов юга Алданского щита (Сутамский блок) // Геохимия. 2001. № 7. С. 691–711.
  12. Мишкин М.А., Ленников А.М., Вовна Г.М., Бадрединов З.Г., Октябрьский Р.А. Геохимия и исходная природа метабазит-эндербитовой ассоциации Джугджурского блока (Алданский щит) // Геохимия. 2007. № 6. С. 608–623.
  13. Мишкин М.А., Вовна Г.М. Происхождение глубинных метаморфических комплексов раннепротерозойского складчатого обрамления востока Алданского щита // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28. С. 608–623.
  14. Мишкин М.А., Ленников А.М., Баянова Т.В., Вовна Г.М., Сахно В.Г., Октябрьский Р.А., Бадрединов З.Г. Первые результаты U-Pb геохронологических исследований докембрийских гранитоидов Батомгского блока Алданского щита // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 4, № 3. С. 45–49.
  15. Полин В.Ф., Мищук В.В., Ханчук А.И., Глебовицкий В.А., Будницкий С.Ю., Ризванова Н.Г., Соляник А.Н., Шишов А.С. Геохронологические рубежи субшелочного магматизма Кетканско-Южной магматической провинции Алданского щита. // Докл. РАН. 2012. Т. 442, № 1. С. 83–89.
  16. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск: ХГГП, 1994. 123 с.
  17. Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Физико-химические условия генерации и дифференциации карельских коматиитов // Геохимия. 1984. № 5. С. 625–638.
  18. Федькин В.В., Кицул В.И., Березкин В.И. Состав минералов и P-T условия образования биотит-гранатовых гнейсов Батомгского блока // Петрология. 1996. Т. 4, № 2. С. 208–224.
  19. Condie K.C. High field strength element ratio in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
  20. Dennen W.H., Moore B.R. Chemical definition of nature detrial sedimentary rock // Nat. Phys. Sci. 1971. V. 234. P. 127–128.
  21. Evensen N.M., Hamilton P.I., O’Nions R.K. Rare earth elements abundances in hondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42, N 8. P. 1199–1212.
  22. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Div. Mines. Misc. Pap. 66. 1976.
  23. Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krymsky R.S. The origin of the 1.73-1.70 Ga anorogenic Ucan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia, inferences from geochronological and Nd-Sr-Pb isotopic date // An. Acad. Bras. G. 2001. V. 69, N 3. P. 296–313.
  24. Martin H. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // Archean Crustal Evolution. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 205–259.
  25. Mc. Donough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
  26. Rapp R.P., Watson E.B., Miller G.F. Partial melting of amphibolite / Eclogite and the origin of Archean trondjemites and tonalites // Prec. Res. 1991. V. 51. P. 1–25.
  27. Sun S.S., Nesbitt R.W. Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements // Contrib. Mineral. Petrol. 1978. V. 65, N 3. P. 301–325.

