

ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД БАТОМГСКОЙ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

© 2013 г. Г. М. Вовна*, М. А. Мишкин*, А. М. Ленников*, Р. А. Октябрьский*, В. Ф. Полин*, З. Г. Бадрединов*, Т. А. Ясныгина**

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
690022, г. Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159
e-mail: gala1367@mail.ru

**Институт земной коры СО РАН,
г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128

Поступила в редакцию 08.04.2011 г.
Принята к печати 09.04.2012 г.

В составе раннепротерозойского метаморфического комплекса Батомгской гранит-зеленокаменной области среди магматических протолитов выделены две петрохимические серии вулканитов: известково-щелочная и коматиит-толеитовая. Метавулканиты известково-щелочной серии представлены метабазами, метаандезитами, метадацитамии, метариолитами. Спектр распределения элементов-примесей в кислых метавулканитах имеет сходную топологию с архейскими серыми гнейсами фундамента платформ, что может свидетельствовать о близком петрологическом механизме формирования их протолитов. Среди метавулканитов 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. Кульминационные условия метаморфизма пород комплекса по температуре соответствуют граничной области амфиболитовой и гранулитовой фаций повышенных давлений.

Ключевые слова: Алданский щит, гранит-зеленокаменная область, геохимия, амфиболитовая фация метаморфизма, метабаза, метаандезиты, метадациты, метариолиты.

DOI: 10.7868/S0016752513120108

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 [1, 2], которые ранее относились к архею. Область распространения нижнепротерозойских гранулитовых комплексов была выделена в качестве составной части его раннепротерозойского складчатого обрамления [2]. По представлениям авторов статьи, структуры этого обрамления представлены Джугджуро-Суннагинской гранулит-гнейсовой и Батомгской гранит-зеленокаменной областями (рис. 1). В работе [2] был рассмотрен состав, геохимические особенности и условия формирования вулканогенных протолитов гранулитовых комплексов Джугджуро-Суннагинской гранулит-гнейсовой области. В

то же время метаморфические комплексы Батомгской гранит-зеленокаменной области, которую традиционно сопоставляли с архейской Олёкминской гранит-зеленокаменной областью запада Алданского щита, остаются слабо изученными. Целью настоящей статьи является установление геохимических особенностей главных разновидностей метаморфических пород Батомгского блока, выявление их исходной геологической природы, происхождения магматических протолитов и условий их метаморфизма.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Батомгская гранит-зеленокаменная область расположена на востоке Алданского щита, в бассейнах рек Чумикан, Маймакан и Батомга (рис. 2). Метаморфические образования Батомгской области на основе геолого-съёмочных работ [4] были объединены в батомгскую серию. Считалось, что метаморфизм пород батомгской серии соответствует амфиболитовой фации. Позднее, при составлении карты метаморфизма юго-востока Си-

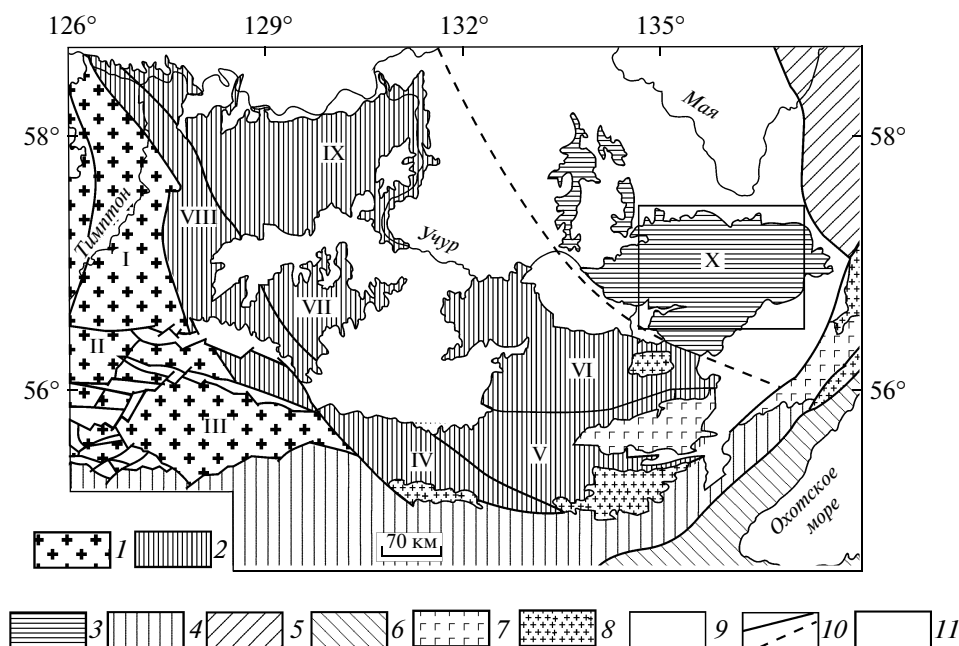


Рис. 1. Схема тектонического строения Восточной части Алданского щита (составлена с использованием материалов [2]).

1–3 – Алданский щит: 1 – блоки позднеархейских гранулитовых пород; 2 – блоки раннепротерозойских гранулитовых пород; 3 – раннепротерозойская Батомгская гранит-зеленокаменная область; 4 – раннепротерозойский Становой складчатый пояс, 5 – мезозойские Верхояно-Чукотская, 6 – Монголо-Охотская складчатые области; 7 – анортозиты, 8 – фанерозойские гранитоиды; 9 – отложения платформенного чехла; 10 – разрывные нарушения; 11 – район исследований.

Римскими цифрами обозначены блоки: I – Тимптонский, II – Мелемкенский, III – Сутамский, IV – Аюмканский, V – Джугджурский VI – Тырканский, VII – Гонамский, VIII – Холболахский, IX – Суннагинский; X – Батомгский.

бирского кратона, А.Н. Нееловым с коллегами [5] среди образований, относимых к батомгской серии, были выделены три разновозрастных раннедокембрийских комплекса: омнинский, батомгский и чумиканский, отличающиеся 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 [5, 6]. Чумиканский комплекс слагает тектонические клинья и блоки в зонах милонитизации, расланцевания и диафтореза северо-восточного простирания (рис. 2).

Решениями IV МРСС [7] 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 преобладают биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, содержащие отдельные прослои амфиболовых плагиогнейсов, амфиболитов, мраморов и кальцифиров. Породы комплекса местами подверглись процессам гранитизации.

Биотитовые плагиогнейсы, полосчатой текстуры и гранобластовой структуры, сложены бурым биотитом (до 20%), плагиоклазом (35–20 An) – 30–60%, кварцем – 20–30%. Редко присутствует амфибол и гранат. В гранитизированных разностях 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 разности (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.