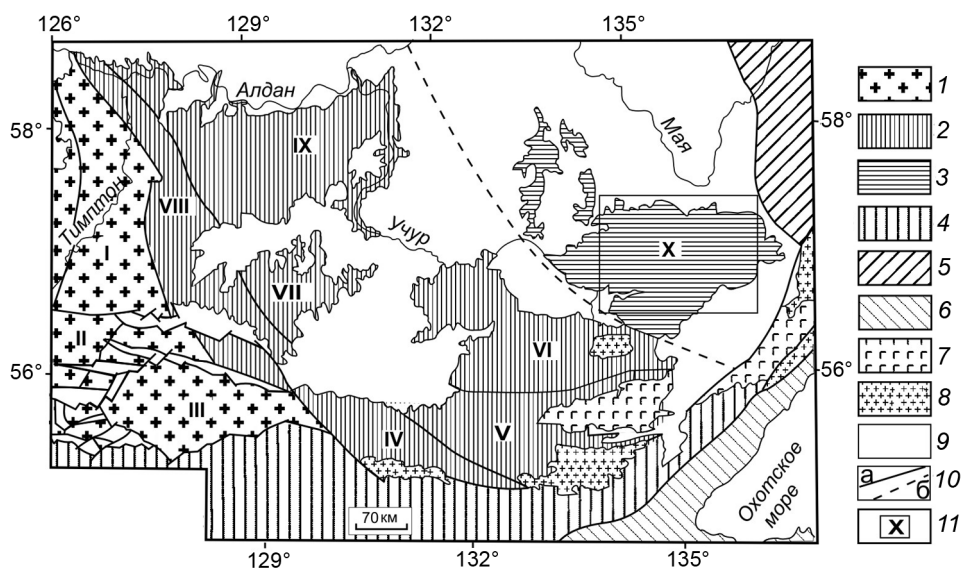
*Рекомендована к печати О.В. Авченко*

***G.M. Vovna, M.A. Mishkin, A.M. Lennikov, R.A. Oktyabrsky, V.F. Polin, Z.G. Badredinov, T.A. Yasnygina***

### **Geochemistry and original nature of metamorphic rocks of the Batomgskaya granite-greenstone area (Aldan Shield)**

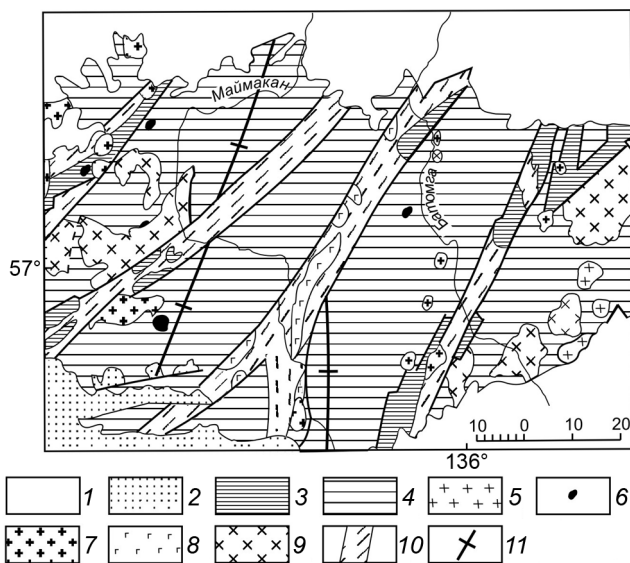
In the composition of the Early Proterozoic metamorphic complex of the Batomgskaya granite-greenstone area two petrochemical series of volcanites are distinguished among the magmatic protoliths: calc-alkali and comatiite-tholeiite series. Metavolcanites of the calc-alkali series are metabasalts, metaandesites, metadacites, and metarhyolites. The spectrum distribution of trace elements in acid metavolcanites demonstrates a similar topology with that of the Archean grey gneisses of the platform basement that may testify to a close petrological mechanism of their protolith formation. Comatiitic and tholeiitic basalts have been recognized among the metavolcanites of the comatiite-tholeiite series. Their chemistry agrees with the model of the fractionation of high-magnesium basalts in the interstitial chambers at low pressures. Nb, Y, Zr content in metatholeiites indicates that their original melts have a plume source.

***Key words:* granite-greenstone area, geochemistry, metabasalts, metaandesites, metadacites, metarhyolites, Aldan Shield.**



**Рис. 1.** Схема тектонического строения восточной части Алданского щита (составлена с использованием материалов [13]).

1–3 – Алданский щит: 1 – блоки позднеархейских гранулитовых пород; 2 – блоки раннепротерозойских гранулитовых пород; 3 – раннепротерозойская Батомгская гранит-зеленокаменная область; 4–6 – складчатые области: 4 – Становая, 5 – Верхояно-Чукотская, 6 – Монголо-Охотская; 7 – анортозиты, 8 – фанерозойские гранитоиды; 9 – отложения платформенного чехла; 10 – разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 11 – район исследований. Римскими цифрами обозначены блоки: I – Тимптонский, II – Мелемкенский, III – Сутамский, IV – Аюмканский, V – Джугджурский, VI – Тырканский, VII – Гонамский, VIII – Холболохский, IX – Суннагинский; X – Батомгский.



**Рис. 2.** Схематическая геологическая карта Батомгского блока, по [18] (с изменениями и использованием полевых материалов А.М. Ленникова).

1 – нерасчлененные фанерозойские и рифейские отложения платформенного чехла; 2 – раннепротерозойские осадочно-вулканогенные образования Улканского прогиба; 3–4 – раннепротерозойские метаморфические комплексы Батомгского блока: 3 – чумиканский комплекс, 4 – батомгский комплекс; 5 – мезозойские граниты; 6 – позднепротерозойские перидотиты и пироксениты; 7–9 – раннепротерозойский магматический комплекс: 7 – граниты, 8 – габбро, 9 – диориты; 10 – зоны интенсивного расщепления, бластомилонитизации и разломы, 11 – оси антиформных структур батомгского комплекса.

ных раннедокембрийских комплекса: омнинский, батомгский и чумиканский, отличающихся степенью метаморфизма. Породы омнинского комплекса метаморфизованы в гранулитовой фации. К батомгскому комплексу (батомгская серия) вышеуказанными авторами отнесены породы амфиболитовой фации. Метаморфизм пород чумиканского комплекса – зональный от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой и низов амфиболитовой фаций [10]. Породы чумиканского комплекса в работе [18] отнесены к образованиям зеленокаменных поясов.

Решениями IV МРСС [16] метаморфические породы Батомгской гранит-зеленокаменной области разделены на батомгскую и чумиканскую серии. В этой схеме отсутствует стратиграфическое подразделение, соответствующее омнинскому комплексу, выделенному в работе [5]. Батомгская серия была отнесена к раннему архею, а чумиканская серия – к позднему архею. Изотопным датированием эти представления не были подкреплены.

В составе батомгского комплекса амфиболитовой фации метаморфизма преобладают биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, содержащие отдельные прослои амфиболовых плагиогнейсов, амфиболитов, мраморов и кальцифиров. Породы комплекса местами подверглись процессам гранитизации. В структуре батомгского комплекса выделяются две антиформы (рис. 2), в ядрах которых метаморфизм по-

род местами достигает границы гранулитовой фации. Вероятно, эти породы ранее выделялись некоторыми исследователями в качестве самостоятельного гранулитового омнинского комплекса, упомянутого выше.

Биотитовые плагиогнейсы, полосчатой текстуры и гранобластовой структуры, сложены бурым биотитом (до 20 %), плагиоклазом (35–20 An) – 30–60 %, кварцем – 20–30 %. Редко присутствуют амфибол и гранат. В гранитизированных разновидностях появляется микроклин, от единичных зерен до 10–20 %. Аксессуары представлены магнетитом, ильменитом, апатитом, цирконом, сфеном, ортитом, клиноцоизитом. Увеличение в биотитовых плагиогнейсах содержания амфибола от нескольких до 10–20 % позволяет относить их к биотит-амфиболовым плагиогнейсам. В последних отмечаются меланократовые разновидности (амфиболовые плагиогнейсы), состоящие из амфибола – 30 %, плагиоклаза (50–30 An) – 40–50 %, кварца – 20–25 %, местами с примесью граната. Ядра амфиболовых зерен часто окрашены в зеленовато-бурый, а края – в зеленоватый цвет. Аксессуары – магнетит, ильменит, апатит.

Амфиболиты имеют гранонематобластовую структуру и массивную текстуру и состоят из амфибола (от бурой до светлозеленой окраски) – до 70 % и плагиоклаза (65–33 An) – 20–30 %, местами интенсивно сосюритизированного, и примеси клиноцоизита. В некоторых разновидностях амфиболитов отмечаются реликтовые зерна бесцветного клинопироксена, замещаемого бурым амфиболом. Гранатовые амфиболиты содержат порфиробласты «ситовидного» граната, размером до 2 мм. Аксессуары – сфен, ильменит, циркон, апатит.

Sm-Nd изотопными исследованиями, проведенными А.Б. Котовым [8], установлено, что модельный возраст парагнейсов батомгского комплекса  $T_{Nd}$  (DM) составляет 2.1–2.2 млрд лет. U-Pb изотопным датированием по цирконам установлено, что возраст биотитовых плагиогранитов и амфиболовых диоритов субинтрузивных малых тел, разгнейсованных совместно с метавулканитами метаморфического батомгского комплекса, составляет  $2055 \pm 7$  и  $2062 \pm 14$  млн лет, соответственно [14]. Эти гранитоиды претерпели метаморфизм амфиболитовой фации и разгнейсование 1920 млн лет назад, что установлено конкордантным значением возраста метаморфического циркона из биотитовых плагиогранитов [14]. Исследованные метаинтрузивы, совместно с метавулканитами среднего и кислого состава, составляют единый исходный вулcano-плутонический комплекс пород Батомгской гранит-зеленокаменной области. U-Pb изотопным датированием на масс-спектрометре SHRIMP по цирконам из мезозойских гранитоидов Батомгской

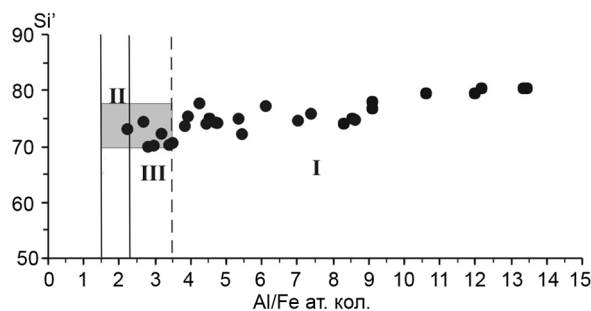
гранит-зеленокаменной области, выполненным в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по образцам В.Ф. Полина, установлено, что эти гранитоиды содержат ксеногенные цирконы с конкордантными возрастными 2020  $\pm$  13 и 2012  $\pm$  23 млн лет [15]. Приведенные выше данные однозначно свидетельствуют о раннепротерозойском возрасте батомгского метаморфического комплекса. Метаморфические образования Батомгского блока несогласно перекрываются осадочно-вулканогенным улканским комплексом с возрастом 1716–1736 млн лет (U-Pb метод) [23].

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД БАТОМГСКОГО КОМПЛЕКСА

Петрогенные компоненты в породах батомгского комплекса определялись в ДВГИ ДВО РАН классическим химическим методом, аналитик Ж.А. Щека. Элементы примеси определены методом ICP-MS в лаборатории изотопных исследований Института земной коры СО РАН, г. Иркутск. Данные о химическом составе пород батомгского комплекса основаны на результатах анализа 60 проб. Пробы отбирались среди пород, не подверженных процессам гранитизации. Исследованию подверглись породы среднего и кислого состава – биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, а также амфиболиты и амфиболовые сланцы, которые являются главными разновидностями пород батомгского комплекса.

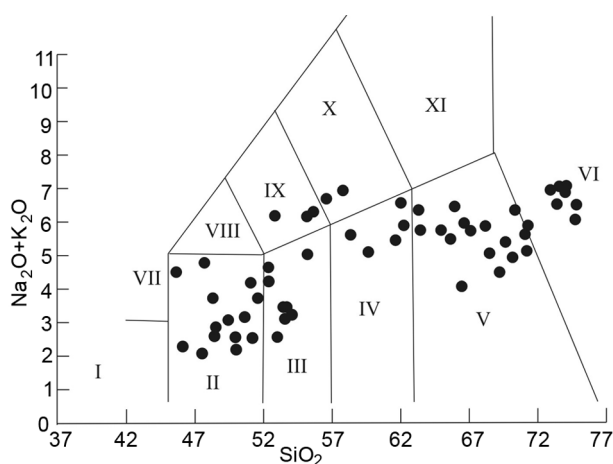
Определение исходного состава метаморфических пород в работе основано на материалах полевых геолого-структурных наблюдений, анализа петрохимических данных и закономерностей распределения элементов-примесей в породах.

Геохимическое поведение рассеянных элементов при метаморфизме рассматривалось во многих работах. Установлено, что РЗЭ относительно инертны даже при высокотемпературном метаморфизме [7]. Инертное поведение при метаморфизме отмечается для элементов с высоким зарядом катионов – Ti, Nb, Y, Zr, Hf, Ta, и для феррофильных элементов – Ni, Co, Cr [27]. Как известно, при определении исходной природы метаморфических пород особую сложность вызывают породы среднего и кислого состава, для которых чаще всего возникает неопределенность при отнесении их к магматическим или осадочным. Для решения этого вопроса У. Денненом и Б. Муром была предложена петрохимическая дискриминантная диаграмма [20] (рис. 3). Положение метаморфических пород среднего и кислого состава батомгского комплекса на дискриминантной диаграмме (рис. 3) соответствует полям магматических и осадочных пород. Метаморфические породы батомгского комплекса, исходно



**Рис. 3.** Петрохимическая диаграмма для разделения орто- и парагнейсов, по Деннену и Муру [20].

$Si' = Si / (Si + Fe + Al) \cdot 100$  ат. кол. Точки – составы биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов батомгского комплекса. I – поле магматических, II – осадочных пород, III – поле неопределенности исходного состава пород. Заштриховано поле граувакк.



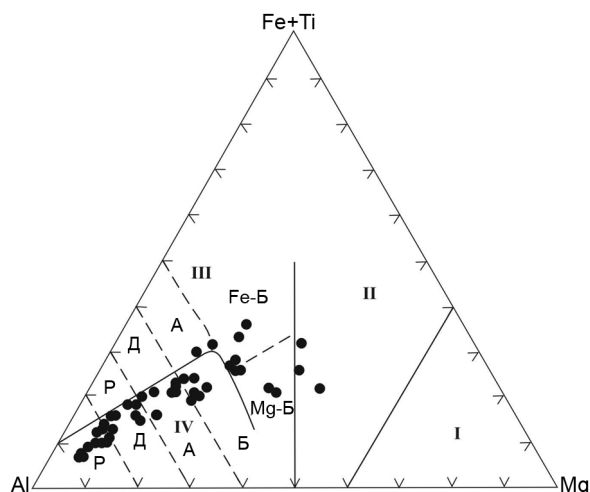
**Рис. 4.** Классификационная диаграмма  $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$  [6] для ортопород батомгского комплекса. Точками обозначены составы пород по данным авторов.