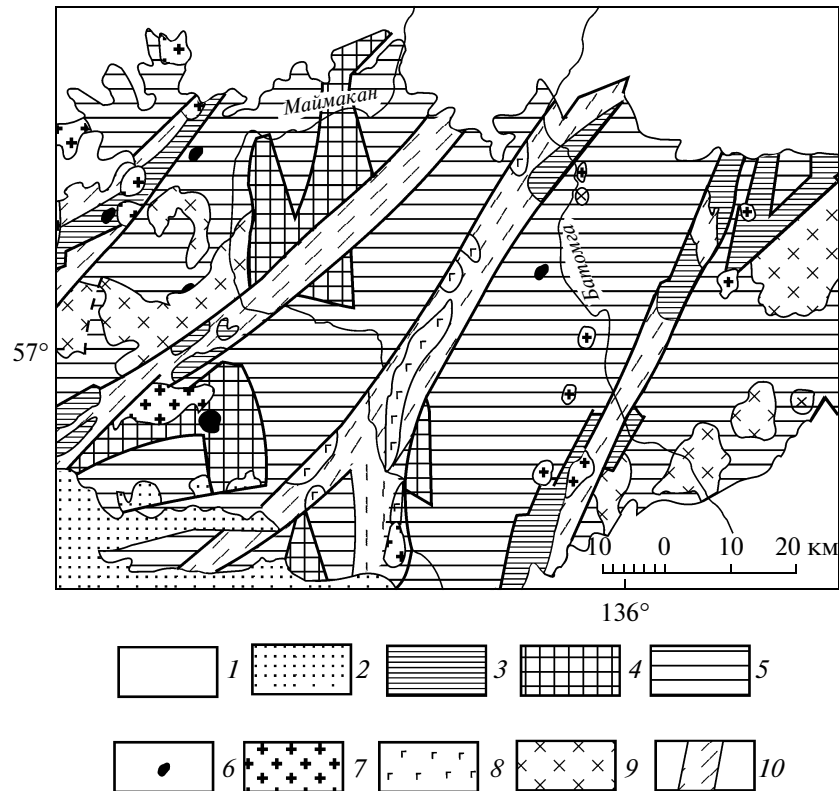


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Батомгского блока по [3] (с изменениями и использованием полевых материалов А.М. Ленникова).

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

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 сосюртитизированного, и примеси клиноцоизита. В некоторых разностях амфиболитов отмечаются реликтовые зерна бесцветного клинопироксена, замещаемого бурым амфиболом. Гранатовые амфиболиты содержат порфиробласты “ситовидного” граната, размером до 2 мм. Акцессории – 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 субинтрузивных малых тел, разгнейсованных совместно с метавулканидами метаморфического батомгского комплекса, биотитовых плагиогранитов и амфиболовых диоритов, составляет 2055 ± 7 и 2062 ± 14 млн лет, соответственно [9]. Эти гранитоиды претерпели мета-

морфизм амфиболитовой фации и разгнейсование 1920 млн лет назад, что установлено конкордантным значением возраста метаморфического циркона из биотитовых плагиогранитов [9]. Исследованные метаинтрузивы, совместно с метавулканидами среднего и кислого состава, составляют единый исходный вулcano-плутонический комплекс пород Батомгской гранит-зеленокаменной области. U–Pb изотопным датированием методом SHRIMP по цирконам из мезозойских гранитоидов Батомгской гранит-зеленокаменной области, выполненными в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по образцам В.Ф. Полина, установлено, что эти гранитоиды содержат ксеногенные цирконы с конкордантными возрастами 2020 ± 13 и 2012 ± 23 млн лет. 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) [10].

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД БАТОМГСКОГО КОМПЛЕКСА И ИХ ИСХОДНАЯ ПРИРОДА

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 [11]. Инертное поведение при метаморфизме отмечается для элементов с высоким зарядом катионов – Ti, Nb, Y, Zr, Hf, Ta, и для феррофильных элементов – Ni, Co, Cr [12]. 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 [13] (рис. 3). Положение метаморфических пород среднего и кислого составов батомгского комплекса на дискриминантной диаграмме (рис. 3) соответствует полям магматических и осадочных пород. Метаморфические породы батомгского комплекса, исходно магматического состава, на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ [14] (рис. 4) располагаются в области пород нормальной щелочности и соответствует полям основных ($\text{SiO}_2 = 45-52$ мас. %), средних ($\text{SiO}_2 = 52-63$ мас. %), и кислых ($\text{SiO}_2 > 63$ мас. %) пород. Незначительная часть метабазитов и метаандезитов относится к субщелочным разновидностям.

На классификационной диаграмме Al-(Fe+Ti)-Mg [15] составы метаморфических пород батомгского комплекса, исходно магматического состава располагаются в полях вулканитов известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий (рис. 5).

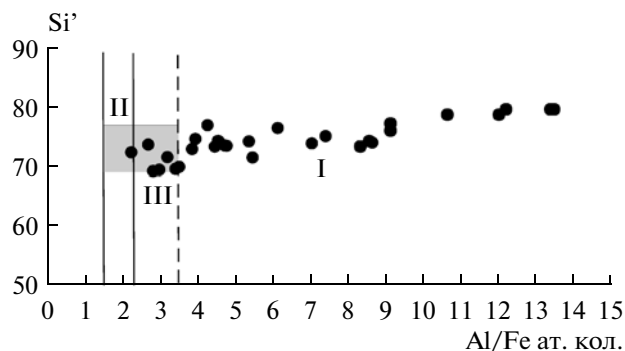


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма для разделения орто и парагнейсов, по Деннено и Муру [13]. $\text{Si}' = \text{Si}/(\text{Si} + \text{Fe} + \text{Al}) \times 100$. Точки – составы биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов батомгского комплекса. I – поле магматических, II – осадочных пород, III – поле неопределенности исходного состава пород. Заштриховано поле граувакк.

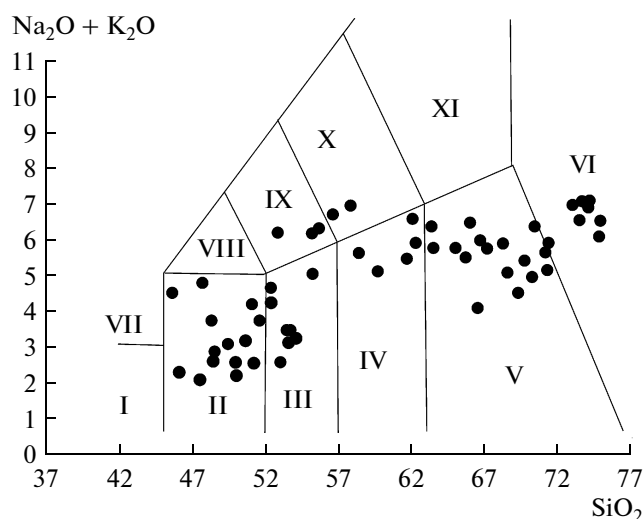


Рис. 4. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [14] для ортопород батомгского комплекса. Точками обозначены составы пород по данным авторов.

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.