Римскими цифрами обозначены поля пород: I – пикритобазальты, II – базальты, III – базальтовые андезиты, IV – андезиты, V – дациты, VI – риолиты, VII – базаниты, VIII – трахибазальты, IX – базальтовые трахиандезиты, X – трахиандезиты, XI – трахидациты.

магматического состава, на классификационной диаграмме  $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$  [6] (рис. 4) располагаются в области пород нормальной щелочности и соответствуют полям основных ( $SiO_2 = 45-52$  мас. %), средних ( $SiO_2 = 52-63$  мас. %) и кислых ( $SiO_2 > 63$  мас. %) пород. Незначительная часть метабазитов и метаандезитов относится к субщелочным разновидностям.

На классификационной диаграмме  $Al - (Fe + Ti) - Mg$  [22] составы метаморфических пород батомгского комплекса, исходно магматического состава, располагаются в полях вулканитов известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий (рис. 5).

Полученные результаты подтверждают сделанный ранее вывод В.А. Злобина о том, что исходный состав ортогнейсов Батомгского блока представлен



**Рис. 5.** Классификационная диаграмма  $Al - (Fe + Ti) - Mg$  [22].

Точками обозначены составы ортопород батомгского комплекса по данным авторов.

Римскими цифрами обозначены поля: I – коматиитовых и высокомагнезиальных базальтов; II – вулканитов толеитовой и известково-щелочной серий, соответственно. Буквенными символами обозначены поля: P – риолитов, Д – дацитов, А – андезитов, Б – базальтов (Fe-Б, Mg-Б – высокожелезистых и высокомагнезиальных, соответственно).

вулканитами известково-щелочной серии, содержащими отдельные прослои высокомагнезиальных базальтов коматиитового типа [4].

### Метавулканиты известково-щелочной серии

В составе метавулканитов этой серии установлены метабазаальты (амфиболиты), метаандезибазальты (амфиболовые плагиогнейсы), метаандезиты (биотит-амфиболовые плагиогнейсы), метадациты и метариолиты (биотитовые гнейсы). На этом основании метавулканиты известково-щелочной серии выделены в качестве исходной базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации. Представительные анализы пород этой ассоциации приведены в таблицах 1, 2. Среднее отношение  $Na_2O/K_2O$  в метадацитах составляет 2.55 и уменьшается до 1.04 в риолитах вследствие увеличения содержания в них  $K_2O$ . Метадациты и метариолиты характеризуются значительной дифференциацией РЗЭ:  $(La/Yb)_N = 14.52-59.15$  и  $28.04-69.19$  (табл. 1), соответственно, и наличием слабых положительных Eu аномалий:  $Eu/Eu^* = 1.34-1.45$  (рис. 6 а). Значительная дифференциация РЗЭ свидетельствует о возможном происхождении исходных кислых вулканитов батомгского комплекса за счет частичного плавления гранатовых амфиболитов или кварцевых эклогитов, что подтверждается экспериментальными данными [2, 26].

Таблица 1. Химические составы биотитовых и биотит-амфиболовых ортогнейсов батомгского комплекса.

Компоненты	Н-146а	Н-163а	Б-11/107	СБ-117	СБ-112	СБ-109	СБ-110	СБ-116	СБ-115	СБ-105	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	58.24	62.16	65.88	68.03	70.22	71.09	73.23	73.56	73.86	74.00	71.23
TiO <sub>2</sub>	0.69	0.56	0.50	0.34	0.28	0.24	0.16	0.14	0.15	0.15	0.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.90	15.38	17.37	17.35	16.25	15.30	14.64	14.31	14.40	14.29	15.49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.60	2.52	0.20	1.56	1.07	1.06	1.05	0.82	0.80	0.96	0.94
FeO	3.21	4.54	2.79	1.50	1.60	1.44	1.02	0.82	0.80	0.76	1.34
MnO	0.10	0.08	0.03	0.05	0.05	0.04	0.03	0.03	0.2	0.03	0.06
MgO	4.42	3.11	1.59	1.54	1.00	1.12	0.82	0.72	0.70	0.71	1.03
CaO	6.02	3.92	3.63	2.50	2.46	2.26	1.65	1.21	1.19	0.98	1.99
Na <sub>2</sub> O	4.57	4.05	4.83	4.23	4.27	4.49	3.54	3.49	3.51	3.61	4.00
K <sub>2</sub> O	1.09	1.92	1.70	1.70	2.13	1.45	3.04	3.63	3.42	3.53	2.58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.51	0.48	0.33	0.19	0.08	0.13	0.07	0.08	0.05	0.01	0.12
п.п.п.	1.47	1.50	1.02	0.80	0.18	0.94	0.21	0.61	сл.	0.52	0.61
U	-	-	1.64	0.819	<0.2	0.264	0.300	-	-	0.316	0.59
Th	-	-	9.37	3.11	1.31	0.65	3.33	-	-	3.95	3.62
Ba	-	-	383.8	542	692	510	2029	-	-	760.7	819.58
Sr	-	-	1010	729	580	589	579	-	-	349.8	639.47
La	-	-	40.75	14.2	13.7	14.7	20.5	-	-	10.01	18.98
Ce	-	-	84.57	27.7	26.6	27.5	35.5	-	-	23.67	37.59
Pr	-	-	9.09	2.43	2.90	3.13	2.92	-	-	1.72	3.70
Nd	-	-	33.40	8.28	10.7	11.9	8.81	-	-	5.60	13.12
Sm	-	-	4.42	1.38	1.78	2.05	1.07	-	-	0.81	1.92
Eu	-	-	1.71	0.64	0.63	0.70	0.59	-	-	0.398	0.78
Gd	-	-	3.41	1.22	1.14	1.41	0.62	-	-	0.862	1.44
Tb	-	-	0.315	0.20	0.16	0.19	0.09	-	-	0.094	0.17
Dy	-	-	1.36	1.27	0.73	0.88	0.47	-	-	0.455	0.86
Ho	-	-	0.241	0.26	0.13	0.16	0.091	-	-	0.105	0.16
Er	-	-	0.64	0.67	0.29	0.37	0.23	-	-	0.24	0.41
Tm	-	-	0.071	0.10	0.04	0.05	0.03	-	-	0.043	0.06
Yb	-	-	0.465	0.66	0.21	0.29	0.20	-	-	0.241	0.34
Lu	-	-	0.068	0.097	0.025	0.035	0.029	-	-	0.034	0.05
Zr	-	-	114.8	116	46	32	47	-	-	35.94	65.29
Hf	-	-	3.53	2.53	0.92	<0.9	0.93	-	-	1.28	1.68
Ta	-	-	0.240	1.42	0.33	0.29	0.047	-	-	0.048	0.40
Nb	-	-	4.24	8.45	3.94	3.18	2.56	-	-	2.43	4.13
Y	-	-	5.86	8.2	3.7	4.8	2.8	-	-	2.48	4.64
Sc	-	-	4.07	5.7	4.7	3.1	1.7	-	-	1.42	3.45
(La/Yb) <sub>N</sub>	-	-	59.15	14.52	44.03	34.21	69.19	-	-	28.04	37.68