Метавулканиты известково-щелочной серии

В составе метавулканитов этой серии установлены метабазальты (амфиболиты), метаандезиты (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 ассоци-

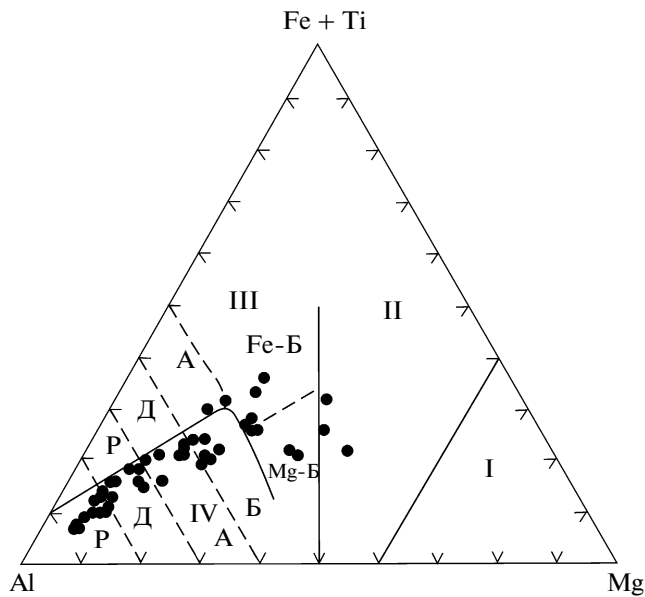


Рис. 5. Классификационная диаграмма Al-(Fe + Ti)-Mg [15].

Точками обозначены составы ортопород батомгского комплекса по данным авторов.

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

ции приведены в таблицах 1, 2. Среднее отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 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: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 14.52\text{--}59.15$ и $28.04\text{--}69.19$ (табл. 1), соответственно, и наличием слабых положительных Eu аномалий (рис. 6а). 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 [17, 18].

Метабазальты относятся к высокоглиноземистым разновидностям ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 20\text{--}21$ мас. %). Для спектров распределения РЗЭ известково-щелочных метабазальтов батомгского комплекса характерно умеренное обогащение легкими РЗЭ $(\text{La}/\text{Yb})_N = 3\text{--}6.52$, чем они четко отличаются от толеитовых метабазальтов (рис. 6б).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 7) средний состав кислых известково-щелочных метаэффузивов батомгского комплекса (табл. 1, ан. 9) имеет сходную топологию с архейскими эндерби-

тами фундамента Сибирского кратона [19] и архейскими серыми гнейсами фундамента платформ [20], которые характеризуются 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).

Представительные анализы толеитовых метабазальтов (амфиболиты и амфиболовые плагиогнейсы) приведены в табл. 2. Концентрации MgO в толеитовых метабазальтах колеблются в пределах 5.95–8.71 мас. % (табл. 2, ан. 2, 4, 6, 8), при магнезиальности $\text{Mg} \# = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) 0.44\text{--}0.65$.

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 метабазальты характеризуются почти не дифференцированным распределением РЗЭ: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.13$ (табл. 2, ан. 2, 4). (рис. 6, обр. СБ-141, СБ-5).

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

На диаграмме Nb/Y–Zr/Y [21] фигуративные точки толеитовых метабазальтов батомгского комплекса расположены в поле базальтов плюмового источника (рис. 9).

Представительные анализы коматиитовых метабазальтов (амфиболитов) приведены в табл. 2 (ан. 1, 5, 7). На классификационной диаграмме Al-(Fe + Ti)-Mg (рис. 5) точки этих пород располагаются в поле коматиитовых базальтов. Концентрации MgO в коматиитовых метабазальтах составляют 9.97–11.14 мас. % (табл. 2, ан. 1, 5, 7), при магнезиальности 0.61–0.63. Они обладают отношениями $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.74\text{--}0.95$; $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 14.76\text{--}22.35$. Коматиитовые метабазальты характеризуются слабо обедненным ЛРЗЭ спектром распределения РЗЭ: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 0.81\text{--}0.69$ при общем содержании РЗЭ в 7–10 хондритовых норм. Расчеты, выполненные И.Д. Рябчиковым и О.А. Богатиковым [22], свидетельствуют о том, что коматиитовые базальты с подобной низкой магнезиальностью не могут быть получены путем прямого плавления мантийного источника. В соответствии с выводами работы [22] подобные составы могли формироваться при кристаллизационной дифференциации коматиитов в промежуточных магматических камерах, при участии во фракционировании только оливина.

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-105	Средний состав
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	58.24	62.16	65.88	68.03	70.22	71.09	73.23	74.00	71.23
TiO ₂	0.69	0.56	0.50	0.34	0.28	0.24	0.16	0.15	0.25
Al ₂ O ₃	15.90	15.38	17.37	17.35	16.25	15.30	14.64	14.29	15.49
Fe ₂ O ₃	3.60	2.52	0.20	1.56	1.07	1.06	1.05	0.96	0.94
FeO	3.21	4.54	2.79	1.50	1.60	1.44	1.02	0.76	1.34
MnO	0.10	0.08	0.03	0.05	0.05	0.04	0.03	0.03	0.06
MgO	4.42	3.11	1.59	1.54	1.00	1.12	0.82	0.71	1.03
CaO	6.02	3.92	3.63	2.50	2.46	2.26	1.65	0.98	1.99
Na ₂ O	4.57	4.05	4.83	4.23	4.27	4.49	3.54	3.61	4.00
K ₂ O	1.09	1.92	1.70	1.70	2.13	1.45	3.04	3.53	2.58
P ₂ O ₅	0.51	0.48	0.33	0.19	0.08	0.13	0.07	0.01	0.12
п.п.п.	1.47	1.50	1.02	0.80	0.18	0.94	0.21	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) _N	—	—	59.15	14.52	44.03	34.21	69.19	28.04	37.68

Примечание. Здесь и далее, в табл. 2–5 оксиды в мас. %, элементы примеси — в г/т, “—” — содержание элементов не определено. 1, 2 — метаандезиты, 3–6 — метадациты, 7, 8 — метариолиты, 9 — средний состав кислых метаэффузивов батомгского комплекса.

Таблица 2. Химические составы амфиболитов и амфиболовых плаггиогнейсов батомгского комплекса

Компоненты	Б-8/88	СБ-1	ПН-8427	СБ-5	СБ-111	Б-6/68	Б-8/85	Б-11/105	ПН-8496	Средний состав
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	46.42	48.56	47.89	49.98	50.08	50.60	51.16	52.45	53.10	50.40
TiO ₂	0.63	1.03	0.91	1.23	0.79	1.30	0.62	0.69	0.40	1.06
Al ₂ O ₃	13.76	11.84	20.60	13.20	11.66	14.87	13.86	13.76	21.91	13.42
Fe ₂ O ₃	1.73	2.47	6.11	2.77	3.37	2.65	0.29	0.92	4.07	2.20
FeO	11.31	14.15	4.42	12.33	8.31	10.16	10.27	7.48	2.25	11.03
MnO	0.24	0.26	0.15	0.23	0.22	0.21	0.19	0.15	0.07	0.21
MgO	11.14	9.45	4.33	6.67	10.68	5.95	9.97	8.71	2.99	7.70
CaO	11.28	8.61	8.57	9.53	11.04	9.84	10.31	9.87	7.27	9.46
Na ₂ O	1.48	1.58	4.42	1.90	1.10	2.43	2.05	2.99	5.47	2.23
K ₂ O	0.79	0.48	0.45	0.63	1.07	0.72	0.44	1.15	0.59	0.75
P ₂ O ₅	0.11	0.16	0.46	0.16	0.35	0.38	0.09	0.90	0.31	0.40
п.п.п.	0.70	0.77	1.42	0.42	0.64	0.52	0.36	0.61	1.22	0.58
U	0.344	0.335	0.48	<0.2	—	—	<0.2	—	0.56	0.27
Th	0.46	0.87	0.69	<0.55	—	—	<0.55	—	0.9	0.71
Ba	77	23	188	31	—	—	20	—	193	27.00
Sr	42	83	795	223	—	—	121	—	1027	153.00
La	1.99	4.32	12.87	4.54	—	—	1.67	—	11.79	4.43
Ce	5.68	10.9	31.22	11.9	—	—	4.52	—	23.43	11.40
Pr	0.91	1.63	5.39	1.87	—	—	0.77	—	3.51	1.75
Nd	4.47	7.99	27.02	9.33	—	—	4.00	—	16.25	8.66
Sm	1.45	2.36	7.1	2.77	—	—	1.33	—	3.90	2.57
Eu	0.68	0.93	2.09	1.03	—	—	0.53	—	1.39	0.98
Gd	2.12	3.42	6.40	3.84	—	—	2.06	—	3.26	3.63
Tb	0.38	0.64	0.96	0.70	—	—	0.38	—	0.44	0.67
Dy	2.63	4.04	5.17	4.43	—	—	2.59	—	2.10	4.24
Ho	0.59	0.87	1.15	0.96	—	—	0.57	—	0.45	0.92
Er	1.65	2.51	3.23	2.77	—	—	1.66	—	1.30	2.64
Tm	0.25	0.38	0.48	0.42	—	—	0.25	—	0.19	0.40
Yb	1.65	2.49	2.9	2.72	—	—	1.63	—	1.22	2.61
Lu	0.27	0.39	0.41	0.42	—	—	0.25	—	0.18	0.41
Zr	128	81	240	60	—	—	41	—	204	70.50
Hf	3.12	3.63	5.52	1.73	—	—	0.90	—	5.02	2.68
Ta	0.23	0.37	0.17	0.38	—	—	0.22	—	0.18	0.38
Nb	2.30	5.06	5.00	4.61	—	—	1.90	—	4.00	4.84
Y	17	26	30	28	—	—	16	—	12	27.00
Sc	56	49	16	51	—	—	55	—	21	50.00
Cr	521	204	14	208	—	—	465	—	32	206.00
Ni	150	219	43	53	—	—	151	—	23	136.00
(La/Yb) _N	0.81	1.17	3.00	1.13	—	—	0.69	—	6.52	1.15
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	21.84	11.50	22.64	10.73	14.76	11.44	22.35	19.94	54.78	13.40
CaO/TiO ₂	17.90	8.36	9.42	7.75	13.97	7.57	16.63	14.30	18.18	7.41
CaO/Al ₂ O ₃	0.82	0.73	0.42	0.72	0.95	0.66	0.74	0.72	0.33	0.71
Mg/(Mg + Fe)	0.61	0.51	0.44	0.44	0.63	0.46	0.63	0.65	0.47	0.52

Примечание. 1. 5. 7 – коматиитовые метабазаальты; 2. 4. 6. 8 – толеитовые метабазаальты; 3. 9 – известково-щелочные метабазаальты. 10 – средний состав толеитовых метабазаальтов.

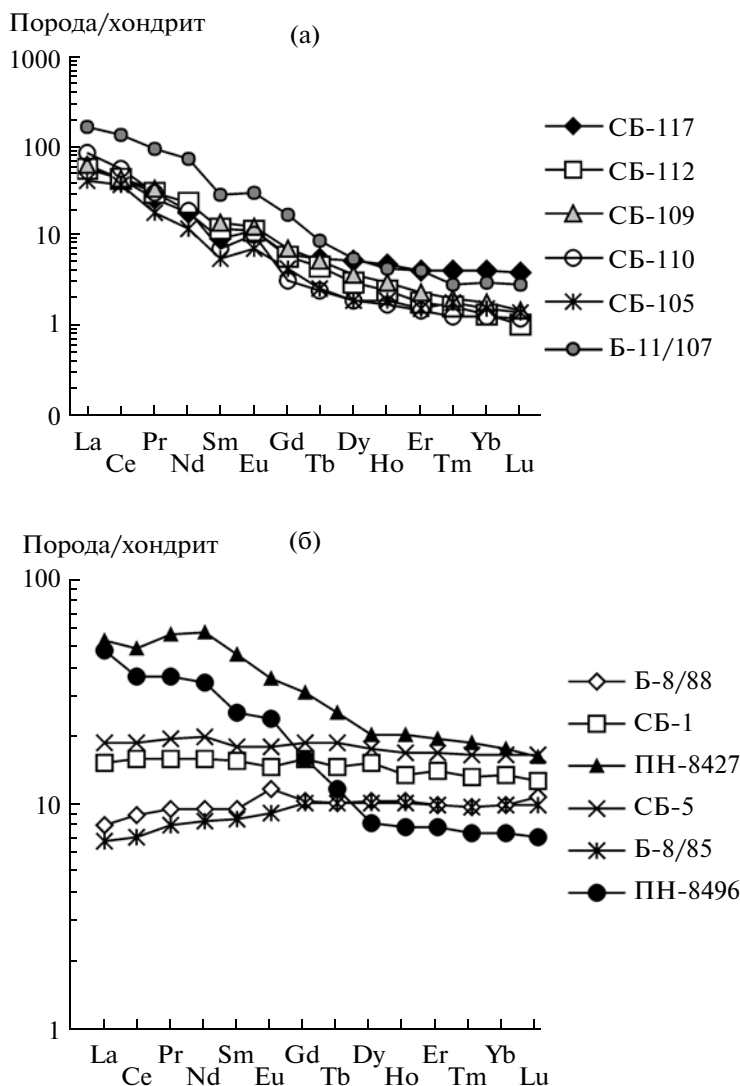


Рис. 6. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту С-I [16] в метавулканитах батомгского комплекса. (а) – метагаббры (Б-11/107, СБ-117, СБ-112, СБ-109) и метарйолиты (СБ-110, СБ-105) известково-щелочной серии. (б) – метабазальты известково-щелочной серии (8427, 8496), толеитовые метабазальты (СБ-5, СБ-1), коматиитовые метабазальты (Б-8/88, Б-8/85).