Примечание. Здесь и в табл. 2 оксиды – в мас. %, элементы примеси – в г/т, «-» – содержание элементов не определялось. 1, 2 – биотит-амфиболовые плагиогнейсы андезитового состава, биотитовые плагиогнейсы дацитового (3–6) и риолитового (7–10) составов, 11 – средний состав кислых метаэффузивов батомгского комплекса.

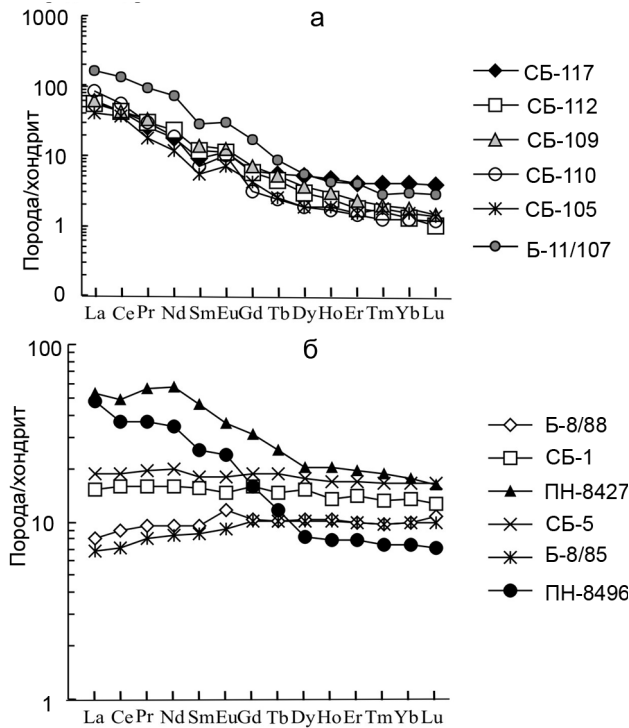
Метабазальты относятся к высокоглиноземистым разновидностям ( $Al_2O_3 = 20–21$  мас. %), со средним высоким отношением  $Na_2O/K_2O=9.54$ . Для спектров распределения РЗЭ известково-щелочных метабазальтов батомгского комплекса характерно умеренное обогащение легкими РЗЭ  $(La/Yb)_N = 3–6.52$ , чем они четко отличаются от толеитовых метабазальтов (рис. 6 б) (табл. 2, ан. 2, 10).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 7) средний состав кислых известково-щелочных метаэффу-

зивов батомгского комплекса (табл. 1, ан. 11) имеет сходную топологию с архейскими эндербитами фундамента Сибирского кратона [22] и архейскими серыми гнейсами фундамента платформ [24], характеризующимися отрицательными аномалиями Ta, Nb, Р и Ti, что обусловлено наличием в составе рестита магматического очага апатита и оксидов титана.

#### Метавулканиты коматиит-толеитовой серии

В составе исходных вулканитов этой серии выделены толеитовые и коматиитовые базальты (рис. 5).



**Рис. 6.** Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту С-I [21], в метавулканитах батомгского комплекса.

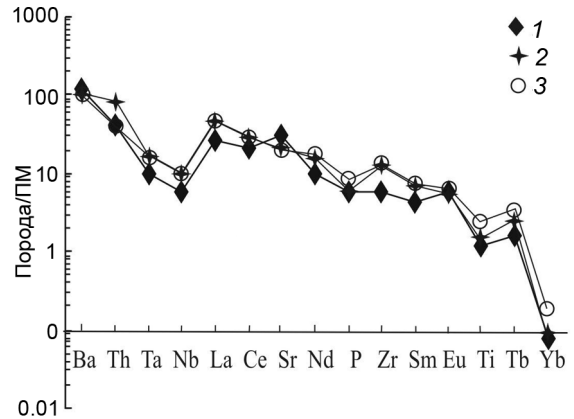
а – метадациты (Б-11/107, СБ-117, СБ-112, СБ-109) и метаридолиты (СБ-110, СБ-105) известково-щелочной серии; б – метабазациты известково-щелочной серии (ПН-8427, ПН-8496), толеитовые метабазациты (СБ-5, СБ-1), коматиитовые метабазациты (Б-8/88, Б-8/85).

Представительные анализы толеитовых метабазацитов (амфиболиты и амфиболовые плагиогнейсы) приведены в табл. 2. Концентрации MgO в толеитовых метабазацитах колеблются в пределах 5.95–9.45 мас. % (табл. 2, ан. 3, 5, 7, 9), при магнезиальности  $Mg_{\#} = Mg/(Mg + Fe) 0.44–0.65$ .