Приведенные материалы свидетельствуют, что коматиит-толеитовая серия исходных вулканитов 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 ранне-докембрийских метаморфических комплексов, сформировавшихся в результате деятельности мантийных плюмов. Петрологическая модель образования исходных вулканитов подобных комплексов представлена в работах [1, 23]. 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-дацитовая ассоциации путем частичного плавления первичной базальтовой коры за счет тепла поднимающегося мантийного плюма и отделяющихся от него магм.

УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД БАТОМГСКОГО КОМПЛЕКСА

P-T параметры метаморфизма пород батомгского комплекса исследовались на основе данных по составу минеральных парагенезисов гранатовых амфиболитов. Для этой цели было отобрано три образца из разреза батомгского комплекса: СБ-141; СБ-72 и Б-3/75 и изучены особенности

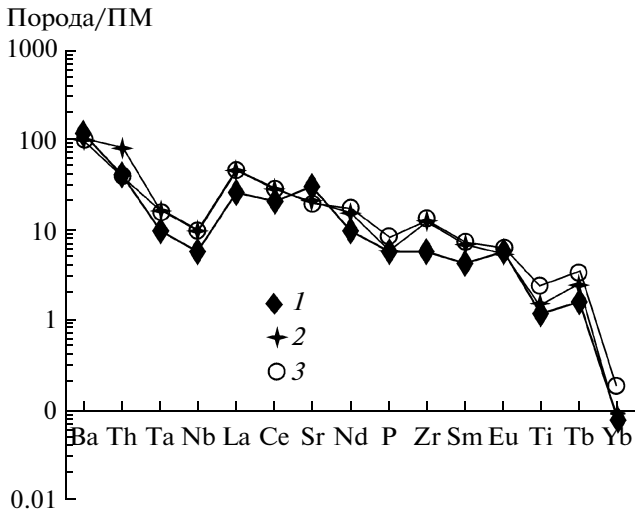


Рис. 7. Мультиэлементная диаграмма для биотитовых плагиогнейсов батомгского комплекса – 1 (ан. 9, табл. 1); 2 – состав архейских серых гнейсов фундамента платформ [20]; 3 – архейские эндрбиты фундамента Сибирского кратона [19]. Нормировано по примитивной мантии (ПМ).

химического состава слагающих их минералов. Состав минералов определялся на рентгеновском микроанализаторе JXA-8100 в лаборатории рентгеновских методов аналитического центра ДВГИ ДВО РАН (аналитик – Н.И. Якимова). Расчет P - T параметров метаморфизма производился с использованием гранат-амфибол-плагиоклазового термобарометра [24] и привлечением материалов компьютерного моделирования физико-химических условий минералообразования на программном комплексе “Селектор” [25].

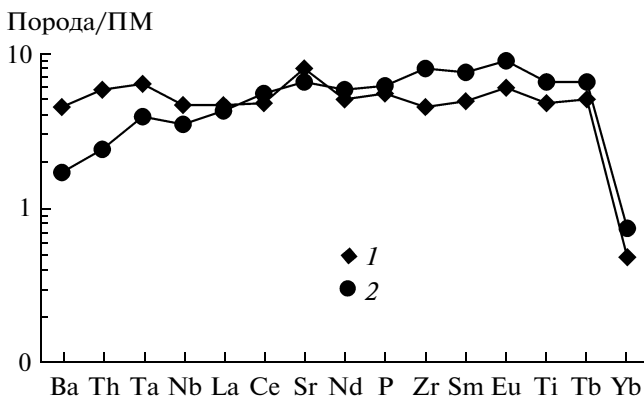


Рис. 8. Мультиэлементная диаграмма для толеитовых метабазальтов батомгского комплекса – 1 (ан. 10, табл. 2), 2 – толеитовые базальты MORB. Нормировано по примитивной мантии (ПМ).

Образец СБ-72 – амфибол-плагиоклаз-гранатовый афиболит.

Структура породы – гранонематобластовая, текстура – массивная. Основным породообразующим минералом является амфибол. В подчиненных количествах присутствуют плагиоклаз, $K\text{ПШ}$, гранат и клиноцоизит. Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном и апатитом.

Амфибол слагает в породе крупные кристаллы в основной массе и мелкие включения в гранате. Состав амфибола из включений и из основной массы отвечает магниальной роговой обманке (табл. 3) по классификации [26]. Роговая обманка из включений в гранате, в сравнении с роговой обманкой основной массы, содержит большие количества кремния и магния и меньшие – алюминия и железа, при сопоставимых количествах кальция. Профили содержания алюминия, кремния, магния, железа и кальция, прописанные через различные срезы крупных кристаллов роговой обманки из основной массы, указывают на отсутствие зональности в этом минерале. В тоже время в отдельных участках анализируемого амфибола отмечаются небольшие вариации концентраций магния и алюминия, подчеркиваемые текстурными особенностями минерала. Это относится как к амфиболам, включенным в гранат, так и амфиболам из основной массы породы. Предположительно, вариации химического состава амфибола связаны с эффектом неодинаковой проницаемости электронного луча анализатора вглубь исследуемого кристалла, в зависимости от его кристаллографической ориентировки. Незаконмерные колебания химизма амфиболов наблюдаются и в других исследованных образцах

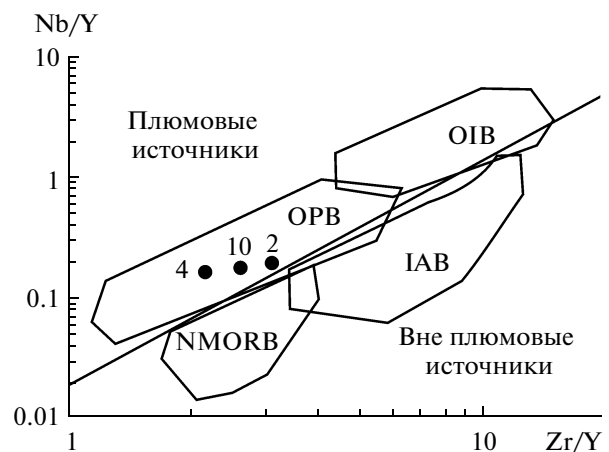


Рис. 9. Диаграмма Nb/Y–Zr/Y [21] для толеитовых метабазальтов батомгского комплекса.

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.

Таблица 3. Состав амфиболов метаморфических пород Батомского комплекса (мас. %)

Компонент	СБ-72							СБ-141							Б-3/75						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
SiO ₂	47.94	48.37	43.62	44.49	46.36	44.63	46.00	45.51	45.89	44.24	43.36	45.69	44.62	41.66	42.63	41.41	42.58	42.72	42.68	41.67	
TiO ₂	0.52	0.36	0.75	0.62	0.42	0.58	0.68	0.55	0.72	0.96	1.03	1.04	0.93	1.71	1.78	1.53	1.16	1.39	0.83	0.66	
Al ₂ O ₃	9.86	9.5	15.43	13.97	12.27	13.4	12.6	12.66	9.86	11.76	11.4	12.15	12.21	13.13	12.88	13.92	14.52	13.46	15.22	15.22	
MgO	12.77	13.05	10.02	10.44	12.18	10.82	11.87	11.96	10.6	9.6	9.35	9.74	9.25	6.94	6.85	6.78	6.4	7.12	6.64	6.68	
FeO	13.55	13.42	15.09	14.49	14.31	14.46	13.56	13.92	16.04	16.52	17.58	16.21	17.5	19.86	19.75	19.6	19.26	20.29	19.44	19.76	
MnO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.38	0.35	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	
CaO	11.48	11.49	11.18	11.29	11.67	11.45	11.49	11.43	12.03	11.48	11.42	11.46	11.77	11.03	11.29	11.54	11.48	11.33	11.49	11.47	
Na ₂ O	1.21	1.31	1.96	1.71	1.56	1.72	1.52	1.7	1.06	1.85	1.43	1.64	1.34	1.22	1.29	1.15	1.23	1.27	1.41	1.4	
K ₂ O	н.о.	0.21	0.41	0.49	0.39	0.45	0.4	0.41	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.2	1.11	1.18	0.75	0.94	0.84	0.92	
Total	97.33	97.71	98.46	97.5	99.54	97.86	98.12	98.14	96.2	96.41	95.57	97.93	97.62	96.75	97.58	97.11	97.38	98.52	98.55	97.78	

Формульные количества элементов, рассчитанные на 23 (O)

Si	6.941	6.984	6.341	6.518	6.628	6.524	6.648	6.591	6.854	6.634	6.572	6.702	6.611	6.369	6.463	6.314	6.428	6.397	6.364	6.282
Ti	0.057	0.039	0.082	0.068	0.045	0.064	0.074	0.060	0.081	0.108	0.117	0.115	0.104	0.197	0.203	0.175	0.132	0.157	0.093	0.075
Al ^{IV}	1.059	1.016	1.659	1.482	1.372	1.476	1.352	1.409	1.146	1.366	1.428	1.298	1.389	1.631	1.537	1.686	1.572	1.603	1.636	1.718
Al ^{VI}	0.623	0.600	0.985	0.930	0.695	0.832	0.794	0.752	0.590	0.712	0.609	0.803	0.743	0.735	0.764	0.816	1.011	0.773	1.038	0.986
Al ^{VI}	1.682	1.617	2.644	2.412	2.067	2.309	2.146	2.161	1.736	2.078	2.037	2.1	2.132	2.366	2.301	2.502	2.583	2.376	2.675	2.704
Mg	2.756	2.809	2.171	2.28	2.596	2.358	2.557	2.582	2.36	2.146	2.113	2.13	2.043	1.582	1.548	1.541	1.44	1.59	1.476	1.501
Fe ²⁺	1.372	1.38	1.58	1.588	1.387	1.54	1.414	1.408	1.837	1.937	1.91	1.863	1.966	2.353	2.436	2.386	2.38	2.33	2.314	2.305
Fe ³⁺	0.268	0.24	0.254	0.188	0.323	0.228	0.224	0.278	0.167	0.134	0.318	0.126	0.202	0.186	0.068	0.114	0.051	0.212	0.111	0.186
Mn	—	—	—	—	0.046	0.043	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca	1.781	1.777	1.741	1.772	1.787	1.793	1.779	1.774	1.925	1.844	1.855	1.801	1.868	1.807	1.834	1.885	1.857	1.818	1.836	1.853
Na	0.34	0.367	0.552	0.486	0.432	0.487	0.426	0.477	0.307	0.538	0.42	0.466	0.385	0.362	0.379	0.34	0.36	0.369	0.408	0.409
K	—	0.039	0.076	0.092	0.071	0.084	0.074	0.076	—	—	—	—	—	0.234	0.215	0.23	0.144	0.18	0.16	0.177

Примечание. Здесь, а также в табл. 4, 5 состав минералов определен на рентгеновском микроанализаторе JXA-8100 в лаборатории рентгеновских методов аналитического центра ДВГИ ДВО РАН (аналитик Н.И. Якимов). Формульные количества элементов и трехвалентное железо рассчитаны по (Leake В.Е. et al., 1997), н.о. — содержание компонента ниже чувствительности прибора. Анализы: 1, 2 — амфибол из включений в гранате, 3–20 — амфиболы основной массы породы.

Таблица 4. Состав гранатов метаморфических пород Батомгского комплекса

Компонент	СБ-72				СБ-141						Б-3/75			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	<i>grt</i> (с)	<i>grt</i> (г)	<i>grt</i> (с)	<i>grt</i> (г)	<i>grt</i> (с)	<i>grt</i> (г)	<i>grt</i> (с)	<i>grt</i> (г)	<i>grt</i> (с)	<i>grt</i> (г)	<i>grt</i> (с)	<i>grt</i> (г)	<i>grt</i> (с)	<i>grt</i> (г)
SiO ₂	38.6	38.63	38.77	38.38	38.23	38.34	38.27	38.6	37.72	37.94	37.89	37.78	38.25	37.45
TiO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Al ₂ O ₃	21.93	21.65	22.3	21.84	21.45	21.49	21.45	21.1	20.92	20.76	21.47	21.4	20.84	21.24
FeO	25.2	24.5	23.91	25.11	25.54	24.22	25.38	24.75	25.93	25.31	28.75	28.62	29.51	29.04
MnO	2.61	2.74	1.83	3.27	1.44	1.67	1.49	1.66	1.67	1.91	1.67	1.68	1.41	1.61
MgO	3.95	3.43	4.40	3.43	4.20	2.84	4.02	2.66	3.16	2.78	2.72	2.46	2.73	2.46
CaO	8.96	9.3	9.25	9.11	9.50	11.35	9.4	11.27	10.61	10.36	8.03	7.74	7.95	7.78
Na ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Total	101.25	100.25	100.46	101.14	100.36	99.91	100.01	100.04	100.01	99.06	100.53	99.68	100.69	99.58

Формульные количества элементов, рассчитанные на 12 (O)

Si	2.992	3.021	3.002	2.988	2.983	3.012	2.999	3.034	2.971	3.022	2.992	3.008	3.022	2.992
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al	2.003	1.996	2.035	2.004	1.973	1.99	1.981	1.955	1.942	1.949	1.998	2.008	1.94	2.00
Fe ²⁺	1.62	1.603	1.548	1.614	1.605	1.591	1.641	1.627	1.593	1.679	1.881	1.906	1.933	1.924
Fe ³⁺	0.014	0.0	0.0	0.021	0.062	0.0	0.022	0.0	0.115	0.007	0.018	0.0	0.017	0.016
Mn	0.171	0.182	0.12	0.216	0.095	0.111	0.099	0.111	0.111	0.129	0.112	0.113	0.094	0.109
Mg	0.456	0.4	0.508	0.398	0.489	0.333	0.47	0.312	0.371	0.33	0.32	0.292	0.321	0.293
Ca	0.744	0.779	0.767	0.76	0.794	0.955	0.789	0.949	0.896	0.884	0.679	0.66	0.673	0.666
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. *grt* – гранат, с – центр кристалла, г – край кристалла, н.о. – содержание компонента ниже чувствительности прибора.