Химизм толеитов согласуется с моделью фракционирования исходных магм с содержанием MgO около 10–11 мас.% в промежуточных очагах при низких давлениях по феннеровской схеме под контролем оливин-плагиоклазовой и оливин-плагиоклаз-клинопироксеновой котектик. Толеитовые метабазациты характеризуются почти не дифференцированным распределением РЗЭ:  $(La/Yb)_N = 1.13–1.17$  (табл. 2, ан. 3, 5), (рис. 6, обр. СБ-1, СБ-5).

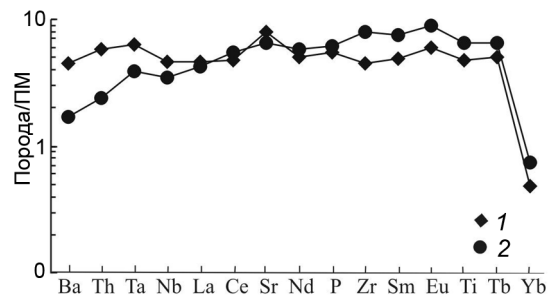
На мультиэлементной диаграмме (рис. 8) мета-толеиты батомгского комплекса отличаются от толеитовых базальтов MORB повышенным содержанием Ba, Th, Ta, Nb.

На диаграмме Nb/Y – Zr/Y [19] фигуративные точки толеитовых метабазацитов батомгского комплекса расположены в поле базальтов плюмового источника (рис. 9).



**Рис. 7.** Мультиэлементная диаграмма для биотитовых плагиогнейсов батомгского комплекса.

1 – плагиогнейсы батомгского комплекса, 2 – состав архейских серых гнейсов фундамента платформ [24]; 3 – архейские эндрбиты фундамента Сибирского кратона [1]. Нормировано по примитивной мантии (ПМ) [25].



**Рис. 8.** Мультиэлементная диаграмма для толеитовых метабазацитов батомгского комплекса.

1 – толеитовые метабазациты батомгского комплекса, 2 – толеитовые базальты MORB. Нормировано по примитивной мантии (ПМ) [25].

Представительные анализы коматиитовых метабазацитов (амфиболитов) приведены в табл. 2 (ан. 1, 4, 6, 8). При установлении исходного состава амфиболитов была использована дискриминационная диаграмма для высокомагнезиальных вулканитов [9]. На этой диаграмме по содержанию MgO и отношению  $Al_2O_3/TiO_2$  анализы амфиболитов 1, 6, 8 табл. 2 попадают в поле коматиитовых базальтов. Минимальное граничное содержание MgO для базальтовых коматиитов принято 10 мас. %. На классификационной диаграмме Al–(Fe+Ti)–Mg (рис. 5) точки этих пород располагаются в поле коматиитовых базальтов. Концентрации MgO в коматиитовых метабазацитах составляют 9.97–17.14 мас. % (табл. 2, ан. 1, 4, 6, 8), при магнезиальности 0.61–0.77. Они обладают отношениями  $CaO/Al_2O_3 = 0.62–0.95$ ;  $Al_2O_3/TiO_2 = 14.76–22.35$ . Коматиитовые метабазациты характеризуются

Таблица 2. Химические составы амфиболитов и амфиболовых плагногнейсов батомгского комплекса.

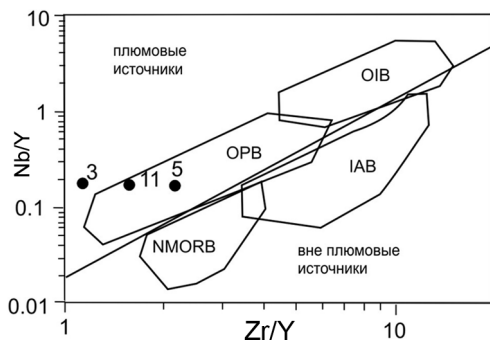
	Б-8/88	ПН-8427	СБ-1	3-1	СБ-5	СБ-111	Б-6/68	Б-8/85	Б-11/105	ПН-8496	Ср. сост.
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	46.42	47.89	48.56	48.9	49.98	50.08	50.60	51.16	52.45	53.10	50.40
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.91	1.03	0.57	1.23	0.79	1.30	0.62	0.69	0.40	1.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.76	20.60	11.84	11.56	13.20	11.66	14.87	13.86	13.76	21.91	13.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.73	6.11	2.47	1.37	2.77	3.37	2.65	0.29	0.92	4.07	2.20
FeO	11.31	4.42	14.15	8.10	12.33	8.31	10.16	10.27	7.48	2.25	11.03
MnO	0.24	0.15	0.26	0.17	0.23	0.22	0.21	0.19	0.15	0.07	0.21
MgO	11.14	4.33	9.45	17.4	6.67	10.68	5.95	9.97	8.71	2.99	7.70
CaO	11.28	8.57	8.61	7.2	9.53	11.04	9.84	10.31	9.87	7.27	9.46
Na <sub>2</sub> O	1.48	4.42	1.58	0.97	1.90	1.10	2.43	2.05	2.99	5.47	2.23
K <sub>2</sub> O	0.79	0.45	0.48	0.77	0.63	1.07	0.72	0.44	1.15	0.59	0.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.46	0.16	0.10	0.16	0.35	0.38	0.09	0.90	0.31	0.40
п.п.п.	0.70	1.42	0.77	1.77	0.42	0.64	0.52	0.36	0.61	1.22	0.58
U	0.344	0.48	0.335	-	<0.2	-	-	<0.2	-	0.56	0.27
Th	0.46	0.69	0.87	-	<0.55	-	-	<0.55	-	0.9	0.71
Ba	77	188	23	-	31	-	-	20	-	193	27.0
Sr	42	795	83	-	223	-	-	121	-	1027	153.0
La	1.99	12.87	4.32	-	4.54	-	-	1.67	-	11.79	4.43
Ce	5.68	31.22	10.9	-	11.9	-	-	4.52	-	23.43	11.40
Pr	0.91	5.39	1.63	-	1.87	-	-	0.77	-	3.51	1.75
Nd	4.47	27.02	7.99	-	9.33	-	-	4.00	-	16.25	8.66
Sm	1.45	7.1	2.36	-	2.77	-	-	1.33	-	3.90	2.57
Eu	0.68	2.09	0.93	-	1.03	-	-	0.53	-	1.39	0.98
Gd	2.12	6.40	3.42	-	3.84	-	-	2.06	-	3.26	3.63
Tb	0.38	0.96	0.64	-	0.70	-	-	0.38	-	0.44	0.67
Dy	2.63	5.17	4.04	-	4.43	-	-	2.59	-	2.10	4.24
Ho	0.59	1.15	0.87	-	0.96	-	-	0.57	-	0.45	0.92
Er	1.65	3.23	2.51	-	2.77	-	-	1.66	-	1.30	2.64
Tm	0.25	0.48	0.38	-	0.42	-	-	0.25	-	0.19	0.40
Yb	1.65	2.9	2.49	-	2.72	-	-	1.63	-	1.22	2.61
Lu	0.27	0.41	0.39	-	0.42	-	-	0.25	-	0.18	0.41
Zr	128	240	19.20	-	60	-	-	41	-	204	39.60
Hf	3.12	5.52	3.63	-	1.73	-	-	0.90	-	5.02	2.68
Ta	0.23	0.17	0.37	-	0.38	-	-	0.22	-	0.18	0.38
Nb	2.30	5.00	5.06	-	4.61	-	-	1.90	-	4.00	4.84
Y	17	30	21.92	-	28	-	-	16	-	12	24.96
Sc	56	16	49	-	51	-	-	55	-	21	50.0
Cr	521	14	204	-	208	-	-	465	-	32	206.0
Ni	150	43	219	-	53	-	-	151	-	23	136.0
(La/Yb) <sub>N</sub>	0.81	3.00	1.17	-	1.13	-	-	0.69	-	6.52	1.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	21.84	22.64	11.50	20.28	10.73	14.76	11.44	22.35	19.94	54.78	11.12
CaO/TiO <sub>2</sub>	17.90	9.42	8.36	12.63	7.75	13.97	7.57	16.63	14.30	18.18	8.06
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.82	0.42	0.73	0.62	0.72	0.95	0.66	0.74	0.72	0.33	0.73
Mg/Mg+Fe	0.61	0.44	0.53	0.77	0.44	0.63	0.46	0.63	0.65	0.47	0.49