батомгского комплекса. Для термодинамических расчетов брался наиболее устойчивый состав амфибола, фиксируемый в зоне контакта с гранатом и плагиоклазом.

Гранат в образце СБ-72 формирует хорошо ограниченные кристаллы размером до 5 мм, с включениями плагиоклаза, *КПШ*, амфибола, кварца и, реже, клиноцоизита. Состав краевой зоны граната отличается от состава его центральной зоны несколько повышенным содержанием кальция и пониженными – магния и железа (табл. 4).

Плагиоклаз, слагающий крупные кристаллы в основной массе породы, имеет однородное строение, отвечая по составу лабрадору (табл. 5), с содержанием анортитового минала около 65%. Состав плагиоклаза из мелких включений в гранате – более основной: содержит 84 % анортитового минала, что соответствует битовниту. Вероятно, битовнит является реликтовым магматогенным минералом, свидетельствующим об интрузивной природе исходной породы, которая могла быть габбро. Для расчета температуры и давления метаморфизма брался

состав плагиоклаза из контактовой зоны с гранатом, отвечающий лабрадору.

КПШ распространен в породе в подчиненных количествах, слагая небольшие поля с многочисленными пертитовыми вростками кислого плагиоклаза. Его появление, вероятно, связано с более поздними процессами гранитизации.

Температура и давление метаморфизма для образца СБ-72 определялись по составам краевых зон граната и контактирующих с ним плагиоклаза и амфибола. Гранат-амфибол-плагиоклазовый термобарометр [24] для выбранных минералов дает значения температур от 616 °С до 696 °С и давления от 7.4 до 9.5 кбар.

Этот же геотермобарометр для парагенезиса: центральная часть граната + амфибол из включений в гранате + плагиоклаз основной массы дает значения $t = 660^{\circ}\text{C}$ и $P = 8.8$ кбар, но эти величины носят оценочный характер, так как проанализированные участки минералов пространственно

Таблица 5. Состав плагиоклазов метаморфических пород Батомгского комплекса

Ком- понент	СБ-72						СБ-141				Б-3/75			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i> (с)	<i>Pl</i> (г)	<i>Pl</i> (с)	<i>Pl</i> (г)	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>
SiO ₂	47.42	46.89	46.82	51.58	52.02	51.94	57.04	55.95	57.42	56.00	58.85	59.61	58.58	59.10
Al ₂ O ₃	34.49	33.88	33.77	31.81	31.79	31.77	27.48	28.38	27.58	27.91	25.54	26.45	26.00	26.77
FeO	0.72	0.62	0.81	0.35	0.55	—	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.35	н.о.	н.о.	н.о.
CaO	16.71	17.08	16.8	13.63	13.65	13.59	9.27	9.96	9.31	9.82	7.53	7.32	7.48	7.53
Na ₂ O	2.24	1.79	1.62	4.03	3.86	4.16	6.29	5.86	6.31	5.73	7.23	7.31	7.01	7.13
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Total	101.57	100.26	99.83	101.4	101.86	101.45	100.08	100.15	100.62	99.46	99.50	100.69	99.07	100.53
<i>Ab</i>	19.52	15.94	14.86	34.86	33.85	35.65	55.11	51.57	55.09	51.36	63.47	64.38	62.91	63.15
<i>An</i>	80.48	84.06	85.14	65.14	66.15	64.35	44.89	48.43	44.91	48.64	36.53	35.62	37.09	36.85

Примечание. *Pl* – плагиоклаз, с-центр кристалла, г – край кристалла, н.о. – содержание компонента ниже чувствительности прибора. Анализы: 1–3 – плагиоклаз из включений в гранате; 4–14 – плагиоклаз основной массы породы.

разобщены и могли формироваться на различных этапах метаморфогенного минералообразования.

Образец СБ-141 – амфибол-плагиоклаз-гранатовый амфиболит.

Грубосланцеватая текстура пород и минеральный состав позволяет предполагать ее происхождение за счет интрузивного габбро. Ассоциация метаморфогенных минералов аналогична таковой для образца СБ-72. Отличие заключается в больших количествах в образце СБ-141 зерен плагиоклаза, кварца и клиноцоизита.

Амфибол – преобладающий в породе минерал – слагает крупные кристаллы в основной массе, наряду с плагиоклазом и гранатом. Состав амфибола (табл. 3) отвечает магнезиальной роговой обманке и характеризуется таким же незакономерным “пятнистым” изменением химизма, как амфибол в образце СБ-72.

Гранат разбит на сектора множеством микро-трещин. Он характеризуется зональностью и обилием минеральных включений и обособлений, представленных кварцем (преобладает), клиноцоизитом, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, ильменитом и сфеном. Часть обособлений приурочена к микро-трещинам и сформировалась после кристаллизации граната, за счет проникновения внутрь кристалла минералообразующих растворов. В отличие от образца СБ-72, в гранатах образца СБ-141 не обнаружены включения амфибола, но присутствуют включения клиноцоизита. Центральная часть зерна граната содержит большее количество железа и магния и меньше кальция и марганца, чем его краевая зона (табл. 4), что указывает на регрессивную направленность метаморфизма, приведшую к формированию зональности минерала.

Исследована зональность одного из крупных зерен плагиоклаза. Установлено, что центральная часть кристалла плагиоклаза (андезин) содержит немного меньше кальция и больше натрия, чем краевая (табл.5). Подобная зональность свидетельствует о том, что ядро зерна плагиоклаза имеет реликтовое магматическое происхождение и сформировалось при больших давлениях кристаллизации интрузива габбро, чем последующий метаморфизм с образованием внешней каймы плагиоклаза, граната и амфибола. Установленный характер зональности подтверждается приведенными ниже расчетами *P-T* условий метаморфизма и моделированием их на программном комплексе “Селектор”.

Плагиоклаз из обособлений в гранате – более кислый, альбит-олигоклазового состава. Его формирование, по-видимому, связано с внедрением остаточных минералообразующих флюидов по микро-трещинам, после кристаллизации граната. Первичных включений плагиоклаза в гранате не установлено.

Термобарометрия ассоциации минералов, представленной краевой зоной плагиоклаза, краевой зоной граната и амфиболом из контактовой зоны с гранатом, дает следующие значения температуры и давления метаморфизма по амфибол-плагиоклаз-гранатовому термобарометру: $t = 618–680^{\circ}\text{C}$; $P = 8–9.4$ кбар. Моделирование условий метаморфизма образца СБ-141 при $T = 650^{\circ}\text{C}$ и $P = 8$ кбар на программном комплексе “Селектор” [25] дает близкую к наблюдаемой в образце ассоциацию минералов (гранат, амфибол, плагиоклаз, кварц и ильменит), с сопоставимыми минеральными составами моделируемых и реальных минералов.