Примечание. 1, 4, 6, 8 – коматиитовые метабазальты; 3, 5, 7, 9 – толеитовые метабазальты; 2, 10 – известково-щелочные метабазальты, 11 – средний состав толеитовых метабазальтов. Анализ 4 – по [4].

слабо обедненным ЛРЗЭ спектром распределения РЗЭ:  $(La/Yb)_N = 0.81-0.69$  при общем содержании РЗЭ в 7–10 хондритовых норм. Расчеты, выполненные И.Д. Рябчиковым и О.А. Богатиковым [17], свидетельствуют о том, что коматиитовые базальты с подобной низкой магнезиальностью не могут быть получены путем прямого плавления мантийного

источника. В соответствии с выводами работы [17], подобные составы могли формироваться при кристаллизационной дифференциации магмы в промежуточных магматических камерах, при участии во фракционировании только оливина.

Приведенные материалы свидетельствуют, что коматиит-толеитовая серия исходных вулканитов



**Рис. 9.** Диаграмма Nb/Y – Zr/Y [19] для толеитовых метабазальтов батомгского комплекса.

Номера точек соответствуют номерам химических анализов толеитовых метабазальтов таблицы 2.

Поля пород: OPB – базальты океанических плато; OIB – базальты океанических островов; N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов; IAB – островодужные базальты.

батомгского комплекса могла быть сформирована в результате деятельности плюмового источника. Метавулканитам коматиит-толеитовой серии батомгского комплекса сопутствуют метавулканиты известково-щелочной серии, что является закономерностью для вулканических протолитов раннедокембрийских метаморфических комплексов, сформировавшихся в результате деятельности мантийных плюмов. Петрологическая модель образования исходных вулканитов подобных комплексов представлена в работах [11, 12]. Она включает две стадии: в первую формируются вулканиты коматиит-базальтовой ассоциации, при декомпрессионном частичном плавлении вещества обедненной мантии, поднимающегося в виде плюма. Во вторую стадию превалирует образование вулканитов андезит-дацитов ассоциации путем частичного плавления первичной базальтовой коры за счет тепла поднимающегося мантийного плюма и отделяющихся от него магм. В составе батомгского комплекса средние и кислые исходные вулканиты известково-щелочной серии являются доминирующими породами, которые содержат отдельные прослои базальтов коматиит-толеитовой серии.

**ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

В составе раннепротерозойского метаморфического комплекса Батомгской гранит-зеленокаменной области по исходному составу выделены две петрохимические серии вулканитов: известково-щелочная и коматиит-толеитовая. В составе метавулканитов известково-щелочной серии установлены метабазальты (амфиболиты), метаандезиты (биотит-амфиболовые плагиогнейсы), метадациты и метариолиты (биотитовые гнейсы). На мультиэлементной диаграмме сред-

ний состав кислых плагиогнейсов имеет сходную топологию с архейскими серыми гнейсами фундамента платформ, что свидетельствует о сходном петрологическом механизме формирования их протолитов.

В составе исходных вулканитов коматиит-толеитовой серии установлены коматиитовые и толеитовые базальты. Химизм толеитов согласуется с моделью фракционирования исходных высокомагнезиальных базальтов в промежуточных камерах при низких давлениях по феннеровской схеме под контролем оливин-плагиоклазовой и оливин-плагиоклаз-клинопироксеновой котектик. Исходные коматиитовые базальты батомгского комплекса, в соответствии с выводами работы [17], могли формироваться при кристаллизационной дифференциации коматиитов в промежуточных магматических камерах, при участии во фракционировании только оливина. Соотношение Nb/Y и Zr/Y в метатолеитах батомгского комплекса свидетельствует о плюмовом источнике исходных для них расплавов [19].