Таблица 6. Температура и давление при метаморфизме пород батомгского комплекса

Параметры	СБ-72	СБ-141	Б-3/75
$T^{\circ}\text{C}$	616–696	618–680	660–712
P кбар	7.4–9.5	8.0–9.4	7.9–9.1

Образец Б-3/75 – диафторированный плагиоклаз-амфибол-гранатовый амфиболит. Исследование этого образца позволило оценить влияние процессов диафтореза, приуроченных к зонам тектонических дислокаций, на состав первичных метаморфогенных минералов.

Образец Б-3/75 отличается от образцов СБ-72 и СБ-141 большей лейкократовостью. Основным породообразующим минералом является альбитизированный плагиоклаз. Второй по распространенности минерал – кварц, далее следуют амфибол и гранат. Вторичные минералы, отражающие процесс диафтореза, представлены альбитом, эпидотом и хлоритом, выполняющими многочисленные микротрещины и обособления.

Плагиоклаз образует крупные лейсты и сдвойникованные таблитчатые кристаллы, неравномерно альбитизированные. Его состав варьирует от олигоклаза до альбита и только отдельные обособления плагиоклаза, со всех сторон окруженные кварцем, имеют более основной, андезитовый, состав (табл. 5). Этот состав плагиоклаза использовался при расчете температуры и давления метаморфизма, как наименее измененный.

Амфибол образует как крупные (размером до 0.5 см), так и мелкие зерна, состав которых колеблется в узких пределах, отвечая феррочермакиту по классификации [26]. Диафторические преобразования в амфиболе проявлены зонами хлоритизации минерала вдоль микротрещин, но большая часть кристаллов амфибола имеет неизменный облик (табл. 5).

Гранат, уступающий по размерам зерен амфиболу, содержит редкие включения кварца и ильменита. Зональность в гранате проявлена незначительным (в пределах точности микронзондового анализа) уменьшением от центра к краю концентраций магния и увеличением – кальция, и фиксируется лишь благодаря устойчивой повторяемости охарактеризованной закономерности в нескольких кристаллах (табл. 4). Наблюдаемое изменение химизма граната не влияет на данные расчета температуры и давления метаморфизма из-за незначительных вариаций. Гранат, как и амфибол, разбит множеством микротрещин, выполненных хлоритом.

Таким образом, наложенные диафторические процессы в образце Б-3/75 затронули только плагиоклаз и не изменили составы амфибола и граната.

Для расчета P - T условий метаморфизма были взяты составы граната из краевой зоны кристалла, реликтового плагиоклаза из «бронированных» кварцем участков и амфибола из контактовой зоны с гранатом. Расчет условий метаморфизма по гранат-амфибол-плагиоклазовому термобарометру дает значения: $T = 660\text{--}712^{\circ}\text{C}$; $P = 7.9\text{--}9.1$ кбар.

Итоговые значения температуры и давления метаморфизма пород батомгского комплекса приведены в таблице 6, из которой следует, что кульминационные условия метаморфизма по температуре соответствовали граничной области амфиболитовой и гранулитовой фаций при повышенных давлениях, за которыми последовал регрессивный этап метаморфизма.

Эти значения температур и давлений метаморфизма хорошо согласуются с полученными ранее [3] параметрами метаморфизма батомгского комплекса, рассчитанными по биотит-гранат-плагиоклаз-кварцевой минеральной ассоциации метатерригенных пород, и, как уже подчеркивалось, коррелируются с результатами модельных расчетов P - T условий метаморфизма, выполненных на программном комплексе «Селектор».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований установлено следующее. 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 метабазалты (амфиболиты), метаандезиты (биотит-амфиболовые плагиогнейсы), метадациты и метариолиты (биотитовые гнейсы). На мультиэлементной диаграмме средний 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 [22] 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 свидетель-

ствуется о плюмовом источнике исходных для них расплавов [21]. Кульминационные условия метаморфизма пород комплекса по температуре соответствовали граничной области амфиболитовой и гранулитовой фаций повышенных давлений.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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.
2. Мишкин М.А., Вовна Г.М. Происхождение глубинных метаморфических комплексов раннепротерозойского складчатого обрамления востока Алданского щита. // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 2. С. 36–52.
3. Федькин В.В., Кицул В.И., Берёзкин В.И. Состав минералов и Р-Т условия образования биотит-гранатовых гнейсов Батомгского блока // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 208–224.
4. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. I. Геологическое описание. Ред. Л.И. Красный. М.: Недра, 1966. 736 с.
5. Метаморфические пояса СССР. Ред. В.А. Глебовицкий. Л.: Наука, 1971. 296 с.
6. Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии: Автореф. дисс. д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск: ИТИГ, 1995. 88 с.
7. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск: ХГГП, 1994. 123 с.
8. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Автореф. дисс. д-ра геол.-минер. наук. СПб.: ИГГД, 2003. 78 с.
9. 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 // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 4. № 3. С. 45–49.
10. Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krymsky R.S. The origin of the 1.73–1.70 Ga anorogenic Uralic volcanic-plutonic complex, Siberian platform, Russia, inferences from geochronological and Nd–Sr–Pb isotopic date // An. Acad. Bras. G. 2001. V. 69. № 3. P. 296–313.
11. Конди К., Аллен П. Происхождение Архейских чарнокитов южной Индии / Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 224–249.
12. Sun S.S., Nesbitt R.W. Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements // Contrib. Mineral. Petrol. 1978. V. 65. № 3. P. 301–325.
13. Dennen W.H., Moore B.R. Chemical definition of nature detrital sedimentary rock // Nat. Phys. Sci. 1971. V. 234. P. 127–128.
14. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997. 248 с.
15. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Div. Mines. Misc. Pap. 66. 1976.
16. Evensen N.M., Hamilton P.I., O’Nions R.K. Rare earth elements abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. № 8. P. 1199–1212.
17. Rapp R.P., Watson E.B., Miller G.F. Partial melting of amphibolite / Eclogite and the origin of Archean trondjemites and tonalites // Precambrian Res. 1991. V. 51. P. 1–25.
18. Вольф М.Б., Уайли П.Дж. Некоторые результаты экспериментального исследования дегидратационного плавления амфиболита при 10 кбар // Геология и геофизика. 1993. № 12. С. 100–115.
19. 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.
20. Martin H. The Archaean grey gneisses and the genesis of continental crust / Archaean Crustal Evolution. Amsterdam: Elsevier. 1994. P. 205–259.
21. Condie K.C. High field strength element ratios in Archaean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
22. Рябчиков И.Д., Богатилов О.А. Физико-химические условия генерации и дифференциации карельских коматиитов // Геохимия. 1984. № 5. С. 625–638.
23. 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.
24. Dale J., Holland T. and Powell R. Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende // Contrib. Miner. Petrol. 2000. V. 140. P. 353–362.
25. Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А. Основы физико-химического моделирования минеральных систем. М.: Наука, 2009. 229 с.
26. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association // Mineral. Mag. 1997. V. 61. № 3. P. 295–321.