Авторы выражают благодарность анонимным рецензентам, конструктивные замечания которых способствовали улучшению содержания работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (проект № 09-2-40-08-004) и РФФИ (грант № 06-05-96106).

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Вовна Г.М., Мишкин М.А., Сахно В.Г., Зарубина Н.В. Архейская ранняя сиалическая кора Сибирского кратона: ее состав и генезис магматических протолитов // Докл. РАН. 2009. Т. 429, № 4. С. 512–516.
2. Вольф М.Б., Уайли П.Дж. Некоторые результаты экспериментального исследования дегидратационного плавления амфиболита при 10 кбар // Геология и геофизика. 1993. № 12. С. 100–115.
3. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. I. Геологическое описание / Ред. Л.И. Красный. М.: Недра, 1966. 736 с.
4. Злобин В.А. Петрохимические особенности древнейших толщ восточной окраины Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 8. С. 62–71.
5. Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск: ИТиГ, 1995. 88 с.
6. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997. 248 с.
7. Конди К, Аллен П. Происхождение архейских чарнокитов южной Индии // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 224–249.
8. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. СПб.: ИГГД, 2003. 78 с.
9. Куликов В.С., Куликова В.В. Новый подход к классификации высокомагнезиальных пород // Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Сыктыв-



- кар, 2000. Т. 1. С. 11–112.
10. Метаморфические пояса СССР / Ред. В.А. Глебовицкий. Л.: Наука, 1971. 296 с.
  11. Мишкин М.А., Вовна Г.М., Лаврик С.Н., Октябрьский Р.А. Геохимия и происхождение глубинных архейских эндербитов юга Алданского щита (Сутамский блок) // Геохимия. 2001. № 7. С. 691–711.
  12. Мишкин М.А., Ленников А.М., Вовна Г.М., Бадрединов З.Г., Октябрьский Р.А. Геохимия и исходная природа метабазит-эндербитовой ассоциации Джугджурского блока (Алданский щит) // Геохимия. 2007. № 6. С. 608–623.
  13. Мишкин М.А., Вовна Г.М. Происхождение глубинных метаморфических комплексов раннепротерозойского складчатого обрамления востока Алданского щита // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28. С. 608–623.
  14. Мишкин М.А., Ленников А.М., Баянова Т.В., Вовна Г.М., Сахно В.Г., Октябрьский Р.А., Бадрединов З.Г. Первые результаты U-Pb геохронологических исследований докембрийских гранитоидов Батомгского блока Алданского щита // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 4, № 3. С. 45–49.
  15. Полин В.Ф., Мищук В.В., Ханчук А.И., Глебовицкий В.А., Будницкий С.Ю., Ризванова Н.Г., Соляник А.Н., Шишов А.С. Геохронологические рубежи субшелочного магматизма Кетканско-Южной магматической провинции Алданского щита. // Докл. РАН. 2012. Т. 442, № 1. С. 83–89.
  16. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск: ХГГП, 1994. 123 с.
  17. Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Физико-химические условия генерации и дифференциации карельских коматиитов // Геохимия. 1984. № 5. С. 625–638.
  18. Федькин В.В., Кицул В.И., Березкин В.И. Состав минералов и P-T условия образования биотит-гранатовых гнейсов Батомгского блока // Петрология. 1996. Т. 4, № 2. С. 208–224.
  19. Condie K.C. High field strength element ratio in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
  20. Dennen W.H., Moore B.R. Chemical definition of nature detrial sedimentary rock // Nat. Phys. Sci. 1971. V. 234. P. 127–128.
  21. Evensen N.M., Hamilton P.I., O’Nions R.K. Rare earth elements abundances in hondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42, N 8. P. 1199–1212.
  22. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Div. Mines. Misc. Pap. 66. 1976.
  23. Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krymsky R.S. The origin of the 1.73-1.70 Ga anorogenic Ucan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia, inferences from geochronological and Nd-Sr-Pb isotopic date // An. Acad. Bras. G. 2001. V. 69, N 3. P. 296–313.
  24. Martin H. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // Archean Crustal Evolution. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 205–259.
  25. Mc. Donough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
  26. Rapp R.P., Watson E.B., Miller G.F. Partial melting of amphibolite / Eclogate and the origin of Archean trondjemites and tonalites // Prec. Res. 1991. V. 51. P. 1–25.
  27. Sun S.S., Nesbitt R.W. Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements // Contrib. Mineral. Petrol. 1978. V. 65, N 3. P. 301–325.

*Рекомендована к печати О.В. Авченко*

***G.M. Vovna, M.A. Mishkin, A.M. Lennikov, R.A. Oktyabrsky, V.F. Polin, Z.G. Badredinov, T.A. Yasnygina***

### **Geochemistry and original nature of metamorphic rocks of the Batomgskaya granite-greenstone area (Aldan Shield)**

In the composition of the Early Proterozoic metamorphic complex of the Batomgskaya granite-greenstone area two petrochemical series of volcanites are distinguished among the magmatic protoliths: calc-alkali and comatiite-tholeiite series. Metavolcanites of the calc-alkali series are metabasalts, metaandesites, metadacites, and metarhyolites. The spectrum distribution of trace elements in acid metavolcanites demonstrates a similar topology with that of the Archean grey gneisses of the platform basement that may testify to a close petrological mechanism of their protolith formation. Comatiitic and tholeiitic basalts have been recognized among the metavolcanites of the comatiite-tholeiite series. Their chemistry agrees with the model of the fractionation of high-magnesium basalts in the interstitial chambers at low pressures. Nb, Y, Zr content in metatholeiites indicates that their original melts have a plume source.

***Key words:* granite-greenstone area, geochemistry, metabasalts, metaandesites, metadacites, metarhyolites, Aldan Shield.**